



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΑΙΚΑΤΕΡΙΝΗ ΔΡΑΧΑΛΙΒΑ

Πτυχιούχος Φυσικός

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2018



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: **ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΚΑΡΑΚΩΣΤΑΣ**

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ: **ΘΕΟΔΩΡΟΣ ΚΑΡΑΚΩΣΤΑΣ, Καθηγητής Α.Π.Θ.,**

ΠΡΟΔΡΟΜΟΣ ΖΑΝΗΣ, Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ

ΙΩΑΝΝΗΣ ΠΥΘΑΡΟΥΛΗΣ, Επίκουρος Καθηγητής Α.Π.Θ.

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ, 2018



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All right reserved.

ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΧΑΛΑΖΟΚΑΤΑΙΓΙΔΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ

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.



ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

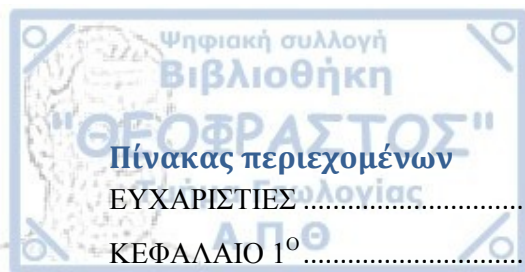
Με την ολοκλήρωση της μεταπτυχιακής μου διατριβής, νιώθω την ανάγκη να ευχαριστήσω κάποιους ανθρώπους για την στήριξη, την βοήθεια και την έμπνευση που μου παρείχαν σε όλη την διάρκεια της φοίτησης μου.

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή μου, κ. Θεόδωρο Καρακώστα για την αμέριστη συμπαράσταση και εκτίμηση που μου έδειξε ως μεταπτυχιακή φοιτήτρια. Αποτέλεσε πηγή έμπνευσης για την εκπόνηση της διατριβής και η καθοδήγηση που μου παρείχε ήταν καθοριστική για την ολοκλήρωση των σπουδών μου.

Επίσης, ευχαριστώ θερμά τους καθηγητές κ. Πρόδρομο Ζάνη και κ. Ιωάννη Πυθαρούλη, μέλη της τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, για τις γνώσεις που μου μετέδωσαν, τις πολύτιμες υποδείξεις και το ενδιαφέρον τους.

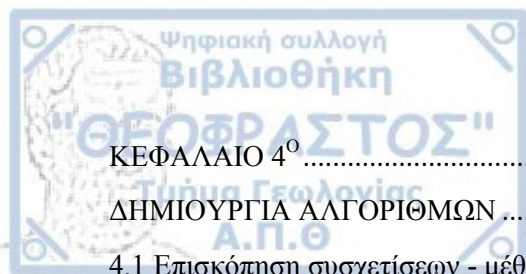
Παράλληλα, θέλω να ευχαριστήσω όλους τους καθηγητές του τομέα της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας οι οποίοι πάντα με προθυμία με συμβούλευσαν και ενίσχυσαν το επιστημονικό μου επίπεδο και τις γνώσεις μου.

Τέλος, ένα τεράστιο ευχαριστώ στην οικογένεια μου και ιδιαίτερα στους γονείς μου Νίκο και Κωνσταντίνα, που με υπομονή και κουράγιο πρόσφεραν την απαραίτητη ηθική στήριξη για την ολοκλήρωση των στόχων μου.

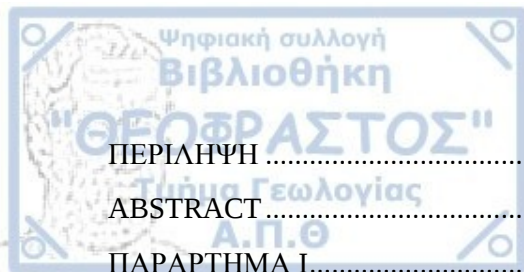


Πίνακας περιεχομένων

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	4
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 ^ο	8
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	8
1.1 Θεωρητική εξέταση καταιγίδων	8
1.1.1 Αστάθεια	9
1.1.2 Μηχανισμοί ανύψωσης	10
1.1 Χαρακτηριστικά χαλαζοκαταιγίδων και τρόπος δημιουργίας τους	10
1.2 Τροποποίηση του Καιρού	13
1.2.1 Το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας	14
1.3 Αντικειμενικός Σκοπός της Μελέτης	16
1.4 Βιβλιογραφική ενημέρωση	17
1.5 Δομή εργασίας	19
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 ^ο	21
ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΕΛΕΤΗΣ	21
2.1 Περιοχή μελέτης	21
2.2 Περίοδος μελέτης	21
2.3 Δεδομένα	22
2.3.1 Ραδιοβολίσσεις	22
2.3.2 Το Ραντάρ καιρού και το σύστημα TITAN	23
2.3.2.1 Λειτουργία λογισμικού TITAN	26
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 ^ο	29
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	29
3.1 Ορισμός δεικτών αστάθειας και μετεωρολογικών παραμέτρων	29
3.1.1 Δείκτες αστάθειας	29
3.1.2 Παράμετροι υγρασίας	35
3.1.3 Μετεωρολογικές παράμετροι	36
3.2 Μέθοδοι επεξεργασίας - Μοντέλα παλινδρόμησης	42
3.2.1 Γραμμική παλινδρόμηση	42
3.2.2 Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση	44
3.2.3 Μη γραμμική παλινδρόμηση	45
3.2.4 Συσχετίσεις	46
3.2.4.1 Απλή γραμμική συσχέτιση	47
3.2.5 Έλεγχος καλής προσαρμογής	49



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 ^ο	51
ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ	51
4.1 Επισκόπηση συσχετίσεων - μέθοδοι επεξεργασίας.....	51
4.2 Επιλογή εξαρτημένων και ανεξάρτητων μεταβλητών	56
4.2.1 Επιλογή στατιστικής μεθόδου ανάλυσης	56
4.2.2 Εξαρτημένη μεταβλητή: Μέγιστη ανακλαστικότητα.....	56
4.2.3 Εξαρτημένη μεταβλητή: Δείκτης KD.....	59
4.2.4 Επιλογή ανεξάρτητων μεταβλητών	61
4.3 Δημιουργία στατιστικών μοντέλων.....	65
4.3.1 Δημιουργία μη γραμμικού μοντέλου μέγιστης ανακλαστικότητας.....	65
4.3.2 Δημιουργία μη γραμμικού μοντέλου με το δείκτη KD	75
4.3.3 Δημιουργία γραμμικού μοντέλου με το δείκτη KD	83
4.4 Κατάταξη της έντασης των χαλαζοκαταιγίδων με χρήση του μη γραμμικού μοντέλου του δείκτη KD	86
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 ^ο	92
ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ.....	92
5.1 Συνοπτική κατάταξη.....	92
5.2 Κατάταξη ημερών χαλαζοπτώσεων ανά συνοπτική κατάσταση	96
5.3 Εφαρμογή μη γραμμικού μοντέλου του δείκτη KD για τις συνοπτικές καταστάσεις.....	101
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6 ^ο	109
ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΣΤΗ ΛΑΡΙΣΑ ΚΑΙ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ	109
6.1 Μελέτη των ραδιοβολίσεων - Εισαγωγή.....	109
6.2 Ανάλυση ανά συνοπτική κατάσταση	111
6.2.1 Ανοιχτός κυματισμός (L-1)	111
6.2.2. Κλειστό χαμηλό (L-2)	114
6.2.3. Αποκομμένο χαμηλό (L-3).....	118
6.2.4 Βορειοδυτική κυκλοφορία (NW)	121
6.2.5 Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW).....	125
6.3 Ανάλυση με βάση την κυκλοφορία στα 700hPa	128
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7 ^ο	135
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	135
7.1 Γενικά συμπεράσματα.....	135
7.2 Ειδικά συμπεράσματα	138
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	140



ΠΕΡΙΛΗΨΗ	148
ABSTRACT	150
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι.....	152

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Θεωρητική εξέταση καταιγίδων

Οι καταιγίδες αποτελούν ένα βίαιο ατμοσφαιρικό φαινόμενο και χαρακτηρίζονται από ηλεκτρικές εκκενώσεις, ισχυρούς ανέμους και έντονες βροχοπτώσεις ή χαλάζι (Huschke, 1959). Τα νέφη που παρουσιάζονται κατά την εκδήλωση των καταιγίδων είναι νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και είναι τα μοναδικά που μπορούν να εξελιχθούν σε καταιγίδες. Τα νέφη αυτά εμφανίζονται κάτω από συνθήκες έντονων ανοδικών κινήσεων που προέρχονται από δυναμικά, θερμοδυναμικά, θερμικά, ή ακόμη και ορογραφικά αίτια.

Ανάλογα με το αποτέλεσμα της στην φύση, μια καταιγίδα χαρακτηρίζεται ως πλημμυρώδης, ανεμοθύελλα, χιονοθύελλα, αμμοθύελλα και χαλαζοκαταιγίδα (Huschke, 1959). Ακόμη, οι καταιγίδες χαρακτηρίζονται ως αέριας μάζας, ορογραφικές ή μετωπικές, ανάλογα με τον μηχανισμό δημιουργίας τους (Φλόκας, 1994; Σαχσαμάνογλου και Μακρογιάννης, 1998).

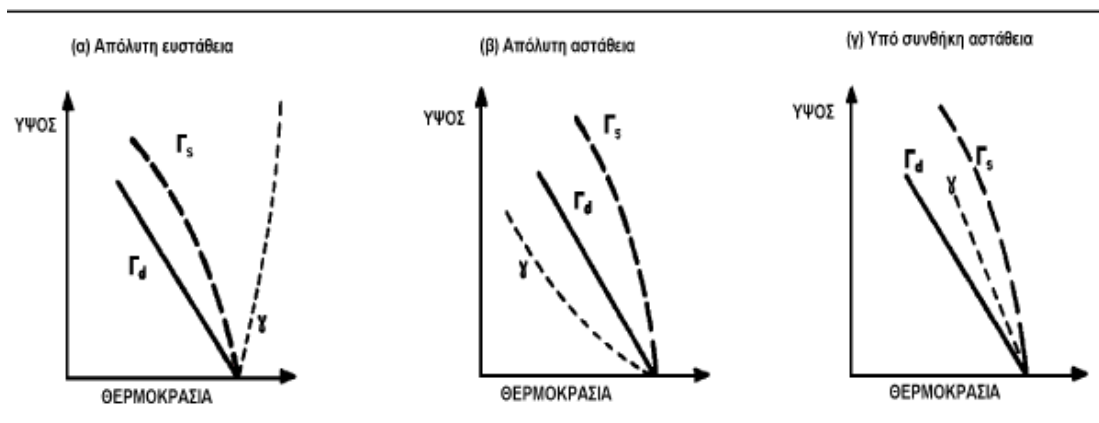
Τα στάδια ζωής μίας καταιγίδας είναι τρία και διακρίνονται στο στάδιο ανάπτυξης όπου υπάρχει μόνο το ανοδικό ρεύμα, στο στάδιο της ωρίμανσης όπου εμφανίζεται το ανοδικό και το καθοδικό ρεύμα και στο στάδιο της διάλυσης με την παρουσία του καθοδικού ρεύματος (Browning, 1977; Φλόκας, 1994; Schiesser and Waldvogel, 2000).

Για την ανάπτυξη και εξέλιξη των καταιγίδων πρέπει να υπάρχει αυξημένη υγρασία στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας. Η αστάθεια υπό συνθήκη είναι βασική προϋπόθεση στα υψηλά επίπεδα όπως επίσης και η ύπαρξη μηχανισμού ανύψωσης της αέριας μάζας (θερμικό, δυναμικό ή μηχανικό αίτιο). Πέρα αυτών, είναι απαραίτητη η παρουσία ενός μηχανισμού για να ξεκινήσει η ανωμεταφορά (convection) για την ανάπτυξη των καταιγίδων (Browning, 1977; Doswell, 1987; Huntrieser et al., 1997).

1.1.1 Αστάθεια

Η ύπαρξη αστάθειας ή ευστάθειας στην ατμόσφαιρα εξετάζεται με τα θερμοδυναμικά διαγράμματα θερμοκρασίας-ύψους. Στο διάγραμμα αυτό σχεδιάζονται η θέση της ξηρής/ακόρεστης (Γ_d) και της υγρής/κορεσμένης (Γ_s) αδιαβατικής καμπύλης και αυτή του περιβάλλοντος (γ). Η θέση της υγρής/κορεσμένης καμπύλης βρίσκεται πάντα στα δεξιά της ξηρής/ακόρεστης, καθώς ο ρυθμός ψύξης είναι μικρότερος.

Απόλυτη ευστάθεια υπάρχει όταν η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος γ βρίσκεται δεξιά της υγρής θερμοβαθμίδας Γ_s , ενώ όταν βρίσκεται στα αριστερά έχουμε απόλυτη αστάθεια. Στην περίπτωση που βρεθεί ενδιάμεσα της ξηρής και της υγρής καμπύλης, τότε έχουμε υπό συνθήκη αστάθεια. Οι όροι απόλυτη αστάθεια ή ευστάθεια δηλώνουν πως η ποσότητα των υδρατμών που περιέχει η αέρια μάζα δεν καθορίζουν την κατάσταση ισορροπίας της ατμόσφαιρας. Αυτήν είναι και η διαφορά μεταξύ της απόλυτης με την υπό συνθήκη αστάθεια, καθώς στη δεύτερη η κατάσταση ισορροπίας εξαρτάται από την υγρασία. Έτσι, όταν υπάρχει κορεσμός στην αέρια μάζα έχουμε αστάθεια, ενώ όταν η αέρια μάζα είναι κορεσμένη σε υδρατμούς έχουμε ευστάθεια.



Σχήμα 1.1: Απεικόνιση απόλυτης ευστάθειας (α), απόλυτης αστάθειας (β) και υπό συνθήκη αστάθειας (γ). (Πηγή: http://o.quizlet.com/i/6yQli1uSoCJ5ZtororNusw_m.jpg)

Η ανοδική μεταφορά αποτελεί μηχανισμό διάδοσης της θερμότητας και οφείλεται σε μηχανικές ή ανοδικές, λόγω θέρμανσης, δυνάμεις. Οι δυνάμεις άνωσης προκύπτουν από τη θέρμανση του εδάφους, ή λόγω ψύξης ανώτερων στρωμάτων στην ατμόσφαιρα. Η ανοδική μεταφορά διακρίνεται σε ελεύθερη ανοδική μεταφορά και σε εξαναγκασμένη.

1.1.2 Μηχανισμοί ανύψωσης

Για τη δημιουργία μιας καταιγίδας πρέπει να υπάρχει κάποιος ανυψωτικός μηχανισμός για την έναρξη των κατακόρυφων κινήσεων. Οι μηχανισμοί αυτοί μπορεί να είναι:

Ανοδική μεταφορά, που οφείλεται στην ανομοιόμορφη θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους. Όταν η αέρια μάζα γίνει θερμότερη από το περιβάλλον, αρχίζει να ανέρχεται, καθώς είναι αραιότερος από το παρακείμενο στρώμα αέρα. Στην περίπτωση αυτή το αίτιο είναι θερμικό.

Μετωπική ανύψωση, όταν μια ψυχρή αέρια μάζα εξαναγκάζει μια θερμότερη σε ανύψωση. Η ανύψωση οφείλεται σε δυναμικά αίτια.

Ορογραφική ανύψωση, όταν μια αέρια μάζα κινείται κάθετα προς ένα τοπογραφικό εμπόδιο (π.χ. οροσειρά). Κατά την ανύψωση της αέριας μάζας για να περάσει το φυσικό εμπόδιο, εκτονώνεται αδιαβατικά και ψύχεται. Το αίτιο είναι μηχανικό.

Σύγκλιση, όταν κατά τη σύγκρουση δύο αέριων μαζών, ή όταν υπάρχει συσσώρευση αέρα κοντά στο έδαφος, παρατηρείται εξαναγκασμένη άνοδος του αέρα. Επίσης, το αίτιο δημιουργίας είναι μηχανικό.

1.1 Χαρακτηριστικά χαλαζοκαταιγίδων και τρόπος δημιουργίας τους

Το χαλάζι αποτελεί ένα είδος υδρομετεώρου από πάγο, σφαιρικό ή όχι, το οποίο προέρχεται από νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης, τα CumulonihPaus (Cb) (Καρακώστας, 1999; Ruffner and Bair, 1979). Αποτελεί κατακρήμνισμα από καταιγίδα, δίχως βέβαια η εμφάνιση καταιγίδας να ταυτίζεται πάντοτε με τη χαλαζόπτωση. Σύμφωνα με τον Καρακώστα (1999)

οι χαλαζόκοκκοι αποτελούνται από πολυάριθμες επικαλύψεις πάγου που δημιουργούνται λόγω των ανοδικών και καθοδικών κινήσεων μέσα στο νέφος, δηλαδή της «τοροειδούς» αυτής κίνησης. Λόγω των άτακτων κινήσεων, τα σωματίδια πάγου κατά την μετακίνησή τους συγκρούονται και συνενώνονται με υδροσταγονίδια και έτσι όταν βρεθούν σε χαμηλές θερμοκρασίες (-40°C) δημιουργείται το στρώμα πάγου στον εκάστοτε παγοκρύσταλλο. Η διαδικασία αυτή εξακολουθεί να συμβαίνει δημιουργώντας περισσότερα στρώματα πάγου, έως ότου το βάρος του χαλαζόκοκκου υπερνικήσει τις ανωστικές δυνάμεις και αρχίσει η πτώση του προς το έδαφος. Αν ο χαλαζόκοκκος δεν προλάβει να λιώσει τότε έχουμε χαλαζόπτωση. Σε διαφορετική περίπτωση, είτε πέφτει ως πλαδαρό χαλάζι, είτε ως βροχή, είτε εξατμίζεται και δεν φτάνει στο έδαφος. Το φαινόμενο της χαλαζόπτωσης είναι μικρό σε διάρκεια, περίπου 3-4 λεπτά, αν και μπορεί να διαρκέσει έως και 30-40 λεπτά (Pruppacher and Klett, 1978). Η χωρική έκταση που επηρεάζει μια χαλαζοκαταιγίδα κυμαίνεται σε πλάτος μέχρι 10km και σε μήκος 100km (Schiessser and Waldvogel, 2000).

Οι χαλαζοκαταιγίδες είναι βίαια τοπικά φαινόμενα που δημιουργούνται από το συνδυασμό πολλών παραγόντων σε διάφορες κλίμακες χώρου και χρόνου. Μπορεί να υπάρξει αλληλεπίδραση ενός συνοπτικής κλίμακας φαινομένου (π.χ. ψυχρό μέτωπο) με ένα μέσης κλίμακας φαινόμενο (π.χ. ορεογραφία, αστάθεια, ζώνες σύγκλισης). Η θερμοδυναμική της ατμόσφαιρας πιθανόν ορίζεται από τα συνοπτικής κλίμακας φαινόμενα, ενώ η αστάθεια από τα μέσης κλίμακας φαινόμενα (Καρακώστας, 1998; Doswell, 1987; Huntrieser et al., 1997; Schiessser and Waldvogel, 2000). Τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης που συνδέονται με τις χαλαζοκαταιγίδες σχηματίζονται λόγω έντονης θέρμανσης των παρεδάφιων στρωμάτων ή λόγω μηχανικού αιτίου, όπου η αέρια μάζα εξαναγκάζεται να ανυψωθεί. Ο αέρας επειδή είναι θερμότερος από το περιβάλλον ανέρχεται και ψύχεται αδιαβατικά. Η συμπύκνωση των υδρατμών λόγω της ψύξης προκαλούν το σχηματισμό των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης. Η υγρασία και η αστάθεια που επικρατεί στην ατμόσφαιρα βοηθούν στην ανάπτυξη της καταιγίδας, ενώ οι χαμηλές θερμοκρασίες και τα ανοδικά ρεύματα στη χαλαζόπτωση.

Οι καταιγίδες εμφανίζονται με διαφορετικούς τύπους και χαρακτηριστικά και για την ορθή πρόγνωση μιας χαλαζοκαταιγίδας, απαιτείται η σωστή εκτίμηση του τύπου της χαλαζοκαταιγίδας και έπειτα της πιθανότητας χαλαζόπτωσης και των χαρακτηριστικών του χαλαζιού (Weisman and Klemp, 1986; Morgan and Summers, 1986).

Οι χαλαζοκαταιγίδες διακρίνονται σε μονοκύτταρες και υπερκύτταρες. Οι μονοκύτταρες (single cells) αποτελούνται από ένα νεφικό κύτταρο. Οι υπερκύτταρες (supercells) καταιγίδες

έχουν κυρίως ένα πολύ έντονο ανοδικό ρεύμα μεγάλης έκτασης και αποτελούν τις βιαιότερες καταιγίδες συνοδευόμενες από ριπαίους ανέμους, έντονες βροχοπτώσεις και χαλάζι. Μια άλλη κατηγοριοποίηση των καταιγίδων περιλαμβάνει τις καταιγίδες με ένα κύτταρο (single cell), τις πολυκύτταρες (multi cells), τις υπερκύτταρες (supercells) και τις γραμμές λαίλαπας (μονοκύτταρες ή πολυκύτταρες καταιγίδες διατεταγμένες σε μία γραμμή) (Marwitz, 1972; Browning, 1977; Weisman and Klemp, 1986; Benetts et al., 1986; Schiesser and Waldvogel, 2000).

Στο μονοκύτταρο νέφος, το ανοδικό ρεύμα αποτελείται από την ανοδική κίνηση των αερίων μαζών με τη δημιουργία και ανάπτυξη των νεφοσταγόνων. Το καθοδικό ρεύμα, που συνίσταται από την πτώση των κατακρημνισμάτων, δεν βρίσκεται στην κατακόρυφο του ανοδικού ρεύματος λόγω επικράτησης ανέμου. Το νέφος ωριμάζει για περίπου 10-15 λεπτά και μπορεί να φτάσει σε μεγάλα ύψη μέχρι το στρώμα ευστάθειας (Huschke, 1959).

Η υπερκύτταρη χαλαζοκαταιγίδα έχει μεγάλη έκταση και διάρκεια σε σύγκριση με τις συνηθισμένες καταιγίδες. Υπάρχει ισχυρή διάτμηση ανέμου και υψηλές τιμές του δείκτη CAPE. Το ανοδικό και καθοδικό ρεύμα συνυπάρχουν για αρκετές ώρες (από 1-3 έως 12 ώρες) και παρατηρείται να παραμένει στάσιμη (Bennetts e al., 1986).

Ένα καταιγιδοφόρο νέφος αναμειγνύεται με τον περιβάλλοντα αέρα κατά την κίνηση του. Αποτελείται από ένα ρεύμα εισροής στη δεξιά βάση του νέφους και ένα ρεύμα εκροής στο ανώτερο τμήμα του νέφους προς την αντίθετη κατεύθυνση.

Ακόμη, οι καταιγίδες ανάλογα με το αίτιο δημιουργίας τους διακρίνονται σε θερμικές, δυναμικές ή ορεογραφικές (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 1993).

Οι θερμικές καταιγίδες εμφανίζονται σε ηπειρωτικές περιοχές κατά τους καλοκαιρινούς μήνες λόγω της υπερθέρμανσης του εδάφους. Η ύπαρξη θερμών και υγρών αερίων μαζών στα παρεδάφια στρώματα της ατμόσφαιρας λόγω της θέρμανσης, σε συνδυασμό με τις ψυχρές και ξηρές αέριες μάζες που βρίσκονται από πάνω, προκαλούν την ανοδική κίνηση του θερμότερου αέρα. Η επικράτηση αστάθειας ευνοεί το σχηματισμό των σωρειτόμορφων νεφών και τη δημιουργία θερμικών καταιγίδων. Οι θερμικές καταιγίδες συνοδεύονται και αυτές από ριπαίους ανέμους, ηλεκτρικές εκκενώσεις και χαλαζόπτωση, προκαλώντας πολλές καταστροφές.

Οι δυναμικές καταιγίδες οφείλουν την εμφάνισή τους σε κάποιο δυναμικό αίτιο, όπως ένα βαρομετρικό χαμηλό. Ο ψυχρός τομέας του μετώπου, όταν συναντήσει θερμότερες αέριες

μάζες, τις εξαναγκάζει σε ανύψωση και δημιουργείται αστάθεια. Η αστάθεια αυτή συντελεί στην ανάπτυξη της καταιγίδας που αν και η έντασή τους είναι μικρότερη από τις αντίστοιχες θερμικές, είναι εξίσου ικανές να προκαλέσουν καταστροφές.

Οι ορεογραφικές καταιγίδες δημιουργούνται όταν μια αέρια μάζα προσπίπτει σχεδόν κάθετα σε περιοχή με έντονο ανάγλυφο (π.χ. οροσειρά). Στην περίπτωση αυτή το αίτιο είναι μηχανικό. Όταν η κίνηση θερμής και υγρής αέριας μάζας εμποδιστεί από ανάγλυφο, τότε αυτή ανυψώνεται και λόγω της αστάθειας που επικρατεί αναπτύσσονται νέφη στην προσήνεμη πλευρά του ορεογραφικού εμποδίου.

1.2 Τροποποίηση του Καιρού

Η ανάπτυξη και εξέλιξη του κλάδου της Μετεωρολογίας είναι πολύ σημαντική, καθώς πλέον κατανοούνται καλύτερα τα καιρικά φαινόμενα, είναι ευκολότερη η πρόγνωση τους και συνεπώς, η λήψη αποφάσεων για την αντιμετώπιση τους να είναι έγκυρη και έγκαιρη. Επιπλέον, ο άνθρωπος έχει τη δυνατότητα να επέμβει, έως έναν βαθμό, στην εξέλιξη κάποιων ακραίων καιρικών φαινομένων και να τα μετατρέψει σε ευεργετικά, ή έστω λιγότερο επιβλαβή για την ανθρώπινη ζωή. Ο κλάδος της Μετεωρολογίας που είναι υπεύθυνος για την καταστολή των ακραίων καιρικών φαινομένων είναι γνωστός ως Τροποποίηση του Καιρού.

Η Τροποποίηση Καιρού αφορά τις προσπάθειες που γίνονται ώστε να μεταβληθούν τα φυσικά φαινόμενα (Huschke, 1959). Αναφέρεται στη σπορά συγκεκριμένων νεφών, ώστε να επηρεάσει τη δημιουργία βροχής, ή την καταστολή χαλαζιού. Η Τροποποίηση Καιρού ξεκίνησε με τη μορφή εικασιών, δηλαδή μέσω θυσιών, λιτανειών, κτλ. Η αρχή της επιστημονικής προσέγγισης έγινε το 1946 από τους Langmuir, Schaefer και Vonnegut, οι οποίοι κατάφεραν να μετατρέψουν τις υπερψυγμένες υδροσταγόνες σε παγοκρυστάλλους (Καρακώστας, 1999). Απέδειξαν πως ο ξηρός πάγος, δηλαδή CO_2 σε θερμοκρασία μικρότερη των -40°C , μπορεί να «διαλύσει» ένα νέφος. Μετά από ένα χρόνο ο Vonnegut έδειξε πως σε ένα νέφος, που αρχικά δεν υπήρχαν πυρήνες πάγου, η σπορά του με Ιωδιούχο Άργυρο (AgI) παγοποίησε τις υπερψυγμένες υδροσταγόνες, σε θερμοκρασίες μικρότερες των -4°C . Δηλαδή, ο Ιωδιούχος Άργυρος λειτουργεί ως παγοπυρήνας σε νέφη που δεν έχουν αρκετούς για τη δημιουργία υετού, ώστε να ξεκινήσει η διαδικασία της παγοποίησης (List, 1979).

Οι πρώτες επιχειρησιακές εφαρμογές ξεκίνησαν την δεκαετία του 1940 μέσω προγραμμάτων αύξησης υετού και χιονιού, αλλά και διάλυση ομίχλης. Ο Findeisen κατά την διάρκεια του Β' Παγκοσμίου πολέμου επιχείρησε, αναποτελεσματικά βέβαια, τη διάλυση νεφών με τη σπορά άμμου (Schaefer, 1951).

1.2.1 Το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας

Στην Ελλάδα η Τροποποίηση του Καιρού αξιοποιήθηκε από την εφαρμογή του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας (ΕΠΧΠ) το οποίο σχεδιάστηκε από τον Karacostas (1984). Στόχος του προγράμματος είναι η καταστολή σχηματισμού χαλαζόκοκκων μέσω της σποράς των καταιγιδοφόρων νεφών. Η δυνητικότητα καταιγιδοφόρου δραστηριότητας, εκτός όλων των άλλων μεθόδων, προσδιορίζονταν και με το δείκτη Convective Day Category (CDC) (Strong and Wilson, 1983), που παίρνει τιμές από -3, όταν δεν υπάρχει δυναμικό για καταιγίδα, έως και -5 για την περίπτωση όπου υπάρχει κίνδυνος για ισχυρές χαλαζοπτώσεις. Στις περίπτωση των ισχυρών χαλαζοπτώσεων η διάμετρος των χαλαζόκοκκων, σύμφωνα με την πρόγνωση, μπορεί να ξεπερνά και τα 5 εκατοστά.

Αρχικά το ΕΠΧΠ εφαρμόστηκε το 1984-1988 ως ερευνητικό και επιχειρησιακό πρόγραμμα στην περιοχή Π1 της Κεντρικής Μακεδονίας -με τυχαία εναλλαγή των δύο υποπεριοχών, και ως καθαρά επιχειρησιακό στην περιοχή 2 (Π2) στο Νομό Σερρών και στην περιοχή 3 (Π3) στη Θεσσαλία. Το πρόγραμμα συνεχίστηκε ως επιχειρησιακό μέχρι το 1993, με διακοπή το 1991, και έπειτα από το 1997 έως και 2002 εφαρμόστηκε μόνο στην Π1. Από το 2004 το ΕΠΧΠ εφαρμόζεται στις περιοχές Π1 και Π3 και υλοποιείται από το Κέντρο Μετεωρολογικών Εφαρμογών (ΚΕ.Μ.Ε.) του ΕΛ.Γ.Α., που έχει τη βάση του στο αεροδρόμιο "Μακεδονία" στη Θεσσαλονίκη.

Σήμερα το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής προστασίας των καλλιεργειών εφαρμόζεται από 1 Απριλίου έως 30 Σεπτεμβρίου σε δύο περιοχές, όπως αυτές παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.2. Η περιοχή 1 (Π1) στην Κεντρική Μακεδονία, όπου καταλαμβάνει τμήματα από τους νομούς Ημαθίας και Πέλλας, καθώς και περιοχές των νομών Πιερίας, Θεσσαλονίκης και Κιλκίς. Η έκτασή της υπολογίζεται στα 2.670km². Η περιοχή 2 (Π2) στη Θεσσαλία, που περιλαμβάνει περιοχές των νομών Τρικάλων, Καρδίτσας, Λάρισας και ένα μέρος του νομού Φθιώτιδας και έχει έκταση 2.509km².



Σχήμα 1.2: Οι δύο περιοχές προστασίας όπου εφαρμόζεται σήμερα το Ε.Π.Χ.Π. (Πηγή ΚΕ.Μ.Ε.-ΕΛ.Γ.Α.)

Η μέθοδος σποράς στηρίζεται στο εννοιολογικό μοντέλο του «αυξημένου ανταγωνισμού», με το οποίο εισάγονται στο νέφος τεχνητοί πυρήνες παγοποίησης στην περιοχή δημιουργίας του χαλαζιού (Dennis, 1980; Καρακώστας, 1999). Σύμφωνα με το μοντέλο αυτό, με την εισαγωγή AgI στο νέφος θα υπάρξει αυξημένος ανταγωνισμός μεταξύ των φυσικών και τεχνητών πυρήνων παγοποίησης για την ίδια σταθερή ποσότητα υδρατμών (νερού). Με αυτόν τον τρόπο δημιουργούνται πολλοί περισσότεροι χαλαζόκοκκοι, αλλά με αρκετά μικρότερο μέγεθος, παρέχοντας τη δυνητικότητα όταν πέφτουν από το νέφος προς το έδαφος, είτε να είναι πολύ μικροί σε μέγεθος και λιγότερο καταστρεπτικοί, είτε να λιώσουν και να πέσουν ως ευεργετική βροχή, ή να εξατμισθούν αυξάνοντας την υγρασία στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας (Καρακώστας, 1999). Ωστόσο, σύμφωνα με τον List (1979), η μέθοδος αυτή μπορεί να φέρει καταστροφικές συνέπειες, εάν οι εισαγόμενοι τεχνητοί πυρήνες είναι πολλοί

(overseeding), ή πολύ λιγότεροι για τη δημιουργία μικρών σε μέγεθος χαλαζόκοκκων (Καρακώστας, 1999).

Η υλοποίηση του προγράμματος γίνεται με την επιστημονική υποστήριξη και καθοδήγηση των μετεωρολογικών ραντάρ, που παρέχουν τη δυνατότητα στον μετεωρολόγο να εντοπίζει τις αναπτυσσόμενες καταιγίδες, να κρίνει αν χρειάζεται να γίνει σπορά και που, καθώς και να καθοδηγεί τα ειδικά εξοπλισμένα αεροσκάφη στις κατάλληλες περιοχές των καταιγιδοφόρων νεφών με απώτερο στόχο τη σπορά με AgI. Η αεροπορική βάση από όπου ξεκινούν οι επιχειρήσεις βρίσκεται στο αεροδρόμιο "Μακεδονία" και για τις δύο περιοχές προστασίας. Τα μετεωρολογικά ραντάρ είναι εγκατεστημένα στις δύο περιοχές για την παρακολούθηση της ανάπτυξης των καταιγίδων και την άμεση επέμβαση των αεροσκαφών. Σε κάθε περιοχή υπάρχει από ένα ραντάρ S-band με μήκος κύματος 10cm και είναι εγκατεστημένα στο αεροδρόμιο "Μακεδονία" για την Π1 και στο αεροδρόμιο της Λάρισας για την Π3. Εναλλακτικά, υπάρχουν και τα ραντάρ C-band (5cm μήκος κύματος), που είναι εγκατεστημένα στο Φύλο Θεσσαλονίκης και στο Λιόπρασο Τρικάλων.

1.3 Αντικειμενικός Σκοπός της Μελέτης

Γενικά, η κλιματολογική μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων είναι απαραίτητη, καθώς προσφέρει γνώσεις σχετικά με την εκτίμηση της πιθανότητας χαλαζόπτωσης, αλλά και την περιοχή που προσβάλλει (Schuesser and Waldvogel, 2000). Στην Ελλάδα, με το έντονο ανάγλυφο που διαθέτει, οι χαλαζοκαταιγίδες έχουν τοπικό χαρακτήρα και έτσι η μελέτη τους έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον. Τα χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων, όπως η διάρκεια, η ένταση και η έκταση εξαρτώνται από την ατμοσφαιρική κατάσταση, τον τύπο της καταιγίδας και γενικώς από την κλιματολογία και το ανάγλυφο της κάθε περιοχής.

Στην παρούσα έρευνα, βασικός στόχος είναι η μελέτη και διερεύνηση διαφόρων παραγόντων που συντελούν στο φαινόμενο της χαλαζοκαταιγίδας και επηρεάζουν τη δημιουργία και ανάπτυξή τους. Με τη βοήθεια στατιστικών μεθόδων γίνεται προσπάθεια να ενισχυθεί η δυνατότητα πρόγνωσης του φαινομένου στο γεωγραφικό διαμέρισμα της Θεσσαλίας. Η μελέτη αφορά την πενταετία 2006-2010 για τη θερμή περίοδο (Απρίλιος-Σεπτέμβριος) για τις ημέρες όπου σημειώθηκε τουλάχιστον μία χαλαζόπτωση.

Αρχικά, γίνεται μια εισαγωγή στο φαινόμενο της καταιγίδας και της χαλαζοκαταιγίδας ειδικότερα και αναλύονται οι συνθήκες που ευνοούν την ανάπτυξη και εξέλιξή του. Η περιγραφή των συνθηκών γίνεται με τη βοήθεια δεικτών αστάθειας, καθώς και μετεωρολογικών, θερμοδυναμικών και μικροφυσικών παραμέτρων. Αφού αναλυθεί η κάθε παράμετρος, επιλέγονται οι κατάλληλες μέσω της στατιστικής ανάλυσης και τον υπολογισμό των συντελεστών συσχέτισης, αλλά και μέσω της φυσικής τους σημασίας και τον ρόλο που έχουν στη δημιουργία της χαλαζοκαταιγίδας.

Επειτα, σχηματίζονται οι στατιστικοί αλγόριθμοι και ελέγχεται η αξιοπιστία τους μέσω της σύγκρισης των αποτελεσμάτων και τον υπολογισμό των αποκλίσεων από τις παρατηρούμενες τιμές του μετεωρολογικού ραντάρ της περιοχής. Οι στατιστικοί αλγόριθμοι είναι δύο και αφορούν στη μέγιστη ανακλαστικότητα του ραντάρ και στο σχηματισμό ενός νέου δείκτη πρόγνωσης. Ο τελικός αλγόριθμος εφαρμόζεται και στις κατηγορίες των συνοπτικών καταστάσεων που εξετάζονται κατά την περίοδο μελέτης.

Τέλος, θεωρήθηκε σκόπιμο να εξεταστεί κατά πόσο οι ατμοσφαιρικές συνθήκες (θερμοκρασία, υγρασία, άνεμος, δείκτες αστάθειας, κτλ) στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, από την οποία αντλήθηκαν τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων, ταυτίζονται, ή παρουσιάζουν απόκλιση από τις αντίστοιχες συνθήκες στη Λάρισα. Για το λόγο αυτό, έγινε σύγκριση των τεφιγραμμάτων, όπως προέκυψαν από προσομοιώσεις του WRF, μεταξύ των περιοχών της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης, για συγκεκριμένες ημέρες της χρονικής περιόδου μελέτης.

1.4 Βιβλιογραφική ενημέρωση

Το φαινόμενο της χαλαζόπτωσης μπορεί να χαρακτηριστεί ως ένας από τους κυριότερους κινδύνους της φύσης το οποίο πλήττει πολλές περιοχές παγκοσμίως, αλλά και την Ελλάδα. Η σημασία του φαινομένου οδήγησε πολλούς ερευνητές να μελετήσουν και να ερευνήσουν τις συνθήκες και τους παράγοντες που επιδρούν στην ανάπτυξή του. Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν στοιχεία και έννοιες που αφορούν στη θερμοδυναμική και συνοπτική συνιστώσα του φαινομένου. Ακόμη, χρησιμοποιούνται μέθοδοι στατιστικής, όπως η γραμμική και μη γραμμική παλινδρόμηση.

Στην Ελλάδα, έχουν γίνει μελέτες για την πρόγνωση της χαλαζόπτωσης στη Βόρεια Ελλάδα από τους Φλόκα και Καρακώστα (1988), Karacostas et al. (1991) και άλλους. Από τις έρευνες αυτές προέκυψαν δείκτες, ύστερα από τη συσχέτιση της παραμέτρου της ανακλαστικότητας με συνοπτικούς, δυναμικούς και θερμοδυναμικούς παράγοντες της ατμόσφαιρας. Η ονομασία των δεικτών αυτών είναι FK και TK-4, αντίστοιχα και προέκυψαν από τη μελέτη 13 μεταβλητών.

Η Στολάκη (2004) δημιούργησε έναν αλγόριθμο που συνδέει γραμμικά τη μέγιστη ανακλαστικότητα με παραμέτρους που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά την εκδήλωση χαλαζοκαταιγίδας. Οι μεταβλητές που επιλέχθηκαν είναι η I-theta (Morgan, 1992), ο EI (δείκτης ενέργειας), ο δείκτης FI που συνδέει τα γεωδυναμικά ύψη στα 850, 700, 500hPa, ο δείκτης υγρασίας HI, καθώς και το υετίσιμο ύδωρ που περιέχεται στο στρώμα μεταξύ της επιφάνειας και των 500hPa.

Η Αντωνίου (2017) δημιούργησε ένα στατιστικό αλγόριθμο μέσω της μη γραμμικής πολλαπλής παλινδρόμησης για την ενίσχυση της πρόγνωσης των χαλαζοκαταιγίδων στις περιοχές Ημαθία και Πέλλα. Η εξαρτημένη μεταβλητή του αλγορίθμου είναι η μέγιστη ανακλαστικότητα, ενώ οι ανεξάρτητες μεταβλητές περιλαμβάνουν δείκτες αστάθειας, καθώς και θερμοδυναμικούς και μικροφυσικούς παράγοντες.

Σε διεθνές επίπεδο, οι Billet et al. (1997) δημιούργησαν έναν αλγόριθμο για την εκτίμηση του μεγέθους των χαλαζόκοκκων, τέσσερις ανεξάρτητες μεταβλητές με την εξαρτημένη που ήταν η διάμετρος των χαλαζόκοκκων. Οι ανεξάρτητες μεταβλητές ήταν ο VIL, το επίπεδο παγοποίησης (FRZLVL), η θερμοκρασία στα 850hPa και η θερμοκρασία στα πρώτα 2km από την επιφάνεια (mean storm-relative inflow).

Οι Lopez et al. (2007) δημιούργησαν έναν αλγόριθμο με σκοπό την ανίχνευση των χαλαζοκαταιγίδων μελετώντας διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους. Επιλέχθηκαν επτά παράμετροι και αποτελούνται από τον δείκτη TT, την ταχύτητα του ανέμου στα 850hPa και 500hPa, το ύψος της ισόθερμης των 0°C του υγρού θερμομέτρου, το επίπεδο του CCL, το σημείο δρόσου στα 850hPa και το δείκτη μέγιστης δυνατής ριπής ανέμου T^2 GUST.

Οι Garcon et al (2015), με τη μέθοδο της λογιστικής παλινδρόμησης, δημιούργησαν έναν αλγόριθμο που διαχωρίζει τις ημέρες που σημειώθηκε χαλάζι με εκείνες που δεν σημειώθηκε. Η εξαρτημένη μεταβλητή στον αλγόριθμο είναι η μέγιστη ανακλαστικότητα, η οποία συνδέεται με πέντε ανεξάρτητες μεταβλητές. Οι μεταβλητές αυτές απαρτίζονται από τον

δείκτη Showalter (SI), την ταχύτητα του ανέμου στα 500hPa, τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 850hPa, τη σχετική ανακλαστικότητα SREH3km στα 0-3km, και το ύψος της ισόθερμης του 0°C του υγρού θερμομέτρου. Αντίστοιχη έρευνα έγινε και από τους Melcon et al., (2017). Στον αλγόριθμο που προέκυψε, εξαρτημένη μεταβλητή ήταν η ανακλαστικότητα, ενώ ανεξάρτητες ήταν ο δείκτης Showalter (SI), το σημείο δρόσου στα 850hPa και το low top convection potential TQ.

Το φαινόμενο των χαλαζοκαταιγίδων αποτελεί ένα από τα πιο σύνθετα φαινόμενα στη φύση, και παρά το πλήθος των ερευνών που έχουν πραγματοποιηθεί, δεν έχουν εξηγηθεί και κατανοηθεί όλοι οι μηχανισμοί που το προκαλούν. Η πρόγνωση των χαλαζοκαταιγίδων πρέπει να λαμβάνει υπόψη τις μικροφυσικές διεργασίες που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα, καθώς και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της περιοχής που αναπτύσσεται. Η παρούσα έρευνα επικεντρώνεται στην περιοχή της Θεσσαλίας για τα έτη από το 2006 έως και το 2010, και στοχεύει στο να προσφέρει νέα δεδομένα στην κατανόηση και πρόγνωση του φαινομένου.

1.5 Δομή εργασίας

Η παρούσα εργασία αποτελείται από επτά κεφάλαια. Στο δεύτερο κεφάλαιο γίνεται αναφορά στην περιοχή και στη χρονοσειρά μελέτης, στα δεδομένα που χρησιμοποιούνται και οι πηγές από όπου αντλήθηκαν. Στο επόμενο κεφάλαιο, παρατίθενται οι δείκτες αστάθειας και οι μετεωρολογικές παράμετροι που συνθέτουν το τελικό μοντέλο-αλγόριθμος που δημιουργείται. Ακόμη, αναπτύσσονται οι στατιστικοί μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία του μοντέλου και την αξιολόγησή του. Ακολουθεί το τέταρτο κεφάλαιο, όπου παρουσιάζονται οι εξαρτημένες μεταβλητές, ο τρόπος επιλογής των ανεξάρτητων μεταβλητών, η δημιουργία ενός νέου δείκτη πρόγνωσης των χαλαζοκαταιγίδων, η σύνθεση των αλγορίθμων και η αξιολόγησή τους. Το πέμπτο κεφάλαιο αφορά στις συνοπτικές καταστάσεις και γίνεται εφαρμογή του στατιστικού αλγορίθμου σε κάθε μία από αυτές. Στο έκτο κεφάλαιο γίνεται προσπάθεια εντοπισμού των διαφορών μεταξύ των κατακόρυφων ατμοσφαιρικών συνθηκών στη Λάρισα και την Θεσσαλονίκη, έτσι ώστε να εξεταστεί αν η ραδιοβόλιση της Θεσσαλονίκης είναι αντιπροσωπευτική των ατμοσφαιρικών συνθηκών κατά τις ημέρες που δημιουργούνται χαλαζοκαταιγίδες. Στο τελευταίο κεφάλαιο, παρουσιάζονται



τα συμπεράσματα, καθώς και οι προοπτικές που υπάρχουν στην εξέλιξη της πρόγνωσης των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Θεσσαλίας.

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΜΕΛΕΤΗΣ

2.1 Περιοχή μελέτης

Η Θεσσαλία βρίσκεται στο κεντρικό γεωγραφικό διαμέρισμα της ανατολικής ηπειρωτικής Ελλάδας. Περιλαμβάνει τους νομούς Καρδίτσας, Τρικάλων, Μαγνησίας και Λάρισας. Βρίσκεται μεταξύ των νομών της κεντρικής και δυτικής Μακεδονίας από τον Βορρά, της Στερεάς Ελλάδας από το Νότο, ενώ ανατολικά και δυτικά την περικλείουν το Αιγαίο Πέλαγος και η Ήπειρος, αντίστοιχα. Περιλαμβάνει τη μεγαλύτερη πεδινή έκταση της Ελλάδας, η οποία εντοπίζεται στο κεντρικό τμήμα του νομού μεταξύ της Πίνδου και των βουνών του Ολύμπου και του Τιτάριου. Το ελάχιστο υψόμετρο της είναι στη μέση στάθμη της θάλασσας και υπάρχουν σημεία που φτάνουν τα 2800 μέτρα. Το κλίμα της χαρακτηρίζεται μεσογειακό, με τους χειμώνες να είναι υγροί και ψυχροί και τα καλοκαίρια θερμά και με ξηρασία.

Η περιφέρεια Θεσσαλίας στηρίζει την οικονομία της στη γεωργία, καθώς είναι από τις σημαντικότερες αγροτικές περιοχές στη χώρα. Η ανάπτυξη των καλλιεργειών και οι αγροτικές δραστηριότητες εξαρτώνται άμεσα από τον υετό, καθώς επίσης επηρεάζεται από την εκδήλωση χαλαζοπτώσεων τους θερινούς μήνες. Λόγω της επίδρασης του χαλαζιού στην ανάπτυξη και ευδοκίμηση των καλλιεργειών, η πρόγνωση του φαινομένου είναι ζωτικής σημασίας στην προστασία των καλλιεργειών.

2.2 Περίοδος μελέτης

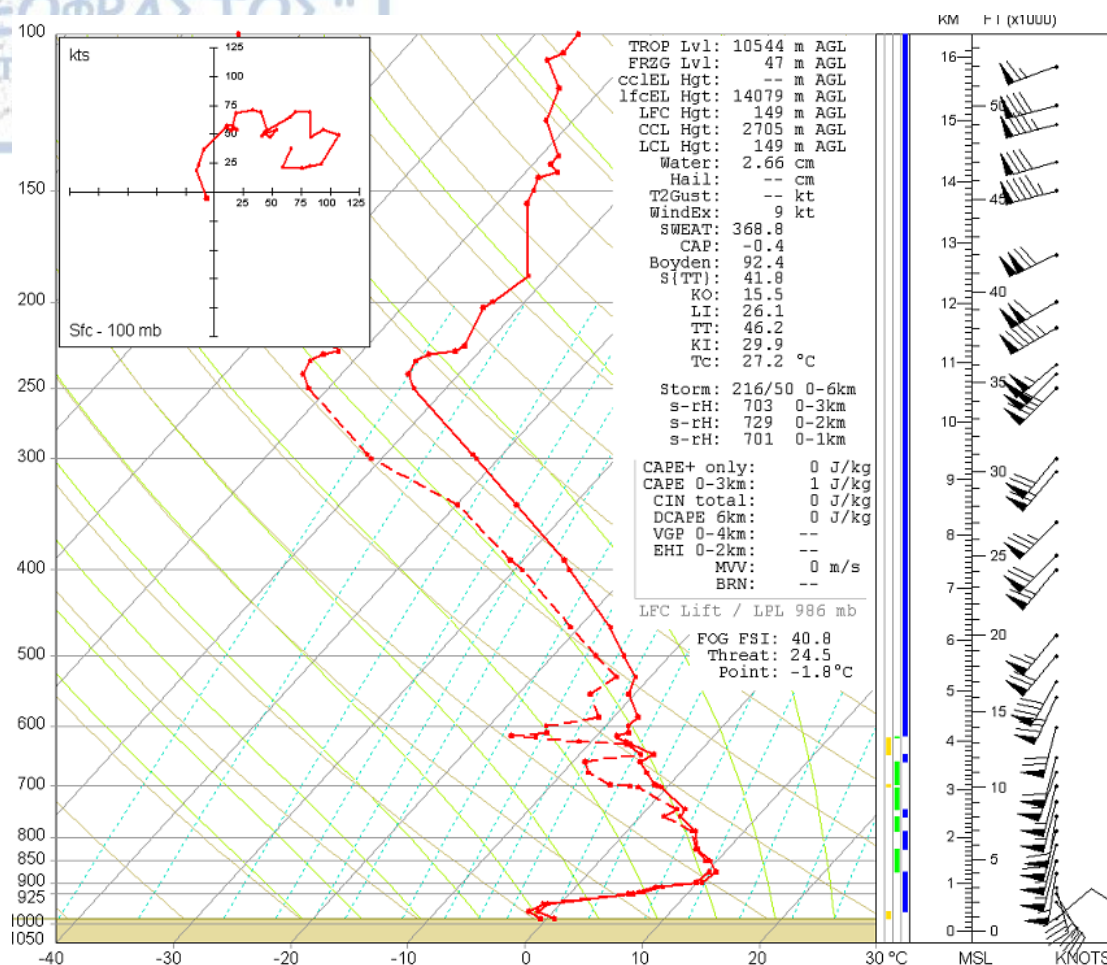
Η επιλογή της περιόδου μελέτης έγινε έτσι ώστε να περιλαμβάνει τους μήνες που εφαρμόζεται το πρόγραμμα χαλαζικής προστασίας και να περιλαμβάνει τους μήνες που είναι συχνότερη η εμφάνιση του φαινομένου της χαλαζόπτωσης. Έτσι, οι ημέρες μελέτης περιέχονται στην περίοδο 1 Απριλίου έως 30 Σεπτεμβρίου. Τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες των μηνών αυτών για την πενταετία 2006 έως 2010 και συγκεκριμένα τις ημέρες κατά τις οποίες εμφανίστηκε

χαλαζοκαταιγίδα. Ως ημέρα χαλαζόπτωσης ορίζεται εκείνη κατά την οποία υπήρξε ένδειξη χαλαζόπτωσης στην περιοχή ενδιαφέροντος και οι ημέρες που χρησιμοποιήθηκαν αποτελούν ένα αντιπροσωπευτικό δείγμα για την ικανοποιητική μελέτη του φαινομένου.

2.3 Δεδομένα

2.3.1 Ραδιοβολίσσεις

Στην περιοχή της Θεσσαλίας δεν υπάρχει κάποιος συνοπτικός σταθμός που να πραγματοποιούνται καθημερινές ραδιοβολίσσεις. Ο πλησιέστερος σταθμός βρίσκεται στη Θεσσαλονίκη που απέχει περίπου 170km από τη Λάρισα και γι' αυτό επιλέγεται να αντιπροσωπεύει και την περιοχή της Θεσσαλίας. Επομένως, από το σταθμό αυτό αντλούνται μετεωρολογικά δεδομένα της ανώτερης ατμόσφαιρας. Η ραδιοβόλιση πραγματοποιείται στο αεροδρόμιο Μακεδονία στο Περιφερειακό Μετεωρολογικό Κέντρο Μετεωρολογίας (Π.Μ.Κ.Μ) καθημερινά στις 00 και 06UTC και παρέχουν πληροφορίες για την επιφάνεια και τα ισοβαρικά επίπεδα έως και τα 100hPa. Για τη μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων επιλέγεται η χρήση της ραδιοβόλισης στις 12UTC, καθώς αντιπροσωπεύει καλύτερα την αστάθεια κατά τη διάρκεια της ημέρας, σε σχέση με αυτήν στις 00UTC. Τα δεδομένα αφορούν στην πίεση της ατμόσφαιρας, στη θερμοκρασία του αέρα, στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου καθώς και στη διεύθυνση και ταχύτητα του ανέμου. Από τα παραπάνω δεδομένα υπολογίζονται εμμέσως και άλλες ατμοσφαιρικές παράμετροι, όπως η μερική πίεση, η σχετική υγρασία, η αναλογία μίγματος, θερμοκρασίες όπως η δυναμική και η ισοδύναμη, η υετίσιμη ποσότητα ύδατος, δείκτες αστάθειας και πολλές ακόμα παράμετροι. Ο υπολογισμός των μεγεθών αυτών γίνεται με το πρόγραμμα RAOB, ενώ κάποιες άλλες μεταβλητές προήλθαν απευθείας από την ιστοσελίδα του Πανεπιστημίου του Wyoming. Στο Σχήμα 2.1 παρουσιάζεται μια ενδεικτική απεικόνιση του τεφιγράμματος logP-skewT από το πρόγραμμα RAOB, με στοιχεία για το θερμοκρασιακό προφίλ, τον άνεμο και ορισμένους δείκτες αστάθειας.



Σχήμα 2.1: Παράδειγμα απεικόνισης του τεφιγράμματος με τα επιπλέον στοιχεία για τον άνεμο και τους δείκτες αστάθειας, όπως υπολογίζονται από το RAOB. (Πηγή: <http://www4.ncsu.edu/~nwsfo/storage/cases/20080201/>)

2.3.2 Το Ραντάρ καιρού και το σύστημα TITAN

Το ραντάρ καιρού αποτελεί ένα σύγχρονο όργανο τηλεπισκόπησης και χρησιμοποιείται για την ανίχνευση ανεπτυγμένων νεφών, αλλά και τον υετό που προκαλείται. Αυτό επιτυγχάνεται με την εκπομπή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας, μικρού μήκους κύματος, στην ατμόσφαιρα και τη σκέδαση αυτής στα υδρομετέωρα που θα συναντήσει. Το ραντάρ σαρώνει τη γύρω περιοχή με διάφορες τεχνικές, οριζόντια (2km έως και 18km έκταση) και κάθετα, και όταν σταματήσει η εκπομπή της ακτινοβολίας, ο δέκτης του ραντάρ δέχεται τα σήματα από τη σκέδαση. Έτσι, το σήμα από τη σκεδαζόμενη ακτινοβολία αποθηκεύεται σε κατάλληλα μέσα και αφού γίνει επεξεργασία από το κατάλληλο λογισμικό και διορθωθούν

τυχόν λάθη, δημιουργούνται μετεωρολογικά προϊόντα που αφορούν στα χαρακτηριστικά των νεφών, όπως ταχύτητα κίνησης, ένταση και υετό. Τα μετεωρολογικά ραντάρ αποτελούνται από τέσσερα βασικά στοιχεία:

1. Τον πομπό που παράγει την ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος.
2. Την κεραία που κατευθύνει την ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα και λαμβάνει την ανακλώμενη ακτινοβολία.
3. Έναν δέκτη που εντοπίζει και ενισχύει το σήμα της ακτινοβολίας.
4. Το σύστημα απεικόνισης.

Η κεραία του ραντάρ προστατεύεται από ένα θόλο και μπορεί να περιστρέφεται κατά 360° οριζόντια στην ατμόσφαιρα και κατά 20° κατακόρυφα. Καθώς περιστρέφεται, τα σήματα που εκπέμπει έχουν ταχύτητα συγκρίσιμη με την ταχύτητα του φωτός, διαρκούν $0,00000157\text{sec}$ με συχνότητα κάθε $0,00099843\text{sec}$. Η διαδικασία της σκέδασης των κυμάτων από το στόχο και η επιστροφή τους στο ραντάρ, επαναλαμβάνεται 1300 φορές/δευτερόλεπτο. Ακόμη, καταγράφεται ο χρόνος εκπομπής και σκέδασης των κυμάτων μέχρι την επιστροφή τους στο ραντάρ και έτσι, από το φαινόμενο Doppler υπολογίζονται διάφορα χαρακτηριστικά της καταιγίδας, όπως η απόσταση και η κατεύθυνση της.

Τα μετεωρολογικά ραντάρ χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες ανάλογα με το εύρος συχνοτήτων στο οποίο λειτουργούν:

1. S-band, που χρησιμοποιεί συχνότητες 2700-2900MHz και χρησιμοποιούνται ακόμη και σε περιοχές με τροπικούς κυκλώνες και μουσωνικό κλίμα.
2. C-band, για την ανίχνευση υετοφόρων και χαλαζοφόρων νεφών σε συχνότητες 5600-5650MHz.
3. X-band, λειτουργούν στα 9300-9500MHz και χρησιμοποιούνται σε μικρότερης κλίμακας υδρολογικές και μετεωρολογικές εφαρμογές.

Στο πλαίσιο του ΕΠΧΠ, έχουν τοποθετηθεί δύο ραντάρ καιρού τύπου WSR-74S 10cm από τον ΕΛΓΑ, στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στη Θεσσαλονίκη και στο αεροδρόμιο της Λάρισας. Έτσι, επιτυγχάνεται η παρακολούθηση των καιρικών εξελίξεων στις δύο περιοχές που εφαρμόζεται το πρόγραμμα. Για την υποστήριξη των επιχειρήσεων, στο ραντάρ στην περιοχή της Λάρισας έχει τοποθετηθεί ένα σύστημα για την καταγραφή και λήψη των

ψηφιακών δεδομένων από τις μετρήσεις που πραγματοποιούνται. Ακόμα, για την παρακολούθηση της θέσης και της πορείας των αεροσκαφών κατά την επιχείρηση της σποράς, το ραντάρ ήταν εφοδιασμένο με ένα σύστημα εντοπισμού (GPS).

Η διαδικασία μέτρησης της ισχύος του σήματος που επιστρέφει στο ραντάρ διέπεται από μία εξίσωση που συνδέει την ισχύ με την ενεργό διατομή του στόχου. Σύμφωνα με τον Battan (1973), για σωματίδια σφαιρικού σχήματος, με μέγεθος μικρότερο από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας από το ραντάρ, η μέση επαναλαμβανόμενη ισχύς υπολογίζεται από την εξίσωση (2.1):

$$P_r = \frac{\pi^3 c}{1024 \ln 2} \frac{P_t G^2 \Theta^2 \tau}{\lambda^2} \frac{\|K\|^2}{r^2} Z \quad (2.1)$$

Όπου,

P_r , η ισχύς (Watt) του σήματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που επιστρέφεται από το στόχο πίσω στην κεραία του ραντάρ.

P_t , το μέγιστο της ισχύος (Watt).

G , η απολαβή της ισχύος από την κεραία.

τ , η χρονική διάρκεια του παλμού.

r , η απόσταση (m) μεταξύ του στόχου και του ραντάρ.

λ , το μήκος κύματος (m) της ακτινοβολίας που εκπέμπει το ραντάρ.

Θ , η γωνία της δέσμης.

$\ln 2$, διορθωτικός παράγοντας για την ατμόσφαιρα.

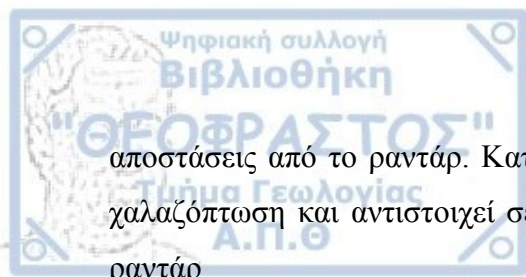
$\|K\|^2$, διηλεκτρική παράμετρος που εξαρτάται από το υλικό του στόχου, την θερμοκρασία και το μήκος κύματος της ακτινοβολίας.

c , η ταχύτητα του φωτός $3 \cdot 10^8$ m/s.

Z , παράγοντας ανακλαστικότητας.

Τα μετεωρολογικά ραντάρ είναι το βασικό μέσο για την παρατήρηση των χαλαζοκαταιγίδων και την έναρξη της επιχείρησης καταστολής τους. Η ανακλαστικότητα του ραντάρ αποτελεί την πιο αντιπροσωπευτική παράμετρο για τον εντοπισμό των αναπτυσσόμενων κυττάρων μιας καταιγίδας ως προς τη θέση, το μέγεθος των χαλαζόκοκκων και την ισχύ τους.

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιούνται οι τιμές μέγιστης ανακλαστικότητας του ραντάρ της Θεσσαλίας, σε διάφορες χρονικές στιγμές μέσα στην ημέρα και σε διαφορετικές



αποστάσεις από το ραντάρ. Καταγράφεται η μέγιστη ανακλαστικότητα της κάθε ημέρας με χαλαζόπτωση και αντιστοιχεί σε περιοχή που βρίσκεται έως και 100km στην εμβέλεια του ραντάρ

2.3.2.1 Λειτουργία λογισμικού TITAN

Για την ανάλυση των κυττάρων καταιγίδας και την επεξεργασία των δεδομένων χρησιμοποιείται το σύστημα TITAN (Thunderstorm Identification, Analysis and Nowcasting), (Dixon and Wiener 1993). Το σύστημα αυτό αναλύει κύτταρα καταιγίδων, αλλά και συμπλέγματα κυττάρων και μπορεί να αναγνωρίσει, να εντοπίσει και να κάνει πρόγνωση για τα κύτταρα αυτά με βάση τις μετρήσεις ανακλαστικότητας από το ραντάρ. Οι πληροφορίες που λαμβάνει από το ραντάρ αποθηκεύονται συνεχώς και διατίθενται για επεξεργασία από το χρήστη. Αναπαράγει την πληροφορία από το μετεωρολογικό ραντάρ σε διαδοχικές εικόνες, δίνοντας τη δυνατότητα εξαγωγής πληροφοριών που έχουν σχέση με την ένταση και την ταχύτητα της καταιγίδας, την ανάπτυξή της, την κατεύθυνση προς την οποία κινείται και άλλα δομικά χαρακτηριστικά. Έτσι, παρέχεται η δυνατότητα πρόγνωσης για την κίνηση των καταιγίδων.

Η χρησιμότητα του TITAN είναι μεγάλη και ιδιαίτερα σε προγράμματα τροποποίησης του καιρού. Η ποιότητα των δεδομένων των ραντάρ είναι πολύ υψηλή, δίχως να περιέχουν την υποκειμενικότητα του ερευνητή, και ακόμη ο όγκος των δεδομένων που καταγράφεται είναι αδύνατο να καταγραφούν από το χρήστη.

Το σύστημα TITAN συνδέεται με το ραντάρ, αλλά και με τα αεροσκάφη τροποποίησης καιρού με συγκεκριμένα ενδιάμεσα συστήματα. Το σύστημα RDAS (Radar Data Acquisition System) παρεμβάλλεται στην επικοινωνία του ραντάρ με το TITAN με κατάλληλο λογισμικό. Έτσι, μεταφέρεται η πληροφορία από το σήμα του ραντάρ στο σύστημα καταγραφής TITAN. Ακόμη, εισάγονται πληροφορίες και για τα αεροσκάφη όπως η θέση, η ταχύτητα κίνησης, η πορεία που ακολουθεί και για διάφορα μετεωρολογικά στοιχεία που καταγράφονται. Όλα αυτά γίνονται με τη σύνδεση του συστήματος TITAN με το AIRLINK που λειτουργεί με σύστημα εντοπισμού θέσης GPS.

Το μετεωρολογικό ραντάρ εκτελεί σαρώσεις σε όλο τον όγκο της περιοχής που καλύπτει

και τα δεδομένα προωθούνται στο σύστημα TITAN. Για την ευκολότερη επεξεργασία τα δεδομένα μετατρέπονται από το σύστημα πολικών συντεταγμένων στο καρτεσιανό σύστημα. Το εύρος της σάρωσης είναι 360° διαρκεί περίπου 3 λεπτά και γύρω του καλύπτει περιοχή ακτίνας 200km και ύψους 19km. Κατά τη σάρωση δεν καλύπτεται μια κωνική περιοχή πάνω από το ραντάρ την οποία δεν μπορεί να καταγράψει λόγω κατασκευής. Η περιοχή αυτή λέγεται κώνος της σιωπής (cone of silence) και αποτελεί μειονέκτημα των μετεωρολογικών ραντάρ, καθώς ότι βρίσκεται σε αυτήν την περιοχή δεν καταγράφεται (Σχήμα 2.2). Τα δεδομένα που συλλέγονται και αποθηκεύονται στο TITAN έχουν ανάλυση 750m οριζόντια και κατακόρυφα.



Σχήμα 2.2: Μετεωρολογικό ραντάρ και απεικόνιση της περιοχής του κώνου της σιωπής (Μπαμπζέλης, 2013).

Το σύστημα εντοπισμού TITAN κατασκευάστηκε για την αναγνώριση και πρόγνωση καταιγίδων και βασίζεται σε μετρήσεις ανακλαστικότητας από το ραντάρ. Ο αλγόριθμος του συστήματος ορίζει την τρισδιάστατη περιοχή όπου υπάρχει κάποιο κύτταρο καταιγίδας που ξεπερνά ένα συγκεκριμένο κατώφλι ανακλαστικότητας. Επιπλέον, ο όγκος της περιοχής πρέπει να ξεπερνά μια τιμή κατωφλίου. Γίνεται πρόγνωση για τις πιθανές τροχιές που θα ακολουθήσει το κύτταρο λαμβάνοντας υπόψη το μέγεθος της καταιγίδας, αλλά και την απόσταση που μπορεί να διανύσει για ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα. Τέλος, διακρίνονται τα απλά κύτταρα από τα σύνθετα τα οποία συγχωνεύονται, ή διαχωρίζονται, μεταξύ τους.

Για να θεωρηθεί ένα κύτταρο καταιγίδας έγκυρο θα πρέπει να πληρούνται κάποιες

προϋποθέσεις που αφορούν τα χαρακτηριστικά του, τη διάρκεια και την τοποθεσία. Τα κριτήρια έχουν οριστεί σε προηγούμενες εργασίες από διάφορους ερευνητές (Καρακώστας, 2002; Goudenhoofdt et al., 2010) και είναι τα εξής:

- Η διάρκεια της καταιγίδας να είναι τουλάχιστον 15 λεπτά.
- Αν λείπουν δεδομένα από σκαναρίσματα μετά την έναρξη της καταιγίδας, ή πριν τη λήξη της, τότε το κύτταρο αυτό απορρίπτεται.
- Η κορυφή του κυττάρου πρέπει να είναι μεγαλύτερη από 3,5km για ανακλαστικότητα 35dBz και να καταλαμβάνει όγκο 15km³.
- Η ελάχιστη απόσταση που πρέπει να έχει μία καταιγίδα από το ραντάρ είναι 40km ώστε να μην εισχωρεί στον κώνο της σιωπής.
- Η ανακλαστικότητα πρέπει να είναι τουλάχιστον 35dBz.

Το όριο της ανακλαστικότητας ορίστηκε στα 35dBz, αρχικά από τον Karacostas (1984), καθώς και από άλλους ερευνητές, όπως Roberts and Rutledge (2003), Bampzelis and Karacostas (2012), καθώς αποτελεί ένα αποτελεσματικό κατώφλι για καταιγιδοφόρα νέφη.

ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΜΕΤΑΒΛΗΤΕΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1 Ορισμός δεικτών αστάθειας και μετεωρολογικών παραμέτρων

Στο Κεφάλαιο αυτό γίνεται ανάλυση και επεξήγηση των μετεωρολογικών παραμέτρων και των δεικτών αστάθειας που χρησιμοποιούνται για τη σύνθεση του αλγορίθμου. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν εκφράζουν τις προϋποθέσεις δημιουργίας και ανάπτυξης των χαλαζοκαταιγίδων, δηλαδή ύπαρξη υγρασίας, αστάθεια και την παρουσία μηχανισμού ανύψωσης της αέριας μάζας.

3.1.1 Δείκτες αστάθειας

1) **Ανυψωτικός δείκτης (Lifted Index) LI:** Ορίζεται ως η διαφορά της θερμοκρασίας περιβάλλοντος στα 500hPa και της θερμοκρασίας της αέριας μάζας στα 500hPa μετά από ανύψωση με τις μέσες συνθήκες του οριακού στρώματος (Galway, 1956). Χρησιμοποιείται για την πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας από ανυψούμενη αέρια μάζα. Η τιμή του δείκτη εξαρτάται από το επίπεδο της ατμόσφαιρας που ξεκινά η ανύψωση της αέριας μάζας, αλλά δεν προσφέρει πληροφορίες για το στρώμα πάνω από το επίπεδο συμπύκνωσης LCL και κάτω από τη στάθμη των 500hPa. Υπολογίζεται από τη σχέση:

$$LI = T(500\text{hPa env}) - T(500\text{hPa parcel}) \quad (3.1)$$

Η πιθανότητα για εκδήλωση χαλαζοκαταιγίδων συνδέεται με αρνητικές τιμές του δείκτη. Όσο πιο αρνητικές οι τιμές του δείκτη, τόσο αυξάνεται και η πιθανότητα χαλαζόπτωσης. Κρίσιμες τιμές για τον LI αποτελούν:

$2 \leq LI$	ευστάθεια
$0 \leq LI < 2$	πιθανοί όμβροι ή μεμονωμένες καταιγίδες
$-2 \leq LI < 0$	πιθανότητα καταιγίδων

$$-4 \leq LI < -2$$

πιθανές ισχυρές καταιγίδες

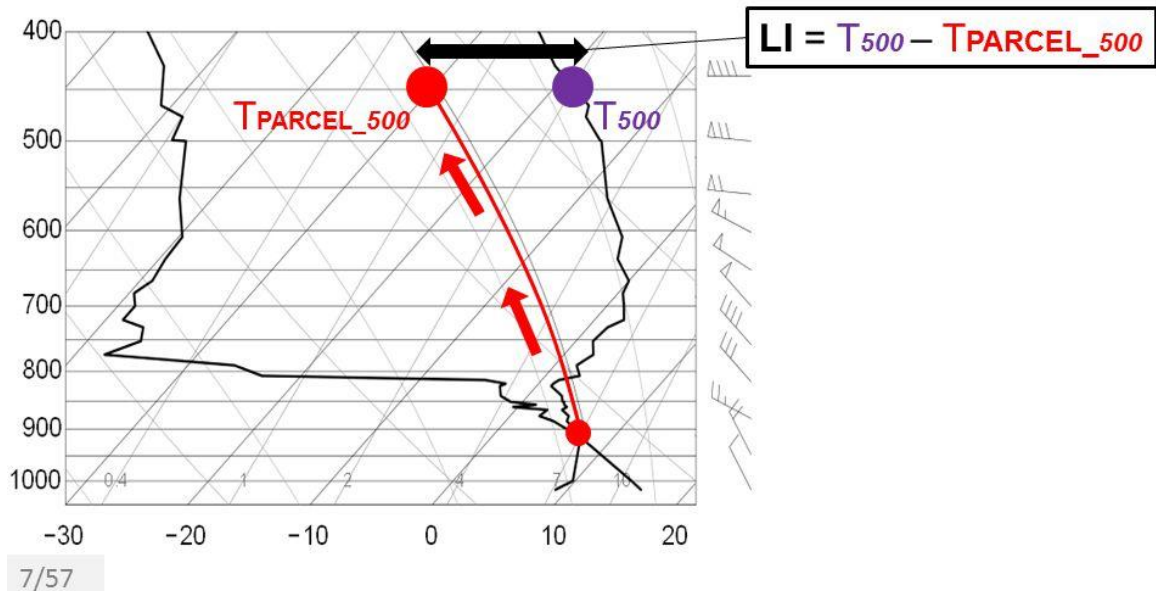
$$LI < -4$$

πιθανότητα σιφώνων

Ο Lifted Index υπολογίζεται, εκτός από την εξίσωση 3.1, και γραφικά από το τεφίγραμμα όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1.

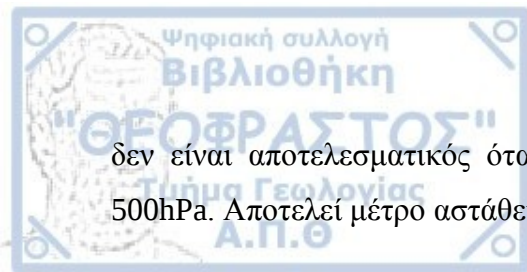
Lifted Index (LI)

- LI = 500 hPa Temperature (Ambient) – 500 hPa Parcel Temperature (Temperature that the parcel would have if ascending from the boundary layer)



Σχήμα 3.1: Γραφική απεικόνιση υπολογισμού του Lifted Index.

2) Δείκτης Showalter SI: Ο δείκτης SI, όπως ορίστηκε από τον Showalter (1953), υπολογίζεται μετά από ανύψωση ενός δείγματος αέρα από τα 850hPa στο δικό του επίπεδο συμπύκνωσης LCL σύμφωνα με την ξηρή αδιαβατική και έπειτα μέχρι τα 500hPa με την υγρή αδιαβατική. Έτσι, ο δείκτης ορίζεται ως η αλγεβρική διαφορά της θερμοκρασίας περιβάλλοντος στα 500hPa και της θερμοκρασίας του δείγματος αέρα στα 500hPa. Ο δείκτης



δεν είναι αποτελεσματικός όταν υπάρχει θερμοκρασιακή αναστροφή μεταξύ 850hPa και 500hPa. Αποτελεί μέτρο αστάθειας της ατμόσφαιρας και υπολογίζεται από την σχέση:

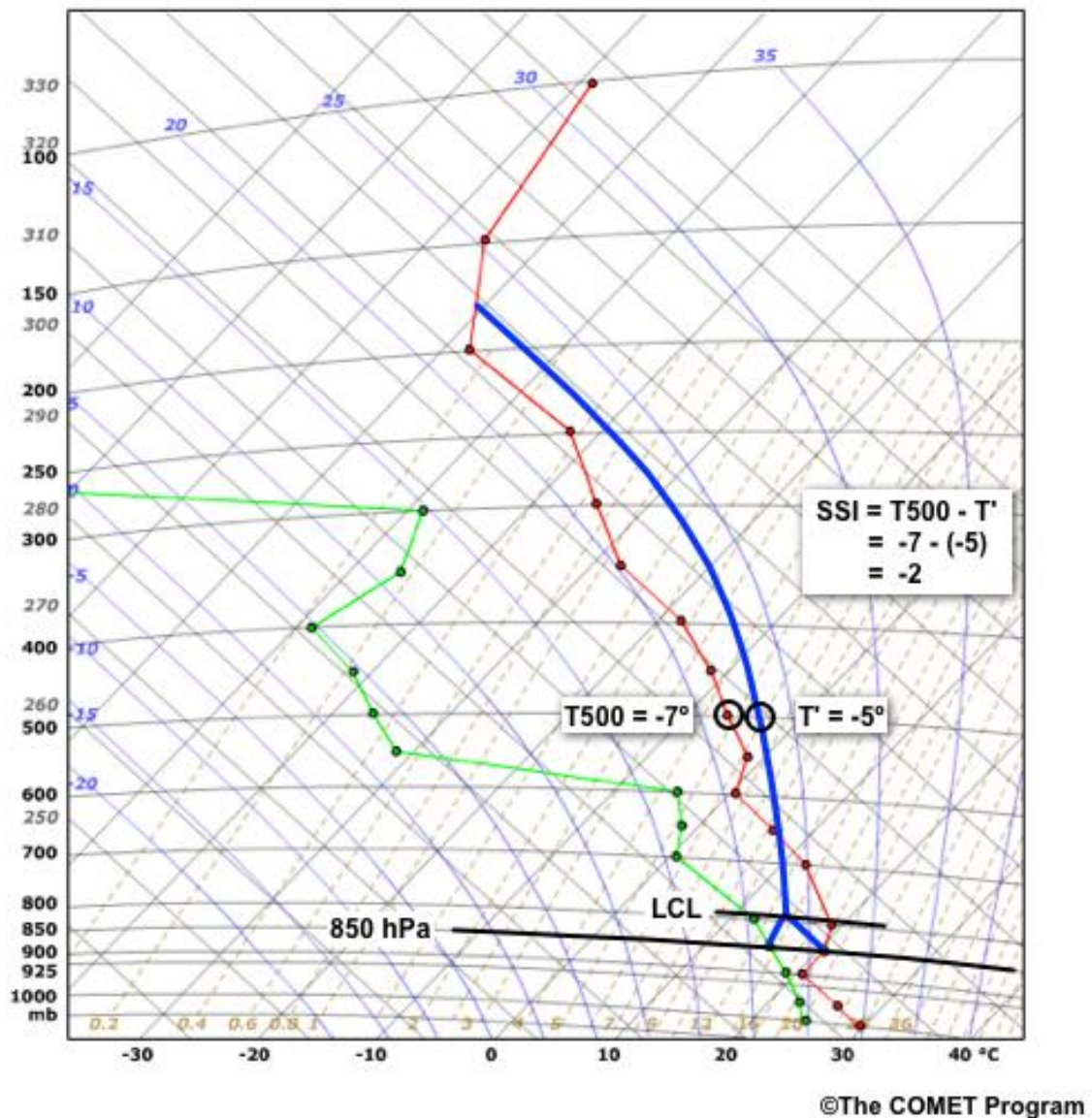
$$SI = T(500\text{hPa envir}) - T(500\text{hPa parcel}) \text{ σε βαθμούς Κελσίου.} \quad (3.2)$$

Οι κρίσιμες τιμές του είναι:

$3 \leq SI$	<i>ευστάθεια</i>
$0 \leq SI < 3$	<i>πιθανοί όμβροι ή μεμονωμένες καταιγίδες</i>
$-3 \leq SI < 0$	<i>πιθανότητα καταιγίδων</i>
$-6 \leq SI < -3$	<i>πιθανές ισχυρές καταιγίδες</i>
$SI < -6$	<i>πιθανότητα σιφώνων</i>

Η θερμοκρασία στα 500hPa προσδιορίζεται από τα δεδομένα της ραδιοβόλισης, ενώ η θερμοκρασία του δείγματος στα 500hPa υπολογίζεται γραφικά και από το τεφίγραμμα και συγκεκριμένα από τη θερμοκρασία στα 850hPa (Σχήμα 3.2).

Determination of Showalter Stability Index (SSI)



Σχήμα 3.2: Γραφική απεικόνιση υπολογισμού του Showalter Index.

(Πηγή:

http://ftp.comet.ucar.edu/ootw/mesoprim/tephigram/navmenu.php_tab_2_page_5.4.3_type_flash.htm)

Όταν ο ανερχόμενος αέρας είναι θερμότερος από το περιβάλλον, τότε επικρατεί αστάθεια και ο δείκτης παίρνει αρνητικές τιμές. Οι θετικές τιμές αντιστοιχούν σε πιθανότητα βροχόπτωσης και όχι καταιγίδων.

Ο συνδυασμός του δείκτη Showalter με τον δείκτη υγρασίας HI (Humidity Index) είναι αρκετά αποτελεσματικός στην περιοχή της Ελλάδας και Κύπρου (Κατσιμάρδος, 1979; Michalopoulou and Jacobides, 1987). Ο Humidity Index εκφράζει την υγρασία στα ισοβαρικά επίπεδα των 850hPa, 700hPa και 500hPa, ενώ ο Showalter πέρα από την αστάθεια εκφράζει την υγρασία στην κατώτερη ατμόσφαιρα, δηλαδή στα 850hPa. Έτσι, ο συνδυασμός των δύο καλύπτει την υγρασία και την αστάθεια σε μεγάλο πάχος της ατμόσφαιρας.

3) Δείκτης K: Ο δείκτης K ορίστηκε από τον George (1960) και αποτελεί το μέτρο της πιθανότητας εκδήλωσης καταιγίδας αέριας μάζας, λαμβάνοντας υπόψη την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα και την ποσότητα της υγρασίας στα χαμηλά επίπεδα της ατμόσφαιρας. Υπολογίζεται από τη σχέση (3.3):

$$KI = (T(850hPa) + Td(850hPa)) - T(500hPa) - (T(700hPa) - Td(700hPa)) \quad (3.3)$$

όπου T και Td η θερμοκρασία του αέρα και η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, αντίστοιχα. Οι τιμές του δείκτη εξαρτώνται από την περιοχή και από την εποχή. Όσο μεγαλύτερη η τιμή του, τόσο πιο πιθανή είναι η εκδήλωση καταιγίδων. Κρίσιμες τιμές του δείκτη K για πιθανότητα καταιγίδας είναι:

$K \leq 15$	0%
$15 < K \leq 20$	10-20%
$20 < K \leq 25$	20-40%
$25 < K \leq 30$	40-60%
$30 < K \leq 35$	60-80%
$35 < K \leq 40$	80-90%

4) Διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανοδική μεταφορά (CAPE): Αποτελεί μέτρο της μέγιστης κινητικής ενέργειας που μπορεί να αποκτήσει ένα δείγμα αέρα αν ανυψωθεί από το επίπεδο της ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς LFC ως το επίπεδο ισορροπίας EL, ή αλλιώς παριστάνει το έργο που παράγεται από την ανύψωσή του (Moncrieff and Miller, 1976). Δίνεται από τον τύπο (3.4):

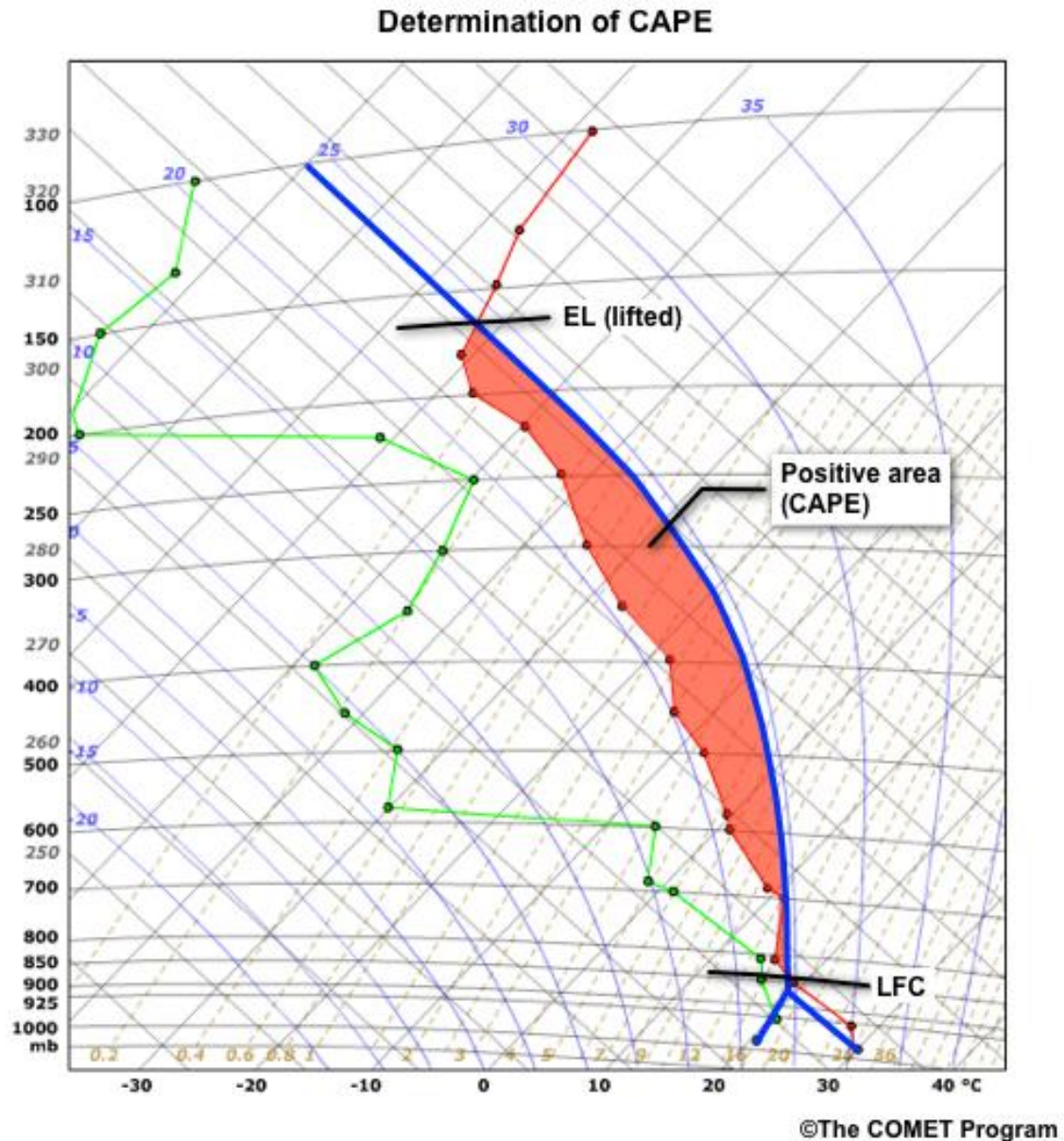
$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} (T_v^{parcel} - T_v^{env}) R_d d \ln p \quad (3.4)$$

όπου T_v^{parcel} και T_v^{env} η εικονική θερμοκρασία του δείγματος αέρα και του περιβάλλοντος, αντίστοιχα, R_d η ειδική σταθερά ξηρού αέρα και p η πίεση. Εκφράζεται σε J/Kg.

Στο τεφίγραμμα παριστάνει την επιφάνεια που ορίζεται από την υγρή αδιαβατική καμπύλη και τη θερμοβαθμίδα περιβάλλοντος από τη στάθμη LFC μέχρι το επίπεδο EL (Σχήμα 3.3). Όσο μεγαλύτερη η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δύο καμπυλών, τόσο μεγαλύτερες τιμές παίρνει ο δείκτης. Ο δείκτης CAPE είναι ίσως ο καλύτερος δείκτης για τον προσδιορισμό της αστάθειας στην ατμόσφαιρα, καθώς δεν αναφέρεται σε στοιχεία από συγκεκριμένα επίπεδα, αλλά σε όλη την ατμόσφαιρα. Κρίσιμες τιμές του δείκτη θεωρούνται:

$CAPE < 0$	ευστάθεια
$0 < CAPE < 1000$	οριακή αστάθεια
$1000 < CAPE < 2500$	μέτρια αστάθεια
$2500 < CAPE < 3500$	ισχυρή αστάθεια
$CAPE > 3500$	εξαιρετική αστάθεια

Μια διαφορετική έκφραση του δείκτη CAPE είναι ο MUCAPE. Ο MUCAPE εκφράζει το μέτρο της αστάθειας που υπάρχει στην τροπόσφαιρα. Περιγράφει την διαθέσιμη δυνητική ενέργεια που αποκτά το πιο ασταθές δείγμα αέρα που εντοπίζεται από την επιφάνεια έως τα 300hPa, όταν αυτό ανυψωθεί από το επίπεδο της ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς LFC.



Σχήμα 3.3: Γραφική απεικόνιση υπολογισμού του CAPE.

(Πηγή:

http://ftp.comet.ucar.edu/ootw/mesoprim/tephigram/navmenu.php_tab_2_page_5.1.0_type_flash.htm)

3.1.2 Παράμετροι υγρασίας

1) **Μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r):** Το ύψος ανάμειξης εκτείνεται από την επιφάνεια της γης έως το ύψος στο οποίο γίνεται ανάμειξη των αέριων ρύπων από τις

αναταράξεις στην ατμόσφαιρα. Το στρώμα μεταξύ της επιφάνειας και του ύψους ανάμειξης αποτελεί το στρώμα ανάμειξης, το οποίο πολλές φορές ταυτίζεται με το οριακό στρώμα. Το ατμοσφαιρικό αυτό στρώμα χαρακτηρίζεται από έντονες κατακόρυφες αναταράξεις που αναμειγνύουν και ανακατανέμουν ομοιόμορφα ποσότητες, όπως η δυνητική θερμοκρασία, η ορμή και η ταχύτητα του ανέμου.

Η αναλογία μίγματος ορίζεται ως ο λόγος της μάζας των υδρατμών από μια ποσότητα ατμοσφαιρικού αέρα προς τη μάζα του ξηρού αέρα που περιέχεται στο δείγμα αυτό (Huschke, 1959). Η μέτρηση της αναλογίας μίγματος δεν γίνεται με χρήση κάποιου οργάνου, αλλά από τον υπολογισμό της σχέσης (3.5):

$$r = \frac{0,622e}{p-e} \quad (3.5)$$

Όπου p η ατμοσφαιρική πίεση και e η τάση των υδρατμών.

Επομένως, η μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης αποτελεί τη μέση τιμή της αναλογίας μίγματος από την επιφάνεια της γης μέχρι το ύψος ανάμειξης. Αποτελεί παράμετρο της υγρασίας για το κομμάτι της ατμόσφαιρας έως το οριακό στρώμα.

2) Θερμοκρασία σημείου δρόσου (T_d): Η θερμοκρασία του σημείου δρόσου είναι η θερμοκρασία στην οποία μια αέρια μάζα πρέπει να ψυχθεί ώστε να καταστεί κορεσμένη σε υδρατμούς, διατηρώντας σταθερή την πίεση. Έτσι, η ποσότητα των υδρατμών είναι ανάλογη του σημείου δρόσου, δηλαδή όσο μεγαλύτερη είναι η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, τόσο περισσότερους υδρατμούς μπορεί να συγκρατήσει η ατμόσφαιρα. Η διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου αποτελεί καλή ένδειξη της σχετικής υγρασίας. Όταν η διαφορά τους είναι μικρή τότε η σχετική υγρασία είναι αυξημένη. Στην περίπτωση που η θερμοκρασία του περιβάλλοντος ταυτίζεται με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, τότε η σχετική υγρασία είναι 100%.

3.1.3 Μετεωρολογικές παράμετροι

1) Ύψος ισόθερμης 0°C της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου - WBZ (Height of

wet-bulb zero): Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου αποτελεί τη χαμηλότερη θερμοκρασία στην οποία μπορεί να ψυχθεί μια αέρια μάζα κάτω από σταθερές συνθήκες πίεσης, μέσω της εξάτμισης των υδρατμών που περιέχει (Fawbush and Miller, 1953). Το ύψος της μηδενικής θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου είναι εκείνο το ύψος στη ραδιοβόλιση όπου αντιστοιχεί η ισόθερμη του μηδενός μετά από ισοβαρική εξάτμιση των υδρατμών. Το ύψος της ισόθερμης του 0°C έχειδειχθεί ότι συνδέεται με την πιθανότητα χαλαζόπτωσης για εύρος υψών 1500-3500m από το έδαφος. Το ύψος της μηδενικής θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου είναι χαμηλότερο σε σχετικά ξηρό περιβάλλον. Το ξηρό αυτό στρώμα όπου η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου έχει θετικές τιμές, είναι πολύ ρηχό και οι πιθανότητες το χαλάζι να φτάσει στο έδαφος είναι αρκετές, καθώς δεν προλαβαίνει να λιώσει. Η πιθανότητα ο χαλαζόκοκκος να έχει μεγάλο μέγεθος εντοπίζεται κυρίως για ύψος της ισόθερμης στα 2500m από το έδαφος. Για τιμές έξω από αυτά τα όρια η εμφάνιση χαλαζιού στο έδαφος είναι σπάνια, καθώς θα λιώσει πριν φτάσει στο έδαφος και θα πέσει ως βροχή. Όταν το ύψος είναι κάτω από τα 2000m, ο σχετικά ψυχρός αέρας στην κατώτερη τροπόσφαιρα ενισχύει την ανάπτυξη ισχυρών ανοδικών ρευμάτων που απαιτούνται για τη δημιουργία των χαλαζόκοκκων. Για ύψη πάνω από 3500m το χαλάζι δεν προλαβαίνει συνήθως να φτάσει στο έδαφος.

2) Υετίσιμο ύδωρ (Precipitable water): Ως υετίσιμο ύδωρ ορίζεται η συνολική ποσότητα υδρατμών που περιέχεται σε μια κατακόρυφη στήλη εγκάρσιας διατομής που εκτείνεται μεταξύ δύο καθορισμένων επιπέδων πίεσης, αν οι υδρατμοί συμπυκνωθούν πλήρως και συλλεχθούν σε ένα δοχείο με την ίδια διατομή. Το ολικό υετίσιμο ύδωρ είναι αυτό που περιέχεται σε μια μοναδιαία στήλη αέρα που εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι την κορυφή της ατμόσφαιρας. Αν $r(P)$ η αναλογία μίγματος στο ισοβαρικό επίπεδο P και g η επιτάχυνση της βαρύτητας, τότε το υετίσιμο ύδωρ W , που περιέχεται στο ατμοσφαιρικό στρώμα που παρεμβάλλεται μεταξύ των πιέσεων P_1 και P_2 , δίνεται από τη μαθηματική έκφραση (3.6) (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 1994):

$$PW = \frac{1}{g} \int_{P_1}^{P_2} r(P) dP \quad (3.6)$$

Το υετίσιμο ύδωρ υπολογίζεται για οποιοδήποτε ατμοσφαιρικό στρώμα οριστεί από τις πιέσεις P_1 και P_2 . Έτσι, τα όρια μπορούν να οριστούν και να προσαρμοστούν στα βασικά επίπεδα της ατμόσφαιρας που σχετίζονται με το φαινόμενο που μελετάται. Τέτοια επίπεδα

είναι ισοβαρικά, ή ισοβαρικές στάθμες όπου εντοπίζονται βασικές ισόθερμες, ακόμα και επίπεδα συμπύκνωσης.

3) Πάχος του στρώματος 1000-500hPa: Το πάχος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιπέδων προσδιορίζεται από την κάθετη απόσταση σε μέτρα μεταξύ των γεωδυναμικών υψών των δύο επιπέδων. Η απόσταση της ισοβαρικής επιφάνειας των 1000hPa από την επιφάνεια των 500hPa, είναι συνάρτηση της μέσης θερμοκρασίας και της μέσης υγρασίας του αέρα που περιέχεται μεταξύ των δύο επιφανειών. Δηλαδή, το πάχος του στρώματος αναφέρεται στη μέση δυνητική θερμοκρασία.

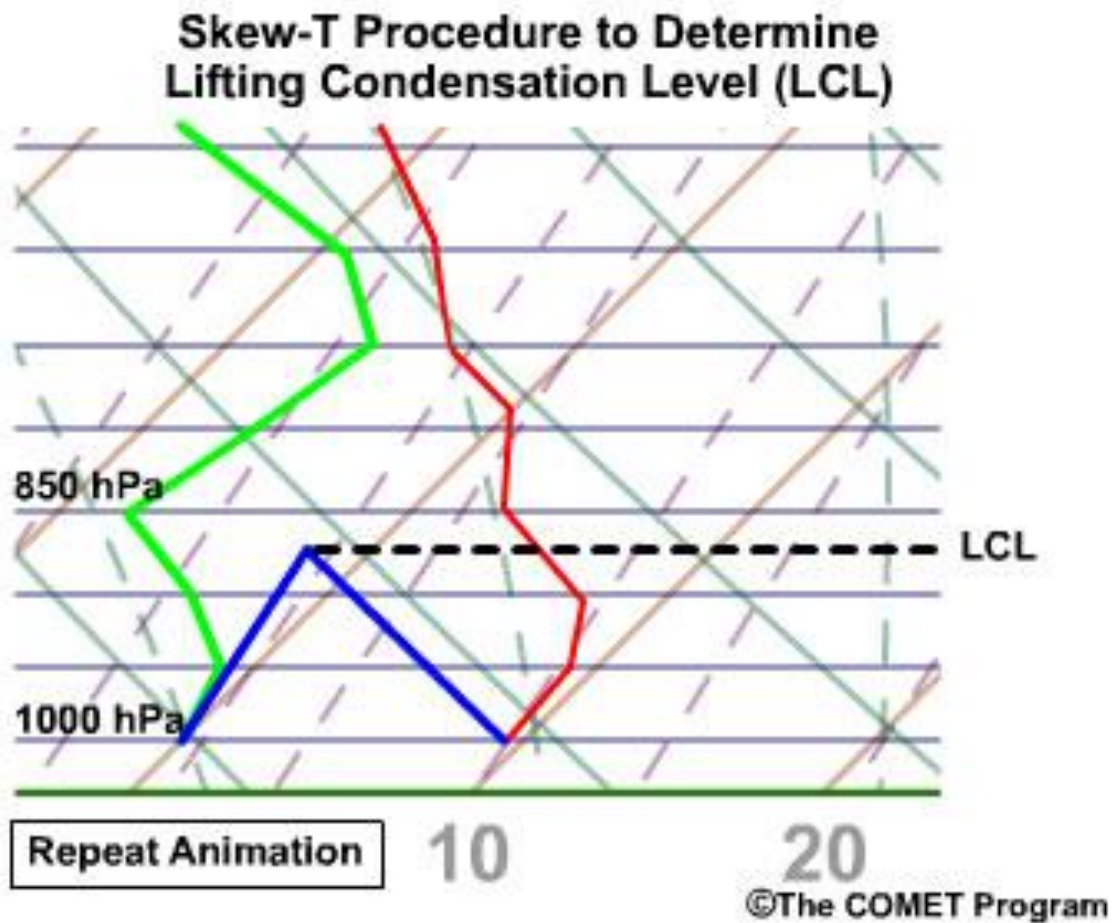
Ο ψυχρός αέρας είναι πυκνότερος, δηλαδή εκτείνεται σε μικρότερο ύψος από την επιφάνεια μέχρι την τροπόσφαιρα, ενώ ο θερμός αέρας είναι αραιότερος και εκτείνεται σε μεγαλύτερο ύψος. Θεωρώντας μια στήλη ατμοσφαιρικού αέρα που εκτείνεται από τα 1000hPa έως τα 500hPa, το πάχος, δηλαδή η υψομετρική απόσταση των δύο επιφανειών, συνδέεται άμεσα με τη μέση θερμοκρασία της στήλης αυτής.

Γνωρίζοντας το πάχος μεταξύ των δύο αυτών στρωμάτων είναι δυνατόν να γίνει πρόγνωση για βροχή, χιόνι και χαλάζι. Λόγω της σύνδεσης του με τη μέση θερμοκρασία, έχουν καθιερωθεί εμπειρικά τυπικές τιμές του πάχους των στρωμάτων οι οποίες είναι αντιπροσωπευτικές στο διαχωρισμό βροχή-χιόνι, πάνω από συγκεκριμένη περιοχή. Οι κρίσιμες τιμές, όπως λέγονται, εξαρτώνται από το γεωγραφικό πλάτος, το υψόμετρο και την εποχή (Milrad Shawn, 2017). Οι κρίσιμες τιμές όπως έχουν οριστεί για τρεις περιοχές στη Βόρεια Αμερική παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.1. Τιμές του πάχους μεγαλύτερες της κρίσιμης τιμής συνδέονται με χιόνι, ενώ μικρότερες τιμές με βροχή. Για τιμές κοντά στην κρίσιμη τιμή του πάχους είναι πιθανή η εμφάνιση παγωμένης βροχής ή μικρών χαλαζόκοκκων (ice pellets).

Πίνακας 3.1: Τυπικές τιμές του πάχους 1000-500hPa πάνω από διάφορες περιοχές της Β. Αμερικής (Milrad Shawn, 2017).

Περιοχή	Τυπικές τιμές απόστασης 1000-500hPa (dam)
East of Rockies	540
Rockies	550
West coast	525

4) Θερμοκρασία επιπέδου συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου: Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου (lifted condensation level, LCL) είναι εκείνο το επίπεδο στο οποίο μια μη κορεσμένη αέρια μάζα πρέπει να ανέλθει μέσω αδιαβατικών διαδικασιών, προκειμένου να καταστεί κορεσμένη σε υδρατμούς. Το επίπεδο αυτό βρίσκεται σε μία συγκεκριμένη ισόθερμη, η θερμοκρασία της οποίας αποτελεί τη θερμοκρασία του LCL. Κατά την άνοδο, τα μεγέθη που παραμένουν σταθερά είναι η αναλογία μίγματος r και η δυνητική θερμοκρασία. Η αναλογία μίγματος κορεσμού, r_s , μειώνεται μέχρι να εξισωθεί με την αναλογία μίγματος r στο LCL. Επομένως, στο τεφίγραμμα το LCL βρίσκεται στο σημείο όπου τέμνονται η καμπύλη της δυνητικής θερμοκρασίας με την αέρια μάζα να είναι υπό πίεση P και θερμοκρασία T , και της καμπύλης r_s όταν η αέρια μάζα είναι υπό πίεση P και θερμοκρασία σημείου δρόσου T_d .



Σχήμα 3.4: Εντοπισμός επιπέδου συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου από το σημείο Α στο σημείο C. (Πηγή: <http://weathertogether.net/weather-101/how-to-read-skew-t-charts/>)

5) Δυνητική θερμοκρασία του στρώματος ανάμειξης: Με τον όρο δυνητική θερμοκρασία ορίζεται η θερμοκρασία που θα είχε ένα ακόρεστο δείγμα αέρα, αν μεταφερόταν αδιαβατικά από την αρχική του θέση σε πίεση p_0 1000hPa. Η μαθηματική έκφραση της δυνητικής θερμοκρασίας είναι:

$$\Theta = T_1 \left(\frac{p_0}{p_1} \right)^\kappa \quad (3.7)$$

Όπου Θ η δυνητική θερμοκρασία, T η θερμοκρασία του περιβάλλοντος και κ η σταθερά Poisson. Αν θεωρήσουμε πως η αδιαβατική μεταβολή συμβαίνει μεταξύ πίεσης και θερμοκρασίας $P_1=P$, $T_1=T$ και $P_0=1000\text{hPa}$, τότε η σχέση μετασχηματίζεται:

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,286} \quad \text{για τον ξηρό αέρα} \quad (3.8)$$

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,286(1-0,2r)} \quad \text{για τον υγρό αέρα} \quad (3.9)$$

Επειδή η Θ εξαρτάται μόνο από τον σταθερό λόγο $(T/P)^{0,286}$, παραμένει σταθερή κατά την αδιαβατική μεταβολή και έτσι μπορεί να χαρακτηρίσει τη συγκεκριμένη αέρια μάζα.

6) Κρίσιμες ισόθερμες στην ατμόσφαιρα: Η επιλογή των γεωδυναμικών υψών και των ισοβαρικών επιφανειών στις οποίες εντοπίζονται οι ισόθερμες των 0°C , -5°C και -20°C στηρίζεται στον μηχανισμό Bergeron-Findeisen. Τα ψυχρά νέφη, δηλαδή εκείνα όπου εκτείνονται σε θερμοκρασίες μικρότερες του μηδενός, αποτελούνται από παγοκρυστάλλους και υδροσταγόνες σε υπέρτηξη, δηλαδή υδροσταγόνες που διατηρούν την υγρή τους μορφή σε αρνητικές θερμοκρασίες. Γενικά, όταν ο αέρας είναι κορεσμένος ως προς το νερό, τότε είναι υπερκορεσμένος ως προς τον πάγο. Αυτό συμβαίνει σε θερμοκρασίες περίπου -15°C . Οι χαλαζόκοκκοι σχηματίζονται σε θερμοκρασίες μεταξύ από 0°C έως και -40°C κατά την σύγκρουση και συνένωση των υδροσταγόνων με τους παγοκρυστάλλους, ή μεταξύ των παγοκρυστάλλων (Καρακώστας, 1999).

Το ύψος της ισόθερμης του μηδενός είναι καθοριστικό για την επιβίωση του χαλαζόκοκκου κατά την πτώση του στο έδαφος. Το μέγεθος του χαλαζόκοκκου, καθώς πέφτει λόγω της βαρύτητας, όταν φτάσει σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες του μηδενός, μειώνεται σε μέγεθος μέσω τήξης ή μέσω τριβών από τον ατμοσφαιρικό αέρα. Όσο πιο χαμηλά βρίσκεται η ισόθερμη του μηδενός, τόσες περισσότερες πιθανότητες έχει ο χαλαζόκοκκος να επιβιώσει. Αυτός είναι και ο λόγος που την περίοδο της άνοιξης επιβιώνουν περισσότερες χαλαζοκαταιγίδες από το καλοκαίρι.

Η ισόθερμη των -5°C καθορίζει τα χαρακτηριστικά και την ποσότητα των χαλαζόκοκκων που δημιουργούνται κατά τις ανοδικές και καθοδικές τους κινήσεις μέσα στο νέφος. Το ύψος

στο οποίο εντοπίζεται η ισόθερμη του μηδενός προσδιορίζει το ύψος που ξεκινά η παγοποίηση στην ατμόσφαιρα.

3.2 Μέθοδοι επεξεργασίας - Μοντέλα παλινδρόμησης

Ανάλυση παλινδρόμησης (Regression analysis) είναι ένα σύνολο στατιστικών διαδικασιών για την εκτίμηση της σχέσης μεταξύ ενός πλήθους ανεξάρτητων μεταβλητών με την εξαρτημένη. Δηλαδή, εκφράζει το βαθμό στον οποίο μεταβάλλεται η τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής, όταν αλλάζει η τιμή μιας ανεξάρτητης μεταβλητής, διατηρώντας τις υπόλοιπες σταθερές. Όταν η εξαρτημένη μεταβλητή συνδέεται με μία μόνο ανεξάρτητη, τότε η παλινδρόμηση ονομάζεται απλή, ενώ όταν συμμετέχουν περισσότερες ανεξάρτητες μεταβλητές, τότε ονομάζεται πολλαπλή.

Τα μοντέλα παλινδρόμησης χαρακτηρίζονται ως η εξέλιξη της μαθηματικής αποτύπωσης σύμφωνα με την οποία συμπεριφέρεται μια μεταβλητή. Η μεταβλητή αυτή ονομάζεται εξαρτημένη, συμβολίζεται με Y και αποτελεί την εκτιμώμενη μεταβλητή του μοντέλου. Με την παλινδρόμηση εξετάζεται ο βαθμός στον οποίο μεταβάλλεται η τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής όταν μεταβληθεί η τιμή μιας ανεξάρτητης μεταβλητής, διατηρώντας τις υπόλοιπες σταθερές. Οι ανεξάρτητες μεταβλητές περιγράφουν δηλαδή τη συμπεριφορά της εξαρτημένης, λειτουργούν ως προγνωστικές και συμβολίζονται με X .

Όταν οι ανεξάρτητες μεταβλητές αποτελούν απλούς συντελεστές της εξαρτημένης μεταβλητής, τότε το μοντέλο παλινδρόμησης ονομάζεται γραμμικό. Γενικά, η πολυπλοκότητα του κάθε μοντέλου παλινδρόμησης καθορίζεται από το σκοπό δημιουργίας του και από τις διαδικασίες που περιγράφονται μέσα από αυτό.

3.2.1 Γραμμική παλινδρόμηση

Η πρόγνωση και η μελέτη του καιρού και του κλίματος βασίζεται σε σημαντικό βαθμό στη στατιστική. Η ατμόσφαιρα αποτελεί ένα μη γραμμικό δυναμικό σύστημα και η

κατανόηση της δεν μπορεί να γίνει σε ντετερμινιστικό περιβάλλον. Συνεπώς, οι στατιστικές μέθοδοι είναι απαραίτητο εργαλείο στη μελέτη ενός τέτοιου συστήματος.

Η απλή γραμμική παλινδρόμηση περιγράφει τη γραμμική εξάρτηση μεταξύ δύο μεταβλητών, έστω x και y . Η x είναι η ανεξάρτητη μεταβλητή, ενώ η y η εξαρτημένη μεταβλητή. Με τη διαδικασία της παλινδρόμησης, γίνεται η επιλογή της ευθείας που δίνει το μικρότερο σφάλμα για τις προγνώσεις y από το σύνολο x των παρατηρήσεων. Έτσι, για ένα σύνολο ζευγών (x,y) η απλή γραμμική παλινδρόμηση δίνεται από την σχέση:

$$Y_i = b_0 + b_1 x_i \quad (3.10)$$

και η ευθεία που προκύπτει ελαχιστοποιεί τις τετραγωνοποιημένες κάθετες αποστάσεις μεταξύ αυτής και των σημείων στο διάγραμμα διασποράς. Οι κάθετες αποστάσεις μεταξύ των σημείων και της ευθείας αποτελούν τα σφάλματα και εκφράζονται από τη σχέση:

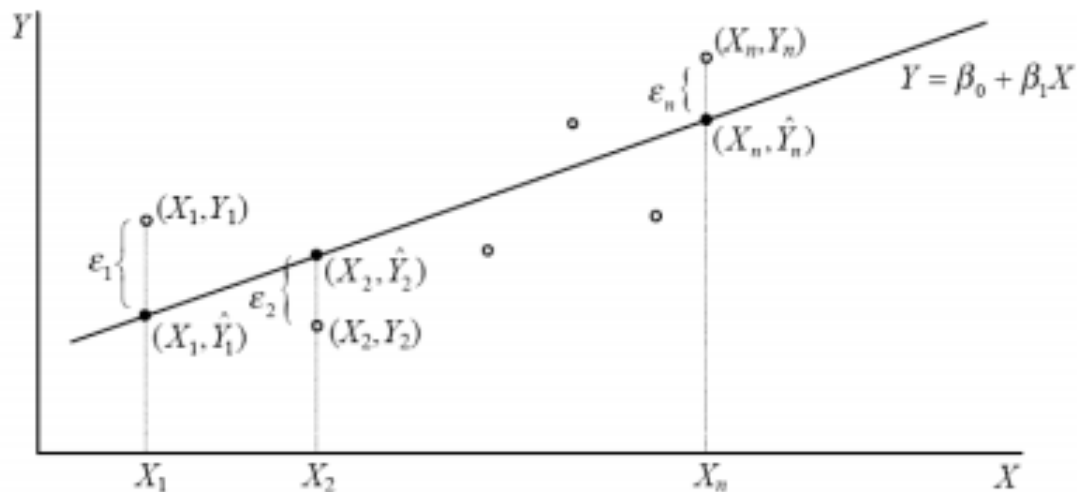
$$e_i = y_i - y(x_i) \quad (3.11)$$

Δηλαδή για κάθε ζεύγος (x_i, y_i) αντιστοιχεί σφάλμα e_i . Σημεία δεδομένων που βρίσκονται πάνω από την ευθεία υποδηλώνουν θετικό σφάλμα και σημεία κάτω από την ευθεία αρνητικό σφάλμα. Στην περίπτωση της πρόγνωσης, το θετικό σφάλμα υποδηλώνει ότι το προγνωστικό αποτέλεσμα είναι μεγαλύτερο από αυτό που παρατηρήθηκε και το αντίστροφο για το αρνητικό σφάλμα. Ο συνδυασμός των εξισώσεων 3.10 και 3.11 δίνει την εξίσωση της παλινδρόμησης (3.12):

$$y_i = y_i + e_i = b_0 + b_1 x_i + e_i \quad (3.12)$$

Η ευθεία της γραμμικής παλινδρόμησης δεν είναι απαραίτητο να περιλαμβάνει όλα τα ζεύγη των παρατηρήσεων Y_i . Στο Σχήμα 3.5 απεικονίζονται γραφικά τα δεδομένα των στοιχείων παλινδρόμησης. Σκοπός δεν είναι να προσαρμοστεί η ευθεία στο σύνολο των ζευγών, αλλά να μειωθούν τα σφάλματα e_i των δεδομένων από τις εκτιμώμενες τιμές. Για το λόγο αυτόν, ο υπολογισμός των b_0 , και b_1 βασίζεται στη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, ώστε να ελαχιστοποιηθεί η απόκλιση των εκτιμώμενων από τις πραγματικές τιμές του Y . Στην περίπτωση της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, οι συντελεστές υπολογίζονται από τις σχέσεις:

$$b_0 = \frac{\sum_i X_i Y_i - n \bar{X} \bar{Y}}{\sum_i X_i^2 - n \bar{X}^2} \quad \text{και} \quad b_1 = \bar{Y} - b_0 \bar{X} \quad (3.13)$$



Σχήμα 3.5: Γραφική αναπαράσταση των δεδομένων των στοιχείων παλινδρόμησης (Μανωλέσου, 2015).

3.2.2 Πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση

Η πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση αποτελεί την επέκταση της απλής γραμμικής παλινδρόμησης. Η διαφορά με την απλή γραμμική παλινδρόμηση είναι πως πλέον υπάρχουν παραπάνω από μία ανεξάρτητες μεταβλητές x που εκφράζουν την εξαρτημένη μεταβλητή y . Τα μετεωρολογικά φαινόμενα και ειδικότερα οι χαλαζοκαταιγίδες, δεν εξαρτώνται από μια μεταβλητή και θα ήταν λάθος ή ελλιπής η απεικόνισή τους με την απλή γραμμική παλινδρόμηση.

Αν θεωρήσουμε K ανεξάρτητες μεταβλητές, η προγνωστική εξίσωση γίνεται:

$$y = b_0 + b_1 x_1 + b_2 x_2 + \dots + b_K x_K \quad (3.14)$$

Όπου $b_1, b_2, \dots, b_K$ οι μερικοί συντελεστές παλινδρόμησης. Η εξίσωση (3.14) προσδιορίζει τη συμπεριφορά της εξαρτημένης μεταβλητής με ένα πλήθος ανεξάρτητων μεταβλητών. Ο κάθε συντελεστής b_i εκφράζει τη μεταβολή της εξαρτημένης μεταβλητής y όταν μεταβάλλεται η μεταβλητή που αντιστοιχεί στο συντελεστή κατά μία μονάδα, διατηρώντας σταθερές τις υπόλοιπες μεταβλητές.

Η εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου πραγματοποιείται με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων. Έτσι, δημιουργείται ένας πίνακας για την εκτίμηση των συντελεστών και δίνεται από την σχέση:

$$B = (X'X)^{-1} X'Y \quad (3.15)$$

Όπου ο πίνακας X περιέχει στην πρώτη στήλη τη μονάδα και στις υπόλοιπες τις τιμές που παρατηρούνται για κάθε μια ανεξάρτητη μεταβλητή, και Y ο πίνακας με τις τιμές της εξαρτημένης μεταβλητής (Κολυβά-Μαχαίρα και Μπόρα-Σέντα, 1998).

Τα κριτήρια στην επιλογή των μεταβλητών για την εφαρμογή της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης, ορίζουν πως οι μεταβλητές πρέπει να είναι ποσοτικές και να υπάρχει γραμμική σχέση με την εξαρτημένη, ενώ οι ανεξάρτητες μεταβλητές μεταξύ τους πρέπει να μην συσχετίζονται.

3.2.3 Μη γραμμική παλινδρόμηση

Παρόλο που η γραμμική παλινδρόμηση και η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων αντιπροσωπεύουν την πλειοψηφία των εφαρμογών παλινδρόμησης, σε πολλές περιπτώσεις είναι αναγκαίο να χρησιμοποιηθεί μια πιο σύνθετη μορφή παλινδρόμησης. Στη Μετεωρολογία η σχέση των ατμοσφαιρικών μεταβλητών και των σύνθετων φαινομένων όπως οι καταιγίδες, δεν αποτυπώνονται με γραμμικές σχέσεις. Η μη γραμμική παλινδρόμηση είναι κατάλληλη όταν η σχέση που υπαγορεύεται από τη φύση του φυσικού προβλήματος είναι μη γραμμική.

Στην παρούσα εργασία η δημιουργία του μη γραμμικού μοντέλου παλινδρόμησης έγινε με τη μέθοδο των συντελεστών βαρύτητας. Η κάθε ανεξάρτητη μεταβλητή συνδέεται με την εξαρτημένη, όχι απαραίτητα με γραμμική σχέση, αλλά και με λογαριθμική, εκθετική ή πολυωνυμική ($2^{\text{ου}}$, $3^{\text{ου}}$ κοκ). Από το διάγραμμα διασποράς που εκφράζει καλύτερα τη σχέση κάθε μιας από τις ανεξάρτητες μεταβλητές με την εξαρτημένη, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης. Για κάθε μεταβλητή υπολογίζεται ο συντελεστής βαρύτητας w_i του μη γραμμικού μοντέλου, σύμφωνα με τη σχέση (3.16):

$$w_i = \frac{R_i}{\sum_{j=1}^n R_j} \quad (3.16)$$

όπου n το πλήθος των ανεξάρτητων μεταβλητών και R_i ο συντελεστής συσχέτισης κάθε μεταβλητής.

Αφού υπολογιστούν τα βάρη όλων των παραμέτρων, τότε γίνεται η σύνθεση της μη γραμμικής εξίσωσης κατά τον τρόπο:

$$Y = w_1 Y_1 + w_2 Y_2 + w_i Y_i \quad (3.17)$$

Όπου Y_i , με $i=1, n$, η σχέση (γραμμική, εκθετική, λογαριθμική ή πολυωνυμική) μεταξύ της εξαρτημένης και της κάθε μια από τις n ανεξάρτητες μεταβλητές.

3.2.4 Συσχετίσεις

Η ανάλυση του βαθμού συσχέτισης μεταξύ δύο μεταβλητών, αποτελεί την ένδειξη για το πόσο ισχυρή ή ασθενής είναι η σχέση που τις συνδέει. Στην περίπτωση της παλινδρόμησης, εκφράζει το πόσο καλά προσαρμόζεται η γραμμή παλινδρόμησης στο σύνολο των δεδομένων. Τα παραπάνω περιγράφονται από έναν δείκτη που ονομάζεται συντελεστής προσδιορισμού (R^2), η τετραγωνική ρίζα του οποίου είναι ο συντελεστής συσχέτισης (R). Μέσω των δύο αυτών συντελεστών ελέγχεται η γραμμικότητα της σχέσης της εξαρτημένης μεταβλητής με τις ανεξάρτητες (Kohler, 1988).

3.2.4.1 Απλή γραμμική συσχέτιση

Ο συντελεστής προσδιορισμού (coefficient of determination) εκφράζει τη διακύμανση της εξαρτημένης μεταβλητής που μπορεί να εξηγηθεί από τις ανεξάρτητες μεταβλητές. Αποτελεί το απλούστερο μέτρο για την εκτίμηση της ερμηνευτικής ικανότητας ενός μοντέλου γραμμικής παλινδρόμησης και ελέγχει την ισχύ της γραμμικότητας της σχέσης μεταξύ της εξαρτημένης με τις ανεξάρτητες μεταβλητές. Ορίζεται από το λόγο της διακύμανσης των τιμών από την εκτίμηση της εξαρτημένης μεταβλητής προς την διακύμανση των τιμών που έχουν παρατηρηθεί στην πραγματικότητα. Ο τύπος του συντελεστή προσδιορισμού R^2 δίνεται από την σχέση:

$$R^2 = \frac{\text{μεταβλητότητα της } Y \text{ λόγω της } X}{\text{ολική μεταβλητότητα της } Y} \quad (3.18)$$

Η τετραγωνική ρίζα του συντελεστή προσδιορισμού R^2 εκφράζει έναν άλλον δείκτη του βαθμού της γραμμικότητας της σχέσης μεταξύ δύο τυχαίων μεταβλητών:

$$R = \sqrt{R^2} \quad (3.19)$$

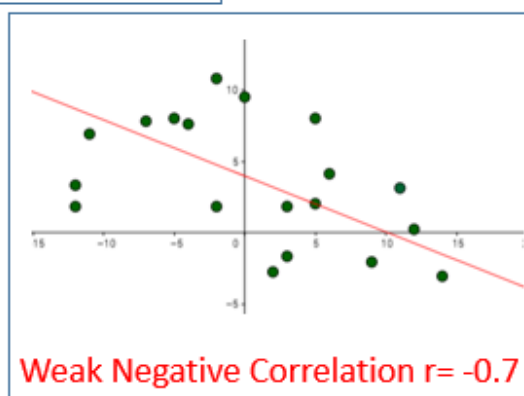
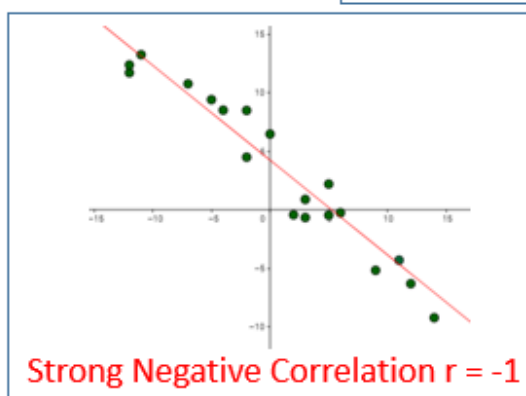
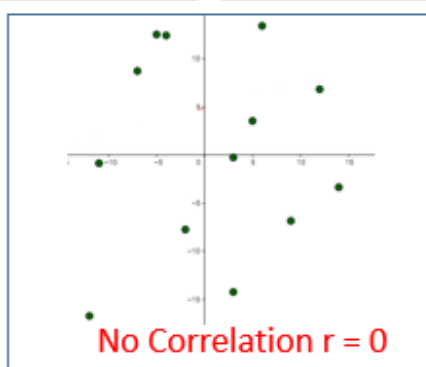
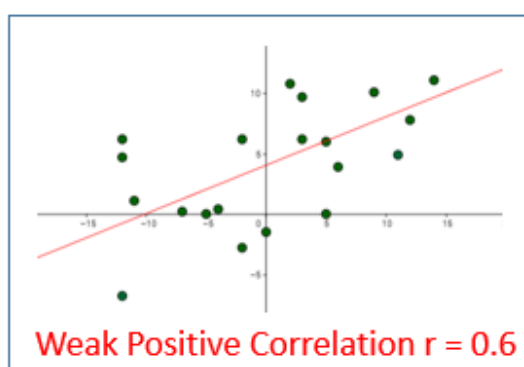
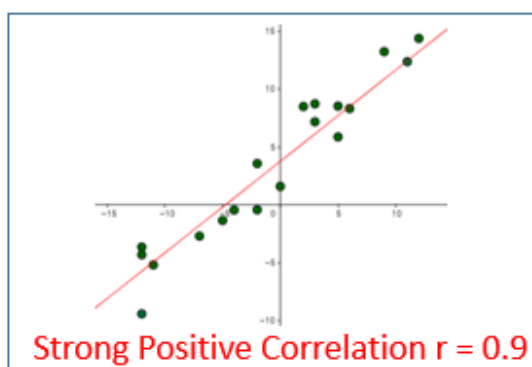
Ο δείκτης αυτός ισούται με το συντελεστή συσχέτισης r των δύο αυτών μεταβλητών και δίνεται από την σχέση:

$$R = r = \frac{s_{XY}}{s_X s_Y} = \frac{\sum_i X_i Y_i - n \bar{X} \bar{Y}}{\sqrt{\sum_i X_i^2 - n \bar{X}^2} \sqrt{\sum_i Y_i^2 - n \bar{Y}^2}} \quad (3.20)$$

Από την σχέση (3.20) το R υπολογίζεται δίχως ανάλυση παλινδρόμησης. Οι τιμές του συντελεστή συσχέτισης κυμαίνονται στο εύρος $-1 \leq r \leq 1$. Όταν το r ισούται με -1 ή 1 τότε υπάρχει τέλεια αρνητική ή θετική γραμμική συσχέτιση, αντίστοιχα, ενώ η τιμή 0 δηλώνει τη μη γραμμική συσχέτιση των δύο μεταβλητών. Οι τιμές μεταξύ του εύρους -1 έως 1 υποδηλώνουν ενδιάμεσες καταστάσεις συσχέτισης.

Οι παραπάνω συντελεστές σε συνδυασμό με το διάγραμμα διασποράς, παρέχουν πληροφορίες για τη φύση και το βαθμό της συσχέτισης μεταξύ των δύο μεταβλητών που μελετώνται (Σχήμα 3.6).

Examples of Correlation Coefficient



Σχήμα 3.6: Διαγράμματα διασποράς για διαφορετικές περιπτώσεις του συντελεστή γραμμικής συσχέτισης. (Πηγή: <https://www.onlinemathlearning.com/correlation-coefficient-id8.html>)

Οι παραπάνω συντελεστές ελέγχουν αν η σχέση που συνδέει την εξαρτημένη μεταβλητή με μία ή περισσότερες ανεξάρτητες είναι γραμμική. Έτσι αν η τιμή τους είναι κοντά στο μηδέν, τότε η σχέση δεν είναι γραμμική, αλλά υπάρχει το ενδεχόμενο να συνδέονται με άλλου είδους σχέση, μη γραμμική.

Σε ορισμένες περιπτώσεις, ενώ οι συντελεστές παρουσιάζουν υψηλές τιμές που υποδηλώνουν ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των μεταβλητών, μπορεί το συμπέρασμα αυτό να οφείλεται στην τύχη και να μην αποτελεί αληθές γεγονός. Για την αποφυγή λανθασμένων συμπερασμάτων είναι αναγκαίος ο έλεγχος της φυσικής σημασίας της σχέσης των παραμέτρων μεταξύ τους. Επιπλέον, είναι θεμιτό να ορίζεται και να ελέγχεται η στάθμη σημαντικότητας των συντελεστών ώστε οι τιμές που προκύπτουν να είναι στατιστικά σημαντικές. Στον κλάδο της Μετεωρολογίας συνήθως χρησιμοποιείται η στάθμη σημαντικότητας $\alpha=0,05$.

3.2.5 Έλεγχος καλής προσαρμογής

Με τον όρο καλή προσαρμογή (goodness of fit) χαρακτηρίζεται ένα στατιστικό μοντέλο που ερμηνεύει σωστά και με ακρίβεια τη μεταβλητή που περιγράφει (Fotheringham and Rogerson, 1993). Ο έλεγχος της προσαρμογής ενός μοντέλου πολλαπλής παλινδρόμησης εκτιμάται με την εφαρμογή στατιστικών μέτρων. Τα μέτρα αυτά είναι ο συντελεστής προσδιορισμού R^2 , το κριτήριο Akaike Information Criterion (AIC), ο στατιστικός έλεγχος F, η δημιουργία του πίνακα ANOVA, η απόκλιση και το χ^2 .

Πραγματοποιείται ανάλυση διασποράς, ή αλλιώς ανάλυση διακύμανσης, για να εξεταστεί κατά πόσο οι ανεξάρτητες μεταβλητές συνδέονται γραμμικά με την εξαρτημένη. Ως ανάλυση διασποράς ορίζεται η μέθοδος με την οποία εξετάζονται και προσδιορίζονται οι πηγές των αποκλίσεων που παρατηρούνται σε δειγματικά δεδομένα. Ανάλυση διασποράς εφαρμόζεται και σε κάθε μια από τις ανεξάρτητες μεταβλητές χωριστά, ώστε να γίνει η επιλογή των κατάλληλων στη διαδικασία της παλινδρόμησης. Επίσης, γίνεται στατιστικός έλεγχος σημαντικότητας για τα μοντέλα-αλγορίθμους που δημιουργούνται.

Η ανάλυση διασποράς αποτυπώνεται στον Πίνακα Ανάλυσης Διακύμανσης ANOVA (Σχήμα 3.7).

**Πίνακας Ανάλυσης Διακύμανσης (Διασποράς)
ANOVA**

Αιτία Διασποράς	Αθροισμα Τετραγώνων SS	Βαθμοί Ελευθερίας DF	Μέσα Τετραγωνικά Λάθη MS	F (κάτω από την H_0)
Μεταξύ Επιδράσεων (between treatments)	SSTr	k - 1	$S_0^2 = \frac{SSTr}{k - 1}$	$F = \frac{S_0^2}{S_p^2}$
Μέσα στις Επιδράσεις (λάθος) (within treatments)	SSE	N - k	$S_p^2 = \frac{SSE}{N - k}$	
Σύνολο	SST	N - 1		

Σχήμα 3.7: Απεικόνιση του Πίνακα Ανάλυσης Διακύμανσης ANOVA. (Πανάρετος, 2017).

Το SST συμβολίζει τη συνολική τετραγωνική απόκλιση, SST_r είναι η συνολική τετραγωνική απόκλιση λόγω των επιδράσεων και SSE η τετραγωνική απόκλιση του λάθους. Ισχύει $SST = SST_r + SSE$, δηλαδή η συνολική διακύμανση αναλύεται σε εκείνη που αποδίδεται στις αποκλίσεις μεταξύ των επιδράσεων και σε εκείνη που αποδίδεται σε τυχαία λάθη.

Έπειτα, εξετάζεται η τιμή του συντελεστή προσδιορισμού, ώστε να προσδιοριστεί η ισχύς της γραμμικής σχέσης μεταξύ εξαρτημένης-ανεξάρτητων μεταβλητών. Η τιμή του συντελεστή καθορίζει αν πρέπει να ληφθεί υπόψη το γραμμικό μοντέλο, ή αν πρέπει να χρησιμοποιηθεί κάποιο μη γραμμικό μοντέλο. Ο συντελεστής θα πρέπει να είναι στατιστικά σημαντικός στη στάθμη σημαντικότητας που ορίστηκε ($\alpha=0,05$), διαφορετικά η επίδρασή του στην πρόβλεψη της εξαρτημένης μεταβλητής μπορεί να είναι τυχαία.

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ

4.1 Επισκόπηση συσχετίσεων - μέθοδοι επεξεργασίας

Αρχικά, για τη σύνδεση της εξαρτημένης μεταβλητής με ένα πλήθος από ανεξάρτητες μεταβλητές, οι οποίες αποτελούνται από θερμοδυναμικές και γενικά μετεωρολογικές παραμέτρους, υπολογίστηκαν και εξετάστηκαν οι συντελεστές συσχέτισης. Σκοπός είναι η ανίχνευση και η δημιουργία μιας συνάρτησης που να αποτυπώνει με τον καλύτερο τρόπο τη μεταξύ τους σχέση.

Οι συσχετίσεις, εκφράζουν τη γραμμικότητα εν γένει της σχέσης μεταξύ δύο μεταβλητών. Οι συσχετίσεις των μετεωρολογικών παραμέτρων που χρησιμοποιούνται είναι θεμιτό να είναι στατιστικά σημαντικές στη στάθμη $\alpha = 0,05$. Στους Πίνακες 2 και 4 στο Παράρτημα I παρατίθενται οι συσχετίσεις των δύο εξαρτημένων μεταβλητών, με τις οποίες δημιουργούνται στη συνέχεια οι αλγόριθμοι, με τις ανεξάρτητες μεταβλητές που συμμετέχουν και συνεισφέρουν στους αλγορίθμους.

Η μέγιστη ανακλαστικότητα εμφανίζει ασθενή γραμμική σχέση με τις διάφορες θερμοδυναμικές μεταβλητές, σε αντίθεση με το δείκτη KD που δημιουργείται, που όπως φαίνεται από τον Πίνακα 4 στο Παράρτημα I, παρουσιάζει ισχυρή γραμμική συσχέτιση. Ωστόσο, επειδή η ανάπτυξη και εκδήλωση μιας χαλαζοκαταιγίδας είναι ένα πολυσύνθετο φαινόμενο που εξαρτάται από παράγοντες σε διάφορες κλίμακες του χωροχρόνου, δύσκολα περιγράφεται μόνο από μία μετεωρολογική παράμετρο. Έτσι, μια γραμμική σχέση, παρά την ισχυρή συσχέτιση, δεν είναι απαραίτητα και η αναμενόμενη για την περιγραφή του φαινομένου (Charba, 1975; Zak, 1977; Karacostas, 1990).

Η γραμμική σχέση ελέγχεται, καθώς αποτελεί την πιο απλή σχέση μεταξύ δύο παραμέτρων και δίνει την πρώτη εικόνα της συσχέτισης αυτών. Είναι βέβαια πιθανό, η σχέση μεταξύ εξαρτημένης μεταβλητής και των ανεξάρτητων να περιγράφεται από μια άλλη συνάρτηση, η οποία δεν είναι γραμμική, είναι όμως πιο αντιπροσωπευτική. Για το λόγο αυτό, σχηματίστηκαν και εξετάστηκαν τα διαγράμματα διασποράς και έγιναν επιπρόσθετα

προσαρμογές μη γραμμικών συναρτήσεων για κάθε ζεύγος εξαρτημένης – ανεξάρτητης μεταβλητής.

Η εύρεση της κατάλληλης σχέσης που να συνδέει με ακρίβεια τη μέγιστη ανακλαστικότητα και το δείκτη KD, ως εξαρτημένες μεταβλητές, με κάποια από τις θεωρούμενες θερμοδυναμικές παραμέτρους των ραδιοβολίσεων, είναι δύσκολη και αυτό φαίνεται και από τη μορφή των διαγραμμάτων διασποράς. Για την ακριβή εξαγωγή των αποτελεσμάτων, χρησιμοποιήθηκε ένα πλήθος συναρτήσεων, όπως εκθετικές, λογαριθμικές και πολυωνυμικές. Στις περισσότερες περιπτώσεις, οι μη γραμμικές σχέσεις είναι αυτές που αντιπροσωπεύουν κάθε ζεύγος μεταβλητών.

Επίσης, εξετάστηκαν και οι συσχετίσεις μεταξύ των θερμοδυναμικών και μετεωρολογικών μεταβλητών που επιλέγονται για τον αλγόριθμο της ανακλαστικότητας και του δείκτη KD και παρουσιάζονται στους Πίνακες 1 και 3 του Παραρτήματος I, αντίστοιχα. Όλοι οι συντελεστές είναι στατιστικά σημαντικοί στο επίπεδο 0,05 και οι συσχετίσεις μεταξύ των παραμέτρων που εκφράζουν τα ίδια στοιχεία (π.χ. υγρασία, θερμοκρασία, αστάθεια, κτλ) είναι υψηλές. Παρά τις υψηλές συσχετίσεις μεταξύ ορισμένων μεταβλητών, χρησιμοποιήθηκαν μεταβλητές που ενώ ανήκουν στην ίδια κατηγορία, ήταν αναγκαίο να συμπεριληφθούν στα μοντέλα για την καλύτερη φυσική απεικόνιση του φαινομένου της χαλαζοκαταιγίδας.

Για τη δημιουργία των αλγόριθμων, αναλύθηκαν και εξετάστηκαν μετεωρολογικά στοιχεία που περιγράφουν, θερμοκρασίες, άνεμο, ατμοσφαιρική πίεση, γεωδυναμικά ύψη διαφόρων παραμέτρων, καθώς και στοιχεία υγρασίας της ατμόσφαιρας. Αναλυτικά, εξετάστηκαν οι μετεωρολογικές μεταβλητές που παρατίθενται στον Πίνακα 4.1.

Πίνακας 4.1: Μετεωρολογικοί παράμετροι που εξετάστηκαν για τη δημιουργία των αλγορίθμων.

$P_0, P_{-5}, P_{-10}, P_{-20}, P_{-30}$	Ισοβαρικό επίπεδο της ισοθέρμου των 0, -5, -10, -20, -30 °C.
$H_0, H_{-5}, H_{-10}, H_{-20}, H_{-30},$	Γεωδυναμικό ύψος της ισοθέρμου των 0, -5, -10, -20, -30 °C
MW6s και MW6d	Μέση ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου στα 6 χιλιόμετρα
WBZ	Ύψος μηδενικής θερμοκρασίας του υγρού θερμομέτρου
MaxT	Μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας
Td	Θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 1000hPa
PT	Μέση δυνητική θερμοκρασία στο στρώμα ανάμειξης
TLCL	Θερμοκρασία στο επίπεδο συμπύκνωσης
r	Μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης
THTK	Πάχος του στρώματος 1000-500hPa
PW	Υετίσιμο ύδωρ που εξάγεται από την ραδιοβόλιση
PWV	Υετίσιμο ποσό των υδρατμών από την ραδιοβόλιση

Οι δείκτες αστάθειας που εξετάστηκαν και θεωρούνται αντιπροσωπευτικοί των ατμοσφαιρικών συνθηκών κατά την εκδήλωση έντονων καιρικών φαινομένων, όπως χαλαζοκαταιγίδων, υπολογίζονται από τις ραδιοβολίσεις που καταγράφονται στον Πίνακα 4.2.

Πίνακας 4.2: Δείκτες αστάθειας που εξετάστηκαν για την δημιουργία των αλγορίθμων.

CAPE, SBCAPE, MUCAPE	Διαθέσιμη δυνητική ενέργεια (SB: της πιο ευσταθούς αέριας μάζας, MU: της πιο ασταθούς αέριας μάζας)
CIN, SBCIN, MUCIN	Δείκτης CIN ((SB: της πιο ευσταθούς αέριας μάζας, MU: της πιο ασταθούς αέριας μάζας)
SI	Δείκτης Showalter
LI	Δείκτης Lifted
SWEAT	Δείκτης Severe Weather
KI	Δείκτης K
CT	Δείκτης Cross Totals
VT	Δείκτης Vertical Totals

Από τις παραπάνω παραμέτρους, επιλέγονται εκείνες που παρουσιάζουν τις υψηλότερες συσχετίσεις με τις εξαρτημένες μεταβλητές. Το αρχικό σύνολο δεδομένων αποτελείται από 227 ημέρες όπου σημειώθηκαν χαλαζοκαταιγίδες. Αρχικά, πριν το στάδιο ανάλυσης, εντοπίστηκαν τα παράτυπα δεδομένα (outliers) μεταξύ της εξαρτημένης μεταβλητής και όλων των ανεξάρτητων. Τα δεδομένα αυτά πιθανόν αποτελούν λανθασμένες μετρήσεις του ραντάρ καιρού, ή λάθος υπολογισμών των δεικτών αστάθειας και των μετεωρολογικών παραμέτρων και γι' αυτό το λόγο, κατά ένα ποσοστό, θεωρήθηκε σκόπιμη η διαγραφή τους. Αυτό πραγματοποιείται από τα διαγράμματα διασποράς κάθε ζεύγους εξαρτημένης-ανεξάρτητης μεταβλητής, όπου διαγράφονται τα σημεία που είναι παράτυπα ως προς την κατανομή των υπόλοιπων μετρήσεων. Μετά την αφαίρεση κάθε παράτυπου σημείου ελέγχεται ο βαθμός που επηρεάζει τις συσχετίσεις στα ζεύγη των υπόλοιπων μεταβλητών, καθώς μπορεί να μην αποτελεί στο σύνολο των δεδομένων ακραία τιμή. Έτσι, για τον αλγόριθμο της μέγιστης ανακλαστικότητας, από τις 227 ημέρες αποκλείστηκαν από τη μελέτη οι 23 δηλαδή ποσοστό 10%. Αντίστοιχα, για τον αλγόριθμο του δείκτη KD αφαιρέθηκαν 17 ημέρες (ποσοστό 7,5%). Επομένως, προέκυψαν τα σύνολα των 203 και 210 ημερών χαλαζοκαταιγίδων, αντίστοιχα,

από τα οποία απομονώθηκαν δύο τυχαία δείγματα του 20%, δηλαδή 40 και 42 ημέρες, με σκοπό την επαλήθευση και επιβεβαίωση των αλγορίθμων που θα δημιουργηθούν, καθώς και των τελικών αποτελεσμάτων.

Συνοπτικά, η επεξεργασία των δεδομένων γίνεται σε 227 ημέρες χαλαζοκαταιγίδων για τις οποίες υπήρχαν δεδομένα την περίοδο μελέτης 2006-2010. Από αυτές εξαιρέθηκε το 10% και 7,5%, για τους δύο αλγορίθμους, λόγω λανθασμένων μετρήσεων. Το τελικό σύνολο των ημερών χωρίστηκε σε δύο τυχαία δείγματα για επεξεργασία, στο 80% και 20% που αποτελούν την εξερευνητική και επιβεβαιωτική περίοδο αντίστοιχα. Για την εξερευνητική περίοδο μελετήθηκαν οι δείκτες αστάθειας και μετεωρολογικοί παράμετροι που αναφέρθηκαν παραπάνω.

Αρχικά, υπολογίστηκαν οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των ανεξάρτητων μεταβλητών με σκοπό να μη χρησιμοποιηθούν μεταβλητές που παρουσιάζουν υψηλή συσχέτιση (1,0) μεταξύ τους.

Αφού ολοκληρώθηκε η επεξεργασία και ανάλυση των παραμέτρων για την περίοδο μελέτης 2006-2010, προέκυψαν οι πιο αξιόπιστες για την περιγραφή του φαινομένου της χαλαζοκαταιγίδας για τις δύο εξαρτημένες μεταβλητές που χρησιμοποιήθηκαν. Για τη μέγιστη ανακλαστικότητα, οι αποδοτικότεροι δείκτες είναι οι: Showalter, Lifted και K, ενώ οι μετεωρολογικές παράμετροι περιλαμβάνουν τη θερμοκρασία στο επίπεδο ελεύθερης συμπύκνωσης (Tlcl), τη μέση δυνητική θερμοκρασία του στρώματος ανάμειξης (PT), τη μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW) και τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου (Td). Για το δείκτη KD κατάλληλες μεταβλητές θεωρούνται: το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), η μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το ύψος της θερμοκρασίας του 0°C του υγρού θερμομέτρου (WBZ), το ύψος της ισόθερμης των -5°C (H₅), το ισοβαρικό επίπεδο της ισόθερμης των -10°C (P₋₁₀) και ο δείκτης MUCAPE.

Από στατιστικής άποψης, πρέπει να γίνει έλεγχος της σημαντικότητας των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των ανεξάρτητων μεταβλητών και των δύο εξαρτημένων. Αυτό γίνεται με σκοπό την επιβεβαίωση πως οι συσχετίσεις και η συμμετοχή των ανεξάρτητων μεταβλητών που επιλέχθηκαν στον αλγόριθμο, δεν είναι τυχαίο γεγονός. Η διαδικασία αυτή

πραγματοποιήθηκε με το SPSS και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Παράρτημα I, Πίνακες 2 και 4.

4.2 Επιλογή εξαρτημένων και ανεξάρτητων μεταβλητών

4.2.1 Επιλογή στατιστικής μεθόδου ανάλυσης

Σκοπός της μελέτης αυτής είναι η δημιουργία ενός αλγορίθμου με χρήση στατιστικών μεθόδων, ο οποίος θα συνδέει την εξαρτημένη μετεωρολογική μεταβλητή με τις ανεξάρτητες μεταβλητές που περιγράφουν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες τις ημέρες που υπάρχει δυνητικότητα εμφάνισης χαλαζιού. Η επιλογή των μεταβλητών αυτών είναι κρίσιμη, καθώς είναι αναγκαίο να αντιπροσωπεύουν και να εκφράζουν τη φυσική σημασία του φαινομένου.

Η δημιουργία ενός στατιστικού μοντέλου για την περιγραφή του φαινομένου της χαλαζοκαταιγίδας είναι μια διαδικασία με την οποία έχουν ασχοληθεί πολλοί ερευνητές. Συγκεκριμένα στην Ελλάδα, έχουν γίνει προσπάθειες για την εκτίμηση των χαλαζοκαταιγίδων στην Βόρεια Ελλάδα στους νομούς Ημαθίας και Πέλλας από τους Τουρναβίτη κ.α. (2000), Στολάκη (2004), Πυθαρούλης κ.α. (2017) και Αντωνίου (2017). Ακόμη, οι Φλόκας και Καρακώστας (1988), Karacostas (1990) και Karacostas et al. (1991) ανέπτυξαν ατμοσφαιρικούς δείκτες για την πρόβλεψη των χαλαζοκαταιγίδων.

Στην εργασία αυτή, για τη δημιουργία του μοντέλου στην περιοχή της Θεσσαλίας χρησιμοποιήθηκαν δύο στατιστικές μέθοδοι. Η πρώτη είναι η πολλαπλή μη γραμμική παλινδρόμηση με βάρη και η δεύτερη η πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση με βάρη. Τα βάρη στις εξισώσεις απαρτίζονται από τους συντελεστές συσχέτισης γραμμικούς ή μη, ανάλογα με τη μέθοδο που αναλύεται.

4.2.2 Εξαρτημένη μεταβλητή: Μέγιστη ανακλαστικότητα

Για την επίτευξη του σκοπού της παρούσας εργασίας πρέπει να βρεθεί μια μεταβλητή η οποία θα συνδέεται άμεσα με την παρουσία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης ικανών να

δώσουν χαλάζι, ώστε να χρησιμοποιηθεί ως εξαρτημένη μεταβλητή στο μοντέλο παλινδρόμησης. Μια τέτοια μεταβλητή είναι η μέγιστη ανακλαστικότητα του ραντάρ, καθώς σχετίζεται με την παρουσία χαλαζιού, σύμφωνα με εμπειρικά σχήματα που δημιουργήθηκαν από διάφορες ερευνητικές ομάδες (Sulakvelidze et al., 1967; Sulakvelidze, 1968; Salman et al., 1969; Antonov and Medaliev, 1969).

Η ανακλαστικότητα αποτελεί μετεωρολογική παράμετρο και χρησιμοποιείται ευρέως για την ανίχνευση μιας καταιγίδας και τον καθορισμό της έντασης της. Εκφράζει το μέτρο της ισχύος της ανακλώμενης ακτινοβολίας από τις νεφοσταγόνες, τους παγοκρυστάλλους και τους χαλαζοκόκκους στα νέφη και συμβολίζεται με Z . Η ένταση της ανακλαστικότητας εξαρτάται από το μέγεθος των υδροσταγόνων και την κατανομή τους, τα σωματίδια που περιέχονται στην μονάδα του όγκου και από το αν η υδροσταγόνα βρίσκεται σε υγρή ή στερεά φάση (Huschke, 1959). Ανακλαστικότητα μεγαλύτερη από 45dBz συνδέεται συνήθως με χαλάζι και γενικά, όσο μεγαλύτερη η τιμή της, τόσο εντονότερη είναι και η καταιγίδα (Καρακώστας, 1998).

Θεωρώντας ένα σύνολο μετεώρων σε ορισμένο όγκο του νέφους, η ανακλαστικότητα προκύπτει με τον υπολογισμό του αθροίσματος των κατακόρυφων τομών του κάθε μετεώρου που σκεδάζει την ακτινοβολία που προσπίπτει πάνω του (Houze, 1993) και εκφράζεται:

$$Z = \sum_{D=1}^n N_D \sigma_D \quad (4.1)$$

Όπου N_D είναι το σύνολο των υδρομετεώρων με διάμετρο D στην μονάδα του όγκου και σ_D η κατακόρυφη τομή σκέδασης για το μετέωρο με διάμετρο D (Huschke, 1959). Στην περίπτωση που το πλήθος των υδρομετεώρων είναι πολύ μεγάλο, η παραπάνω σχέση παίρνει την μορφή:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) D^6 dD \quad (4.2)$$

Όπου το $N(D)$ είναι συνάρτηση αναφορικά με την κατανομή του μεγέθους των μετεώρων. Ο παράγοντας $N(D) D^6$ εκφράζει τα υδρομετέωρα με εύρος διαμέτρων D έως $D+dD$. Πολλές φορές για απλοποίηση, χρησιμοποιείται ο λογάριθμος της ανακλαστικότητας:

$$\text{dBz} = 10 \log_{10} Z \quad (4.3)$$

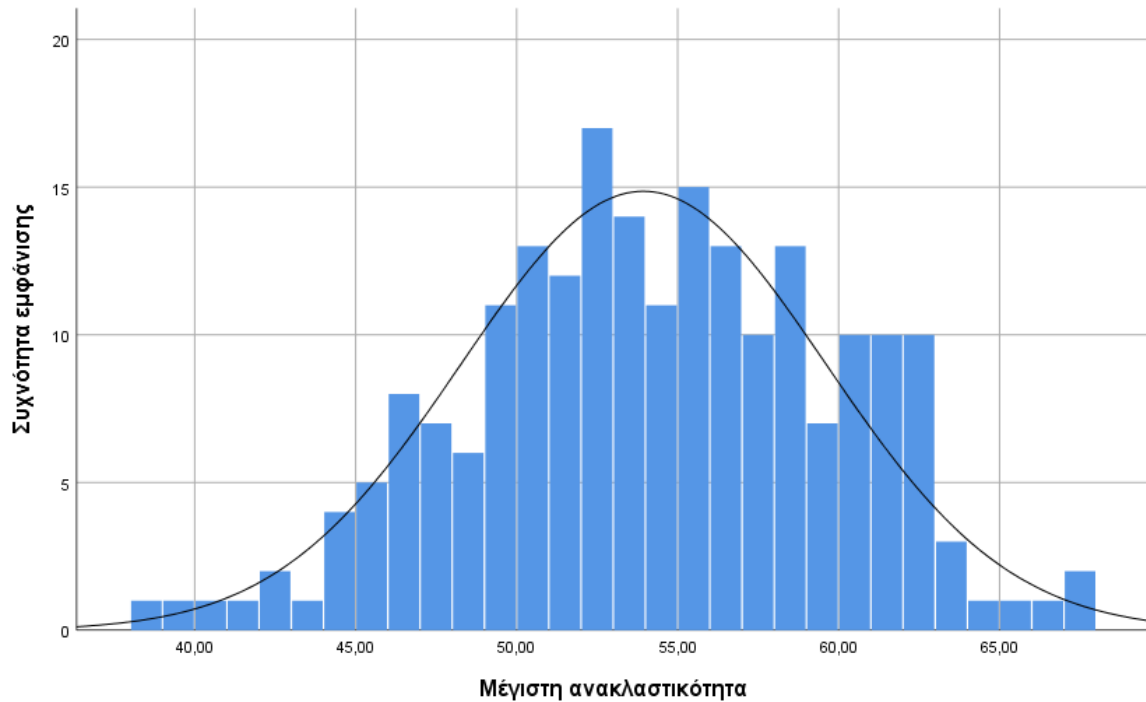
Από το ραντάρ λαμβάνεται η ισχύς του σήματος της ακτινοβολίας που εξέπεμψε σε συνάρτηση με την ανακλαστικότητα (Rogers and Yau, 1989) και δίνεται από την σχέση:

$$10\log \bar{P}_r = 10\log z - 20\log r + C \quad (4.4)$$

Όπου r η ακτίνα που εκπέμπει το ραντάρ και C μια σταθερά που αφορά τα χαρακτηριστικά του ραντάρ και την διηλεκτρικότητα του στόχου. Μονάδα μέτρησης είναι το mm^6m^{-3} , αλλά η έκφραση που χρησιμοποιείται στη λογαριθμική μορφή είναι τα dBz (decibels). Τα dBz εκφράζουν τα decibels που αντιστοιχούν σε ανακλαστικότητα $1 \text{ mm}^6\text{m}^{-3}$ (Rinehart, 1991).

Στο Σχήμα 4.1 απεικονίζεται η κατανομή των τιμών της μέγιστης ανακλαστικότητας που χρησιμοποιούνται στη μελέτη. Προκύπτει πως η πλειοψηφία των τιμών ανακλαστικότητας που χρησιμοποιήθηκαν ήταν πάνω από 50dBz, γεγονός που δικαιολογεί ότι οι ημέρες μελέτης συνοδεύονται από χαλαζόπτωση. Ακόμη, προκύπτει πως ο μέσος όρος είναι 53,9dBz, η διάμεσος 54dBz, η μέγιστη τιμή 67dBz, και η ελάχιστη 38,5dBz.

Οι συντελεστές κύρτωσης και λόξωσης είναι -0,34 και -0,15 αντίστοιχα και υποδεικνύουν πως η κατανομή είναι πλατύκυρτη με ελαφρά αρνητική λόξωση. Η αρνητική τιμή της κύρτωσης εξηγεί ότι οι μεγαλύτερες τιμές έχουν συχνότερη εμφάνιση από τις μικρότερες. Λόγω της πλατύκυρτης κατανομής οι τιμές κατανέμονται ομαλά και το διάγραμμα εμφανίζεται σχετικά επίπεδο.



Σχήμα 4.1: Διάγραμμα συχνότητας εμφάνισης της μέγιστης ανακλαστικότητας στην περιοχή της Θεσσαλίας για τη χρονοσειρά μελέτης.

4.2.3 Εξαρτημένη μεταβλητή: Δείκτης KD

Στον Ελλαδικό χώρο και ιδιαίτερα στους νομούς Ημαθίας και Πέλλας η χρήση της μέγιστης ανακλαστικότητας ως εξαρτημένη μεταβλητή παρουσιάζει μεγάλο ποσοστό επιτυχίας στην πρόγνωση των χαλαζοκαταιγίδων. Όπως αναφέρθηκε και στη βιβλιογραφική αναφορά, αρκετοί ερευνητές ασχολήθηκαν με επιτυχία στη σύνδεση της μέγιστης ανακλαστικότητας με δείκτες αστάθειας, ατμοσφαιρικές μεταβλητές, καθώς και μικροφυσικούς παράγοντες. Ωστόσο, επίσημα κάτι αντίστοιχο δεν έχει γίνει για την τρίτη περιοχή προστασίας του ΕΠΧΠ, την Θεσσαλία.

Εκτός από τη δημιουργία ενός αλγορίθμου με την μέγιστη ανακλαστικότητα ως εξαρτημένη μεταβλητή, έγινε προσπάθεια εύρεσης μια νέας εξαρτημένης μεταβλητής, ή αλλιώς ενός νέου δείκτη, που θα μπορούσε να συμβάλλει στην πρόγνωση των χαλαζοκαταιγίδων στην Θεσσαλία. Η μεταβλητή αυτή περιέχει τη μέγιστη ανακλαστικότητα, καθώς αποτελεί το βασικό στοιχείο διαχωρισμού μεταξύ των απλών και χαλαζοφόρων

καταιγίδων, και στοιχεία των ραδιοβολήσεων που σχετίζονται με την αστάθεια και συμβάλλουν στην ανάπτυξη της χαλαζοκαταιγίδας. Μετά από συνδυασμούς διαφόρων παραμέτρων με την ανακλαστικότητα έτσι ώστε να επιτευχθεί υψηλή συσχέτιση με τους δείκτες αστάθειας και των υπολοίπων ατμοσφαιρικών συντελεστών, αναπτύχθηκε η παρακάτω έκφραση:

$$KD = \frac{\max Z * H_0}{H_0 - H_{-20}} \quad (4.5)$$

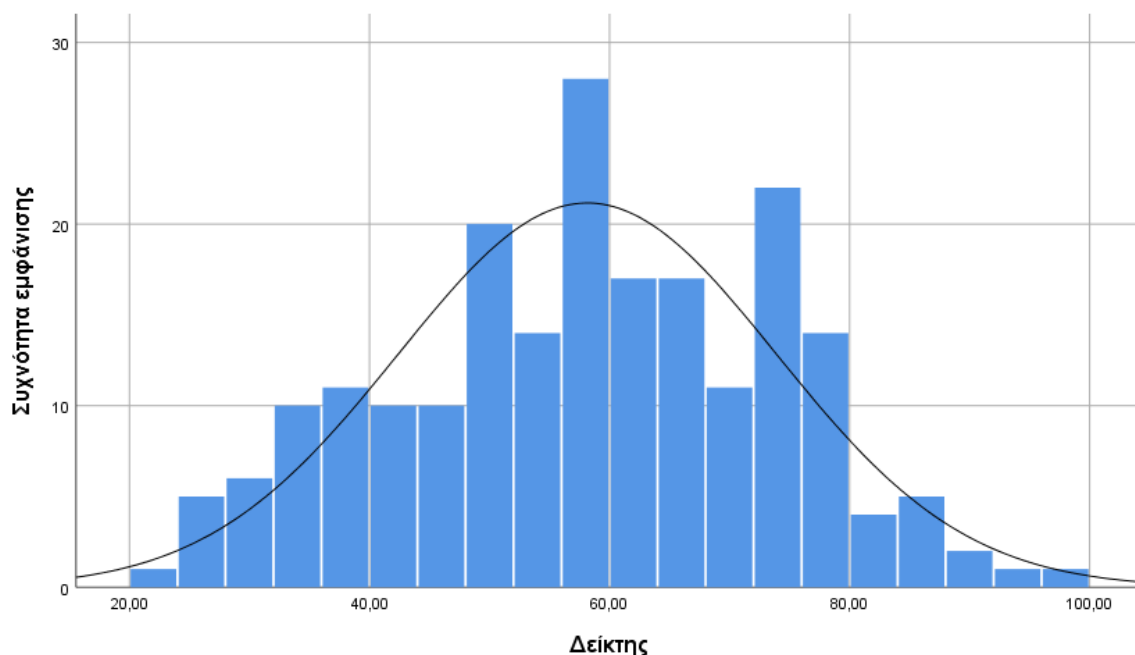
Όπου $\max Z$ η μέγιστη ανακλαστικότητα που καταγράφεται από το ραντάρ, H_0 το ύψος της ισόθερμης του 0°C και H_{-20} το ύψος της ισόθερμης των -20°C . Οι μεταβλητές αυτές επιλέχθηκαν, διότι συνδέονται άμεσα με τη διαδικασία σχηματισμού χαλαζόκοκκων σύμφωνα με την θεωρία Bergeron-Findeisen.

Οι χαλαζόκοκκοι σχηματίζονται και διατηρούνται σε θερμοκρασίες μεταξύ 0°C έως -40°C . Στο νέφος, σε θερμοκρασίες μικρότερες των 0°C συνυπάρχουν υδροσταγόνες σε υπέρτηξη καθώς και παγοκρύσταλλοι. Το ύψος της ισόθερμης του 0°C παίζει καθοριστικό ρόλο για τη μορφή των κατακρημνισμάτων που θα φτάσουν στο έδαφος. Όσο ψηλότερα είναι η ισόθερμη τόσο πιο δύσκολο είναι να φτάσει το χαλάζι στο έδαφος. Αυτό συμβαίνει γιατί ο χαλαζόκοκκος κατά την πτώση του από το νέφος, όταν βρεθεί σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες του μηδενός, μειώνεται σε μέγεθος λόγω της τριβής του με τον ατμοσφαιρικό αέρα και λιώνει αφού ξεκινά η διαδικασία τήξης λόγω των υψηλών θερμοκρασιών. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, είτε ο χαλαζόκοκκος να είναι μικρός σε μέγεθος, είτε όταν φτάσει στο έδαφος να έχει μετατραπεί πλαδαρό χαλάζι, ή σε βροχοσταγόνα.

Η ισόθερμη των -20°C είναι σημαντική στη διαδικασία αύξησης του μεγέθους των παγοκρυστάλλων. Η συγκέντρωση των πυρήνων πάγου εξαρτάται από τη θερμοκρασία και αυξάνει δραματικά σε χαμηλές θερμοκρασίες, π.χ., μικρότερες των -10 με -20°C . Σύμφωνα με την ετερογενή κρυστάλλωση, ένας ικανός αριθμός πυρήνων πάγου αρχίζει να ενεργοποιείται σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των -15°C περίπου. Όταν δημιουργηθεί, το παγοσωμάτιο περιβάλλεται από πολύ περισσότερα υπέρψυχρα σταγονίδια νερού σε μια αέρια μάζα στην οποία, στις χαμηλές αυτές θερμοκρασίες, επικρατεί συνήθως υπερκορεσμός, ή τουλάχιστον κορεσμός, των υπέρψυχρων υδρατμών. Στις συνθήκες αυτές, η δημιουργία του χαλαζόκοκκου προκαλεί γρήγορη διάχυση των υδρατμών από το περιβάλλον τους προς αυτόν, με αποτέλεσμα την ταχεία αύξηση του μεγέθους του.

Στο Σχήμα 4.2 απεικονίζεται η κατανομή της συχνότητας εμφάνισης του δείκτη KD, από όπου φαίνεται πως τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης έχουν οι τιμές μεταξύ 50 έως 80. Η μέση τιμή είναι 58,1, η διάμεσος 58, η μέγιστη τιμή 99,9 και η ελάχιστη 20.

Ο συντελεστής κύρτωσης είναι -0,548 ενώ ο συντελεστής λόξωσης -0,087. Οι αρνητικές τιμές δηλώνουν πλατύκυρτη κατανομή, δηλαδή κατανομή όπου οι συχνότητες εμφάνισης των τιμών του δείκτη KD παρουσιάζουν ομαλή διακύμανση.



Σχήμα 4.2: Διάγραμμα συχνότητας εμφάνισης του δείκτη KD στην περιοχή της Θεσσαλίας για την χρονοσειρά μελέτης.

4.2.4 Επιλογή ανεξάρτητων μεταβλητών

Στην ενότητα αυτή, αναφέρεται η μέθοδος που χρησιμοποιήθηκε για την εύρεση των κατάλληλων ανεξάρτητων μεταβλητών, οι οποίες συνθέτουν τα τελικά στατιστικά μοντέλα. Στόχος των μοντέλων αυτών είναι η εκτίμηση-πρόγνωση της μέγιστης ανακλαστικότητας και του δείκτη KD που σχηματίστηκε, ο οποίος συνδέεται άμεσα με την ανακλαστικότητα του νέφους.

Η επιλογή των μετεωρολογικών παραμέτρων που αποτελούν τις ανεξάρτητες μεταβλητές στη δημιουργία των αλγορίθμων γίνεται λαμβάνοντας υπόψη συγκεκριμένα κριτήρια. Τα κριτήρια αυτά είναι στατιστικά και κυρίως μετεωρολογικά, καθώς χρειάζεται οι μεταβλητές να αντιπροσωπεύουν τις συνθήκες που ευνοούν τη δημιουργία χαλαζοκαταιγίδας.

Το στατιστικό κριτήριο επιλογής των μεταβλητών που αποτελούν τον τελικό αλγόριθμο είναι ο βαθμός συσχέτισης της εξαρτημένης μεταβλητής και του πλήθους των ανεξάρτητων μεταβλητών. Αρχικά, υπολογίστηκαν οι γραμμικοί συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των εξαρτημένων μεταβλητών και των μετεωρολογικών παραμέτρων (Παράρτημα I, Πίνακας 2 και 4) και ελέγχτηκαν ως προς την στατιστική σημαντικότητα τους ($\alpha=0,05$). Ωστόσο, η χρήση της γραμμικής σχέσης της εξαρτημένης μεταβλητής με κάθε μια από τις ανεξάρτητες δεν δίνει τον μέγιστο βαθμό συσχέτισης που έχουν μεταξύ τους. Από μετεωρολογική σκοπιά η χρήση γραμμικών σχέσεων, σε ένα σύνθετο φαινόμενο όπως το χαλάζι, δεν δίνει την ακριβή περιγραφή του φαινομένου. Έτσι, στο στατιστικό κριτήριο εισάγεται και η φυσική σημασία του φαινομένου και ελέγχεται η παρουσία εκθετικής, λογαριθμικής ή πολυωνυμικής σχέσης των ανεξάρτητων μεταβλητών που επιλέγονται για τη δημιουργία του μοντέλου, με την εξαρτημένη μεταβλητή.

Πέρα από το στατιστικό έλεγχο, βασικό κριτήριο στην επιλογή των ανεξάρτητων μεταβλητών αποτελεί η φυσική τους σημασία και η συμβολή τους στο φαινόμενο της χαλαζοκαταιγίδας. Το χαλάζι αποτελεί μια από τις πιο σύνθετες παραμέτρους στην φύση κάνοντας τη μελέτη του δύσκολη λόγω των πολύπλοκων διεργασιών που λαμβάνουν χώρα κατά την ανάπτυξη και εξέλιξη της χαλαζοκαταιγίδας. Οι μετεωρολογικές παράμετροι που επιλέγονται είναι αναγκαίο να περιγράφουν την κατάσταση που βρίσκεται η ατμόσφαιρα, καθώς και τις συνθήκες κοντά στην επιφάνεια. Ο σχηματισμός του χαλαζιού και η εξέλιξη της καταιγίδας εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως η υγρασία στην ατμόσφαιρα, η αστάθεια, η ύπαρξη κατακόρυφων κινήσεων και η κατανομή της θερμοκρασίας καθ' ύψος. Παράμετροι που περιγράφουν τα παραπάνω θεωρείται σκόπιμο να περιλαμβάνονται στην τελική έκφραση του μοντέλου για τη βέλτιστη αποτύπωση του φαινομένου αυτού.

Με βάση τα δύο κριτήρια, το μετεωρολογικό και το στατιστικό, δημιουργείται μια μαθηματική αποτύπωση του φαινομένου, χρησιμοποιώντας μεταβλητές που περιγράφουν καλύτερα το φαινόμενο και συσχετίζονται σημαντικά με τη μέγιστη ανακλαστικότητα, αλλά και με το δείκτη KD.

Για τη δημιουργία του αλγορίθμου χρησιμοποιήθηκε ένα σύνολο 41 μεταβλητών που αποτελούνται από δείκτες αστάθειας και μεταβλητές που αναφέρονται στη δυναμική, θερμοδυναμική και μικροφυσική κατάσταση του περιβάλλοντος δημιουργίας των καταιγίδων. Οι μεταβλητές αυτές εξετάστηκαν ως προς τη συσχέτιση τους με την κάθε εξαρτημένη μεταβλητή για τις 227 ημέρες της χρονοσειράς μελέτης. Για το σχηματισμό του βέλτιστου αλγορίθμου ελέγχτηκε αν η σχέση που περιγράφει καλύτερα τις ανεξάρτητες με την εξαρτημένη μεταβλητή είναι γραμμική, εκθετική, λογαριθμική ή πολυωνυμική 2^{ου} και 3^{ου} βαθμού και επιλέχθηκαν οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης.

Λαμβάνοντας υπόψη το στατιστικό κριτήριο που είναι οι συντελεστές συσχέτισης, αλλά και τη φυσική σημασία του κάθε δείκτη αστάθειας και των ατμοσφαιρικών παραμέτρων στην εκδήλωση της χαλαζοκαταιγίδας, επιλέχθηκαν 9 και 7 ως ανεξάρτητες μεταβλητές στη δημιουργία του κάθε αλγορίθμου με εξαρτημένες μεταβλητές τη μέγιστη ανακλαστικότητα και τον δείκτη KD, αντίστοιχα. Οι δείκτες αυτοί είναι αντιπροσωπευτικοί του φαινομένου εκδήλωσης χαλαζόπτωσης και συσχετίζονται σημαντικά με την εξαρτημένη μεταβλητή.

Εξετάζοντας τη φυσική σημασία των δεικτών, φαίνεται πως ικανοποιούν τα κριτήρια για την ανάπτυξη μιας χαλαζοκαταιγίδας. Οι προϋποθέσεις για τη χαλαζόπτωση είναι η ύπαρξη ενός δυναμικού αιτίου, να επικρατεί αστάθεια στην ατμόσφαιρα, καθώς και η παρουσία υγρασίας στα κατώτερα τμήματα της. Στους Πίνακες 4.3 και 4.4 γίνεται διαχωρισμός των ανεξάρτητων μεταβλητών ως προς την φυσική τους σημασία για το μοντέλο της μέγιστης ανακλαστικότητας και του δείκτη KD, αντίστοιχα.

Πίνακας 4.3: Φυσική σημασία των ανεξάρτητων μεταβλητών για το μοντέλο της μέγιστης ανακλαστικότητας.

Δυναμική - Θερμοδυναμική	Αστάθεια	Υγρασία
Lifted Index (LI)	Πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK)	Υετίσιμο ύδωρ (PW)
Showalter Index (SI)	K Index (KI)	Σημείο δρόσου (T_d)
Θερμοκρασία LCL (T_{lcl})		Αναλογία μίγματος (r)
Δυνητική θερμοκρασία (PT)		

Πίνακας 4.4: Φυσική σημασία των ανεξάρτητων μεταβλητών για το μοντέλο του δείκτη KD.

Δυναμική - Θερμοδυναμική	Αστάθεια	Υγρασία
Ύψος ισόθερμης των -5°C (H_{-5})	MUCAPE	Υετίσιμο ύδωρ (PW)
Ισοβαρικό επίπεδο ισόθερμης των -10°C (P_{-10})	Πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK)	Ύψος ισόθερμης 0°C της θερμοκρασίας υγρού θερμομέτρου (WBZ)
		Αναλογία μίγματος (r)

4.3 Δημιουργία στατιστικών μοντέλων

4.3.1 Δημιουργία μη γραμμικού μοντέλου μέγιστης ανακλαστικότητας

Στην Ελλάδα έχουν γίνει αρκετές προσπάθειες ενίσχυσης της πρόγνωσης των χαλαζοκαταιγίδων με την εύρεση ενός αλγορίθμου για την εκτίμηση της ανακλαστικότητας, η οποία συνδέεται με την ύπαρξη χαλαζόκοκκων στο νέφος. Αναφορικά, η Στολάκη (2004), ο Πυθαρούλης κ.α.(2017) και η Αντωνίου (2017) δημιούργησαν αλγορίθμους για την εκτίμηση της μέγιστης ανακλαστικότητας, με γραμμικό και μη γραμμικό συνδυασμό διαφόρων δεικτών αστάθειας και ατμοσφαιρικών παραμέτρων, στη Βόρεια Ελλάδα.

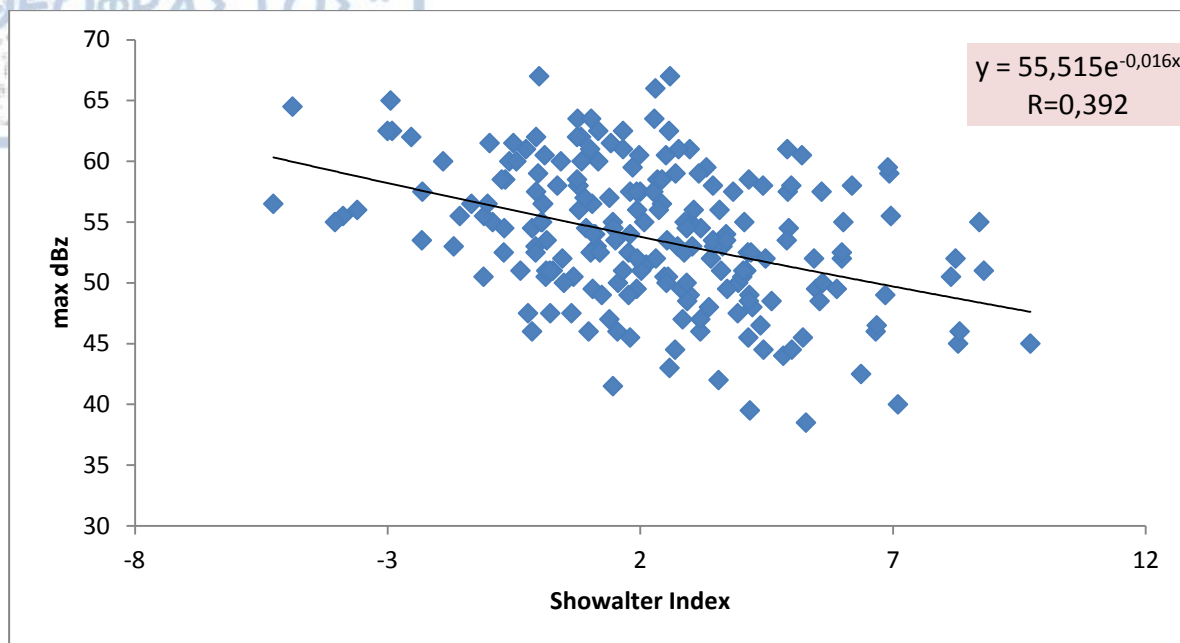
Στην προσπάθεια να δημιουργηθεί ένας αντίστοιχος αλγόριθμος, που συνδέει τη μέγιστη ανακλαστικότητα με θερμοδυναμικές μεταβλητές για την περιοχή της Θεσσαλίας, εξετάστηκαν οι συντελεστές γραμμικής συσχέτισης που καταγράφονται στο Παράρτημα Ι, Πίνακας 2. Οι συντελεστές συσχέτισης που προκύπτουν είναι στατιστικά σημαντικοί, ωστόσο ο βαθμός συσχέτισης της κάθε μιας ανεξάρτητης μεταβλητής με την εξαρτημένη είναι πολύ μικρός. Η μέγιστη συσχέτιση είναι 0,463 για τη μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης.

Λόγω των χαμηλών γραμμικών συσχετίσεων, επιχειρήθηκε η ανίχνευση κάποιας άλλης συνάρτησης που να είναι πιο αντιπροσωπευτική της σχέσης μεταξύ της εξαρτημένης μεταβλητής με κάθε ανεξάρτητη μετεωρολογική παράμετρο. Επειδή, η γραμμική σχέση είναι η πιο απλή μορφή σχέσης μεταξύ των μετεωρολογικών παραμέτρων, ελέγχθηκαν αν τα διαγράμματα διασποράς προσαρμόζονται με κάποια μη γραμμική σχέση ως προς τις μετεωρολογικές παραμέτρους που επιλέγονται. Από τα διαγράμματα εντοπίζεται αν η μέγιστη ανακλαστικότητα αποτελεί γραμμική, εκθετική, λογαριθμική, ή πολυωνυμική συνάρτηση των μετεωρολογικών παραμέτρων. Οι μεταβλητές που συσχετίζονται στο βέλτιστο βαθμό με την μέγιστη ανακλαστικότητα είναι συνολικά εννιά (9) και απαρτίζονται από τους δείκτες αστάθειας Showalter, Lifted και K, καθώς και από τις μετεωρολογικές παραμέτρους της θερμοκρασίας του LCL, της μέσης δυνητικής θερμοκρασίας του στρώματος ανάμειξης, της μέσης αναλογίας μίγματος του στρώματος ανάμειξης, του πάχους του στρώματος μεταξύ 1000-500hPa, του υετίσιμου ύδατος της ραδιοβόλισης και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου. Οι συντελεστές γραμμικής συσχέτισης, μετά από αφαίρεση των παράτυπων τιμών, απεικονίζονται στον Πίνακα 4.5.

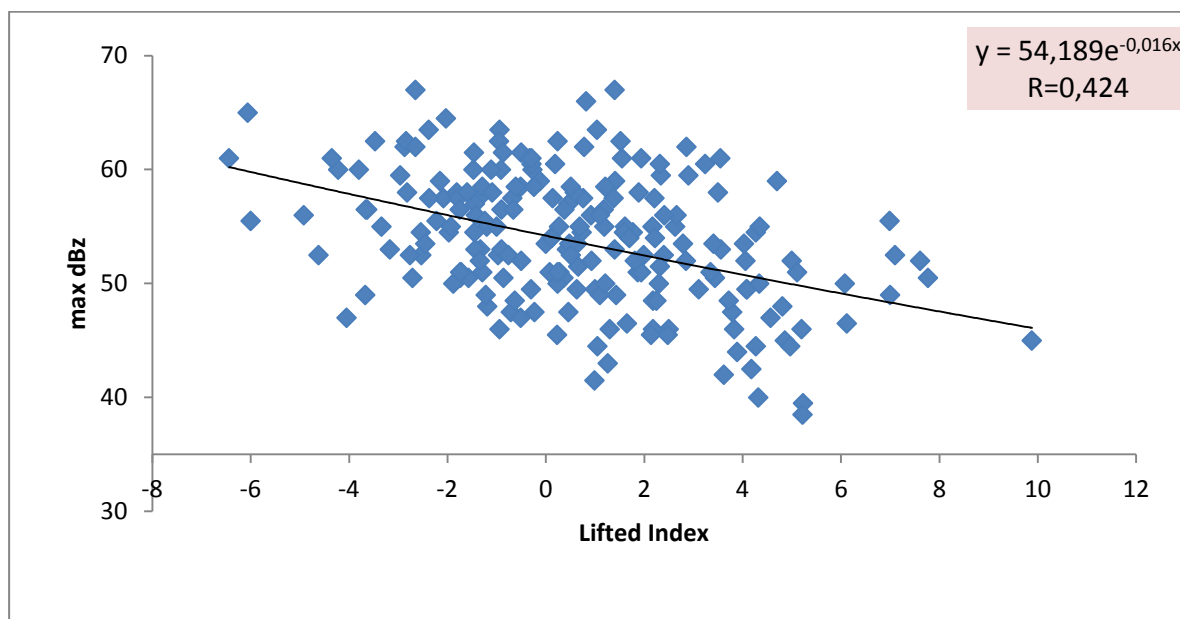
Πίνακας 4.5: Στατιστικά στοιχεία της κάθε ανεξάρτητης μεταβλητής –μετεωρολογική παράμετρο- με την εξαρτημένη.

	SI	LI	KI	T _{icl}	PT	r	THT K	PW	T _d
R ²	0,16	0,18	0,09	0,19	0,11	0,22	0,14	0,2	0,18
R	0,39	0,42	0,31	0,43	0,34	0,46	0,37	0,46	0,42

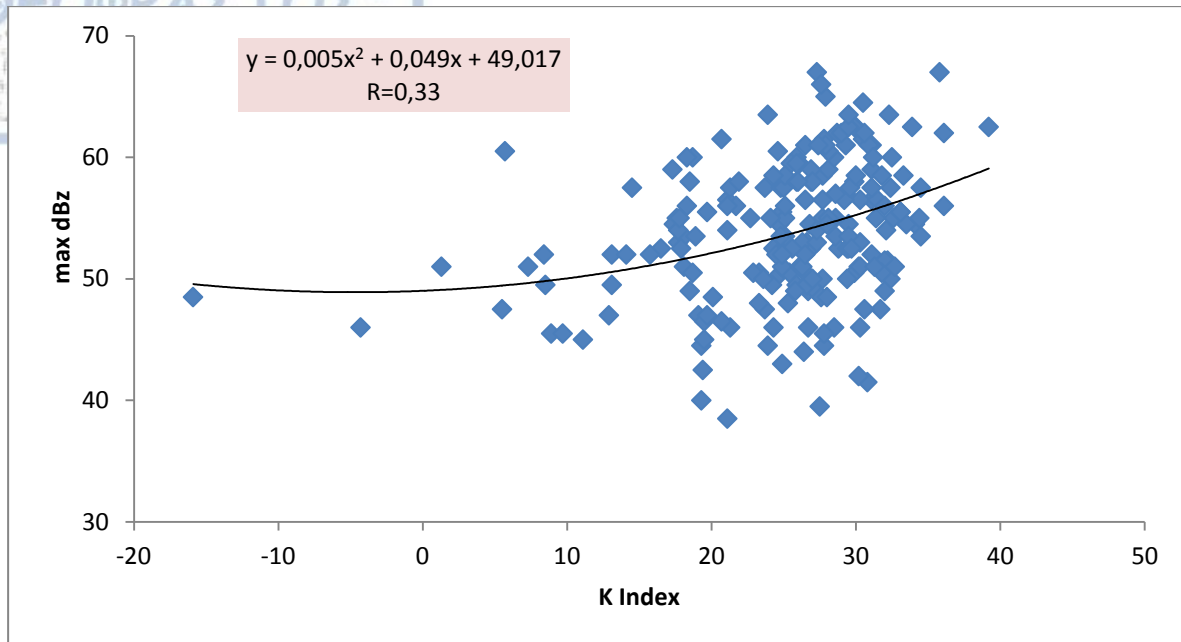
Παρατηρείται πως η γραμμική σχέση της μέγιστης ανακλαστικότητας με τους δείκτες αστάθειας και τις μετεωρολογικές παραμέτρους είναι πολύ ασθενής. Η μέγιστη συσχέτιση είναι 0,463 και αντιστοιχεί στην αναλογία μίγματος του στρώματος ανάμειξης, ενώ η ελάχιστη είναι 0,314 για τον δείκτη K. Έπειτα, εξετάστηκαν τα διαγράμματα διασποράς και βρέθηκαν οι βέλτιστες γραμμικές και μη γραμμικές σχέσεις που συνθέτουν τον αλγόριθμο της ανακλαστικότητας. Τα Σχήματα 4.3 έως και 4.11 απεικονίζουν τη σχέση της μέγιστης ανακλαστικότητας με κάθε μία ανεξάρτητη μεταβλητή.



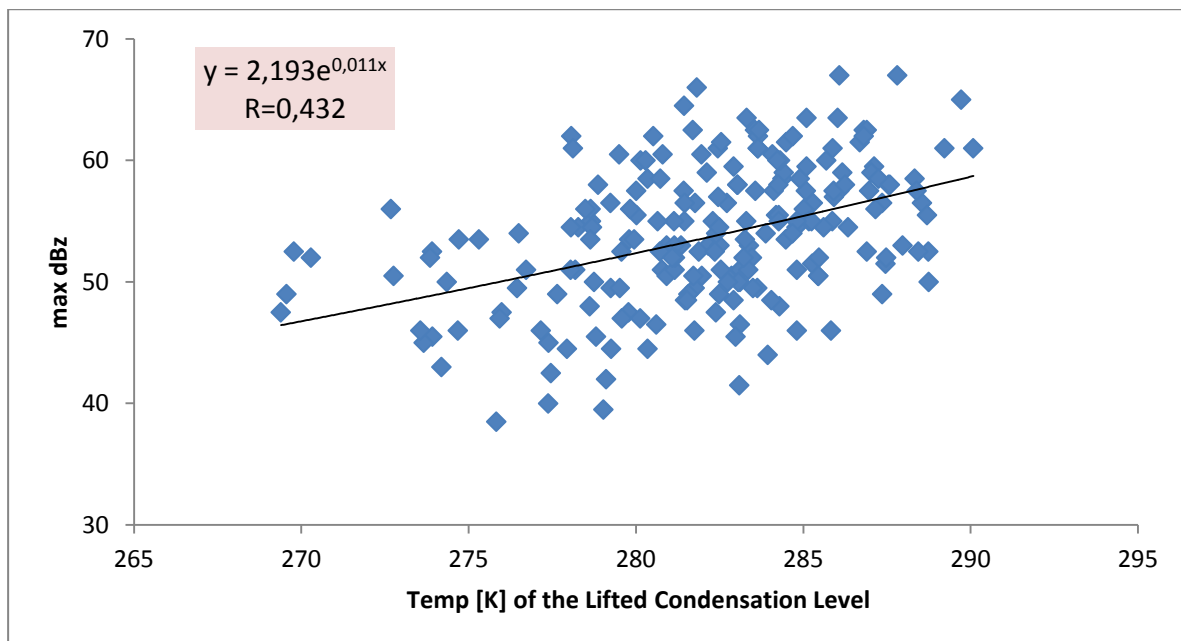
Σχήμα 4.3: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του δείκτη Showalter με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



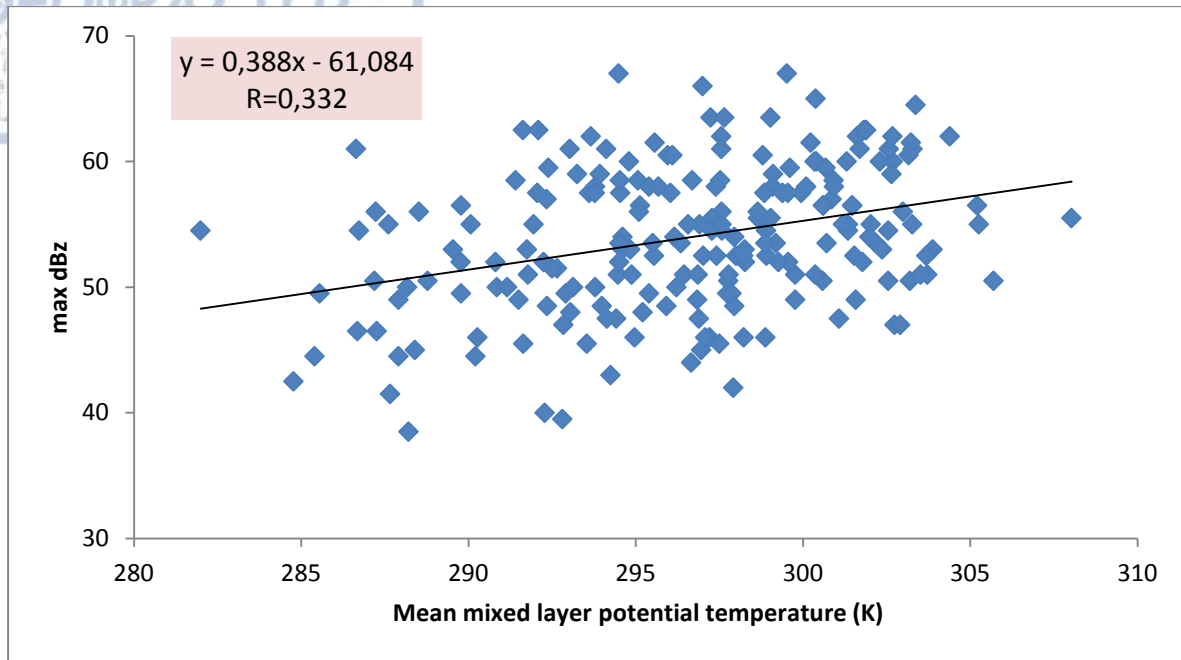
Σχήμα 4.4: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του δείκτη Lifted με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



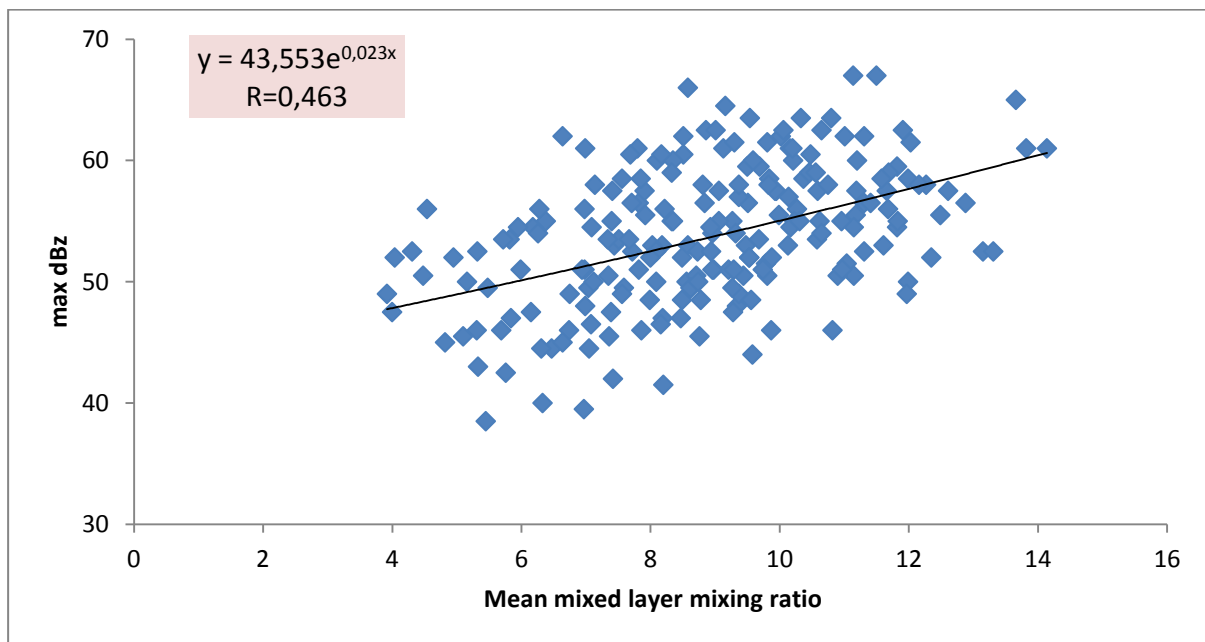
Σχήμα 4.5: Γραφική αναπαράσταση βέλτιστης συσχέτισης του δείκτη K με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



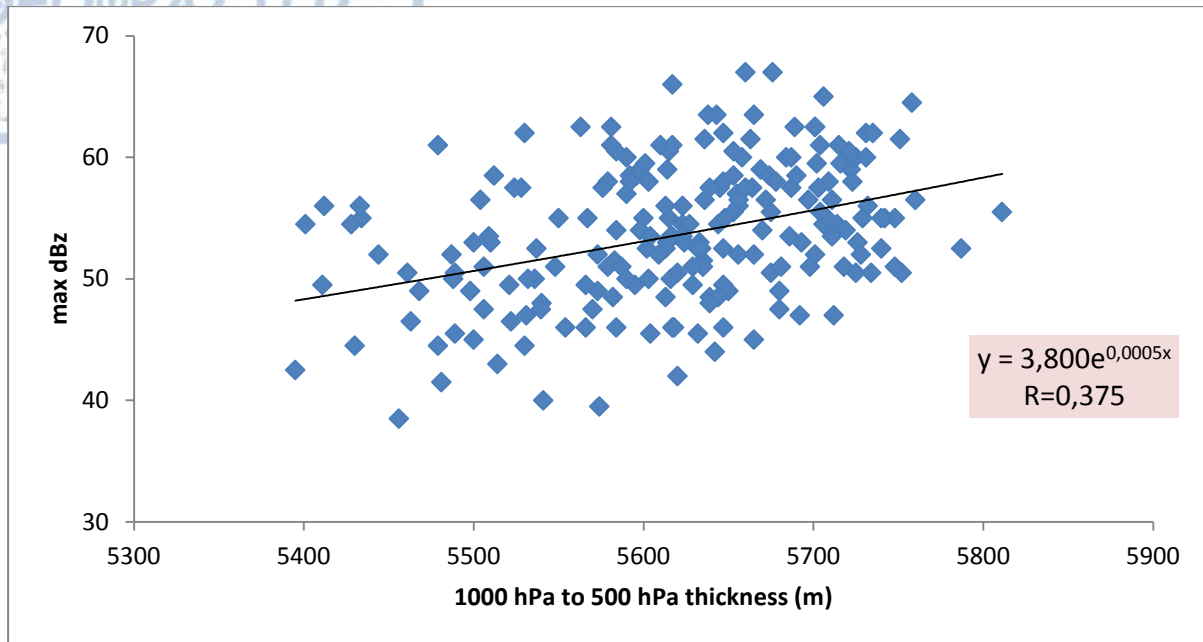
Σχήμα 4.6: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της θερμοκρασίας του επιπέδου συμπύκνωσης LCL με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



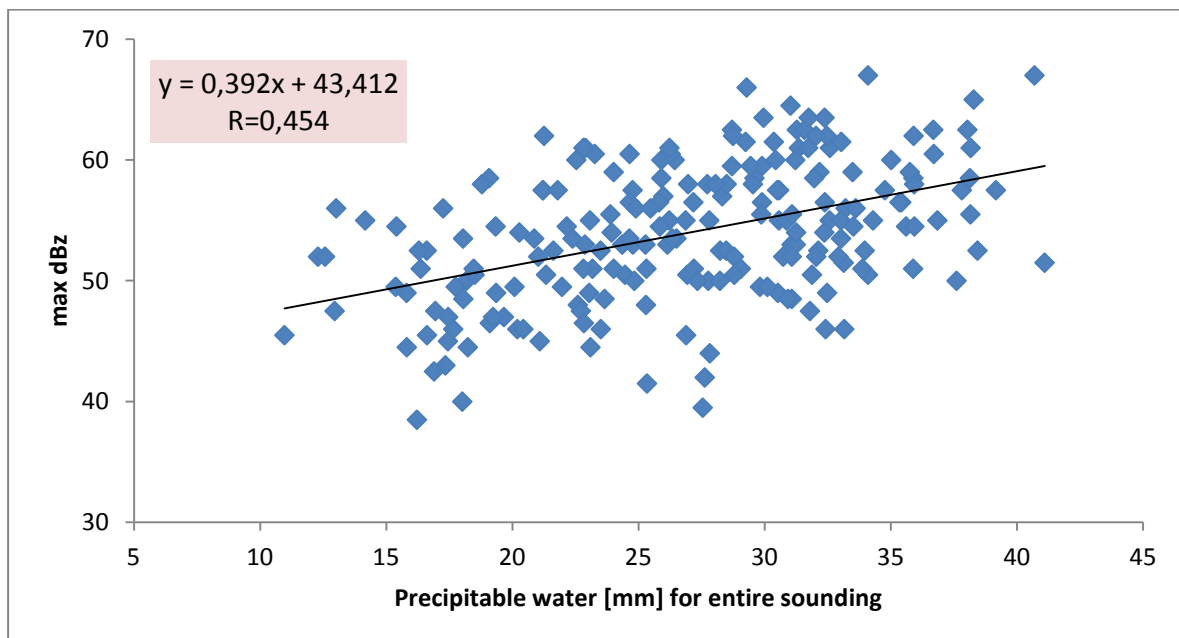
Σχήμα 4.7: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της δυνητικής θερμοκρασίας του στρώματος ανάμειξης με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



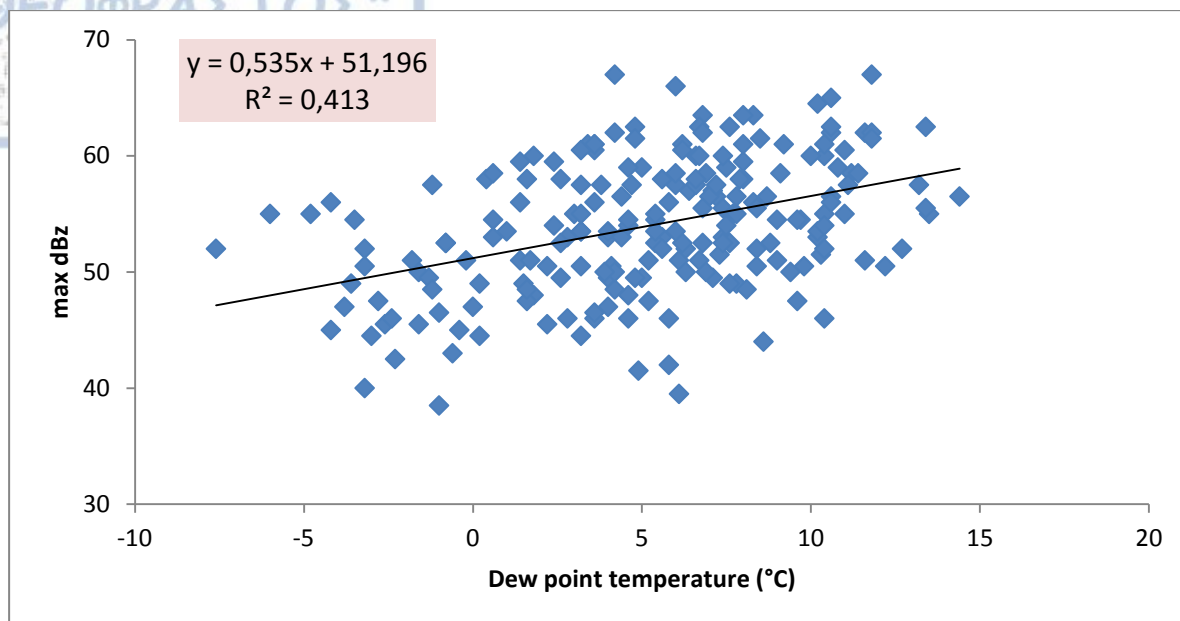
Σχήμα 4.8: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της αναλογίας μίγματος του στρώματος ανάμειξης με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



Σχήμα 4.9: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του πάχους του στρώματος 1000-500hPa με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



Σχήμα 4.10: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του νετίσιμου ύδατος της ραδιοβόλησης με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



Σχήμα 4. 11: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου με τη μέγιστη ανακλαστικότητα.

Στον Πίνακα 4.6 καταγράφονται τα στατιστικά στοιχεία των μη γραμμικών σχέσεων που απεικονίζονται στα Διαγράμματα 3 έως και 11 και αφορούν το συντελεστή προσδιορισμού (R^2), το συντελεστή συσχέτισης (R) και το συντελεστή βαρύτητας κάθε ανεξάρτητης μεταβλητής. Παρατηρείται πως οι συσχετίσεις εξακολουθούν να είναι ασθενείς, ωστόσο ο αλγόριθμος δημιουργείται με βάση τις μη γραμμικές σχέσεις, ώστε να περιλαμβάνεται και η φυσική σημασία της σχέσης μεταξύ εξαρτημένης και ανεξάρτητων μεταβλητών.

Πίνακας 4.6: Τιμές συντελεστή προσδιορισμού R^2 , συντελεστή συσχέτισης R και συντελεστή βαρύτητας W_i , για κάθε ανεξάρτητη μεταβλητή.

	SI	LI	KI	T_{LCL}	PT	r	$\frac{THT}{K}$	PW	T_d
R^2	0,15	0,18	0,11	0,19	0,11	0,21	0,14	0,21	0,17
R	0,39	0,42	0,33	0,43	0,33	0,46	0,38	0,45	0,41
W_i	0,10	0,11	0,08	0,11	0,09	0,12	0,1	0,12	0,11

Η μαθηματική αποτύπωση κάθε ανεξάρτητης μεταβλητής προκύπτει από τον πολλαπλασιασμό της βέλτιστης σχέσης της με τη μέγιστη ανακλαστικότητα, με τον εκάστοτε συντελεστή βαρύτητας. Αναλυτικά, οι εννιά αυτές εξισώσεις είναι οι εξής:

$$maxdBz = 0,084 (0,0053KI^2 + 0,049KI + 49,017)$$

$$maxdBz = 0,1 (55,515 e^{-0,016SI})$$

$$maxdBz = 0,108 (54,189 e^{-0,016LI})$$

$$maxdBz = 0,11 (2,193e^{0,011 TLCL})$$

$$maxdBz = 0,085 (43,553 e^{0,02 r})$$

$$maxdBz = 0,096 (3,799 e^{0,0005 THTK})$$

$$maxdBz = 0,116 (0,391PW + 43,41)$$

$$maxdBz = 0,106 (0,535Td + 51,196)$$

$$maxdBz = 0,085 (0,388 PT - 61,084)$$

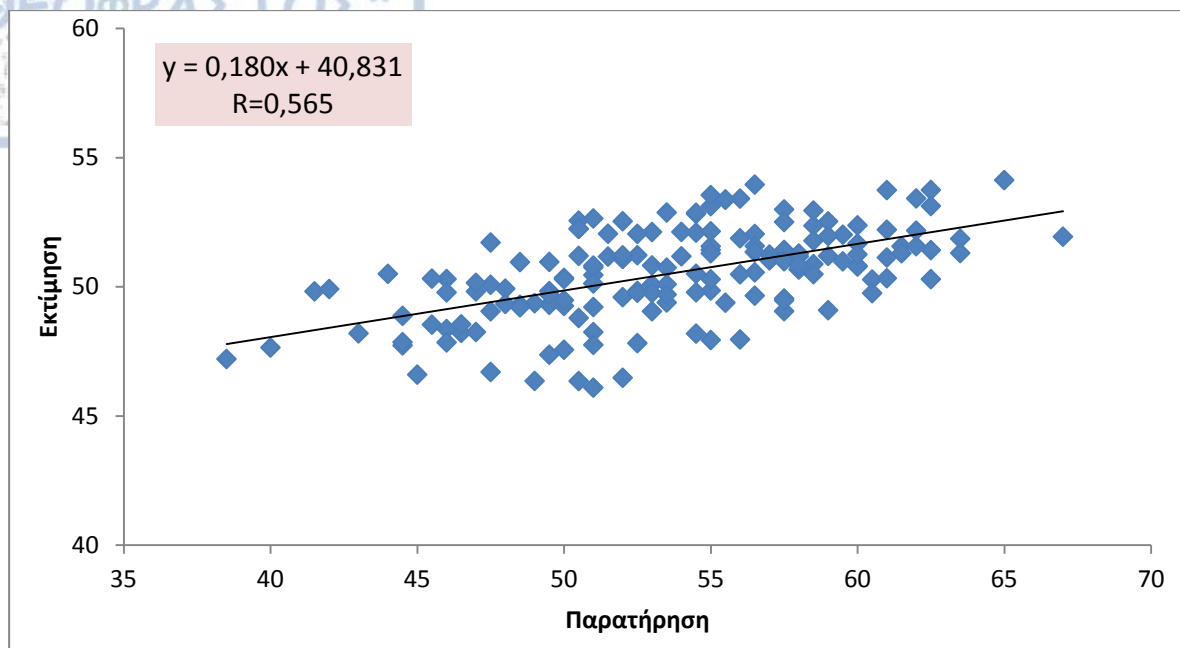
Έπειτα, αθροίζοντας τις παραπάνω εξισώσεις προκύπτει η αναλυτική έκφραση του αλγορίθμου για την εκτίμηση της μέγιστης ανακλαστικότητας και δίνεται από την εξίσωση

(4.6). Η γενικευμένη θεωρητική μορφή του αλγορίθμου της ανακλαστικότητας δίνεται από την σχέση (4.7).

$$\begin{aligned} \max dBz = & 9,38 + 4 * 10^{-4} KI^2 + 0,004 KI + 5,55e^{-0,016 SI} + 5,852e^{-0,016 LI} + \\ & + 0,241e^{0,11 TLCL} + 5,139e^{0,023r} + 0,36e^{0,0005 THTK} + 0,045PW + 0,056T_d + 0,033PT \end{aligned} \quad (4.6)$$

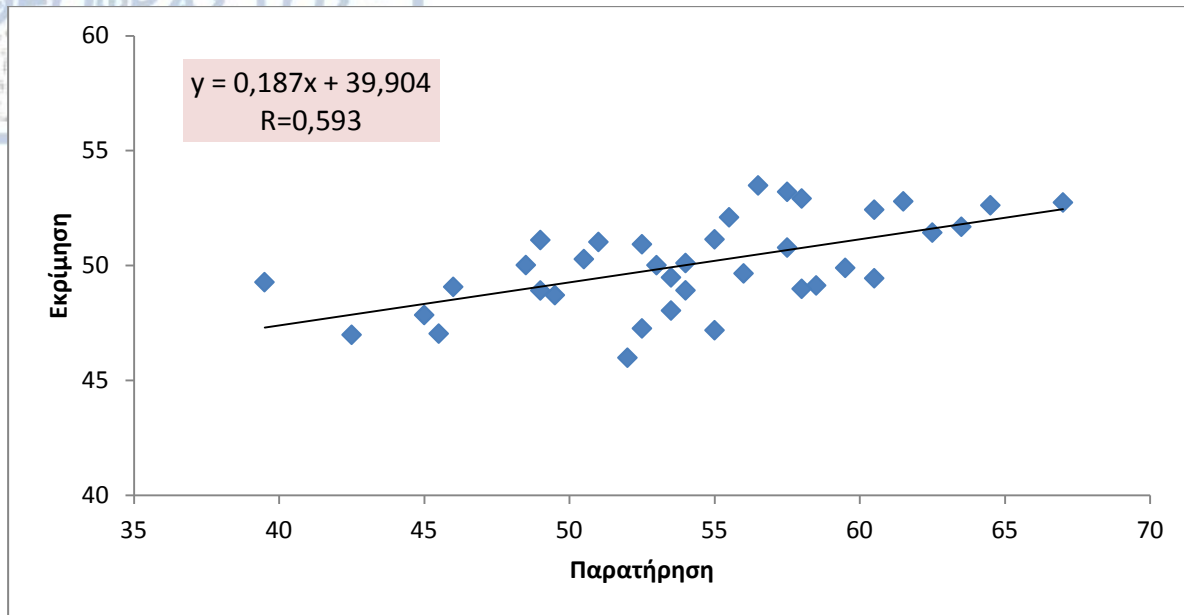
$$Y = w_1(a_1 + b_1x_1^2 + c_1x_1) + \sum_{i=2}^6 w_i\{b_i \exp(x_i)\} + \sum_{i=7}^9 w_i(a_i + b_ix_i) \quad (4.7)$$

Το στατιστικό μοντέλο για την εκτίμηση της μέγιστης ανακλαστικότητας (εξίσωση 4.6) που προκύπτει από το συνδυασμό των γραμμικών και μη γραμμικών σχέσεων των ανεξάρτητων μεταβλητών (μετεωρολογικών παραμέτρων) με την εξαρτημένη, εφαρμόστηκε στην εξερευνητική περίοδο (167 ημέρες χαλαζόπτωσης). Στο Σχήμα 4.12 παρουσιάζεται η σύγκριση ως προς την αξιοπιστία της εκτίμησης της μέγιστης ανακλαστικότητας από το μοντέλο με τις τιμές που καταγράφηκαν από το ραντάρ. Ο βαθμός συσχέτισης μεταξύ των δεδομένων της εκτίμησης και της παρατήρησης της, σε ποσοστιαία αναλογία, είναι μόλις 56,48%.



Σχήμα 4.12: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης της μέγιστης ανακλαστικότητας όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου για την εξερευνητική περίοδο.

Ο αλγόριθμος της μέγιστης ανακλαστικότητας εφαρμόστηκε και στην επιβεβαιωτική περίοδο, δηλαδή στις 42 περιπτώσεις χαλαζόπτωσης, ώστε να γίνει η σωστή επαλήθευση της προγνωστικής του ικανότητας (Σχήμα 4.13). Οι 42 ημέρες χαλαζόπτωσης σκοπίμως είχαν απομονωθεί από τη διαδικασία δημιουργία του μοντέλου για τη μετέπειτα αξιολόγηση του. Η συσχέτιση της εκτίμησης με τα δεδομένα της παρατήρησης για την περίοδο αυτή είναι $R=0,593$, δηλαδή σε ποσοστιαία αναλογία 59,3%. Το ποσοστό αυτό είναι χαμηλό και δεν καθιστά την εξίσωση που προέκυψε ικανή να προβλέψει με την απαιτούμενη ακρίβεια τη μέγιστη ανακλαστικότητα.



Σχήμα 4.13: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης της μέγιστης ανακλαστικότητας όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου για την επιβεβαιωτική περίοδο.

Αντίστοιχα μοντέλα που δημιουργήθηκαν από άλλους ερευνητές για την περιοχή Ημαθίας-Πέλλας απέδωσαν καλύτερη εκτίμηση της ανακλαστικότητας. Συγκεκριμένα, ο βαθμός συσχέτισης του μοντέλου των Φλόκα και Καρακώστα (1988) ήταν 72%, των Karacostas et al. (1991) 74%, της Τουρναβίτη (1999) 84%, της Στολάκη (2004) 76%, ενώ τέλος της Αντωνίου (2017) 70%. Η ασθενής συσχέτιση της μέγιστης ανακλαστικότητας του ραντάρ με τους δείκτες αστάθειας και τις μετεωρολογικές παραμέτρους προκαλεί το απαραίτητο ενδιαφέρον περαιτέρω διερεύνησης. Μια πρώτη προσέγγιση στην αναζήτηση των αιτιών που προκαλούν αυτές τις διαφορές μεταξύ των μοντέλων στις περιοχές της Θεσσαλίας και Ημαθίας-Πέλλας παρουσιάζεται στο Κεφάλαιο 7.

4.3.2 Δημιουργία μη γραμμικού μοντέλου με το δείκτη KD

Σκοπός στο κεφάλαιο αυτό, είναι η δημιουργία της μαθηματικής έκφρασης του αλγορίθμου του δείκτη KD με την εφαρμογή της πολλαπλής, μη γραμμικής, παλινδρόμησης με συντελεστές βαρύτητας. Η γενικευμένη θεωρητική αναλυτική έκφραση του μοντέλου είναι:

$$Y = w_1(a_1 + b_1 \ln x_1) + \sum_{i=2}^6 w_i \{ b_i \exp(x_i) \} + w_7(a_7 + b_7 x_7 + c_7 x_7^2) \quad (4.8)$$

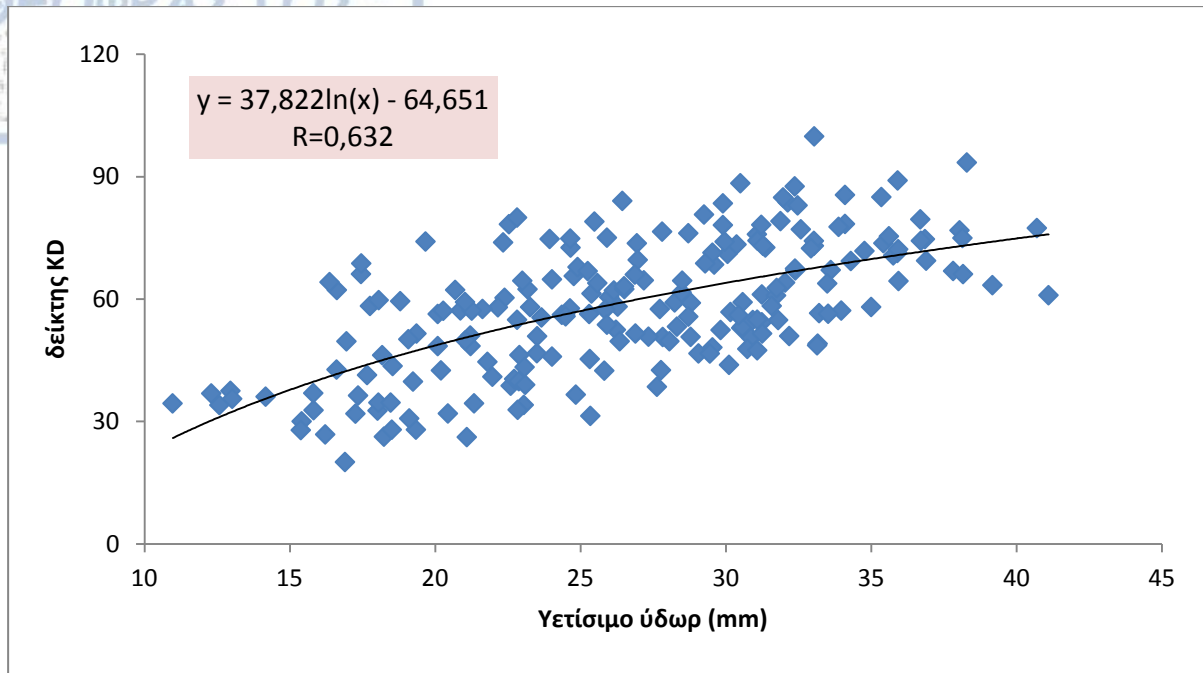
Όπου w_i ο συντελεστής βαρύτητας κάθε μεταβλητής στην τελική εξίσωση και a_i , b_i , c_i οι συντελεστές των εξισώσεων που περιγράφουν την σχέση εξαρτημένης-ανεξάρτητης μεταβλητής.

Στον Πίνακα 4.7 καταγράφονται τα στατιστικά στοιχεία του μοντέλου κάθε ανεξάρτητης μεταβλητής με την εξαρτημένη.

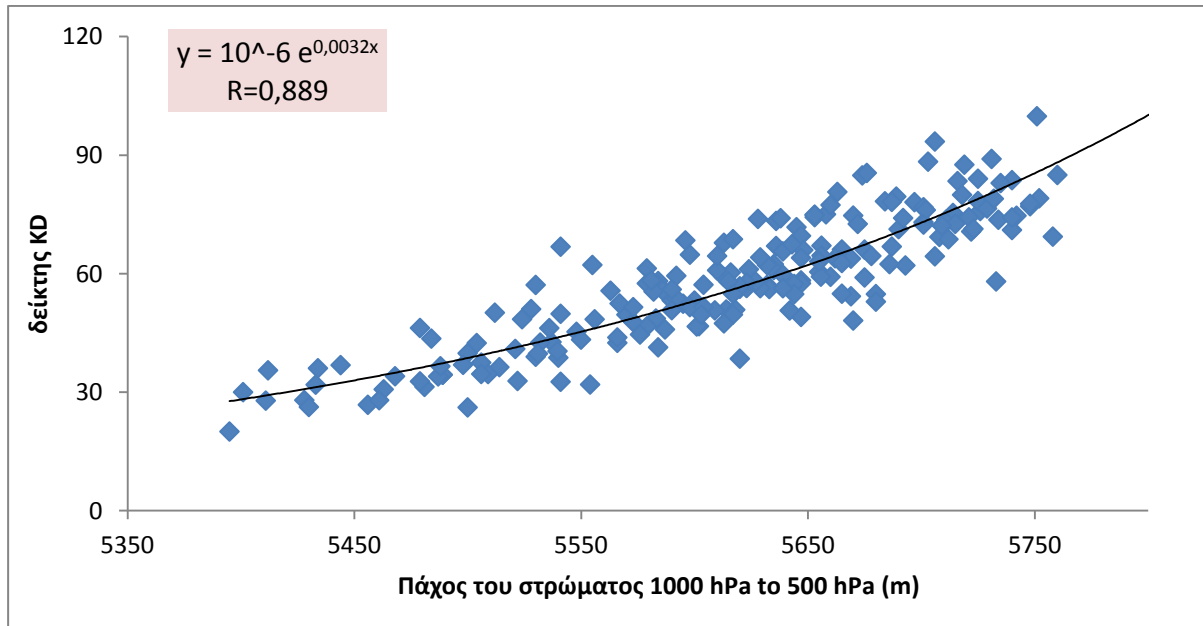
Πίνακας 4.7: Τιμές συντελεστή προσδιορισμού R^2 , συντελεστή συσχέτισης R και συντελεστή βαρύτητας W για κάθε ανεξάρτητη μεταβλητή.

	PW	THT K	R	WBZ	H ₅	H ₁₀	MUCAPE
R_i^2	0,4	0,8	0,48	0,71	0,73	0,68	0,4
R_i	0,63	0,89	0,69	0,84	0,86	0,82	0,63
w_i	0,12	0,17	0,13	0,16	0,16	0,15	0,12
Intercept a	-64,65	0	0	0	0	0	44,8

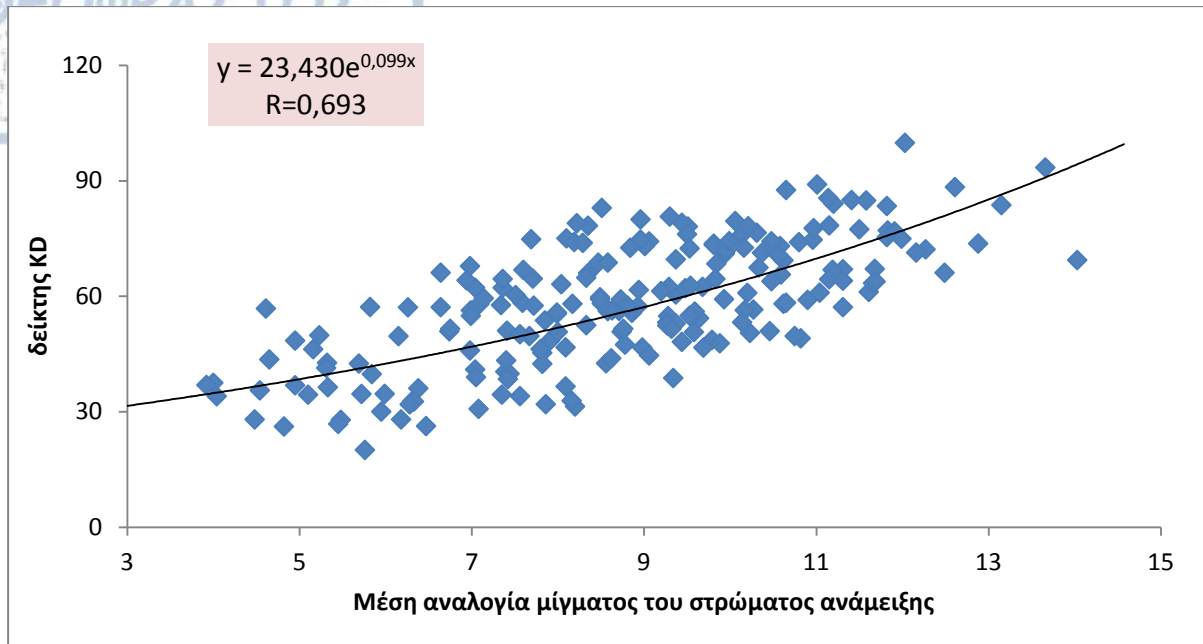
Στα Σχήματα 4.14 έως και 4.19 παρουσιάζονται οι αναλυτικές εκφράσεις και τα γραφήματα των παραμέτρων που έχουν τις βέλτιστες συσχετίσεις με την εξαρτημένη μεταβλητή και συνθέτουν τη μαθηματική έκφραση του αλγορίθμου (PW: λογαριθμική, THTK, r, WBZ, H₅, H₁₀ : εκθετική και MUCAPE: πολυωνυμική 2^{ου} βαθμού).



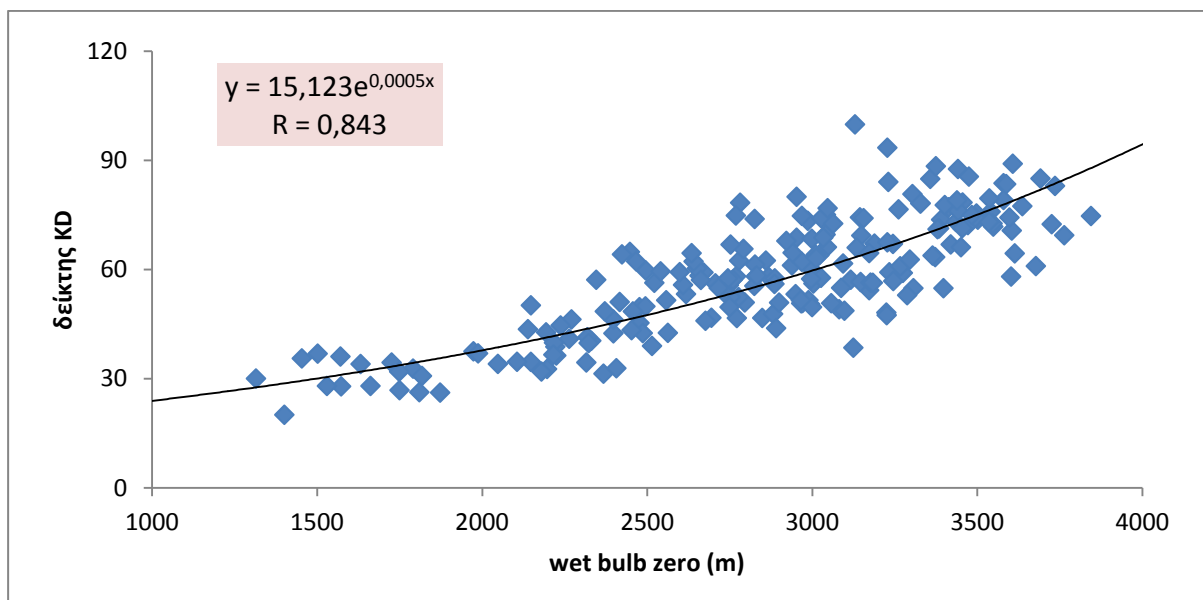
Σχήμα 4.14: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του precipitable water με το δείκτη ΚΔ.



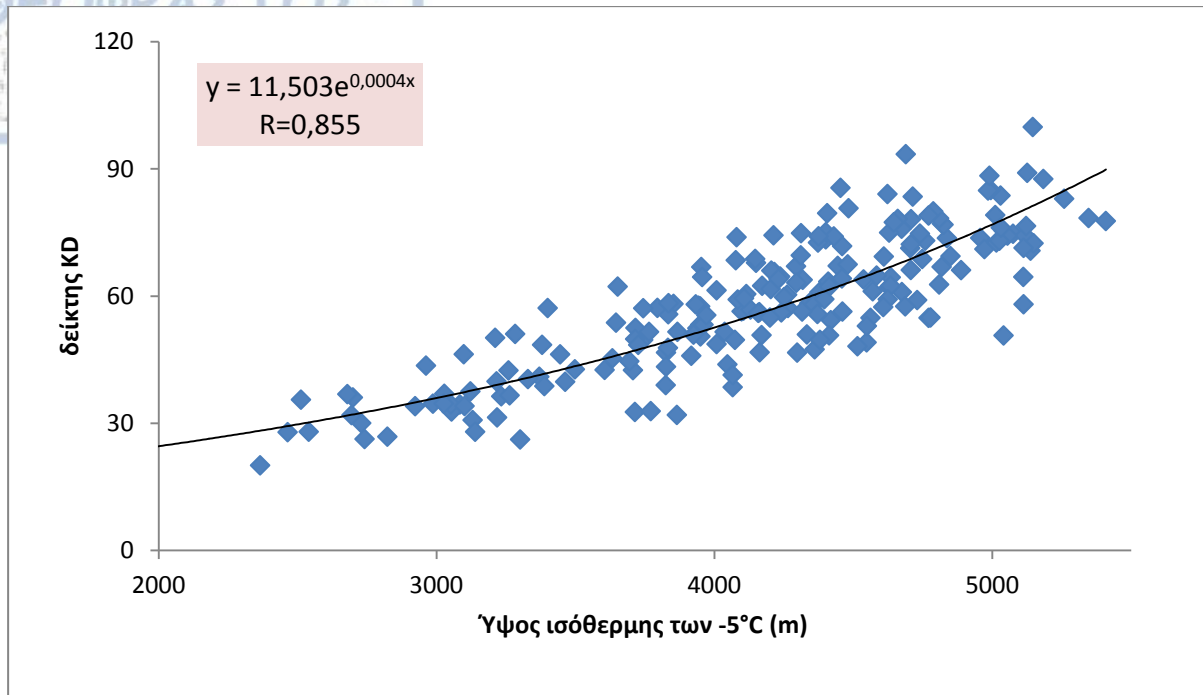
Σχήμα 4.15: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του πάχους του στρώματος 1000hPa-500hPa με το δείκτη ΚΔ.



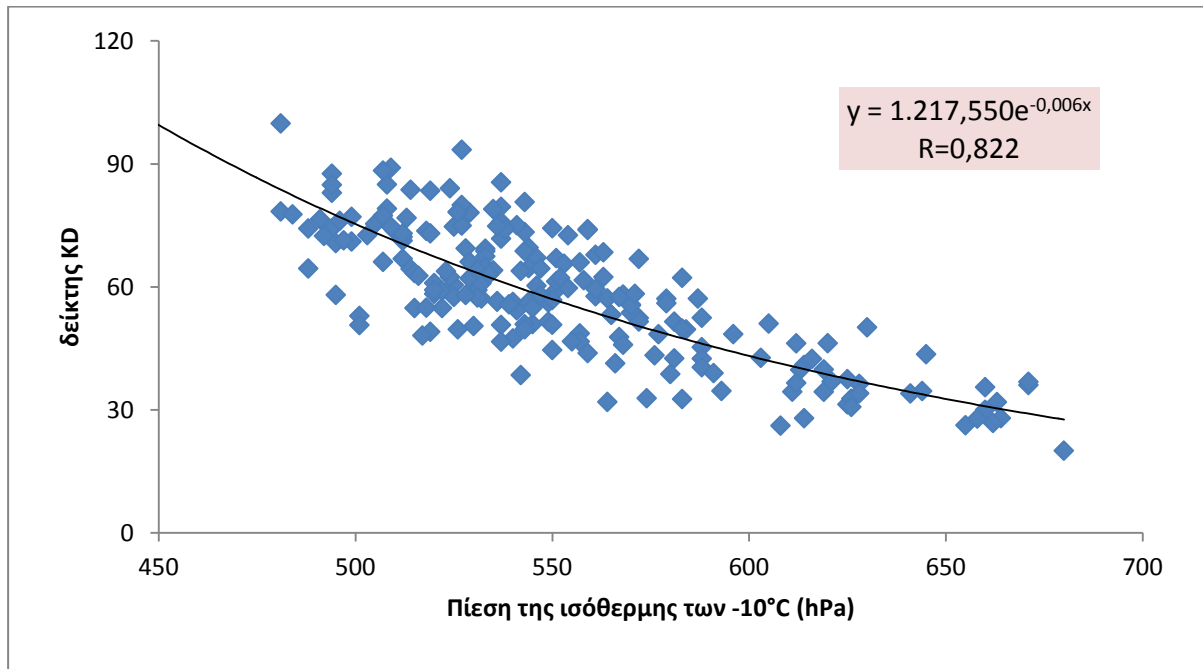
Σχήμα 4.16: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της μέσης αναλογίας μίγματος στο στρώμα ανάμειξης με το δείκτη KD.



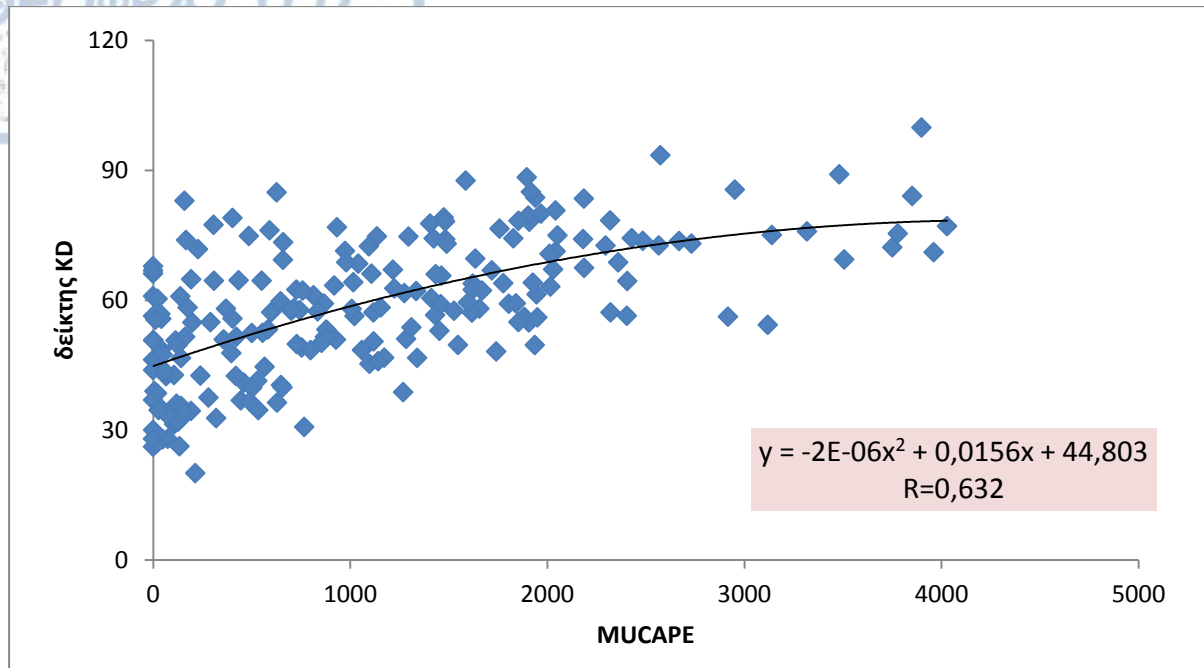
Σχήμα 4.17: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του ύψους της ισόθερμης του 0°C του υγρού θερμομέτρου με το δείκτη KD.



Σχήμα 4.18: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης του ύψους της ισόθερμης των -5°C με το δείκτη KD.



Σχήμα 4.19: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης της πίεσης της ισόθερμης των -10°C με το δείκτη KD.



Σχήμα 4.20: Γραφική παράσταση βέλτιστης συσχέτισης MUCAPE με το δείκτη KD.

Η αναλυτική έκφραση του τελικού αλγορίθμου αποτελείται από το άθροισμα των επιμέρους εξισώσεων των μεταβλητών:

$$KD(NL) = 0,12(37,822 \ln(PW) - 64,651)$$

$$KD(NL) = 0,17 (10^{-6} e^{0,0032 THTK})$$

$$KD(NL) = 0,13 (23,43 e^{0,099 r})$$

$$KD(NL) = 0,16(15,123 e^{0,0005 WBZ})$$

$$KD(NL) = 0,16 (11,503 e^{0,0004 H_{-5}})$$

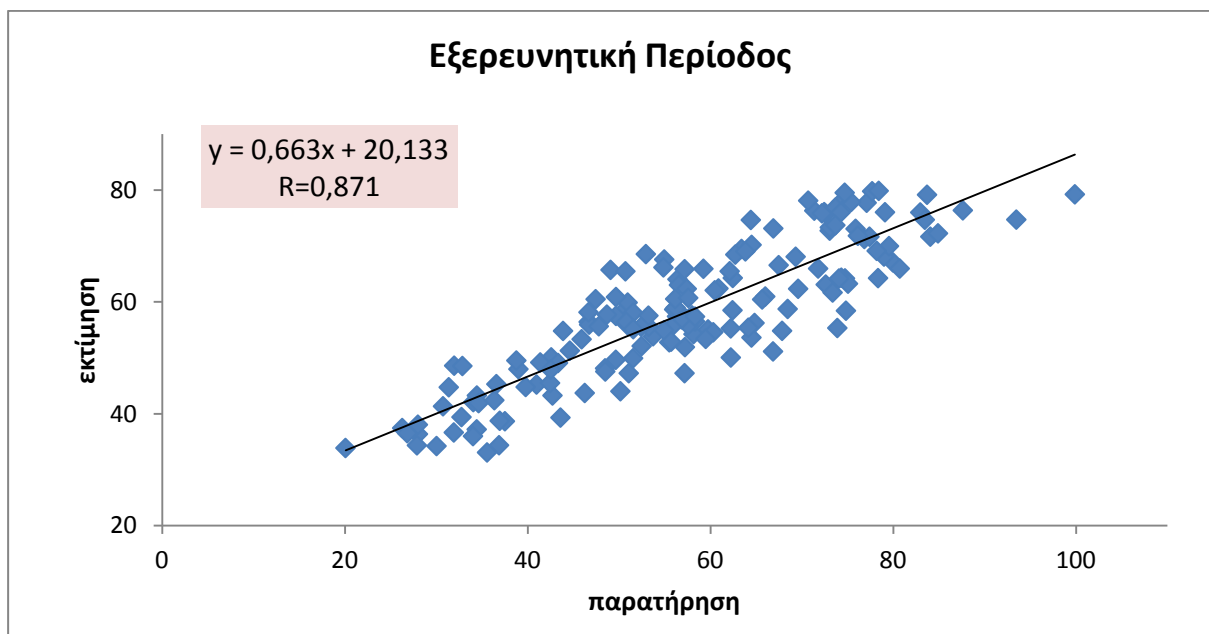
$$KD(NL) = 0,15 (1217,6 e^{-0,006 P_{-10}})$$

$$KD(NL) = 0,12 (-2 \cdot 10^{-6} MUCAPE^2 + 0,0156 MUCAPE + 44,803)$$

Η τελική έκφραση του αλγορίθμου για τον δείκτη $KD = \frac{\max Z \cdot H_0}{H_0 - H_{-20}}$ προκύπτει από την πρόσθεση των παραπάνω εξισώσεων:

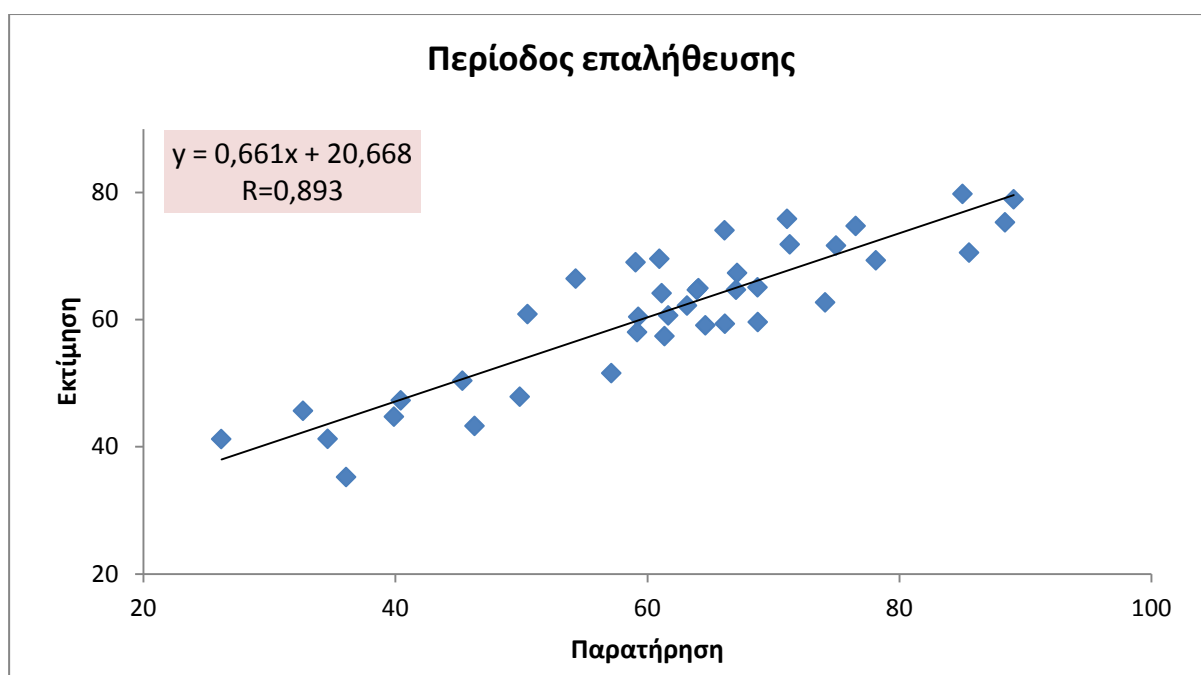
$$KD(NL) = -2,382 + 4,53 \ln(PW) + 1,7 * 10^{-7} e^{0,0032 THTK} + 3,046 e^{0,099 r} + 2,419 e^{0,0005 WBZ} + 1,184 e^{0,0004 H-5} + 182,64 e^{-0,006 P-10} - 2,4 * 10^{-7} MUCAPE^2 + 0,00187 MUCAPE \quad (4.9)$$

Η εξίσωση (4.9) αποτελείται από το συνδυασμό των επιμέρους μη γραμμικών εξισώσεων χρησιμοποιώντας την εξερευνητική περίοδο, δηλαδή τις 167 ημέρες χαλαζόπτωσης. Το KD(NL) δηλώνει πως η εξίσωση 4.9 αποτελεί την μη γραμμική (Non-Linear NL) έκφραση του δείκτη KD. Η αξιοπιστία και η προγνωστική ικανότητα του μοντέλου παρουσιάζεται από το γράφημα της εκτιμώμενης τιμής της εξαρτημένης μεταβλητής με την παρατηρούμενη. Η παρατηρούμενη τιμή προκύπτει αν στο δείκτη KD αντικατασταθεί η ανακλαστικότητα του ραντάρ και οι τιμές των θερμοκρασιών από τη ραδιοβόλιση, ενώ η εκτιμώμενη προκύπτει όταν αντικαταστήσουμε στην εξίσωση τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων για τον υπολογισμό της εξαρτημένης μεταβλητής. Ο συντελεστής συσχέτισης της γραμμικής σχέσης εκτίμησης-παρατήρησης (Σχήμα 4.21) είναι $R=0,871$ ($R^2=0,762$) το οποίο σημαίνει πως η ικανότητα του μοντέλου στην εκτίμηση του δείκτη KD ανέρχεται, σε ποσοστιαία αναλογία, στο 87,1%.



Σχήμα 4.21: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου για την εξερευνητική περίοδο (80% των αρχικών δεδομένων).

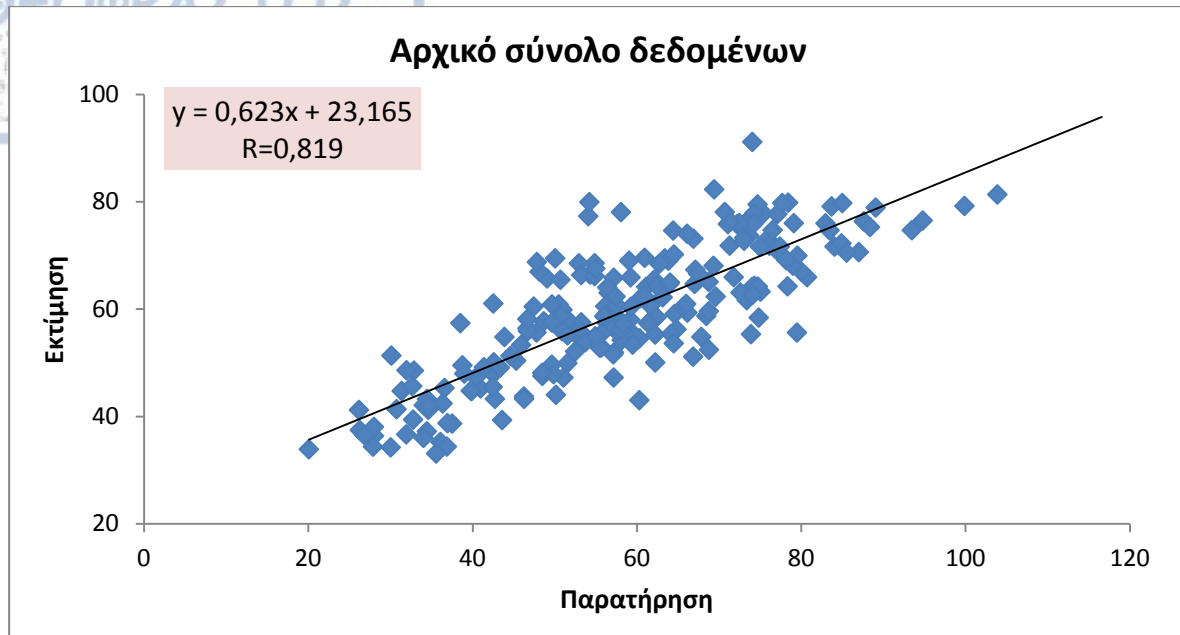
Έπειτα, για την επαλήθευση της προγνωστικής ικανότητας του μοντέλου, η εξίσωση εφαρμόστηκε στην επιβεβαιωτική περίοδο για τις 42 ημέρες χαλαζόπτωσης της περιόδου 2006-2010. Τα αποτελέσματα και η συσχέτιση παρουσιάζονται στο Σχήμα 4.22.



Σχήμα 4.22: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου για την περίοδο επιβεβαίωσης (20% των αρχικών δεδομένων).

Από το Σχήμα 4.22 είναι φανερό ότι η συσχέτιση των τιμών παρατήρησης του δείκτη KD, με τις τιμές που υπολογίζονται από τον αλγόριθμο για τις 42 ανεξάρτητες περιπτώσεις χαλαζοκαταιγίδων στη Θεσσαλία, είναι πολύ υψηλή, της τάξεως του 89,3%. Το γεγονός αυτό καθιστά το μοντέλο αρκετά αξιόπιστο ως προς τον υπολογισμό του δείκτη KD.

Η εξίσωση του μοντέλου εφαρμόστηκε επιπλέον και στο αρχικό σύνολο δεδομένων, δίχως αφαίρεση παράτυπων τιμών, δηλαδή σε 227 ημέρες χαλαζόπτωσης με ικανοποιητικό συντελεστή συσχέτισης $R=0,819$ ($R^2=0,671$), που αντιστοιχεί σε ποσοστό 81,9% προγνωστικής ικανότητας (Σχήμα 4.23).



Σχήμα 4.23: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου για το αρχικό σύνολο δεδομένων.

4.3.3 Δημιουργία γραμμικού μοντέλου με το δείκτη KD

Η απλούστερη μορφή παλινδρόμησης που μπορεί να πραγματοποιηθεί για τη δημιουργία ενός μοντέλου είναι η γραμμική. Η διαδικασία που ακολουθείται είναι ίδια με τη μη γραμμική παλινδρόμηση, δηλαδή εξετάζονται οι γραμμικές σχέσεις κάθε μιας ανεξάρτητης μεταβλητής με την εξαρτημένη, υπολογίζονται οι συντελεστές βαρύτητας των παραμέτρων και γίνεται η σύνθεση του τελικού γραμμικού αλγορίθμου. Οι ανεξάρτητες μεταβλητές που εξετάζονται είναι οι ίδιες με το μη γραμμικό μοντέλο, ώστε αυτά τα δύο να είναι συγκρίσιμα ως προς την απόδοσή τους. Οι συντελεστές βαρύτητας για κάθε ανεξάρτητη μεταβλητή υπολογίζονται από την 4.10:

$$w_i = \frac{R_i}{\sum R} \quad (4.10)$$

Όπου R_i ο γραμμικός συντελεστής συσχέτισης της i ανεξάρτητης μεταβλητής για $i=1,2..6$ και $\sum R$ το άθροισμα των συντελεστών συσχέτισης όλων των ανεξάρτητων μεταβλητών.

Η γραμμική έκφραση (Linear L) του δείκτη KD αναφέρεται ως KD(L) και οι επιμέρους γραμμικές εξισώσεις για την εξερευνητική περίοδο που προκύπτουν μετά τον πολλαπλασιασμό με τους συντελεστές βαρύτητας είναι:

$$KD(L) = 0,12(1,538 * PW + 17,3)$$

$$KD(L) = 0,167(0,165 * THTK - 870,536)$$

$$KD(L) = 0,132(5,271 * r + 12,07)$$

$$KD(L) = 0,155(0,023 * WBZ - 8,679)$$

$$KD(L) = 0,159(0,02 * H_{-5} - 23,768)$$

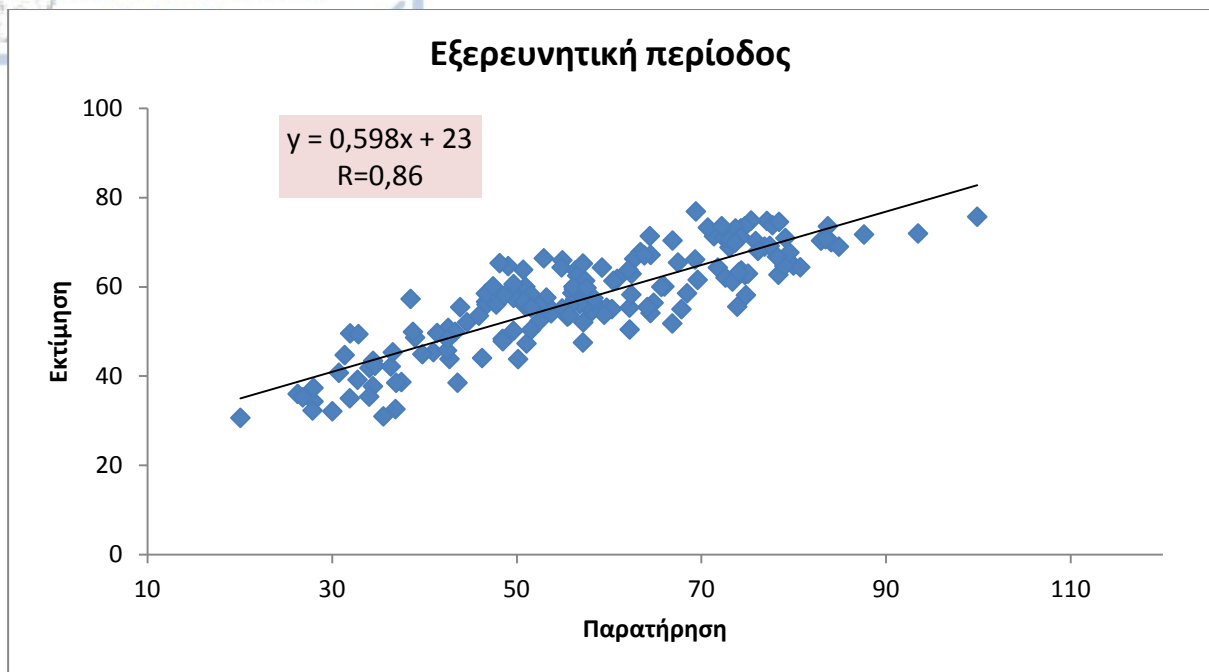
$$KD(L) = 0,15(-0,284 * P_{-10} + 215,286)$$

$$KD(L) = 0,117(0,01 * MUCAPE + 47,079)$$

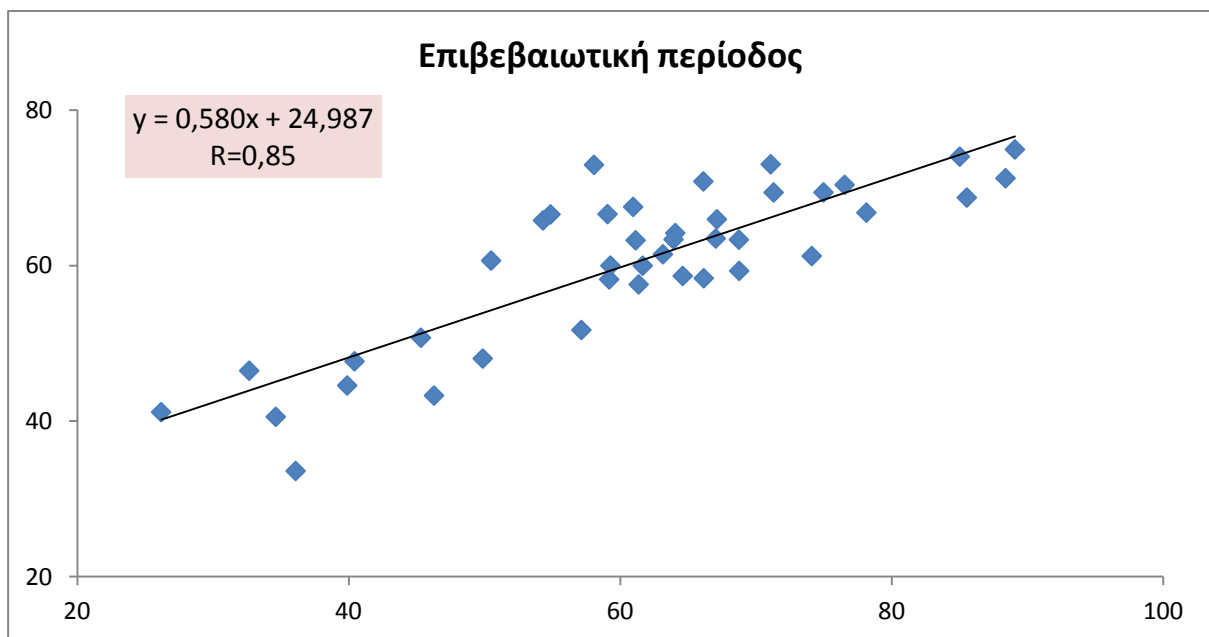
Η τελική έκφραση του γραμμικού αλγορίθμου προκύπτει από την πρόσθεση των παραπάνω εξισώσεων και είναι:

$$KD(L) = -109,03 + 0,18PW + 0,02THTK + 0,695r + 0,003WBZ + 0,003H_{-5} - \\ -0,042P_{-10} + 0,001MUCAPE \quad (4.11)$$

Το γραμμικό μοντέλο εφαρμόστηκε στην εξερευνητική περίοδο (Σχήμα 4.24) και πραγματοποιήθηκε μια σύγκριση μεταξύ της εκτίμησης του δείκτη KD(L), όπως υπολογίζεται από την εξίσωση (4.11) και της παρατηρούμενης τιμής, που προκύπτει από τα αρχικά δεδομένα ανακλαστικότητας και των στοιχείων της ραδιοβόλισης. Το ποσοστό συσχέτισης, δηλαδή η συσχέτιση εκφρασμένη σε ποσοστιαία αναλογία ($R=0,86$), των δύο αυτών δειγμάτων ανέρχεται στο 86%. Έπειτα, για την επαλήθευση της εγκυρότητας και της ευαισθησίας του γραμμικού μοντέλου, η εξίσωση εφαρμόστηκε στην επιβεβαιωτική περίοδο, ώστε να ελεγχθεί πως ανταποκρίνεται σε ένα ανεξάρτητο σύνολο δεδομένων (Σχήμα 4.25). Ο βαθμός συσχέτισης της εκτίμησης με την παρατήρηση της τιμής του δείκτη KD(L) σε αυτήν την περίπτωση είναι 85%.



Σχήμα 4.24: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του γραμμικού μοντέλου για την εξερευνητική περίοδο (80% των αρχικών δεδομένων).



Σχήμα 4.25: Γραμμική σύγκριση εκτίμησης- παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του γραμμικού μοντέλου για την περίοδο επιβεβαίωσης (20% των αρχικών δεδομένων).

Το γραμμικό και το μη γραμμικό μοντέλο δημιουργήθηκαν με την ίδια μεθοδολογία, δηλαδή χρησιμοποιώντας τους συντελεστές βαρύτητας. Τα ποσοστά επιτυχίας των δύο εξισώσεων που προκύπτουν και απεικονίζονται στον Πίνακα 4.8 είναι, και ικανοποιητικά και πολύ κοντά για την εξερευνητική και την επιβεβαιωτική περίοδο. Από στατιστική άποψη, τα δύο μοντέλα έχουν σχεδόν ίδια απόδοση, πότε θα μπορούσε κάλλιστα να επιλεγεί το γραμμικό μοντέλο λόγω της απλότητάς του. Ωστόσο, από επιστημονική άποψη, επειδή οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα για την ανάπτυξη και εξέλιξη μιας χαλαζοκαταιγίδας είναι πολύπλοκες, δεν θα μπορούσαν να ληφθούν σε όλη τη διάρκεια του φαινομένου ως γραμμικές. Η κάθε μια μεταβλητή συσχετίζεται βέλτιστα με τον δείκτη KD με μη γραμμικές εκφράσεις, οπότε η μη γραμμική αποτύπωση του αλγορίθμου προσδίδει και φυσική προσέγγιση στο φαινόμενο. Η χρήση της εξίσωσης 4.9 θα γίνεται δίχως την ένδειξη (NL) καθώς η γραμμική έκφραση (L) απορρίπτεται

Πίνακας 4.8: Βαθμός συσχέτισης της εκτιμώμενης και της παρατηρούμενης τιμής του δείκτη KD για το μη γραμμικό (NL) και το γραμμικό μοντέλο (L), για την εξερευνητική και επιβεβαιωτική περίοδο.

	Μη γραμμικό μοντέλο (NL)	Γραμμικό μοντέλο (L)
Εξερευνητική περίοδος, R%	87,1%	86%
Επιβεβαιωτική περίοδος, R%	89,3%	85%

4.4 Κατάταξη της έντασης των χαλαζοκαταιγίδων με χρήση του μη γραμμικού μοντέλου του δείκτη KD

Μετά τον έλεγχο της αξιοπιστίας και της σημαντικότητας του δείκτη, πρέπει να βρεθεί και η χρησιμότητά του στο φαινόμενο των χαλαζοκαταιγίδων. Ο δείκτης KD κατατάσσει τις χαλαζοκαταιγίδες σε τρεις κατηγορίες, ανάλογα με την ένταση τους, δηλαδή ήπιας, μέτριας και έντονης, έντασης. Ως κριτήριο για την ένταση των χαλαζοκαταιγίδων χρησιμοποιήθηκε η μέγιστη ανακλαστικότητα του ραντάρ.

Αρχικά, οι μέρες της χρονοσειράς χωρίστηκαν σε τρεις κατηγορίες μετά από ταξινόμηση των τιμών του δείκτη KD σε αύξουσα σειρά, όπως παρουσιάζονται στον Πίνακα 4.9. Ο δείκτης KD, επομένως, διακρίνει τρεις περιπτώσεις έντασης των χαλαζοπτώσεων, ήπιας, μέτριας και έντονης έντασης, ανάλογα με την τιμή του και τις τιμές ανακλαστικότητας που αντιστοιχίζεται σε κάθε κατηγορία μετά την ταξινόμηση.

Πίνακας 4.9: Κατάταξη των χαλαζοκαταιγίδων ανάλογα με την τιμή του δείκτη KD.

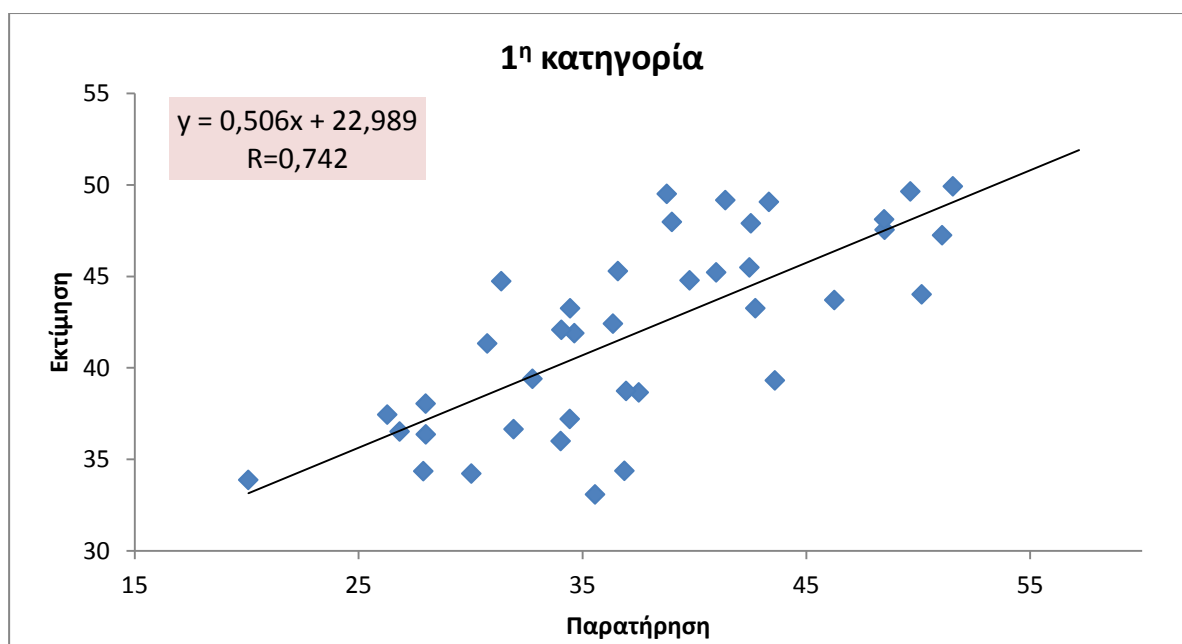
1 ^η κατηγορία- ήπια ένταση	0-49
2 ^η κατηγορία- μέτρια ένταση	50- 62
3 ^η κατηγορία- μεγάλη ένταση	63 και πάνω

Στον Πίνακα 4.10 καταγράφονται, για κάθε κατηγορία, η μέση, μέγιστη και ελάχιστη τιμή της ανακλαστικότητας του ραντάρ, καθώς και η διάμεσος και η τυπική απόκλιση. Παρατηρείται ότι η κάθε κατηγορία αντιστοιχεί σε ένα εύρος τιμών ανακλαστικότητας με κατώτερο και ανώτερο όριο.

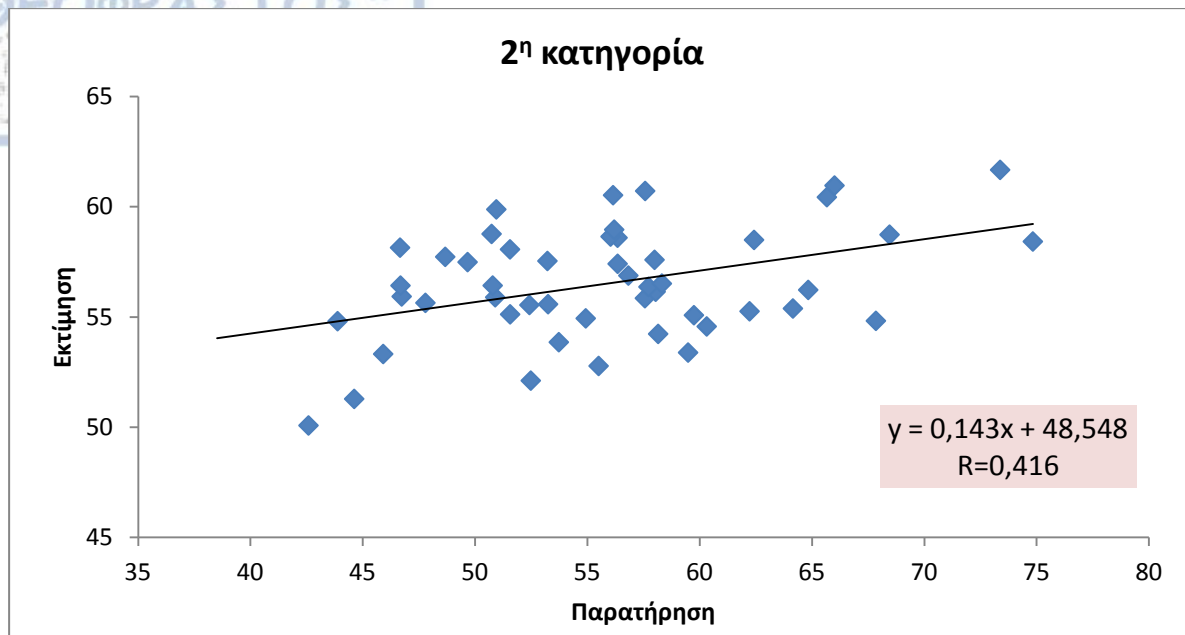
Πίνακας 4.10: Στατιστικά στοιχεία για την ανακλαστικότητα του ραντάρ σε dBz για τις τρεις κατηγορίες.

	1 ^η κατηγορία	2 ^η κατηγορία	3 ^η κατηγορία
Μέση τιμή	49,8	54,1	57,0
Διάμεσος	49,5	53,8	57,5
Μέγιστη τιμή	58,5	62,0	67,0
Ελάχιστη τιμή	38,5	42,0	49,0
Τυπική απόκλιση	5,05	4,8	4,2

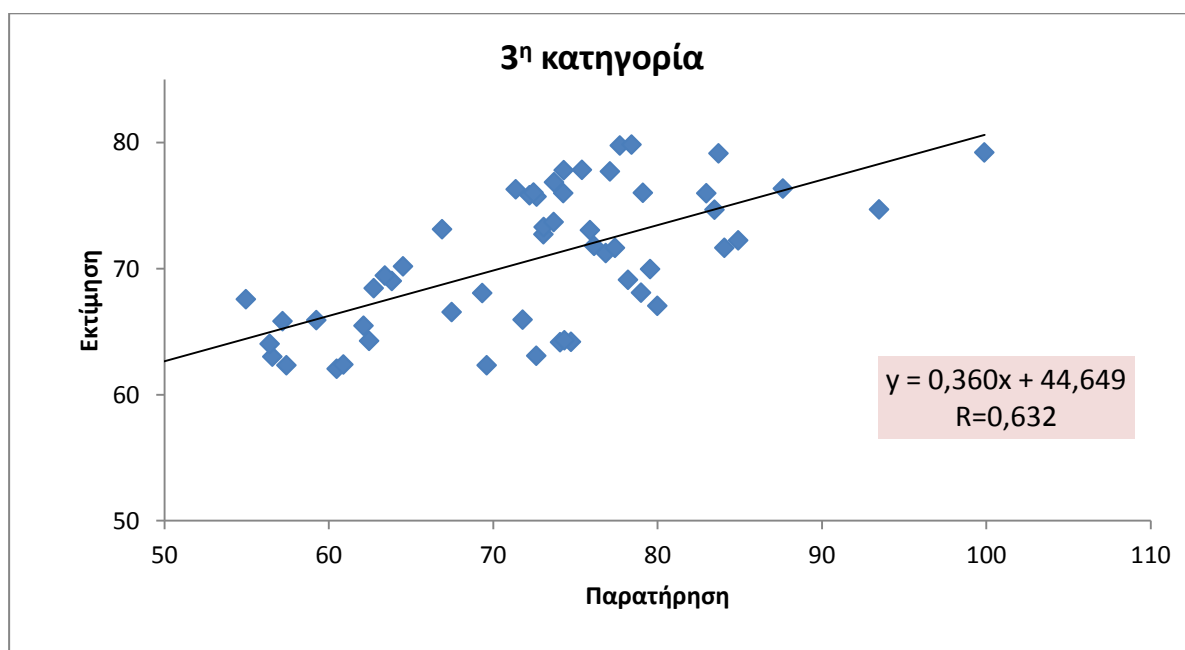
Για την επαλήθευση της αξιοπιστίας και του ποσοστού προγνωσιμότητας της κατάταξης αυτής, έγινε διαχωρισμός της εξερευνητικής περιόδου (167 ημέρες) στις τρεις κατηγορίες και σχηματίστηκαν τα διαγράμματα εκτίμησης-παρατήρησης του δείκτη KD για κάθε κατηγορία. Η 1^η και 3^η κατηγορία φαίνεται να έχουν μεγαλύτερο βαθμό συσχέτισης από την 2^η. Αυτό μάλλον συμβαίνει διότι η 2^η κατηγορία αποτελεί μια μεταβατική κατάσταση μεταξύ των δύο ακραίων περιπτώσεων χαλαζοκαταιγίδων και περιλαμβάνει τιμές του δείκτη KD που θα μπορούσαν να εντοπίζονται και στις άλλες δύο κατηγορίες. Το ποσοστό συσχέτισης της 1^{ης} κατηγορίας είναι 74,2% (Σχήμα 4.26), της 2^{ης} κατηγορίας 41,6% (Σχήμα 4.27) και της 3^{ης} κατηγορίας 63,2% (Σχήμα 4.28).



Σχήμα 4.26: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο 80% των δεδομένων (εξερευνητική περίοδος) για την 1^η κατηγορία (ήπιας έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.

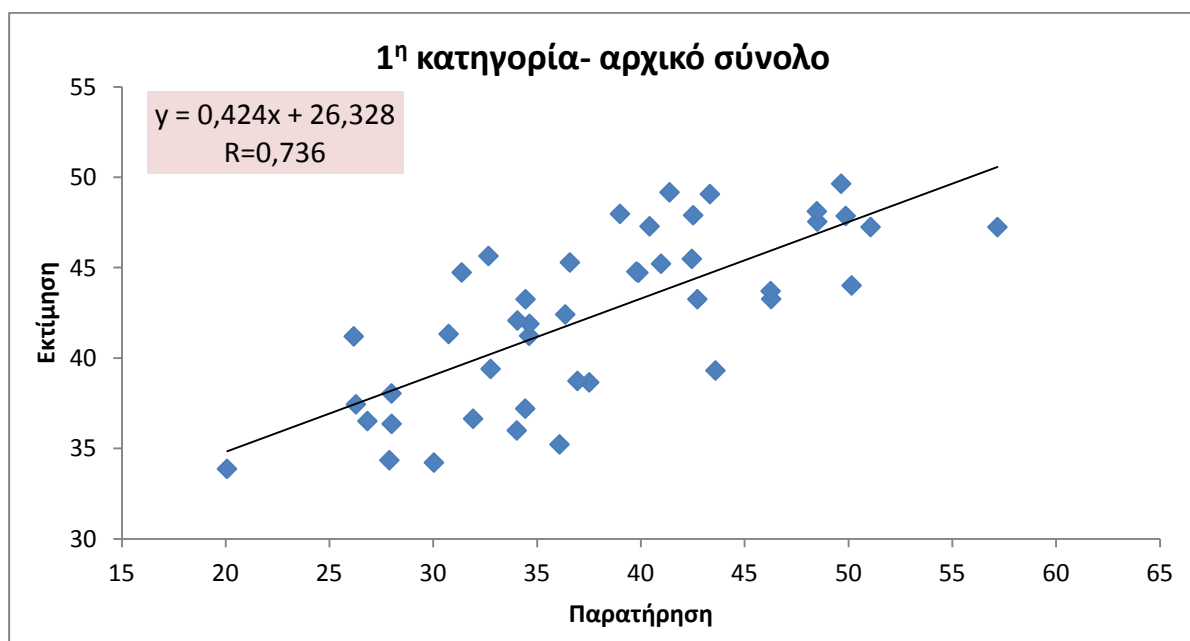


Σχήμα 4.27: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο 80% των δεδομένων (εξερευνητική περίοδος) για την 2^η κατηγορία (μέτριας έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.

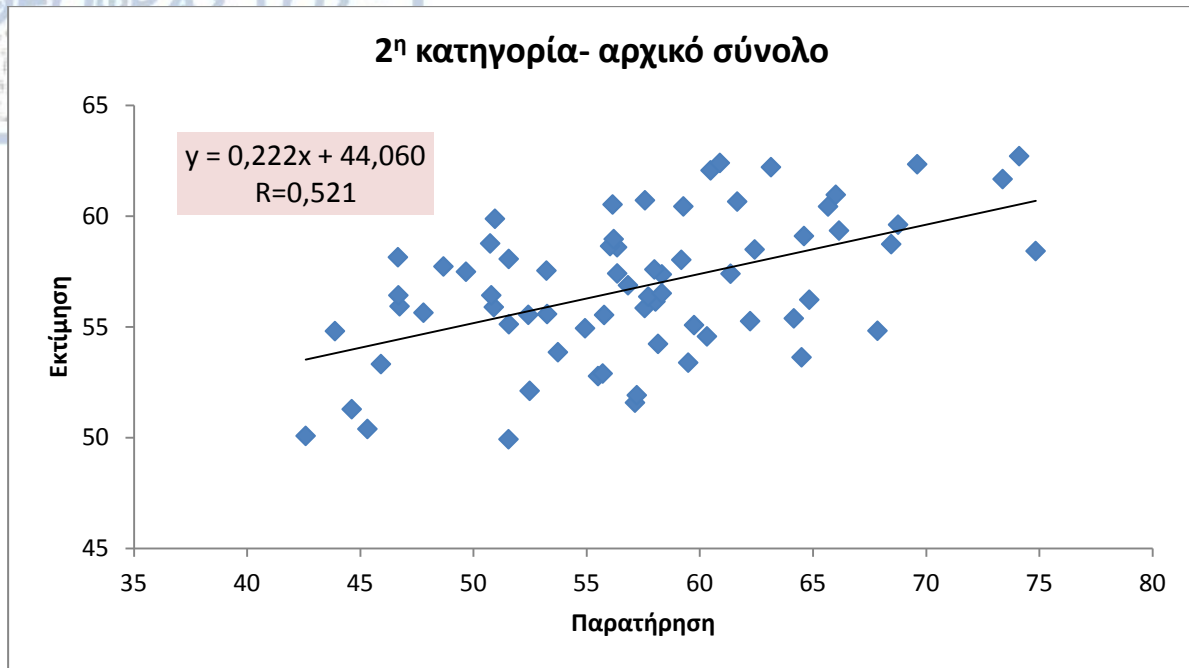


Σχήμα 4.28: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο 80% των δεδομένων (εξερευνητική περίοδος) για την 3^η κατηγορία (έντονης έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.

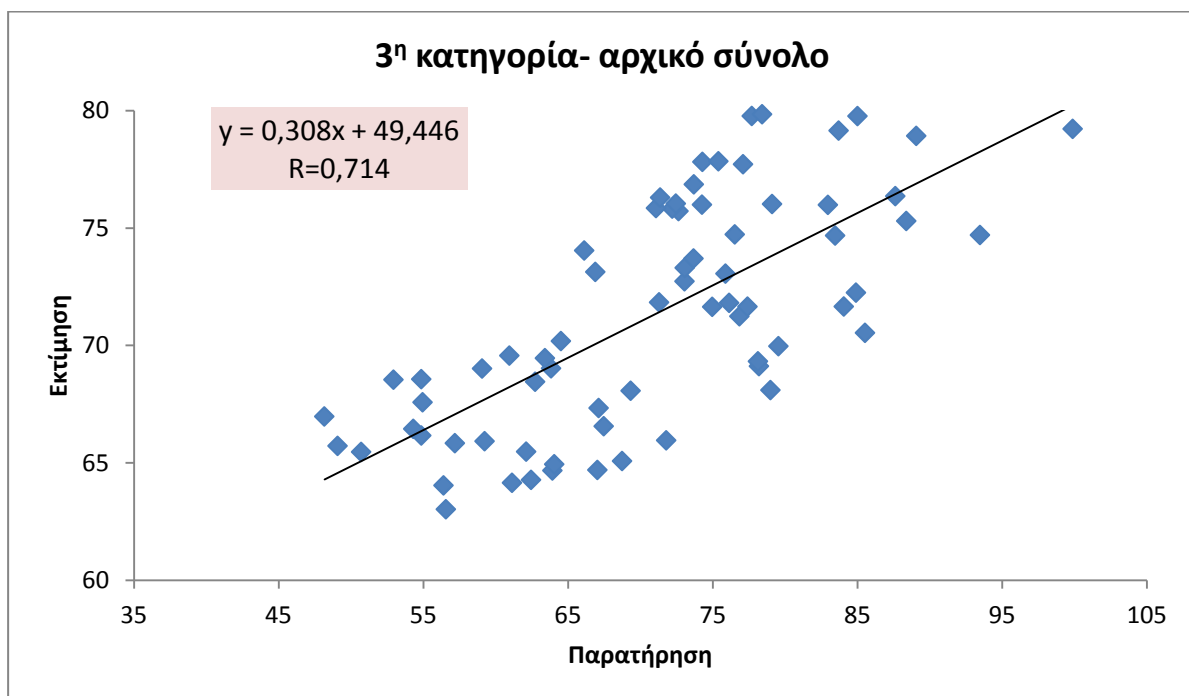
Έπειτα, η κατάταξη εφαρμόστηκε και στο αρχικό σύνολο δεδομένων περιλαμβάνοντας και τις παράτυπες τιμές που αφαιρέθηκαν κατά την επεξεργασία. Με τον τρόπο αυτό εξετάζεται κατά έναν τρόπο η ευαισθησία και αξιοπιστία της κατάταξης αυτής κατά την εφαρμογή του αλγορίθμου του δείκτη KD σε πραγματικά δεδομένα. Η εκτίμηση του δείκτη KD συμπίπτει με την παρατήρηση κατά ποσοστό 73,6% για την 1^η κατηγορία (Σχήμα 4.29) , 52,1% για την 2^η κατηγορία (Σχήμα 4.30) και 71,4% για την 3^η κατηγορία (Σχήμα 4.31). Όπως και προηγουμένως η εφαρμογή του μοντέλου στην 2^η κατηγορία έχει το χαμηλότερο ποσοστό επιτυχίας καθώς αποτελεί την μεταβατική κατάσταση.



Σχήμα 4.29: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο αρχικό σύνολο δεδομένων για την 1^η κατηγορία (ήπιας έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.



Σχήμα 4.30: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο αρχικό σύνολο δεδομένων για την 2^η κατηγορία (μέτριας έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.



Σχήμα 4.31: Σύγκριση εκτίμησης-παρατήρησης όπως προκύπτει από την εφαρμογή του μοντέλου στο αρχικό σύνολο δεδομένων για την 3^η κατηγορία (έντονης έντασης) χαλαζοκαταιγίδων.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΕΙΣ

5.1 Συνοπτική κατάταξη

Η γνώση των χαρακτηριστικών και των συνθηκών που επικρατούν στα διάφορα ισοβαρικά επίπεδα στην ατμόσφαιρα είναι πολύ σημαντική, καθώς μπορεί να δώσει πληροφορίες για την κατάσταση που επικρατεί στην επιφάνεια. Πολλοί επιστήμονες-μετεωρολόγοι οδηγήθηκαν στην κατηγοριοποίηση των καιρικών φαινομένων ανάλογα με τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν και που μπορεί να ευνοούν σε κάποιο βαθμό την εκδήλωσή τους. Στόχος αυτής της κατάταξης-κατηγοριοποίησης των καταστάσεων συνοπτικής και υπο-συνοπτικής κλίμακας είναι η καλύτερη και πιο στοχευμένη πρόγνωση των ακραίων καιρικών φαινομένων.

Κατά την κατάταξη των συνοπτικών καταστάσεων, κύριος στόχος είναι η δημιουργία ομάδων που να καλύπτουν όλες τις δυνατές περιπτώσεις. Προϋπόθεση είναι να υπάρχει ομοιογένεια σε κάθε ομάδα που προκύπτει, δηλαδή η μεταβλητότητα κάθε ομάδας να είναι μικρή, αλλά μεταξύ των ομάδων να είναι μεγάλη. Έτσι, δημιουργούνται ομάδες διακριτές μεταξύ τους και δεν υπάρχει σύγχυση από κοινά χαρακτηριστικά των ομάδων (Μπαλαφούτης, 1998).

Οι κατατάξεις χαρακτηρίζονται υποκειμενικές/μη αυτόματες όταν γίνεται από τον ίδιο τον επιστήμονα Μετεωρόλογο με τα επιστημονικά-μετεωρολογικά κριτήρια που τίθενται και υιοθετούνται και αντικειμενικές/αυτόματες όταν γίνεται χρήση ηλεκτρονικού υπολογιστή. Στην πρώτη περίπτωση τα κριτήρια και η κατάταξη στηρίζονται στις γνώσεις και την εμπειρία του επιστήμονα- μετεωρολόγου, ενώ στη δεύτερη περίπτωση πάλι υπάρχει η συμβολή του επιστήμονα ο οποίος θέτει αρχικά τα κριτήρια, αλλά δεν υπάρχει επέμβαση στην εφαρμογή της κατάταξης.

Ο κάθε τύπος κατάταξης έχει θετικά και αρνητικά στοιχεία. Η υποκειμενική κατάταξη πολλές φορές απαιτεί αρκετό χρόνο για να πραγματοποιηθεί, όμως οι παράμετροι που χρησιμοποιούνται προέρχονται από γνώσεις του ερευνητή και δεν είναι ψηφιοποιημένες από

έναν υπολογιστή. Ωστόσο, η χρήση του υπολογιστή κατά την αντικειμενική κατάταξη κάνει τη διαδικασία πολύ γρηγορότερη και η επεξεργασία μπορεί να γίνει ποικιλοτρόπως, δοκιμάζοντας και τροποποιώντας ταυτόχρονα πολλά δεδομένα-κριτήρια. Ο συνδυασμός των δύο κατατάξεων αποτελεί βέβαια την καλύτερη λύση, καθώς συνδυάζει και μεγιστοποιεί τα θετικά χαρακτηριστικά της κάθε μίας.

Στην διεθνή βιβλιογραφία, υποκειμενικές συνοπτικές κατατάξεις τύπων καιρού έχουν δημιουργηθεί από τους LahPa (1972), Muller (1977) και από τους Hess και Brezowsky (1969). Πολλοί ερευνητές έχουν ασχοληθεί με τις αυτόματες και μη αυτόματες συνοπτικές καταστάσεις στον ελληνικό χώρο. Αυτόματες συνοπτικές καταστάσεις έχουν δημιουργηθεί από τον Maheras (1984) και Maheras et al., (2000), ενώ μη αυτόματες από τον Livadas (1962), Flocas (1984), Maheras (1988), Καρακώστα κ.α., (1992), Karacostas (2003) και Karacostas et al., (2017).

Η σύνδεση της συνοπτικής ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και των γεγονότων χαλαζόπτωσης αποτελεί ένα σημαντικό προγνωστικό εργαλείο για το χαλάζι (Wilson, 1998). Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε η κατάταξη του Karacostas (2003), κατά την οποία οι συνοπτικές καταστάσεις που εντοπίζονται πάνω από την ανατολική Μεσόγειο ταξινομούνται σύμφωνα με τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Η ταξινόμηση αυτή γίνεται με το συνδυασμό συνοπτικών χαρτών ανώτερης ατμόσφαιρας (κυρίως 500hPa) και τη θέση του αυλώνα πάνω από την περιοχή που ερευνάται. Οι συνοπτικές καταστάσεις που εμφανίζονται πάνω από την ανατολική Μεσόγειο σύμφωνα με τον Karacostas (2003) απεικονίζονται γραφικά στο Σχήμα 5.1 και περιγράφονται ως εξής:

Ανοικτός κυματισμός (L-1): Το χαρακτηριστικό αυτής της συνοπτικής κατάστασης είναι η ύπαρξη ενός αυλώνα στα 500hPa που κινείται αργά πάνω από την περιοχή μελέτης και ο άξονας του είναι είτε κατακόρυφος είτε με κλίση. Λόγω της διάταξης αυτής οι άνεμοι στην ανώτερη τροπόσφαιρα πνέουν από δυτική-βορειοδυτική διεύθυνση και η αέρια μάζα χαρακτηρίζεται ασταθής. Στην επιφάνεια, το χαμηλό βαρομετρικό εντοπίζεται ανατολικά-νοτιοανατολικά της περιοχής μελέτης. Συνήθως, υπάρχει ένα βαρομετρικά υψηλό σύστημα στα βορειοδυτικά, προκαλώντας μια βόρειο- βορειοδυτική κυκλοφορία στην επιφάνεια. Τέλος, δεν παρουσιάζεται καμία κλειστή ισοϋψής (Saucier, 1955).

Κλειστό χαμηλό (L-2): Παρουσιάζει παρόμοια χαρακτηριστικά με την L-1, με την διαφορά ότι πρέπει να υπάρχει έστω και μία κλειστή ισοϋψής στα 500hPa. Παρουσιάζει

έντονη βαροκλινικότητα και πιο οργανωμένο και ισχυρό το βαρομετρικό χαμηλό στην επιφάνεια. Η ροή στην ανώτερη ατμόσφαιρα έχει βόρεια συνιστώσα, ενώ στην επιφάνεια παρατηρείται βαρομετρικό χαμηλό συνήθως στα ανατολικά του αυλώνα, καθώς το σύστημα διατηρεί μια δυτική κλίση με την αύξηση του ύψους (Barry and Perry, 1973; Mcilveen, 1989).

Αποκομμένο χαμηλό (L-3): Η συνοπτική αυτή κατάσταση χαρακτηρίζεται από κλειστές ισοϋψείς σε ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων στην ανώτερη ατμόσφαιρα το οποίο είναι αποκομμένο από την γενική κυκλοφορία. Αποτελεί το τελευταίο στάδιο ανάπτυξης των καταστάσεων L-1 και L-2. Χαρακτηρίζεται από κλειστές ισοϋψείς και το σύστημα είναι τελείως αποκομμένο από την γενική κυκλοφορία. Το σύστημα δεν παρουσιάζει κλίση κατακόρυφα, είναι δηλαδή βαροκλινικό στις ισοβαρικές επιφάνειες. Το σύστημα παραμένει στάσιμο λόγω της μετατροπής της κινητικής ενέργειας σε δυναμική και το αντίστροφο όταν αρχίζει η αποδυνάμωση του και η κίνηση του προς βορειοανατολικά (Saucier, 1955; Pettersen, 1956; Palmen and Newton, 1969).

Βορειοδυτική ροή (NW): Αποτελείται από μεγάλου μήκους κυματισμούς, όπου η ράχη βρίσκεται βορειοδυτικά και ο αυλώνας νοτιοανατολικά της περιοχής ενδιαφέροντος. Η κίνηση που προκύπτει στην ανώτερη ατμόσφαιρα είναι βορειοδυτική και συνοδεύεται από μικρότερους κυματισμούς και πολλές φορές συνυπάρχουν με ένα ψυχρό μέτωπο με προσανατολισμό ΒΔ-ΝΑ. Επομένως, υπάρχει εισβολή ψυχρών αερίων μαζών από τα βόρειο-βορειοδυτικά, λόγω του αυλώνα στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Συνήθως, υπάρχει μια βαροκλινική ζώνη επάνω ή ανατολικά της περιοχής μελέτης. Το χαρακτηριστικό στην επιφάνεια είναι η ύπαρξη ενός χαμηλού στα ανατολικά και ενός υψηλού στα βόρειο-βορειοδυτικά. (Barry and Perry, 1973).

Νοτιοδυτική ροή (SW): Η συνοπτική αυτή κατάσταση χαρακτηρίζεται από έναν κυματισμό μεγάλου μήκους κύματος, λόγω της ύπαρξης ενός αυλώνα νοτιοδυτικά της περιοχής ενδιαφέροντος και μίας ράχης στα βορειοανατολικά. Παράλληλα, σύμφωνα με την θεωρία του Rossby (1940), δημιουργούνται ένθετοι κυματισμοί μικρότερου μήκους με βορειοανατολική κατεύθυνση, ενώ στην επιφάνεια σχηματίζονται ασθενή ψυχρά μέτωπα κινούμενα στην ίδια τροχιά. Η κίνηση στην ανώτερη ατμόσφαιρα καθορίζεται από τη θέση του άξονα του αυλώνα (Barry and Perry, 1973).

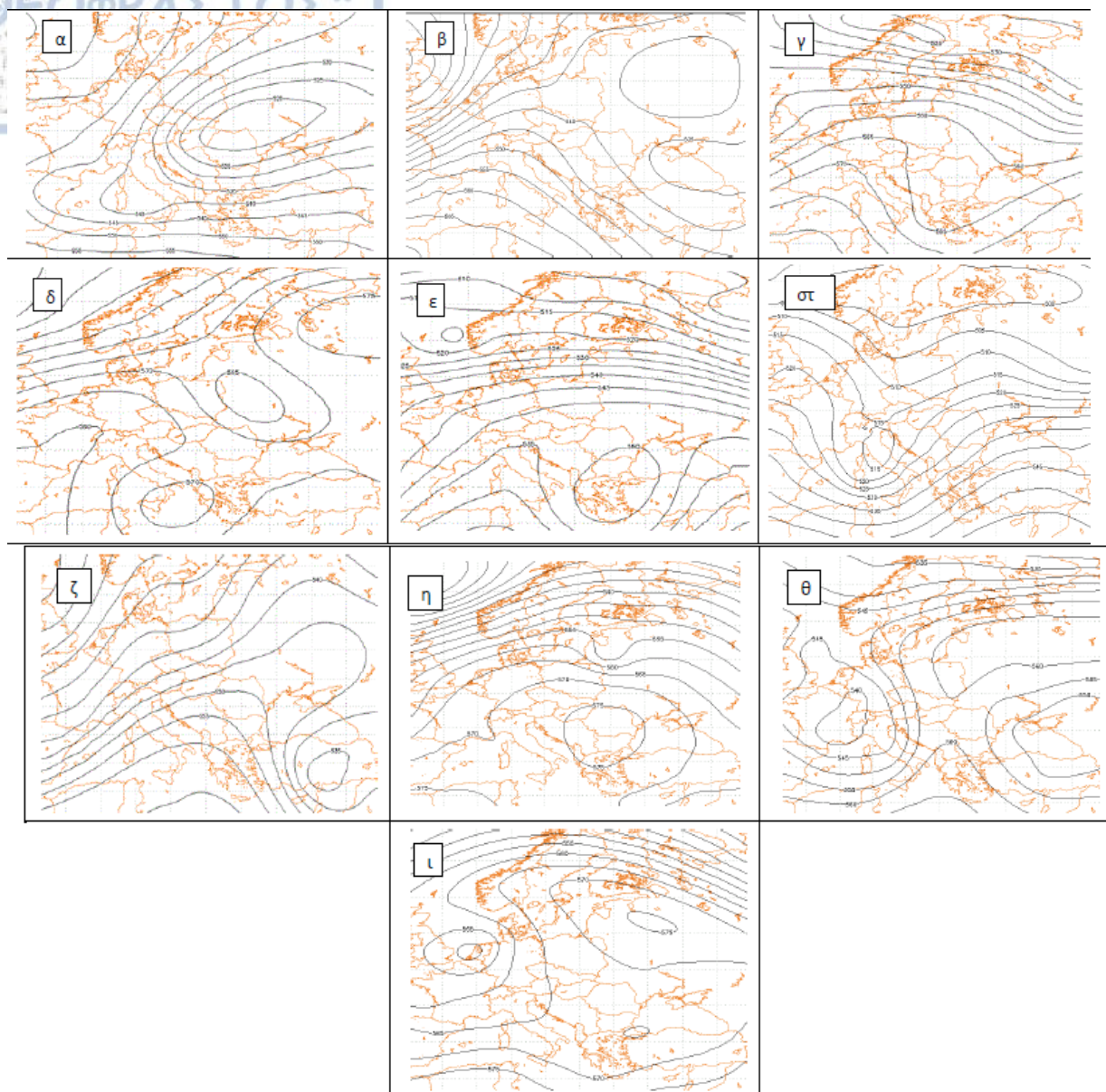
Ζωνική (Z): Η ζωνική-δυτική κυκλοφορία στην ανώτερη ατμόσφαιρα οφείλεται στην παρουσία ενός μικρού πλάτους αυλώνα στα βόρεια και στα δυτικά και μιας μικρού πλάτους ράχης στα νότια και στα ανατολικά. Αν η κατακόρυφη βαθμίδα της πίεσης είναι έντονη, επικρατούν ισχυροί δυτικοί άνεμοι. Οι ψυχρές αέριες μάζες βρίσκονται βόρεια της περιοχής ενδιαφέροντος ενώ οι θερμές νότια. Στην επιφάνεια υπάρχει μετωπική δραστηριότητα καθώς και ταχεία κινούμενα συστήματα χαμηλών πιέσεων σε προσανατολισμό Δ-Α (Palmen and Newton, 1969; Barry and Perry, 1973).

Ανοικτός κυματισμός (H-1): Στη συνοπτική αυτή κατάσταση επικρατεί κυματισμός μεγάλου μήκους και πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος εντοπίζεται μια ράχη με άξονα κατακόρυφο ή με κλίση. Επίσης, δεν υπάρχουν κλειστές ισοβαρείς.

Κλειστό υψηλό (H-2): Η συνοπτική αυτή κατάσταση αποτελεί το τελευταίο στάδιο της κατάστασης H-1 και εμφανίζει όμοια χαρακτηριστικά. Η διαφορά τους είναι ότι εδώ υπάρχει τουλάχιστον μια κλειστή ισοβαρής (Saucier, 1955).

Ωμέγα (ΩME): Σχηματίζεται μια διάταξη που σχηματικά παρομοιάζεται με το κεφαλαίο γράμμα ωμέγα από την παρουσία ενός βαρομετρικού υψηλού που παρεμβάλλεται μεταξύ δύο βαρομετρικών χαμηλών. Η κατάσταση εμποδισμού που δημιουργείται δεν επιτρέπει την κίνηση αερίων μαζών από τα δυτικά προς τα ανατολικά, με αποτέλεσμα να είναι στάσιμα στα δυτικά, είτε να αναγκάζονται να κινηθούν περιμετρικά του σχηματισμού (Palmer and Newton, 1969; McIlveen, 1989).

Υψηλό-Χαμηλό (H-L): Αποτελείται από το συνδυασμό περιπτώσεων υψηλών και χαμηλών πιέσεων που δεν κατατάσσονται σε κάποια από τις παραπάνω κατηγορίες (Καρακώστας κ.α., 1992).



Σχήμα 5.1: Απεικόνιση γεωδυναμικών υψών στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa, σύμφωνα με την κατάταξη των συνοπτικών καταστάσεων του Karacostas (2003): α) Ζωνική ροή, β) Βορειοδυτική ροή, γ) Ανοιχτός κυματισμός, δ) Κλειστό χαμηλό, ε) Αποκομμένο χαμηλό, ζ) Ανοιχτός κυματισμός, η) Κλειστό υψηλό, θ) Ωμέγα σχηματισμός, ι) Συνδυασμός H-L.

5.2 Κατάταξη ημερών χαλαζοπτώσεων ανά συνοπτική κατάσταση

Το αρχικό σύνολο δεδομένων για τις ημέρες με καταγραφή χαλαζόπτωσης, ταξινομήθηκαν με βάση τη συνοπτική κατάσταση της κάθε ημέρας. Σκοπός είναι ο έλεγχος της αξιοπιστίας του μοντέλου υπολογισμού του δείκτη KD σε κάθε μία από τις κατηγορίες των συνοπτικών

καταστάσεων. Η βαθύτερη μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων είναι απαραίτητη για την κατανόηση του φαινομένου και τη βελτίωση της δυνητικότητας πρόβλεψής του. Οι συνοπτικές καταστάσεις αντιπροσωπεύουν την ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την περιοχή μελέτης και που κατά κάποιον τρόπο συμβάλλουν στην εκδήλωση της χαλαζοκαταιγίδας.

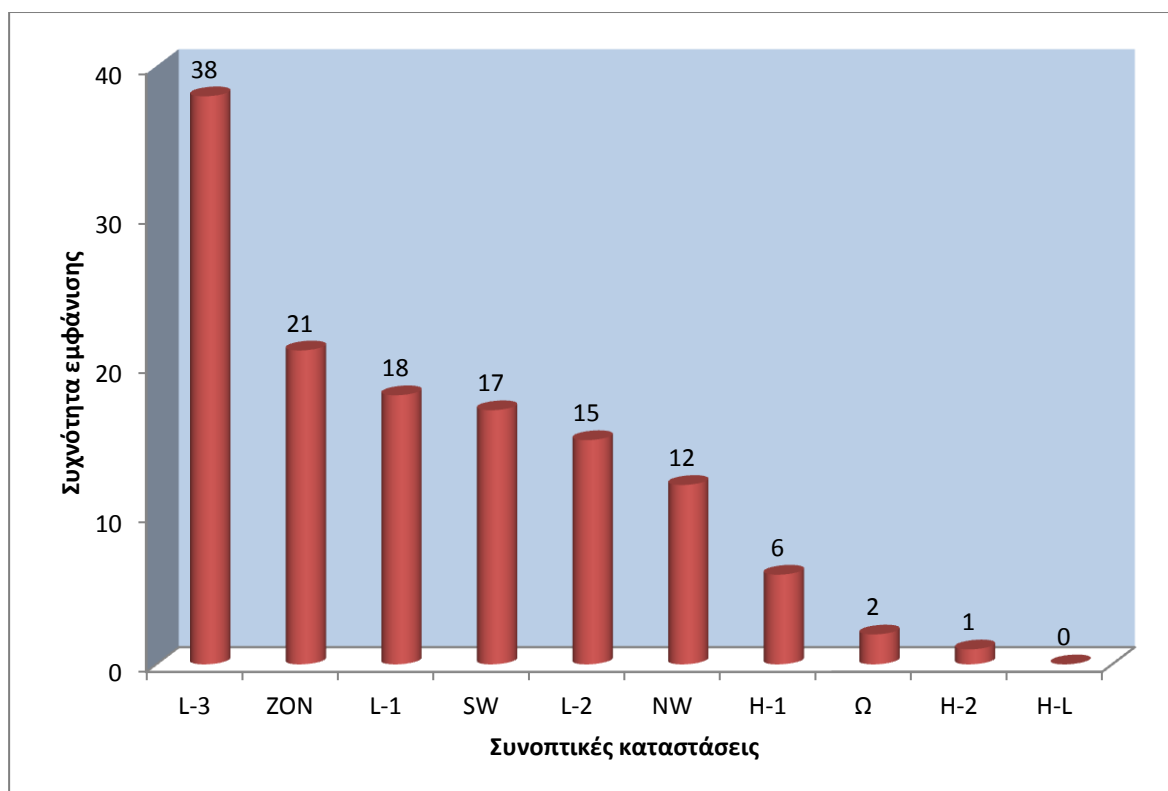
Το σύνολο δεδομένων που χρησιμοποιείται για την ανάλυση των συνοπτικών καταστάσεων αντιστοιχεί σε 130 ημέρες οι οποίες έχουν χαρακτηριστεί σύμφωνα με τις συνοπτικές καταστάσεις του Karacostas (2003). Οι ημέρες αυτές αποτελούν υποσύνολο των αρχικών δεδομένων (227 ημέρες με χαλαζοκαταιγίδα) για την περίοδο 2006-2010. Αναλυτικά, ο αριθμός των ημερών που αντιστοιχούν ανά συνοπτική κατάσταση καταγράφεται στον Πίνακα 5.1. Στα Σχήματα 5.2 και 5.3 παρουσιάζονται η συχνότητα και τα ποσοστά εμφάνισης της κάθε συνοπτικής κατάστασης για την περίοδο ανάλυσης. Παρατηρείται πως το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης αντιστοιχεί στη συνοπτική κατάσταση του αποκομμένου χαμηλού (L-3).

Πίνακας 5.1: Αριθμός ημερών χαλαζοκαταιγίδων ανά συνοπτική κατάσταση για το σύνολο των 130 περιπτώσεων.

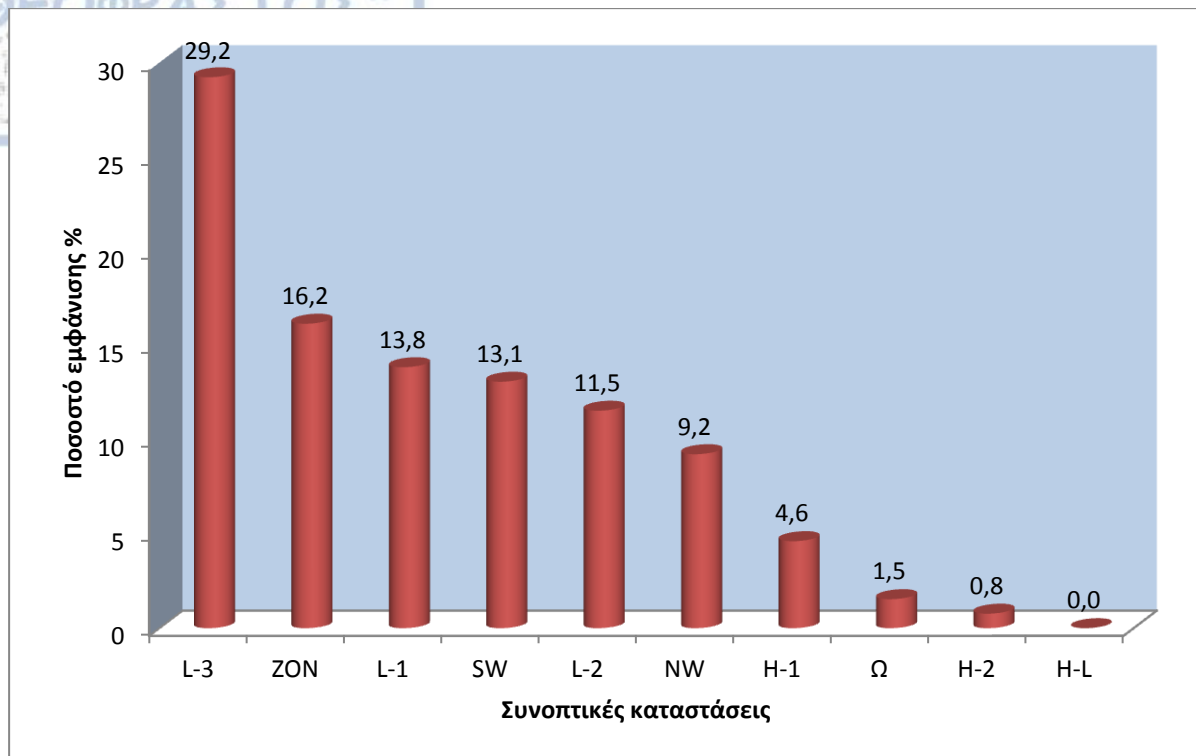
Συνοπτική κατάσταση	Αριθμός ημερών
L-1	18
L-2	15
L-3	38
NW	12
SW	17
ZON	21
H-1	6
H-2	1
Ω	2
H-L	0

Αναλύοντας μεμονωμένα την εμφάνιση κυττάρων σε κάθε κυκλωνική κατάσταση (Σχήμα 5.1 και Σχήμα 5.2), η L-1 παρατηρείται στις 18 περιπτώσεις αποτελώντας την τρίτη συχνότερη συνοπτική κατάσταση που ευνοεί την εμφάνιση χαλαζιού (ποσοστό 13,8%), η L-2

στις 15 περιπτώσεις αποτελώντας την πέμπτη συνοπτική κατάσταση (ποσοστό 11,5%) και η πρώτη συχνότερη η L-3 στις 38 περιπτώσεις (29,2%). Η ζωνική κυκλοφορία είναι η δεύτερη συχνότερη συνοπτική κατάσταση μετά την L-3, όπου εντοπίζεται στις 21 ημέρες από τις 130 (ποσοστό 16,2%). Η SW βρίσκεται τέταρτη στην κατάταξη με ποσοστό 13,1%, δηλαδή 17 από τις 130 περιπτώσεις, ενώ η NW έβδομη με ποσοστό εμφάνισης 9,2%, που αντιστοιχεί σε 12 ημέρες.



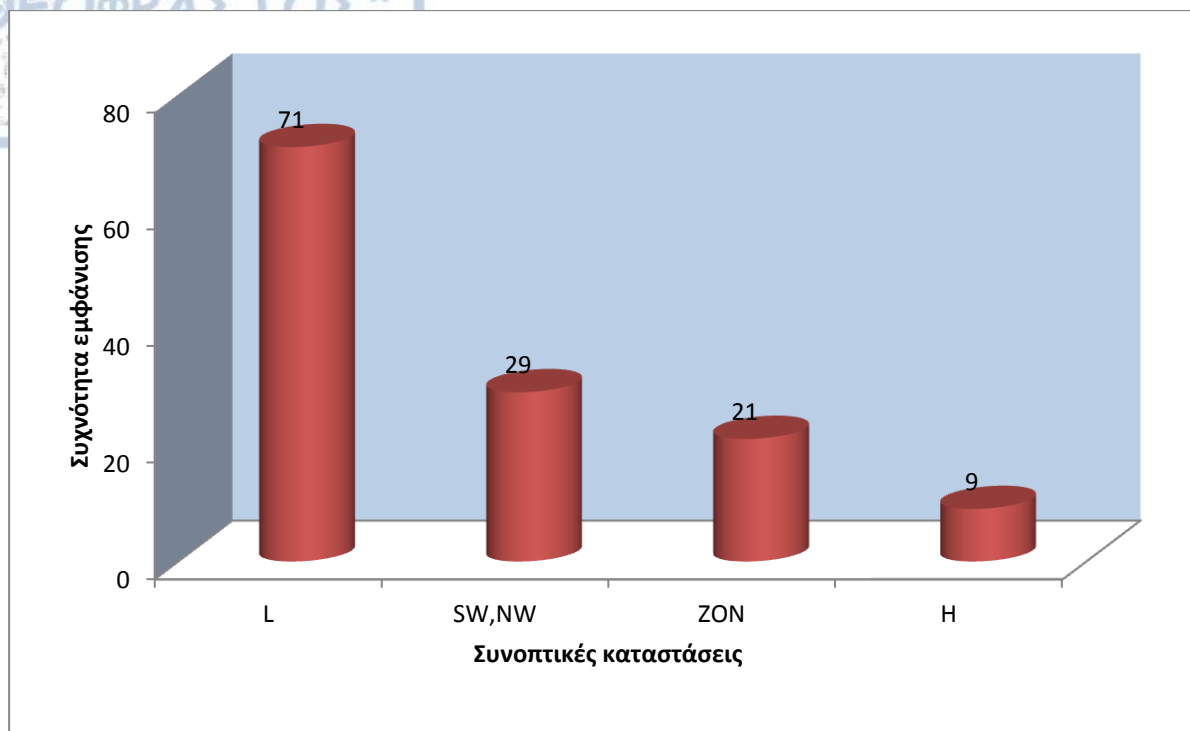
Σχήμα 5.2: Συχνότητα εμφάνισης συνοπτικών καταστάσεων για τις ημέρες με χαλαζοκαταιγίδες κατά την περίοδο 2006-2010.



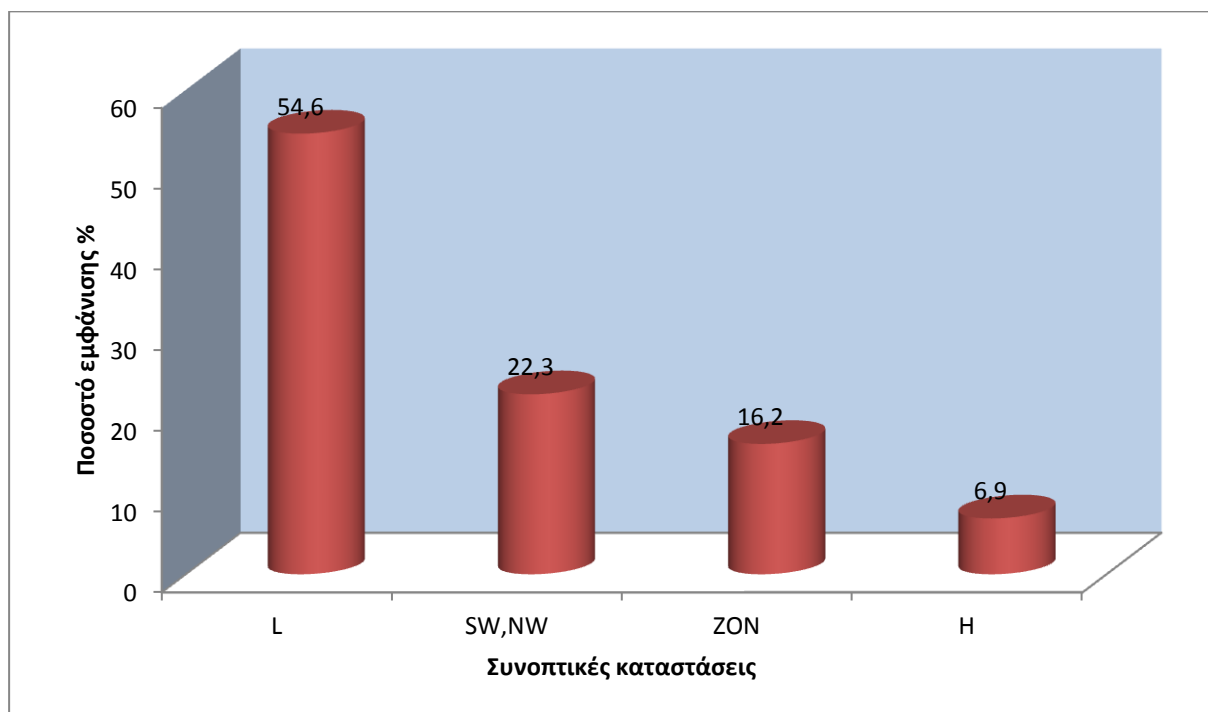
Σχήμα 5.3: Σχετική συχνότητα εμφάνισης συνοπτικών καταστάσεων για τις ημέρες με χαλαζοκαταιγίδες κατά την περίοδο 2006-2010.

Στα Σχήματα 5.4 και 5.5 αναλύονται οι ημέρες και τα ποσοστά εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων ομαδοποιώντας τις κυκλωνικές (L-1, L-2, L-3), την νοτιοδυτική με την βορειοδυτική κυκλοφορία (SW και NW) και τις αντικυκλωνικές (H-1, H-2, Ω, H-L). Έτσι, το σύνολο των ημερών που επικρατούσε κάποια κυκλωνική κατάσταση (L-1, L-2 και L-3) είναι 71 που αντιστοιχεί στο 54,6% του συνόλου. Αθροιστικά, οι μέρες στις οποίες επικρατούσε κυκλωνική κυκλοφορία ήταν ευνοϊκότερες για τη δημιουργία και εξέλιξη των χαλαζοκαταιγίδων. Οι ημέρες με χαλάζι κατά τις οποίες επικρατούσε νοτιοδυτική ή βορειοδυτική κυκλοφορία αντιστοιχούν σε ποσοστό 22,3%, δηλαδή 29 από τις 130 περιπτώσεις. Ακολουθεί η ζωνική κυκλοφορία που εμφανίζεται στις 21 ημέρες από τις συνολικά 130 που αναλύονται (ποσοστό 16,2%).

Γενικά, οι αντικυκλωνικές καταστάσεις, καθώς και ο ωμέγα σχηματισμός, εμφανίζονται σε πολύ μικρό ποσοστό, είτε μεμονωμένα, είτε αθροιστικά. Συνολικά, οι κυκλοφορίες H-1, H-2, Ω, H-L εμφανίζονται σε 9 περιπτώσεις (6, 1, 2, 0 ημέρες, αντίστοιχα) με τη συχνότερη κυκλοφορία να είναι η H-1 (6 ημέρες με ποσοστό 4,6%)



Σχήμα 5.4: Συχνότητα εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων, μετά από ομαδοποίηση, για τις ημέρες με χαλαζοκαταιγίδες κατά την περίοδο 2006-2010.

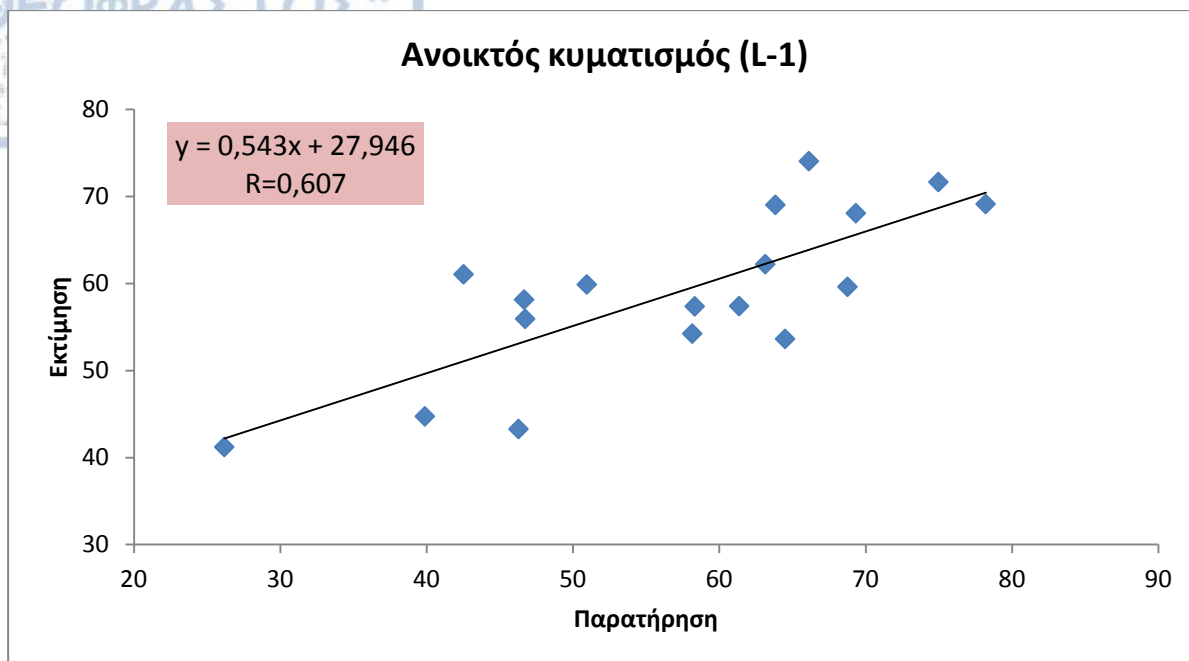


Σχήμα 5.5: Σχετική συχνότητα εμφάνισης των συνοπτικών καταστάσεων, μετά από ομαδοποίηση, για τις ημέρες με χαλαζοκαταιγίδες κατά την περίοδο 2006-2010.

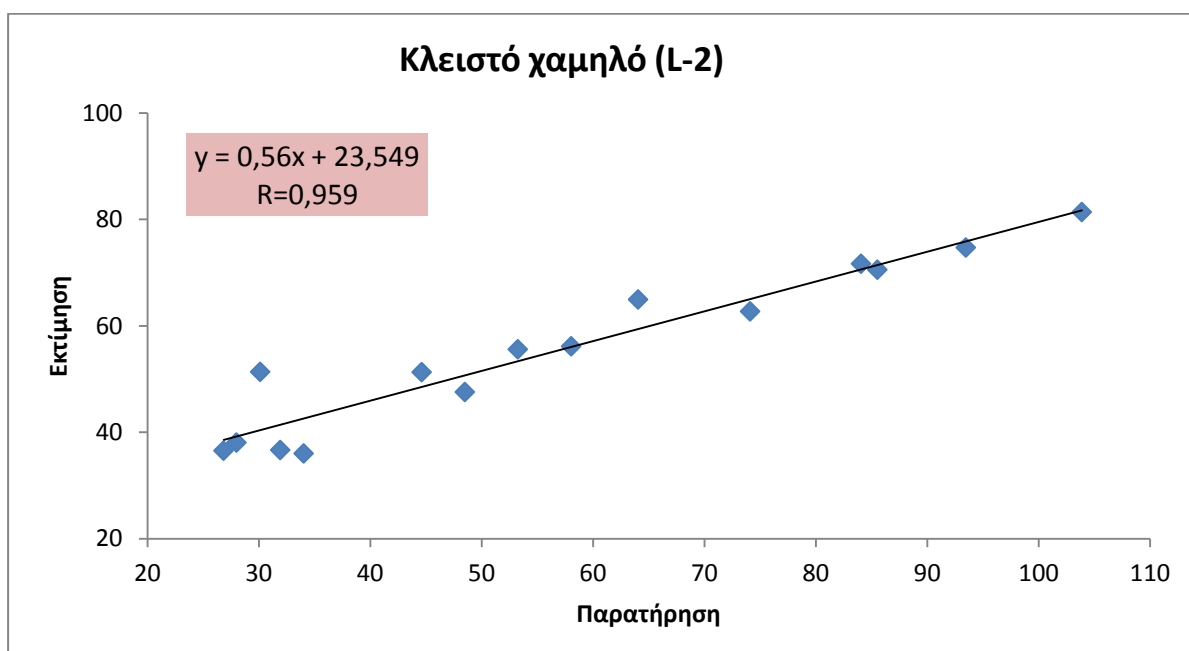
Σύμφωνα με τον Μπαμπζέλη (2013) οι συνοπτικές καταστάσεις, κατά φθίνουσα σειρά, στις οποίες αντιστοιχεί το μεγαλύτερο πλήθος απλών κυττάρων και ευνοούν την ανάπτυξη και εξέλιξη των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Θεσσαλίας είναι η βορειοδυτική κυκλοφορία (NW), το κλειστό χαμηλό (L-2), ο ανοικτός κυματισμός (L-1), η νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW) και η ζωνική κυκλοφορία (ZON). Ωστόσο, στην παρούσα ανάλυση, τα αποτελέσματα είναι διαφορετικά, όσον αφορά μεμονωμένα τις συνοπτικές καταστάσεις, καθώς η πρώτη και δεύτερη συχνότερη συνοπτική κυκλοφορία είναι το αποκομμένο χαμηλό (L-3) και η ζωνική (Z) και ακολουθούν ο ανοικτός κυματισμός (L-1), η νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW), το κλειστό χαμηλό (L-2) και η βορειοδυτική κυκλοφορία (NW). Αυτό πιθανότατα οφείλεται στο μικρό δείγμα που χρησιμοποιήθηκε για την κατάταξη των ημερών

5.3 Εφαρμογή μη γραμμικού μοντέλου του δείκτη KD για τις συνοπτικές καταστάσεις

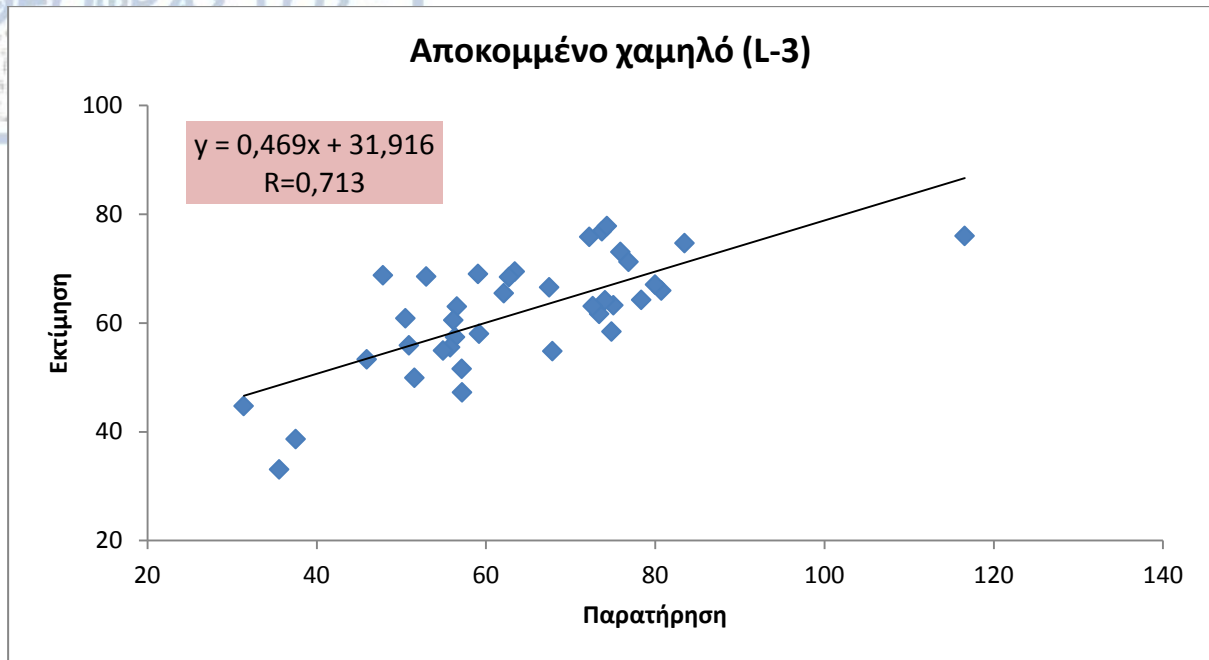
Το στατιστικό μοντέλο που προέκυψε (εξίσωση 4.9) για την εκτίμηση του δείκτη KD που ταξινομεί τις χαλαζοκαταιγίδες ανάλογα με την ένταση τους, εφαρμόστηκε σε κάθε συνοπτική κατάσταση, εκτός από τις αντικυκλωνικές και την Ωμέγα κυκλοφορία, που δεν είναι αντιπροσωπευτικές των χαλαζοκαταιγίδων. Ακόμα, η περίπτωση Υψηλού-Χαμηλού (H-L) εξαιρείται από την ανάλυση, καθώς δεν εμφανίζεται σε κάποια από τις ημέρες που εξετάζονται. Η εποπτική εικόνα της συσχέτισης των αποτελεσμάτων που προήλθαν από την παρατήρηση, και εκείνων από την εκτίμηση του αλγορίθμου, παρουσιάζεται στα Σχήματα 5.6 έως και 5.11, για κάθε μια από τις συνοπτικές καταστάσεις για το σύνολο των δεδομένων.



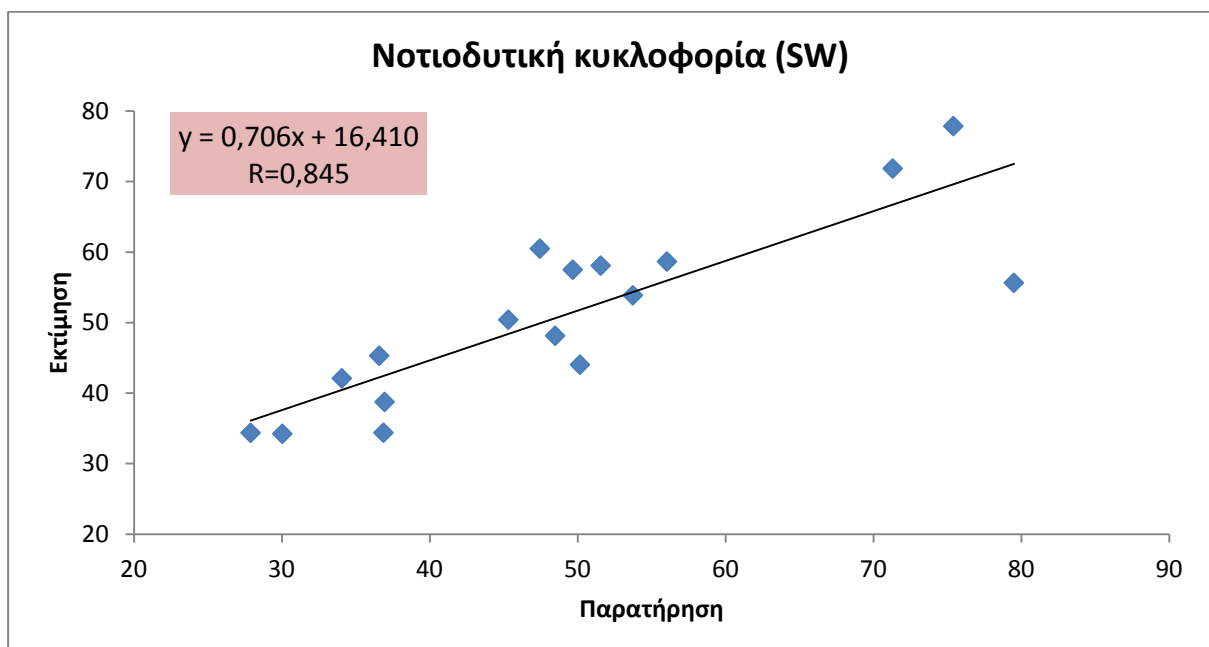
Σχήμα 5.6: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τον ανοικτό κυματισμό (L-1).



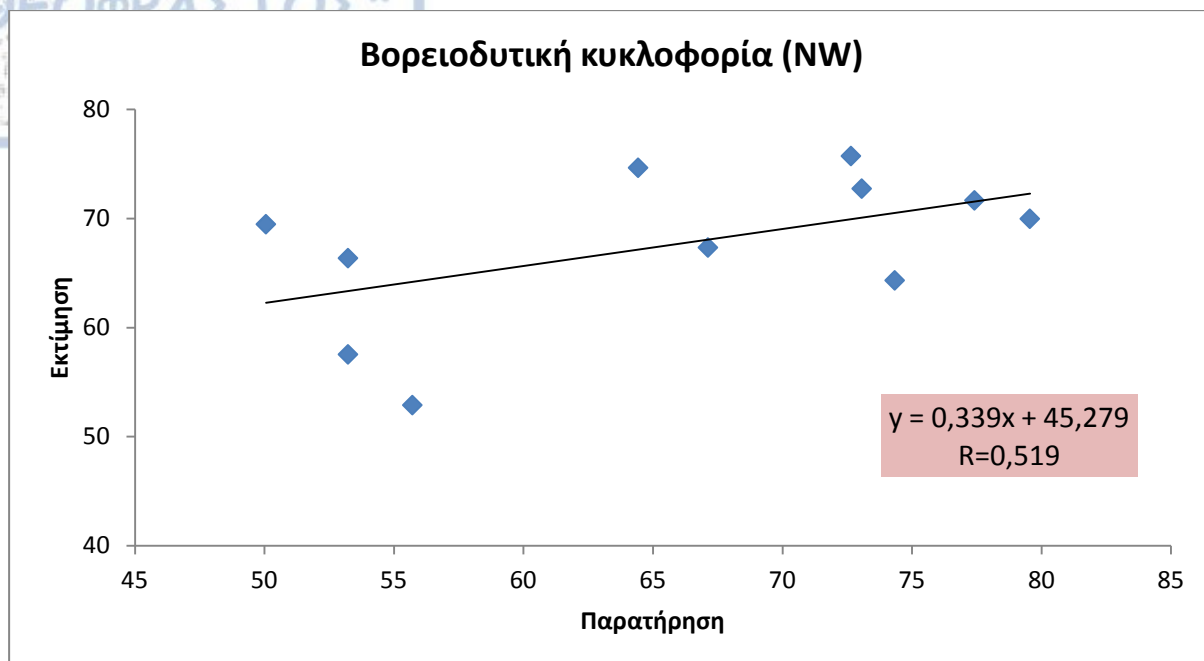
Σχήμα 5.7: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για το κλειστό χαμηλό (L-2).



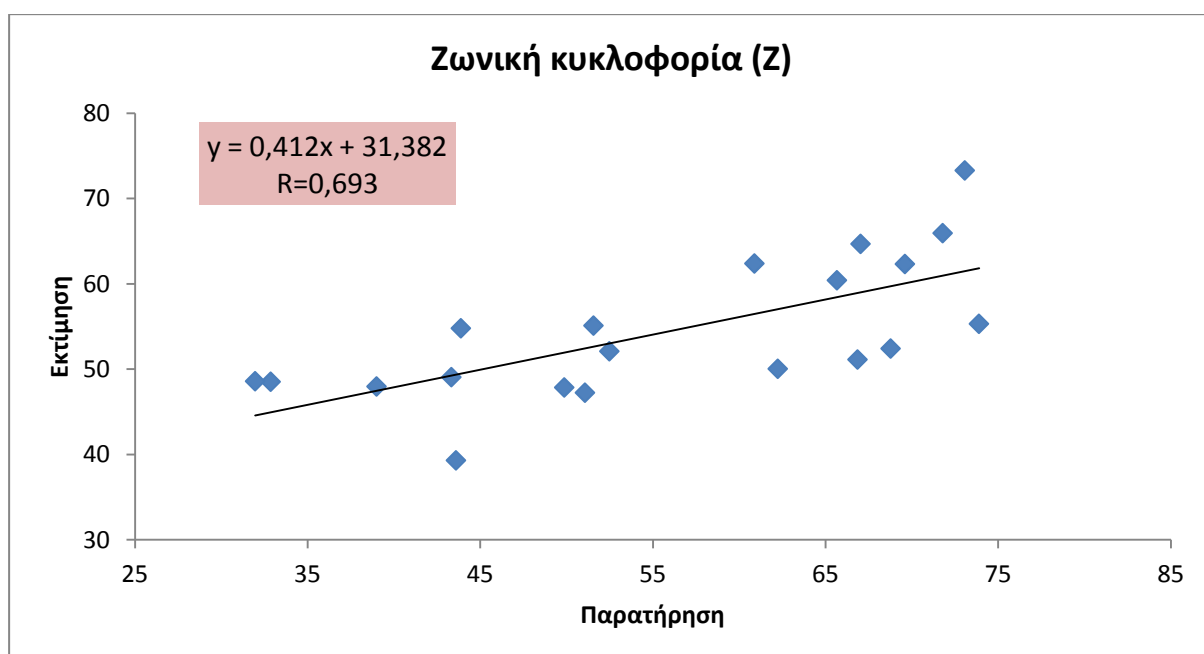
Σχήμα 5.8: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για το αποκομμένο χαμηλό (L-3).



Σχήμα 5.9: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τη νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW).



Σχήμα 5.10: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τη βορειοδυτική κυκλοφορία (NW).



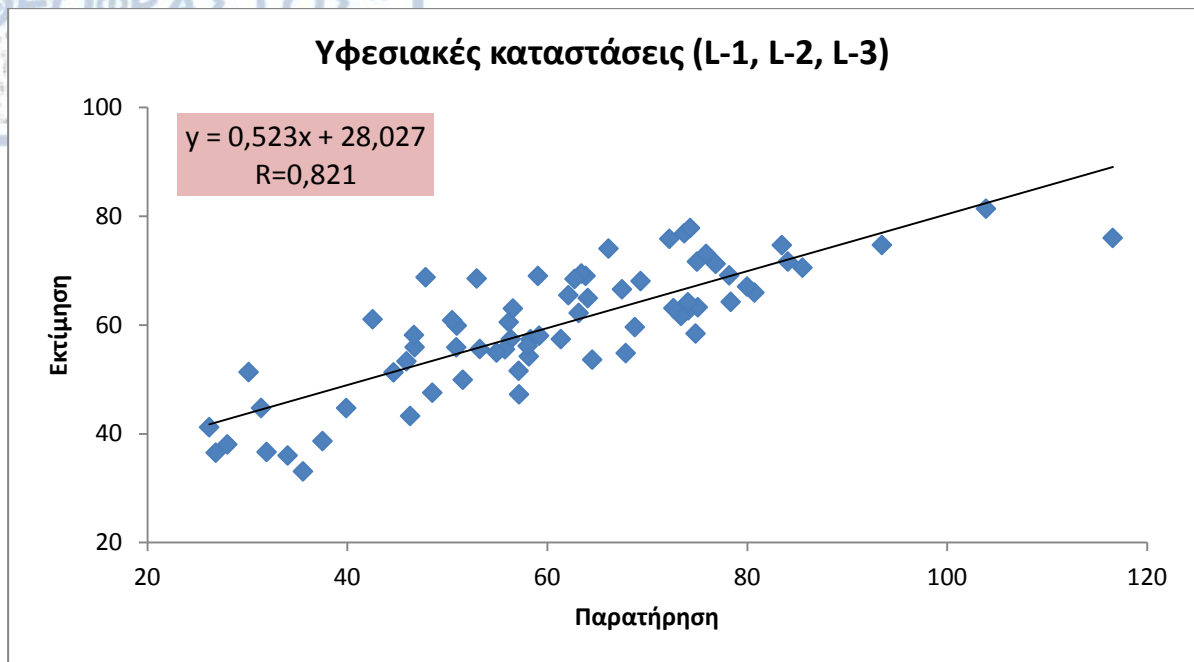
Σχήμα 5.11: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τη ζωνική κυκλοφορία (Z).

Το μη γραμμικό στατιστικό μοντέλο, γενικώς, εφαρμόζεται ικανοποιητικά στις συνοπτικές καταστάσεις που είναι ευνοϊκότερες στη δημιουργία των χαλαζοκαταιγίδων (Πίνακας 5.2). Τα αποτελέσματα του δείκτη KD για την παρατήρηση και την εκτίμηση είναι γενικά υψηλά, συσχετιζόμενα για το κλειστό χαμηλό (L-2) και τη νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW) με ποσοστιαίο βαθμό συσχέτισης 95,9% και 84,5%, αντίστοιχα. Η μικρότερη συσχέτιση εντοπίζεται για τη βορειοδυτική κυκλοφορία με ποσοστό 51,9%, που μπορεί να χαρακτηριστεί ως σχετικά έως χαμηλή μέτρια συσχέτιση.

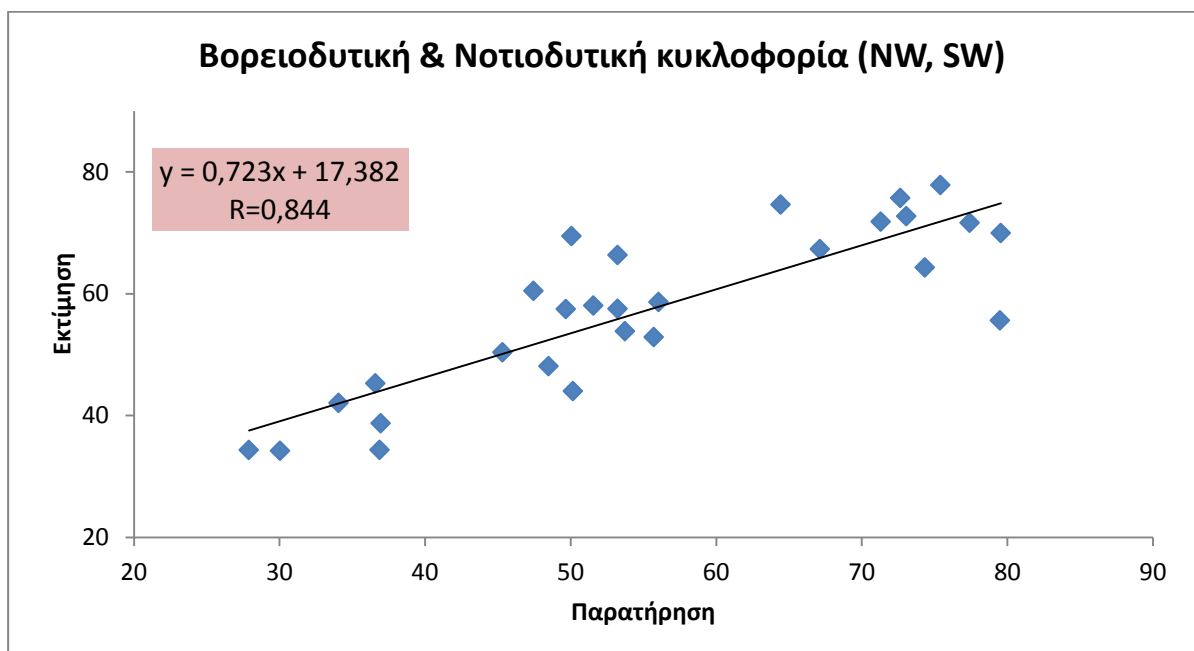
Πίνακας 5.2: Ποσοστά συσχέτισης του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, για κάθε συνοπτική κατάσταση, για το σύνολο των δεδομένων.

Συνοπτικές καταστάσεις	Βαθμός συσχέτισης (R%)
L-1	60,7%
L-2	95,9%
L-3	71,3%
SW	84,5%
NW	51,9%
ZON	69,3%

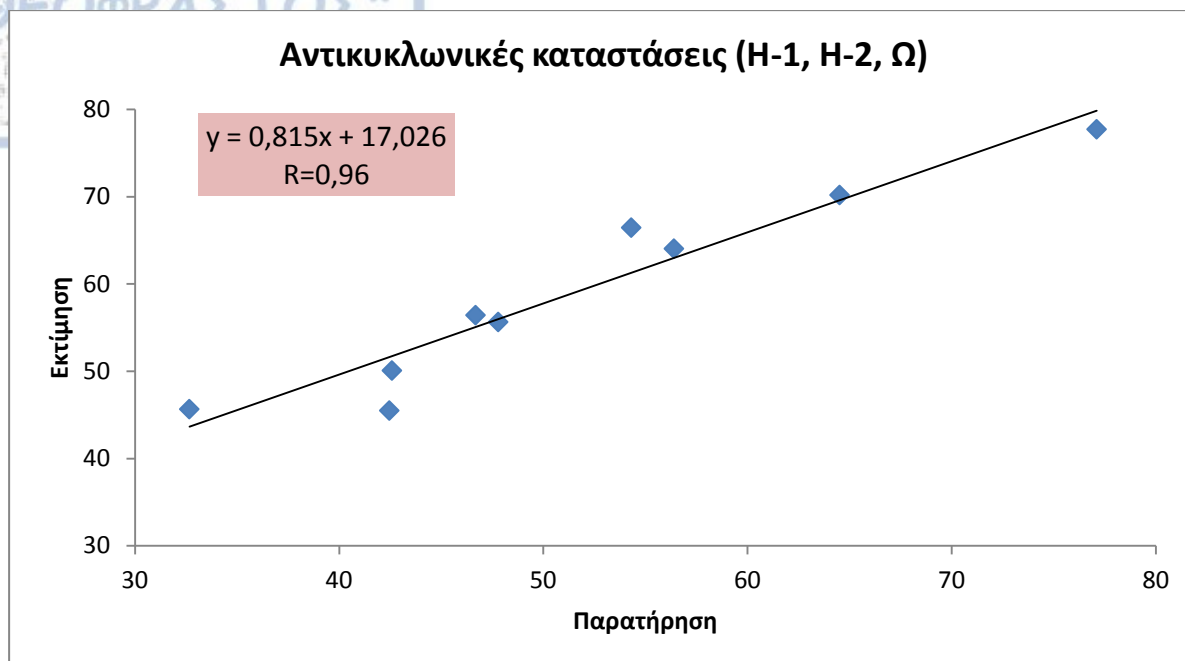
Έπειτα, ομαδοποιήθηκαν οι συνοπτικές καταστάσεις σε κυκλωνικές (L-1, L-2 και L-3), η βορειοδυτική με την νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW, NW) και αντικυκλωνικές (H-1, H-2, Ω). Η περίπτωση του Υψηλού-Χαμηλού (H-L) δεν συμπεριλαμβάνεται, καθώς δεν εμφανίζεται σε κάποια από τις ημέρες μελέτης. Σκοπός αυτής της ομαδοποίησης είναι η απόδοση της γενικότερης εικόνας όταν επικρατούν υφεσιακές, ή αντικυκλωνικές καταστάσεις και όταν η ροή δεν οφείλεται σε κάποιο οργανωμένο σύστημα πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος, αλλά προκύπτει από τη γενική κυκλοφορία. Τα αποτελέσματα απεικονίζονται στα Σχήματα 5.12 έως και 5.14.



Σχήμα 5.12: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τις υφειακές καταστάσεις (L-1, L-2 και L-3).

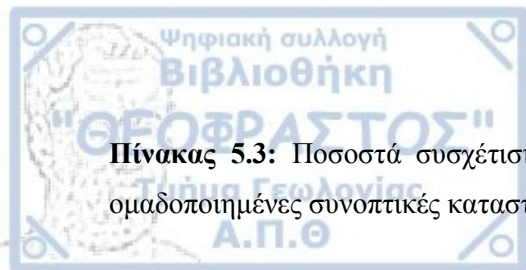


Σχήμα 5.13: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τη βορειοδυτική και νοτιοδυτική κυκλοφορία (NW, SW).



Σχήμα 5.13: Συσχέτιση του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, που προέκυψε από το μοντέλο για τις αντικυκλωνικές καταστάσεις (H-1, H-2, Ω).

Τα αποτελέσματα της συσχέτισης μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης του δείκτη KD μετά την ομαδοποίηση των συνοπτικών καταστάσεων σε τέσσερις (4) γενικότερες κατηγορίες παρουσιάζονται συνοπτικά στον Πίνακα 5.3. Παρατηρείται, πως ο βαθμός συσχέτισης είναι υψηλότερος όταν μελετώνται οι συνοπτικές καταστάσεις σε ομάδες με όμοια χαρακτηριστικά. Οι υφειακές καταστάσεις, καθώς και η ΒΔ και ΝΔ κυκλοφορία, εμφανίζουν πολύ υψηλά ποσοστά, 82,1% και 84,4%, αντίστοιχα. Ομοίως και στην περίπτωση των αντικυκλωνικών καταστάσεων (H-1, H-2, Ω) όπου το ποσοστό αγγίζει το 96%, ωστόσο το δείγμα των ημερών που αντιστοιχούν σε αυτές τις καταστάσεις είναι πολύ μικρό.



Πίνακας 5.3: Ποσοστά συσχέτισης του δείκτη KD μεταξύ εκτίμησης και παρατήρησης, για τις ομαδοποιημένες συνοπτικές καταστάσεις, για το σύνολο των δεδομένων.

Συνοπτικές καταστάσεις	Βαθμός συσχέτισης (R%)
L-1, L-2, L-3	82,1%
NW, SW	84,4%
H-1, H-2, Ω	96,0%

ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΣΤΗ ΛΑΡΙΣΑ ΚΑΙ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

6.1 Μελέτη των ραδιοβολίσεων - Εισαγωγή

Στο 4^ο κεφάλαιο έγινε μία προσπάθεια δημιουργίας ενός αλγορίθμου για την εκτίμηση της μέγιστης ανακλαστικότητας του ραντάρ χρησιμοποιώντας ως ανεξάρτητες μεταβλητές δείκτες αστάθειας και μετεωρολογικές παραμέτρους. Όπως αποδείχτηκε, η συσχέτιση των ανεξάρτητων μεταβλητών με την εξαρτημένη, δηλαδή τη μέγιστη ανακλαστικότητα, ήταν μη ικανοποιητική, όπως και η προγνωστική ικανότητα του αλγορίθμου που προέκυψε. Το γεγονός ότι η μέθοδος δημιουργίας ενός στατιστικού μοντέλου πρόγνωσης έχει πραγματοποιηθεί επιτυχώς σε περιοχές της Βόρειας Ελλάδας, αποτέλεσε αφορμή για περαιτέρω μελέτη των αιτιών της αποτυχίας εφαρμογής του στη Θεσσαλία. Μια πρώτη προσέγγιση παρουσιάζεται σε αυτή την ενότητα, διερευνώντας τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν πάνω από την περιοχή της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης. Ο πιο άμεσος τρόπος είναι η σύγκριση των ατμοσφαιρικών συνθηκών καθ' ύψος (ραδιοβολίσεις) στις δύο περιοχές. Ωστόσο, επειδή στη Λάρισα δεν πραγματοποιούνται ραδιοβολίσεις, σε αντίθεση με το συνοπτικό σταθμό ανώτερης ατμόσφαιρας της Θεσσαλονίκης, αντλήθηκαν δεδομένα από το μοντέλο WRF, ούτως ώστε να είναι άμεσα συγκρίσιμα.

Γενικά, οι ραδιοβολίσεις δίνουν πληροφορίες για το κατακόρυφο προφίλ της θερμοκρασίας, την υγρασία στην ατμόσφαιρα, το ύψος νεφών, διάτμηση ανέμου, δείκτες αστάθειας, κτλ. Οι κρίσιμες τιμές των δεικτών αστάθειας αφορούν στην πιθανότητα να υπάρχει αστάθεια και εκδήλωση καταιγίδων, ή υποδηλώνουν ευσταθείς συνθήκες.

Το πιο κοντινό αεροδρόμιο στη Θεσσαλία, όπου γίνονται καθημερινά ραδιοβολίσεις, είναι το αεροδρόμιο «Μακεδονία», το οποίο απέχει από την πόλη της Λάρισας περίπου 160km. Ωστόσο, λόγω της χιλιομετρικής απόστασης της Θεσσαλονίκης από τη Λάρισα, που είναι και το κέντρο της περιοχής μελέτης της Θεσσαλίας, θεωρήθηκε σκόπιμο να μελετηθούν και να συγκριθούν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από τις δύο περιοχές για ένα σύνολο 36 ημερών, όπου υπήρχε χαλαζόπτωση και επιχείρηση σποράς.

Η συλλογή των δεδομένων των κατακόρυφων προφίλ θερμοκρασίας, σημείου δρόσου και ανέμου, έγινε από το μοντέλο WRF για τις αντίστοιχες 36 ημέρες μελέτης. Τα στοιχεία αυτά αφορούν στα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά των αερίων μαζών πάνω από την περιοχή της Θεσσαλονίκης και της περιοχής της Λάρισας, για τις 12UTC. Τα δεδομένα αυτά αναλύθηκαν και απεικονίζονται υπό μορφή θερμοδυναμικού τεφιγράμματος και υπολογίσθηκαν όλες οι μετεωρολογικές παράμετροι, καθώς και τα προκύπτοντα στατιστικά στοιχεία για την εκτίμηση των ομοιοτήτων ή διαφορών μεταξύ των δύο περιοχών, κάτω από διαφορετικές μετεωρολογικές συνθήκες.

Η προσέγγιση των τεφιγραμμάτων έγινε ως προς τις διαφορές που παρουσιάζουν τα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και ανέμου στις δύο περιοχές. Αρχικά, έγινε διαχωρισμός των ημερών μελέτης ανά συνοπτική κατάσταση και έπειτα με βάση τη διεύθυνση του διανυσματικού ανέμου στα 700hPa. Σύμφωνα με τον Sioutas και Flocas (1996), η κίνηση των καταιγίδων καθορίζεται από τον άνεμο στα 700hPa και ερμηνεύεται επαρκώς από τον άνεμο στα 500hPa. Για κάθε περίπτωση συνοπτικής κατάστασης και επικρατούντος ανέμου απεικονίζεται και μία χαρακτηριστική περίπτωση τεφιγράμματος που καταδεικνύει τις τυχόν υπάρχουσες διαφορές των δύο περιοχών.

Αρχικά, παρατίθενται τα αποτελέσματα για κάθε συνοπτική κατάσταση που ευνοεί τη δημιουργία χαλαζοκαταιγίδων και έπειτα παρουσιάζονται τα αποτελέσματα ανάλογα με τη ροή του ανέμου στα 700hPa. Μελετώνται οι απόλυτες διαφορές των θερμοκρασιών και του σημείου δρόσου σε συγκεκριμένα ισοβαρικά επίπεδα. Ακόμη, ως ένδειξη της υγρασίας υπολογίζονται οι διαφορές της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης. Οι ισοβαρικές στάθμες στις οποίες υπολογίστηκαν οι διαφορές αυτές είναι οι 1000, 950, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 500hPa. Οι διαφορές υπολογίζονται ως εξής:

$$\text{Διαφορά θερμοκρασιών} = |T_{\text{Λάρισας}} - T_{\text{Θεσσαλονίκης}}|$$

$$\text{Διαφορά σημείου δρόσου} = |T_{d_{\text{Λάρισας}}} - T_{d_{\text{Θεσσαλονίκης}}}|$$

$$\text{Διαφορά } T-T_d = |(T - T_d)_{\text{Λάρισας}} - (T - T_d)_{\text{Θεσσαλονίκης}}|$$

6.2 Ανάλυση ανά συνοπτική κατάσταση

6.2.1 Ανοιχτός κυματισμός (L-1)

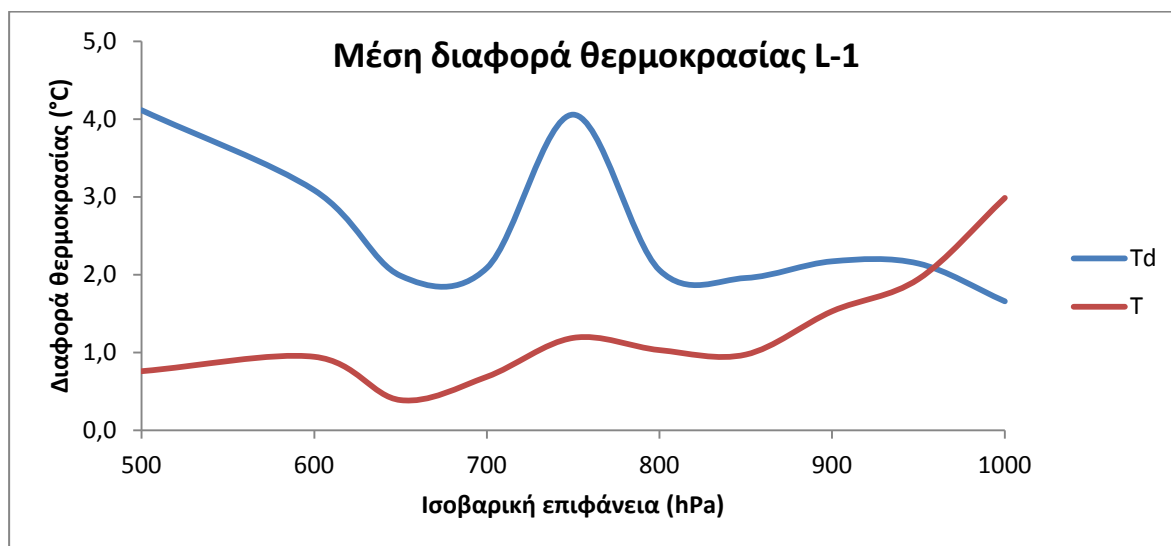
Στον Πίνακα 6.1 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των διαφορών θερμοκρασίας, σημείου δρόσου και υγρασίας, αντίστοιχα, και αφορούν στη μέση, μέγιστη και ελάχιστη απόκλιση των τιμών μεταξύ Λάρισας και Θεσσαλονίκης.

Πίνακας 6.1: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης, για την συνοπτική κατάσταση L-1.

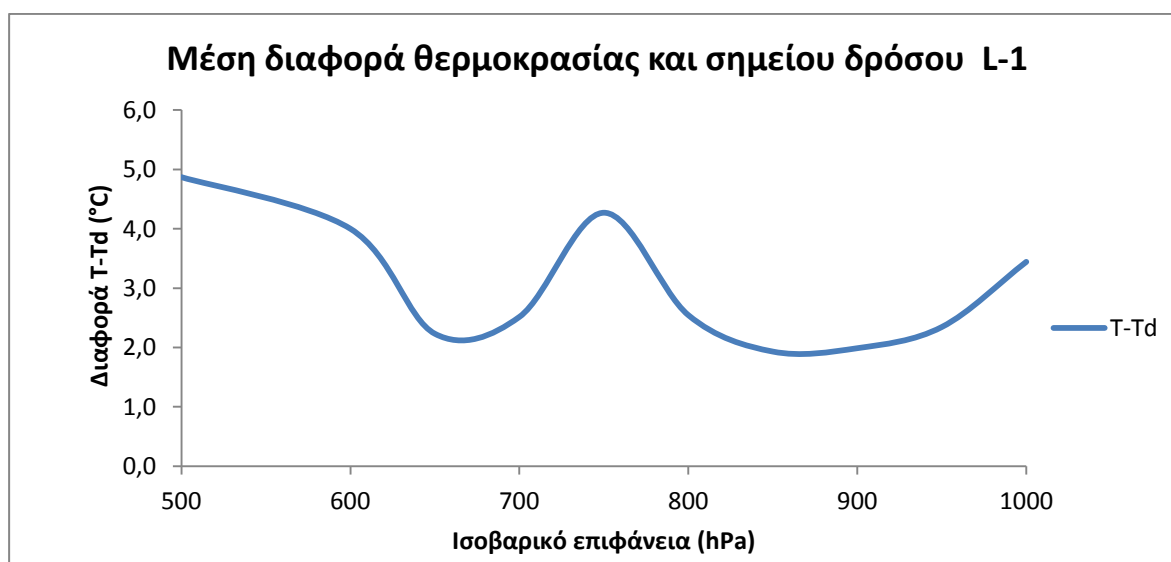
Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας T (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου Td (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	4,9	0,2	3,0	5,7	0,2	1,7	10,0	0,9	3,4
950	4,2	0,8	1,9	5,6	0,4	2,1	9,8	0,0	2,3
900	2,8	0,7	1,5	5,7	0,1	2,2	8,5	0,2	2,0
850	2,5	0,1	1,0	5,1	0,4	2,0	7,6	0,1	1,9
800	3,5	0,1	1,0	5,6	0,2	2,1	6,2	0,7	2,5
750	3,4	0,3	1,2	7,3	0,3	4,1	8,0	0,7	4,3
700	2,6	0,0	0,7	5,4	0,3	2,1	5,6	0,8	2,5
650	0,7	0,1	0,4	3,8	0,3	2,0	4,5	0,1	2,2
600	3,2	0,1	0,9	5,5	1,0	3,1	6,5	1,4	4,0
500	2,7	0,1	0,8	6,5	0,0	4,1	7,0	2,7	4,9

Από τον Πίνακα 6.1, καθώς και το Σχήμα 6.1.1, φαίνεται πως για τη συνοπτική κατάσταση L-1, η θερμοκρασία στο επίπεδο των 1000hPa, δηλαδή κοντά στην επιφάνεια, για τις δύο περιοχές παρουσιάζει απόκλιση κατά μέσο όρο 3°C, ενώ για το σημείο δρόσου εντοπίζονται δύο μέγιστα για τη μέση διαφορά, στα 750hPa και στα 500hPa. Αντιστοίχως, η διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας και σημείου δρόσου για τις δύο περιοχές (Σχήμα 6.1.2), παρουσιάζει δύο μέγιστα, στα 750hPa και στα 500hPa, καθώς και ένα τρίτο κοντά στην επιφάνεια, το

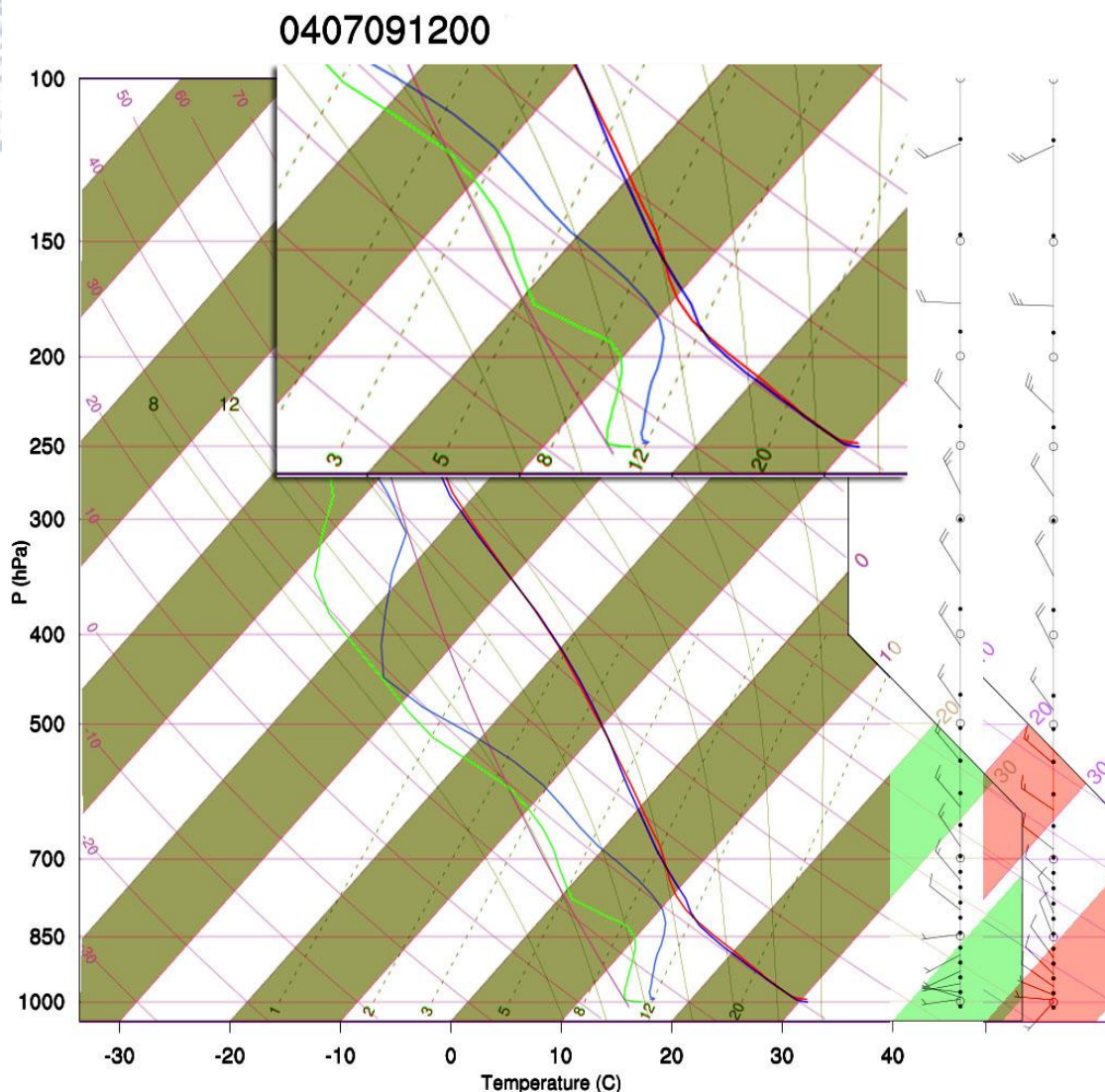
οποίο υποδηλώνει την αισθητή διαφορά στη διαθέσιμη υγρασία καθ' ύψος μεταξύ των δύο πόλεων, των δύο περιοχών. Η μέγιστη διαφορά που παρατηρείται στο σύνολο των ημερών που μελετάται είναι 4,9°C για τη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια και 7,3°C για το σημείο δρόσου στα 750hPa, ενώ για τη διαφορά $T-T_d$ είναι 10°C στα 1000hPa.



Σχήμα 6.1.1: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς θερμοκρασίας (κόκκινο) και σημείου δρόσου (μπλε) μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.1.2: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς $T-T_d$ μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.1.3: Αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα (4^η Ιουλίου 2009) για τη συνοπτική κατάσταση του ανοιχτού κυματισμού (L-1). (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου -γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο).

Στο Σχήμα 6.1.3 παρουσιάζεται ένα χαρακτηριστικό τεφίγραμμα στις 4/7/2009 που επικρατούσε η συνοπτική κατάσταση του ανοιχτού κυματισμού L-1. Η κίνηση της ροής των αερίων μαζών προσδιορίζεται από τη διεύθυνση του ανέμου στα 700hPa, που είναι βορειοδυτικής διεύθυνσης και για τις δύο πόλεις-περιοχές. Το κατακόρυφο θερμοκρασιακό προφίλ είναι παρόμοιο, υπάρχει όμως αισθητή διαφορά στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου. Στην Λάρισα η Td είναι υψηλότερη, και επομένως η ατμόσφαιρα είναι αρκετά πιο υγρή. Στα 800hPa η διαφορά T-Td για τη Λάρισα είναι μικρότερη και η ατμόσφαιρα περιέχει ικανή ποσότητα υγρασίας για την ανάπτυξη νεφών, σε αντίθεση με τη Θεσσαλονίκη, όπου

είναι πιο ξηρή. Ο άνεμος στη Λάρισα (πράσινο χρώμα) παρουσιάζει διάτμηση ως προς τη διεύθυνση από τα 1000hPa μέχρι τα 850hPa όπου στρέφεται από δυτικός σε νότιο-νοτιοδυτικός (backing). Η στροφή του ανέμου κατά αυτόν τον τρόπο υποδηλώνει μεταφορά ψυχρών αερίων μαζών (cold air advection) (Καρακώστας, 1998). Στη Θεσσαλονίκη (κόκκινο χρώμα), στο ίδιο ατμοσφαιρικό στρώμα, η διεύθυνση του ανέμου στρέφεται από νοτιοδυτική σε βορειοδυτική (veering), υποδηλώνοντας μεταφορά θερμής αέριας μάζας (warm air advection) (Καρακώστας, 1998). Πάνω από τα 700hPa, ο άνεμος και για τις δύο πόλεις έχει τα ίδια περίπου χαρακτηριστικά. Συμπερασματικά, οι δύο περιοχές, Λάρισα και Θεσσαλονίκη, δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά.

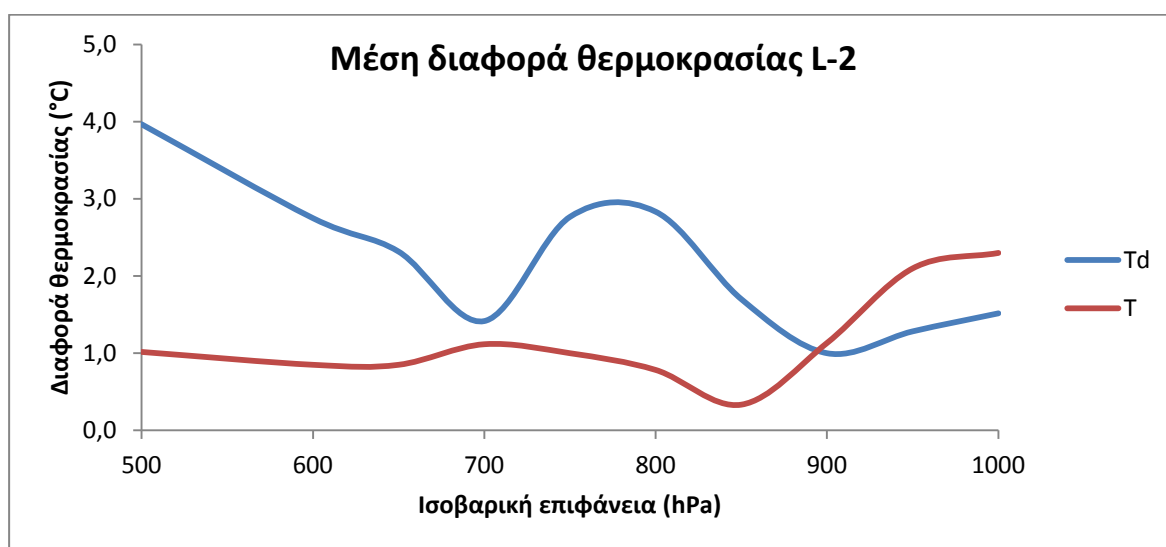
6.2.2. Κλειστό χαμηλό (L-2)

Στον Πίνακα 6.2 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα για την περίπτωση του κλειστού χαμηλού (L-2), και αφορούν στη μέση, μέγιστη και ελάχιστη απόκλιση μεταξύ Λάρισας και Θεσσαλονίκης.

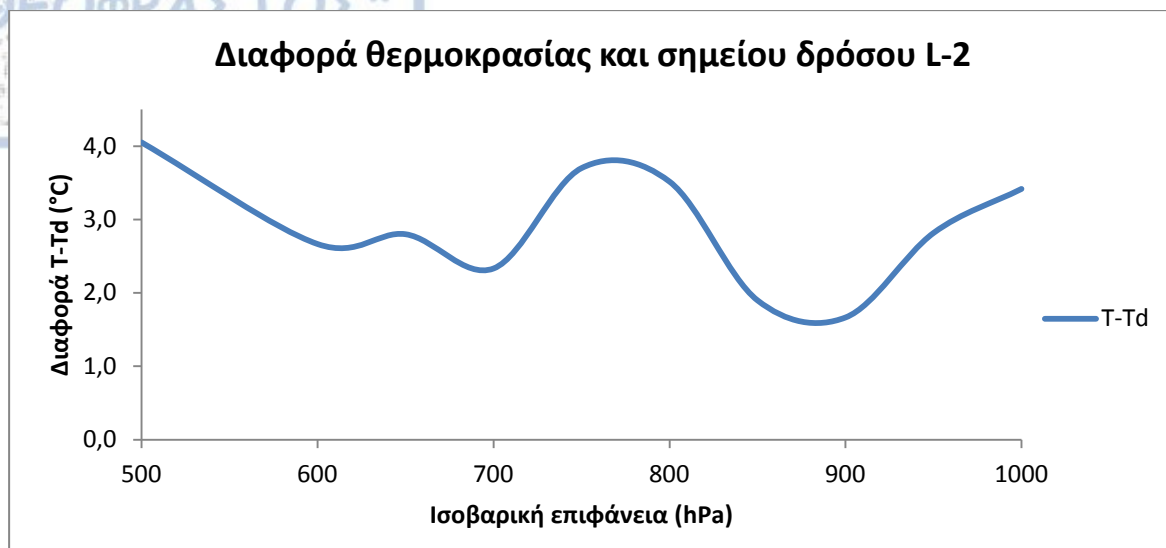
Πίνακας 6.2: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης για τη συνοπτική κατάσταση κλειστού χαμηλού (L-2).

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας T (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου Td (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	4,7	0,4	2,3	2,8	0,6	1,5	6,6	0,0	3,4
950	4,3	0,4	2,1	2,2	0,4	1,3	5,8	0,4	2,8
900	2,7	0,1	1,1	1,8	0,6	1,0	3,4	0,8	1,7
850	0,9	0,0	0,3	3,5	0,1	1,7	3,3	0,5	1,9
800	2,4	0,0	0,8	8,4	0,9	2,8	9,7	0,8	3,5

750	2,7	0,1	1,0	5,9	0,2	2,8	6,9	0,1	3,7
700	2,0	0,3	1,1	3,0	0,5	1,4	3,9	0,3	2,3
650	1,6	0,4	0,9	4,1	0,5	2,3	5,2	0,3	2,8
600	2,2	0,0	0,9	6,3	0,6	2,8	6,3	0,7	2,7
500	2,8	0,0	1,0	8,5	0,1	4,0	8,5	0,4	4,1



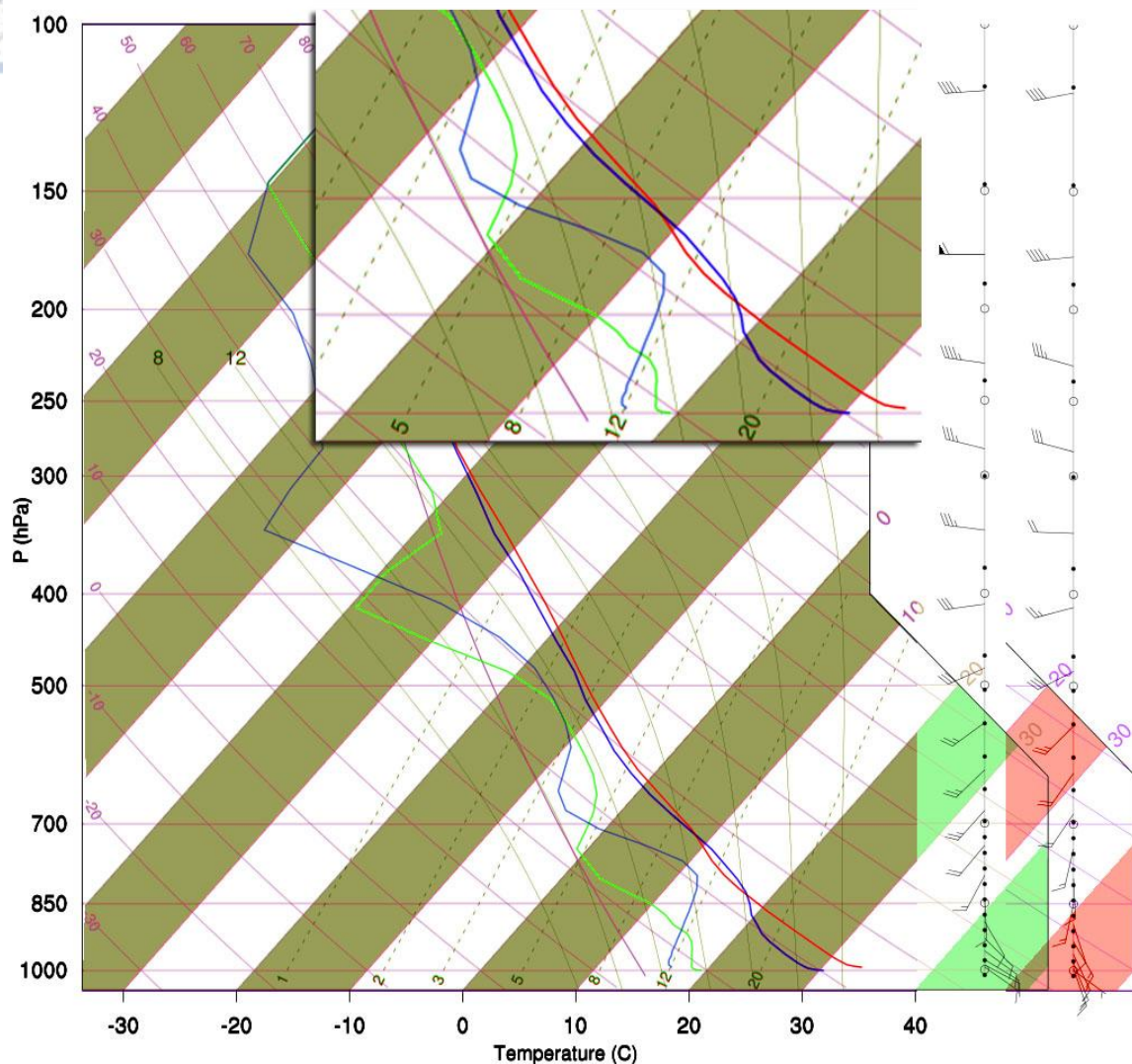
Σχήμα 6.2.1: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς θερμοκρασίας (κόκκινο) και σημείου δρόσου (μπλε) μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.2.2: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς T-Td μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.

Στον Πίνακα 6.2 καταγράφονται οι μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές των διαφορών μεταξύ Λάρισας και Θεσσαλονίκης, ενώ στα Σχήματα 6.2.1 και 6.2.2 απεικονίζονται γραφικά οι μέσες διαφορές στις ισοβαρικές επιφάνειες. Στη θερμοκρασία η μέγιστη μέση διαφορά εντοπίζεται κοντά στην επιφάνεια (2,3°C), ενώ για το σημείο δρόσου και τη διαφορά T-Td στα 500hPa (4°C και 4,1°C, αντίστοιχα). Ωστόσο, οι μέγιστες διαφορές που καταγράφονται τις ημέρες μελέτης είναι 4,7°C για τη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια, για το σημείο δρόσου 8,5°C στα 500hPa και για τη διαφορά T-Td είναι 9,7°C στα 800hPa. Η διαφορά στην υγρασία εντοπίζεται κυρίως, όπως και στην L-1, στα 1000, 800, 500hPa (Σχήμα 6.2.2).

1906101200



Σχήμα 6.2.3: Αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα (19^{ης} Ιουνίου 2010) για τη συνοπτική κατάσταση του κλειστού χαμηλού (L-2). (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου -γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο)

Στο Σχήμα 6.2.3 απεικονίζονται οι ατμοσφαιρικές συνθήκες σε κοινό τεφίγραμμα (19/6/2010) για τη Λάρισα και τη Θεσσαλονίκη καταδεικνύοντας τις διαφορές που παρατηρούνται στη συνοπτική κατάσταση του κλειστού χαμηλού L-2. Η θερμοκρασία στην επιφάνεια είναι υψηλότερη στη Λάρισα κατά 4,7°C μέχρι και τα 850hPa, όπου από εκεί και πάνω σχεδόν ταυτίζονται. Στη Λάρισα υπάρχει αρκετή υγρασία στα 800hPa, ακολουθούμενη από ένα ξηρό στρώμα έως τα 600hPa και από τα 600hPa έως και τα 500hPa ξανά ένα υγρό στρώμα. Αντιθέτως, στη Θεσσαλονίκη η ατμόσφαιρα είναι υγρή από τα 650hPa μέχρι τα 500hPa, γεγονός που υποδηλώνει πως η βάση των νεφών εντοπίζεται πολύ υψηλότερα από τη

Λάρισα. Έτσι, κατά την πιθανή εκδήλωση χαλαζοκαταιγίδας, οι χαλαζόκοκκοι διανύουν αρκετή απόσταση μέσα σε ξηρή ατμόσφαιρα μέχρι να φθάσουν στο έδαφος και το πιθανότερο είναι να λιώσουν κατά την πτώση τους. Η διάτμηση του ανέμου δεν παρουσιάζει αισθητές διαφορές για τις δύο πόλεις και η κίνηση των αερίων μαζών στα 700hPa γίνεται από τα νοτιοδυτικά. Συμπερασματικά, οι δύο περιοχές δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά.

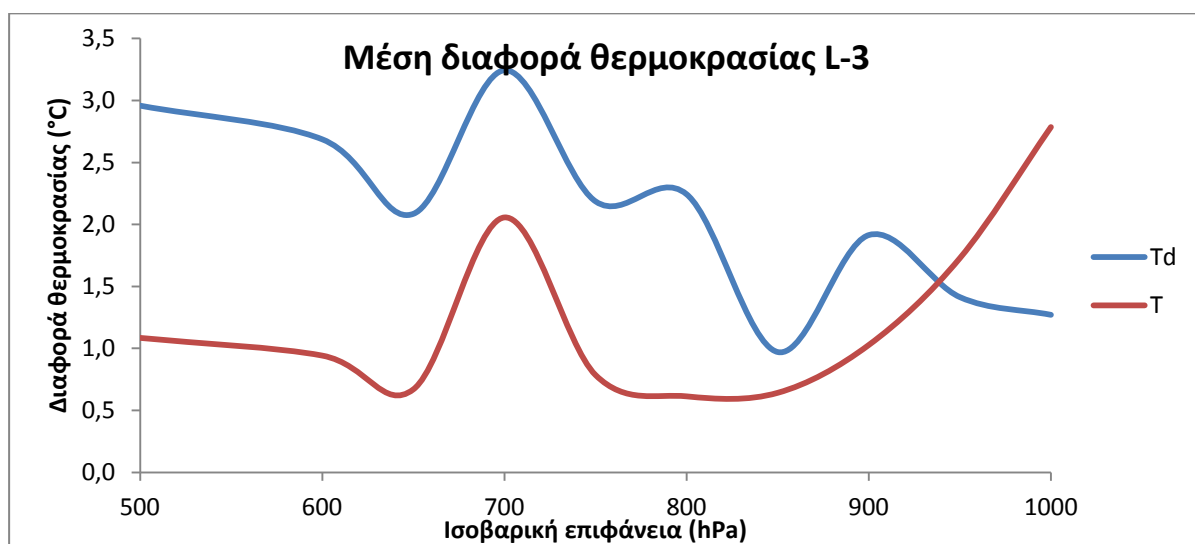
6.2.3. Αποκομμένο χαμηλό (L-3)

Μελετώντας τις μέσες διαφορές των δύο περιοχών για τις ημέρες όπου επικρατούσε αποκομμένο χαμηλό, παρατηρείται πως η θερμοκρασιακή διαφορά είναι μέγιστη στην επιφάνεια φθάνοντας στους 2,8°C, ενώ για το σημείο δρόσου στα 700hPa στους 3,2°C, όπως απεικονίζονται στον Πίνακα 6.3, αλλά και στο Σχήμα 6.3.1. Όμοια συμπεριφορά έχει και η διαφορά στην ποσότητα υγρασίας στην ατμόσφαιρα, σύμφωνα με το Σχήμα 6.3.2, με το μέγιστο να βρίσκεται στα 1000hPa και στα 700hPa. Οι μέγιστες διαφορές που παρατηρούνται στη θερμοκρασία, στο σημείο δρόσου και στη διαφορά $T-T_d$, μεταξύ των δύο περιοχών, εντοπίζεται στα 700hPa και είναι 7,8°C και 13,1°C και 11,6°C, αντίστοιχα.

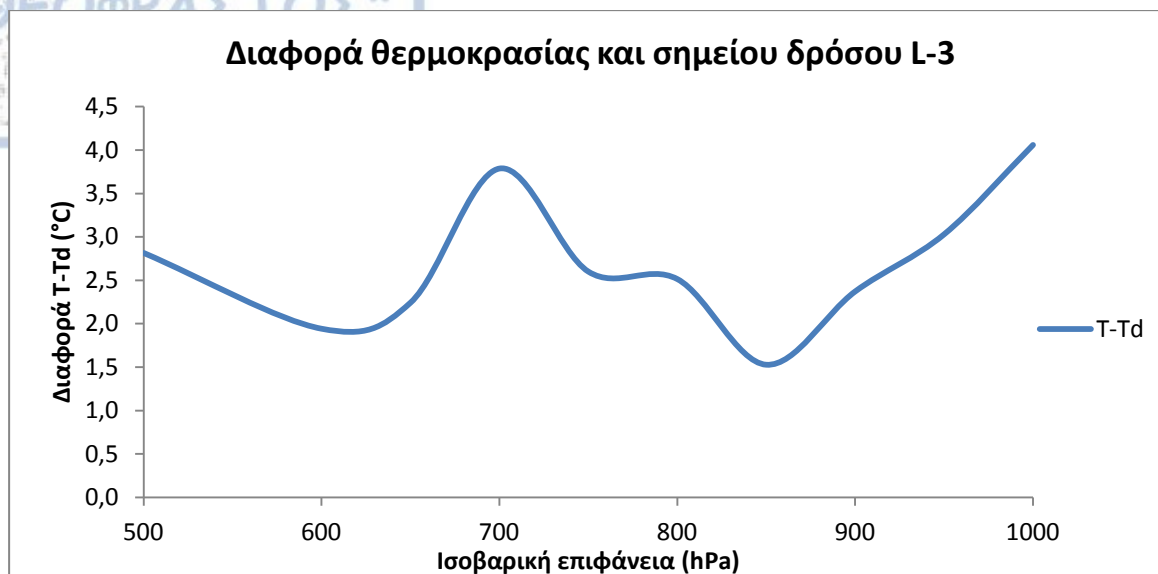
Πίνακας 6.3: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης για τη συνοπτική κατάσταση του αποκομμένου χαμηλού (L-3).

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας T (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου Td (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	3,7	1,6	2,8	5,0	0,0	1,3	8,1	1,7	4,1
950	2,4	0,8	1,7	4,5	0,2	1,4	6,9	0,6	3,0

900	2,1	0,4	1,0	3,4	0,3	1,9	5,5	0,1	2,4
850	1,2	0,2	0,6	2,3	0,1	1,0	2,5	0,9	1,5
800	1,2	0,2	0,6	4,5	0,2	2,2	5,7	0,1	2,5
750	1,3	0,0	0,8	7,5	0,2	2,2	6,2	1,2	2,6
700	7,8	0,3	2,1	13,1	0,0	3,2	11,6	0,7	3,8
650	0,9	0,4	0,7	10,4	0,2	2,1	9,7	0,6	2,2
600	2,6	0,1	0,9	11,7	0,1	2,7	9,1	0,1	1,9
500	3,0	0,1	1,1	8,8	0,4	3,0	8,7	0,3	2,8

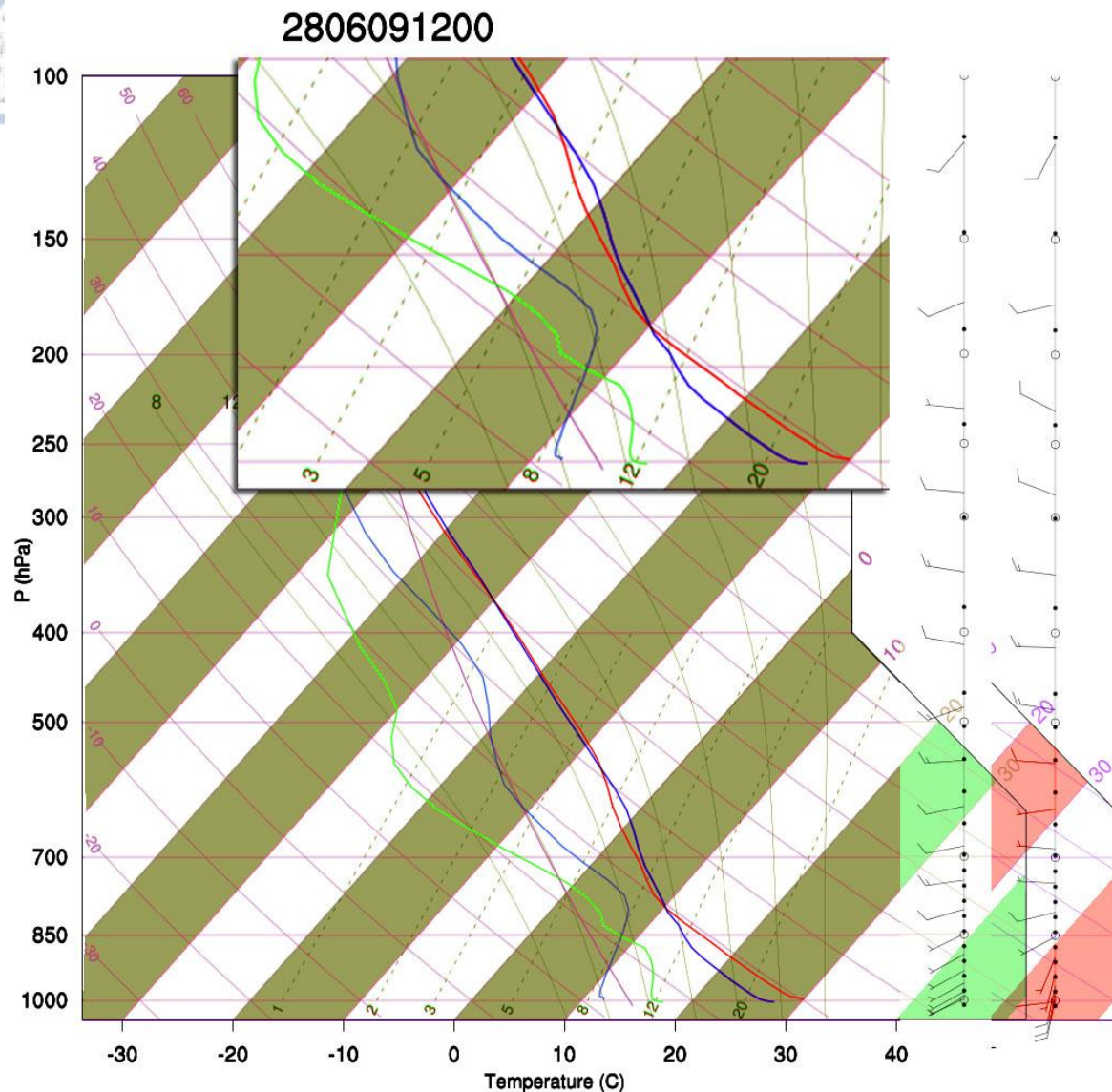


Σχήμα 6.3.1: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς θερμοκρασίας (κόκκινο) και σημείου δρόσου (μπλε) μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.3.2: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς T-Td μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.

Στο Σχήμα 6.3.3 απεικονίζονται τα τεφιγράμματα των δύο περιοχών στις 28/6/2009 όπου επικρατούσε η συνοπτική κατάσταση L-3. Η θερμοκρασιακή διαφορά εντοπίζεται στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας και είναι περίπου 3°C, ενώ για το σημείο δρόσου 5°C. Η ύπαρξη υγρασίας στα 800hPa στη Λάρισα συνδέεται με τη μικρή διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας και σημείου δρόσου (3,5°C) στο επίπεδο αυτό, ενώ στη Θεσσαλονίκη η αντίστοιχη διαφορά είναι 5,6°C, υποδηλώνοντας μια πολύ ξηρότερη ατμόσφαιρα. Το προφίλ του ανέμου για τη Λάρισα διατηρείται σταθερά δυτικής διεύθυνσης, ενώ στη Θεσσαλονίκη η διεύθυνση είναι από το νότο και στρέφεται σε δυτικός στα 800hPa. Από τα 800hPa και πάνω το πεδίο του ανέμου είναι όμοιο για τις δύο πόλεις και η ατμοσφαιρική ροή είναι προς τα ανατολικά. Συμπερασματικά, και στην περίπτωση του αποκομμένου χαμηλού L-3, οι δύο περιοχές προς μελέτη δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά.



Σχήμα 6.3.3: Αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα (28^η Ιουνίου 2009) για τη συνοπτική κατάσταση του αποκομμένου χαμηλού (L-3). (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου -γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο).

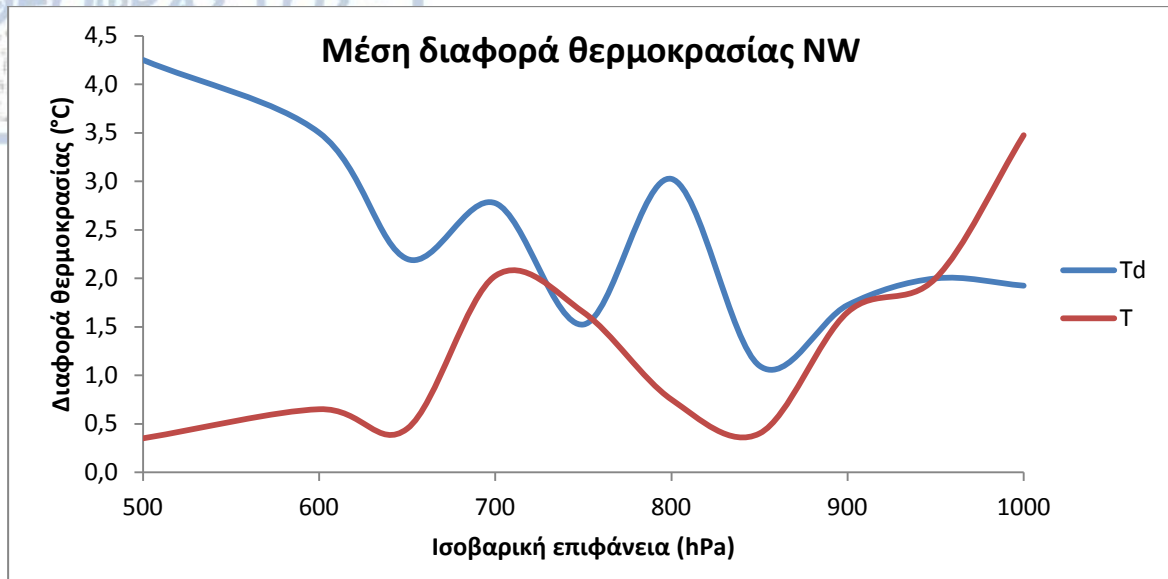
6.2.4 Βορειοδυτική κυκλοφορία (NW)

Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται οι αποκλίσεις των θερμοκρασιών, υγρασίας και ανέμου κατακόρυφα για τις δύο περιοχές μελέτης.

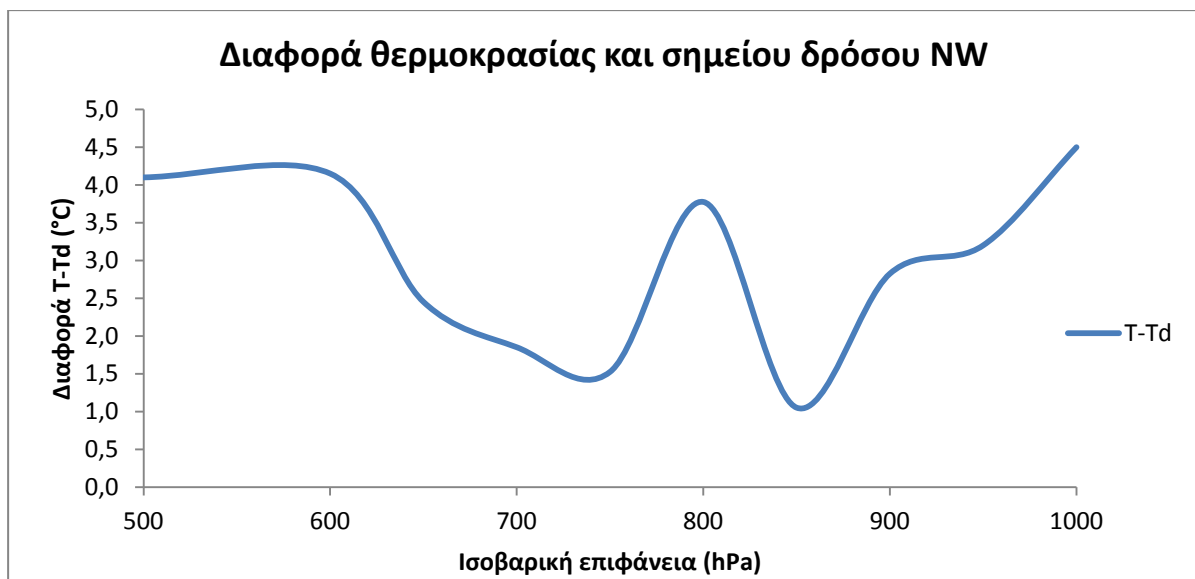
Πίνακας 6.4: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσω του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης για τη βορειοδυτική κυκλοφορία (NW).

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας T (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου Td (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	4,1	2,8	3,5	3,0	0,9	1,9	6,8	2,3	4,5
950	2,8	1,0	2,0	3,0	0,8	2,0	5,8	0,9	3,2
900	2,2	0,8	1,7	2,9	0,1	1,7	4,8	0,9	2,8
850	0,7	0,3	0,4	2,1	0,1	1,1	2,4	0,1	1,1
800	1,1	0,4	0,8	4,4	1,9	3,0	5,0	2,3	3,8
750	5,1	0,1	1,7	3,3	0,3	1,5	1,8	1,2	1,5
700	3,9	0,2	2,0	7,4	0,2	2,8	3,6	0,0	1,9
650	1,1	0,1	0,5	5,4	0,3	2,2	5,3	0,8	2,5
600	1,1	0,2	0,7	6,9	1,2	3,5	7,1	1,6	4,2
500	0,9	0,1	0,4	6,5	1,5	4,3	6,6	1,4	4,1

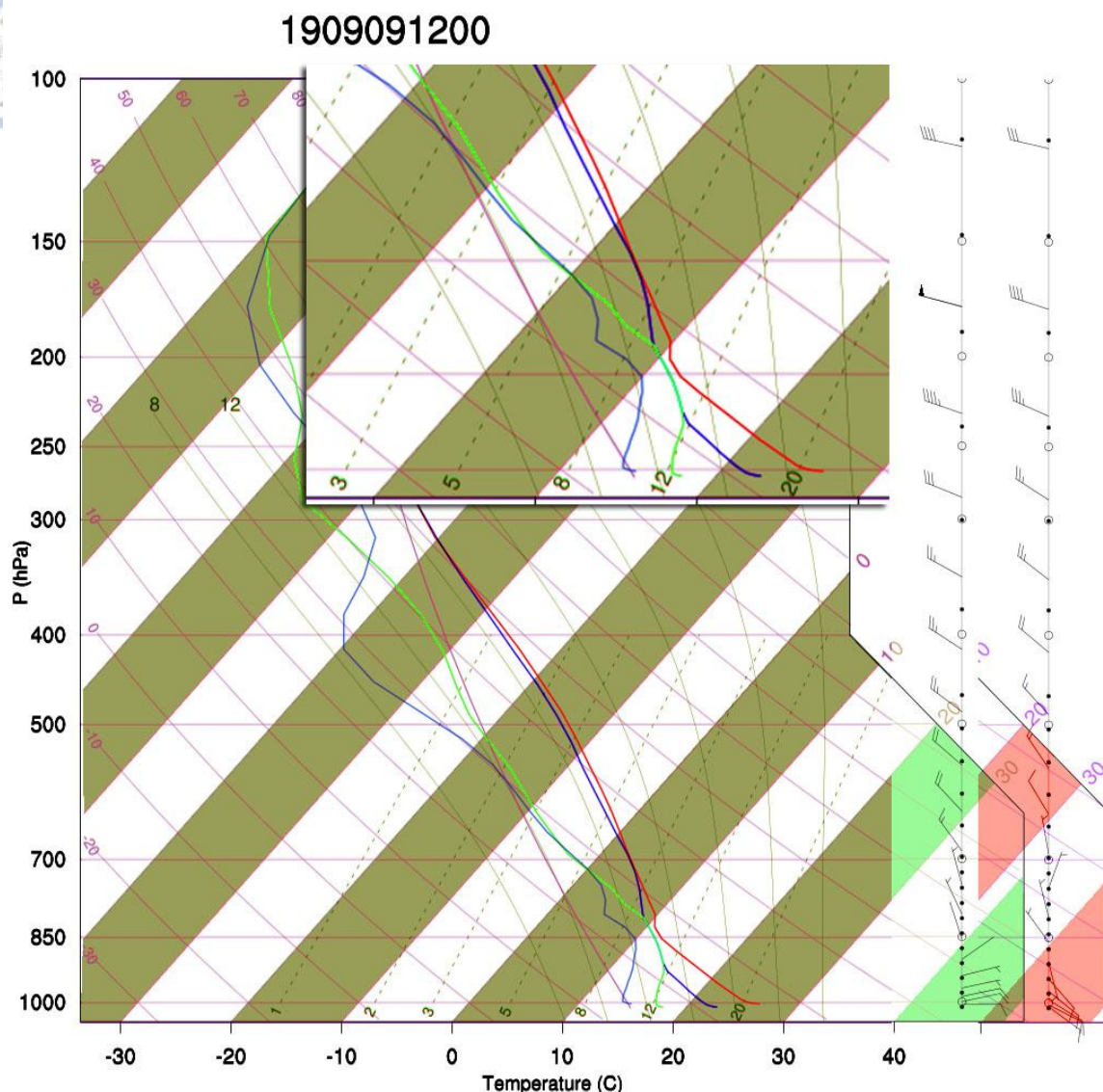
Στον Πίνακα 6.4 καταγράφονται οι μέγιστες, ελάχιστες και μέσες τιμές των διαφορών των κατακόρυφων προφίλ θερμοκρασίας για τη Θεσσαλονίκη και τη Λάρισα. Συνδυάζοντας τα Σχήματα 6.4.1 και 6.4.2, παρατηρείται πως η μέγιστη μέση διαφορά θερμοκρασίας είναι 3,5°C στα 1000hPa, του σημείου δρόσου 4,3°C στα 500hPa και της διαφοράς T-Td 4,5°C στα 1000hPa. Οι μέγιστες τιμές των διαφορών για τις ημέρες που επικρατούσε βορειοδυτική κυκλοφορία σημειώνονται στον Πίνακα 6.4 και είναι 5,1°C στα 750hPa για τη θερμοκρασία, 7,4°C στα 700hPa για τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου και 7,1°C στα 600hPa για τη διαθέσιμη υγρασία.



Σχήμα 6.4.1: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς θερμοκρασίας (κόκκινο) και σημείου δρόσου (μπλε) μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.4.2: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς T-Td μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.4.3: Αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα (19^η Σεπτεμβρίου 2009) για τη συνοπτικά κατάσταση βορειοδυτική κυκλοφορία (NW). (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου -γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο)

Στο Σχήμα 6.4.3 απεικονίζεται το κοινό τεφίγραμμα για μια περίπτωση της 19/9/2009, όπου επικρατούσε βορειοδυτική κυκλοφορία. Η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ Λάρισας και Θεσσαλονίκης είναι αισθητή στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, δηλαδή 2,8-3,8°C. Για τη Θεσσαλονίκη η ατμόσφαιρα είναι κορεσμένη σε υδρατμούς από τα 900hPa έως και τα 800hPa περίπου, ενώ η Λάρισα παρουσιάζει μικρότερα ποσά υγρασίας στο αντίστοιχο στρώμα και η διαφορά T-Td κυμαίνεται στους 2,5°C. Η διεύθυνση του ανέμου μέχρι τα 850hPa είναι νοτιοανατολικής συνιστώσας στη Θεσσαλονίκη και ανατολικής στη Λάρισα.

Από τα 700hPa και υψηλότερα, ο άνεμος έχει βόρεια με βορειοδυτική διεύθυνση και στις δύο περιοχές. Συμπερασματικά, και στην περίπτωση της βορειοδυτικής κυκλοφορίας (NW), οι δύο περιοχές προς μελέτη δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

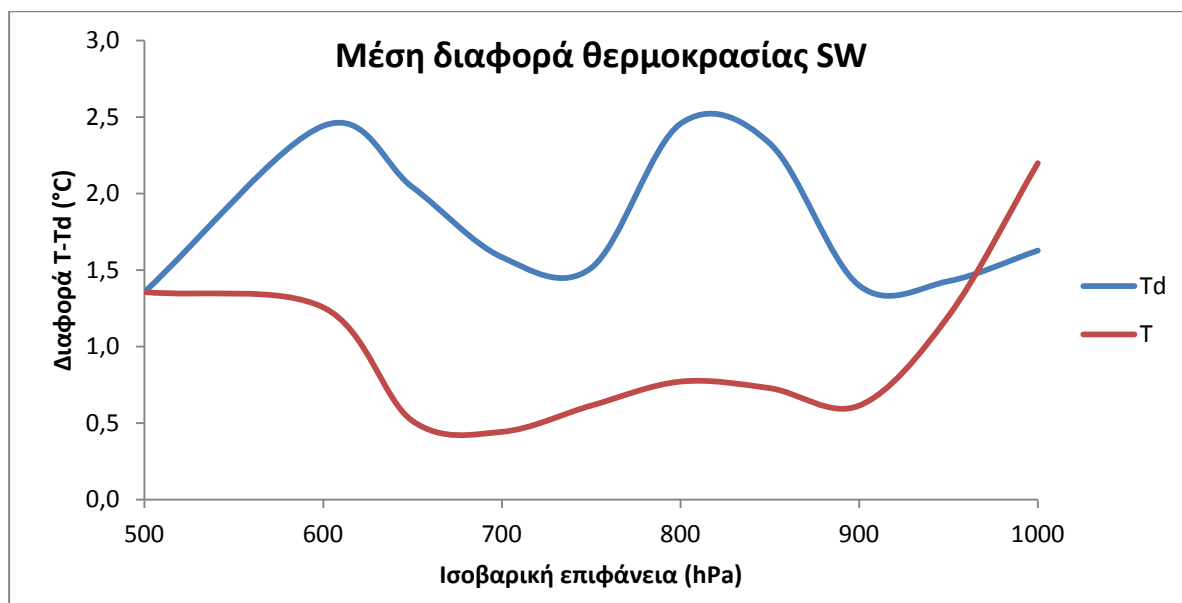
6.2.5 Νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW)

Στον Πίνακα 6.5 καταγράφονται οι διαφορές των θερμοκρασιών και υγρασίας για τις μέσες, μέγιστες και ελάχιστες αποκλίσεις για τη Λάρισα και τη Θεσσαλονίκη. Η μέση κατάσταση απεικονίζεται γραφικά στα Σχήματα 6.5.1 και 6.5.2.

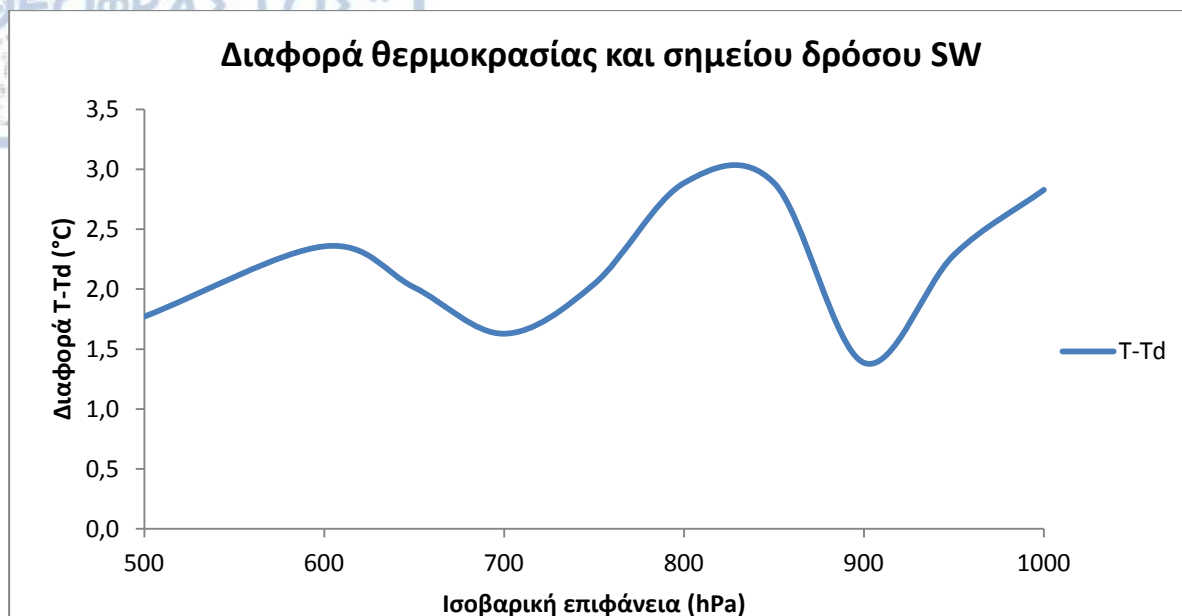
Πίνακας 6.5: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης για τη νοτιοδυτική κυκλοφορία (SW).

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας T (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου Td (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	3,6	0,5	2,2	4,5	0,1	1,6	8,1	0,0	2,8
950	2,4	0,2	1,2	3,4	0,2	1,4	5,8	0,2	2,3
900	1,4	0,1	0,6	2,4	0,8	1,4	2,8	0,2	1,4
850	1,5	0,3	0,7	4,6	0,7	2,3	6,1	1,2	2,9
800	2,3	0,0	0,8	4,7	0,6	2,5	5,6	0,1	2,9
750	1,4	0,2	0,6	4,7	0,2	1,5	5,3	0,0	2,0
700	1,1	0,0	0,4	5,1	0,4	1,6	5,6	0,0	1,6
650	1,3	0,0	0,5	5,7	0,2	2,0	6,3	0,2	2,0
600	1,9	0,6	1,3	5,0	0,6	2,4	5,6	0,1	2,4
500	2,3	0,1	1,4	3,7	0,4	1,4	3,2	0,1	1,8

Η μέση διαφορά θερμοκρασίας για τη συνοπτική κατάσταση SW είναι μέγιστη στα 1000hPa (2,2°C) και για το σημείο δρόσου στα 850hPa (2,3°C), όπως παρουσιάζονται στον Πίνακα 6.5 και στο Σχήμα 6.5.1. Όσον αφορά στη διαφορά της υγρασίας από το Σχήμα 6.5.2 μεταξύ των δύο περιοχών παρατηρείται πως στα 1000hPa και στα 850-800hPa υπάρχει απόκλιση για τις δύο περιοχές ίσες με 2,8°C και 2,9°C, αντίστοιχα. Οι μέγιστες διαφορές θερμοκρασίας, σημείου δρόσου και υγρασίας που καταγράφονται για τις ημέρες μελέτης είναι 3,6°C στα 1000hPa, 2,5°C στα 800hPa και 8,1°C στα 1000hPa, αντιστοίχως.



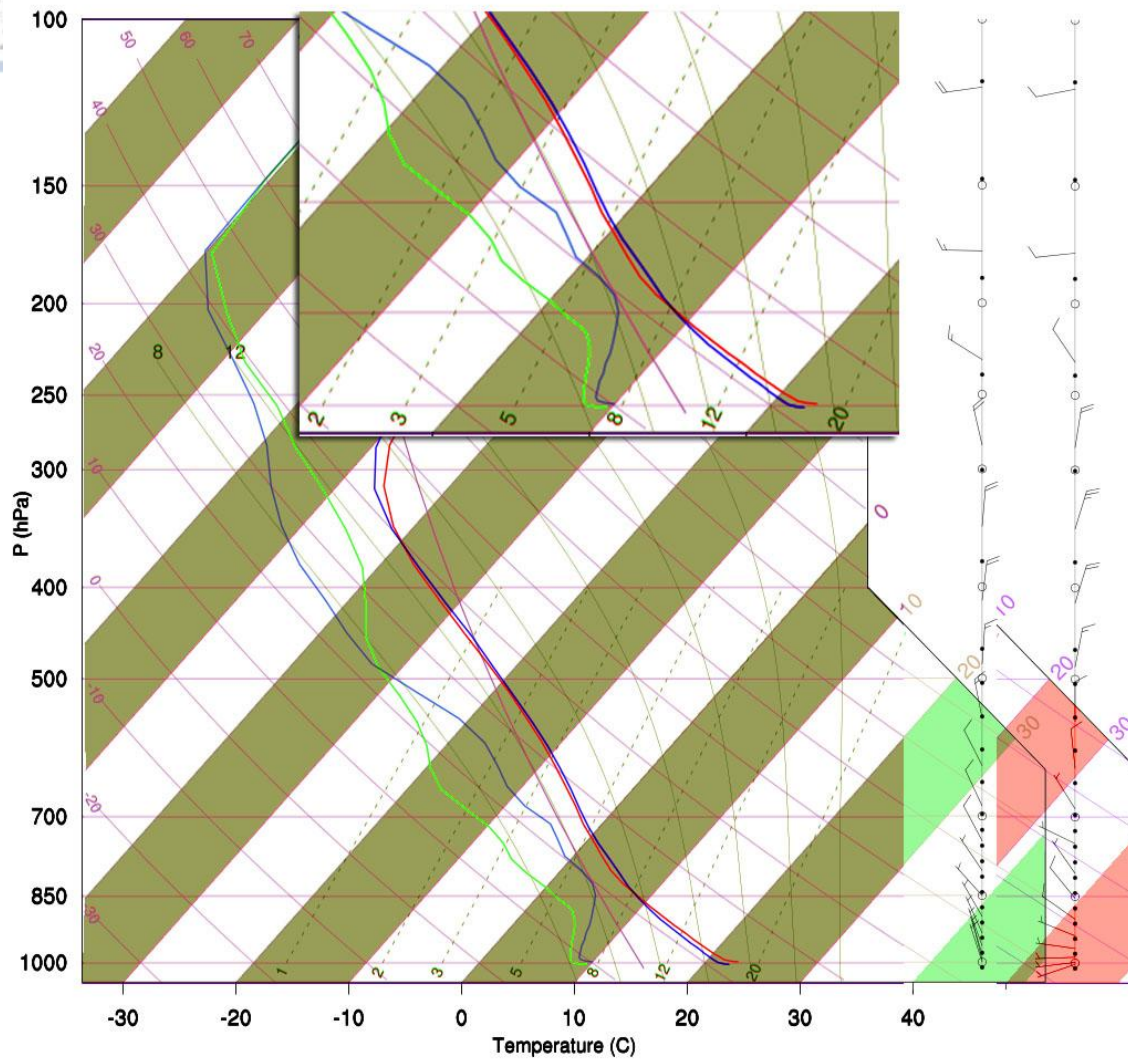
Σχήμα 6.5.1: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς θερμοκρασίας (κόκκινο) και σημείου δρόσου (μπλε) μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.



Σχήμα 6.5.2: Γραφική απεικόνιση της μέσης διαφοράς T-Td μεταξύ των δύο πόλεων, σε κάθε ισοβαρική επιφάνεια.

Για την νοτιοδυτική κυκλοφορία χρησιμοποιείται ως αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα των ατμοσφαιρικών συνθηκών κατακόρυφα αυτό της 22/5/2010, που απεικονίζεται στο Σχήμα 6.5.2. Η διαφορά στη θερμοκρασία είναι ελάχιστη μεταξύ των δύο πόλεων, υπάρχει όμως αισθητή διαφοροποίηση στη θερμοκρασία του σημείου δρόσου, η οποία είναι υψηλότερη για τη Λάρισα. Έτσι, η ατμόσφαιρα στη Λάρισα παρουσιάζει ένα υγρό στρώμα από τα 850hPa έως τα 800hPa με τη διαφορά της θερμοκρασίας με το σημείο δρόσου να κυμαίνεται στους 2,5°C. Στη Θεσσαλονίκη η ατμόσφαιρα είναι αρκετά ξηρότερη και αυτή είναι η βασικότερη διαφορά. Η ροή της ατμόσφαιρας στα 700hPa είναι από τα βορειοδυτικά προς τα νοτιοανατολικά και στις δύο περιοχές. Ωστόσο, η διεύθυνση του ανέμου από την επιφάνεια μέχρι τα 700hPa είναι βόρειο-βορειοδυτική για τη Λάρισα και δυτική για τη Θεσσαλονίκη. Συμπερασματικά, και στην περίπτωση της νοτιοδυτικής κυκλοφορίας (SW), οι δύο περιοχές προς μελέτη δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

2205101200



Σχήμα 6.5.3: Αντιπροσωπευτικό τεφίγραμμα (22^{ης} Μαΐου 2010) για τη συνοπτική κατάσταση νοτιοδυτικής κυκλοφορίας (SW). (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου - γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο).

6.3 Ανάλυση με βάση την κυκλοφορία στα 700hPa

Όπως προαναφέρθηκε, η κίνηση των αέριων μαζών και των καταιγίδων ειδικότερα πηδαλιουχείται από την επικρατούσα διεύθυνση του ανέμου στα 700hPa. Οι 36 ημέρες με χαλαζόπτωση που εξετάζονται στην προκειμένη περίπτωση, διαχωρίστηκαν ανάλογα με τη διεύθυνση του ανέμου στα 700hPa. Για το σκοπό αυτό, δημιουργήθηκαν τέσσερις κατηγορίες κίνησης της αέριας μάζας και είναι η βόρεια, νότια, δυτική και ανατολική ροή. Οι

περιπτώσεις όπου ο άνεμος έχει κάποια ενδιάμεση διεύθυνση όπως βορειοδυτική, τότε περιλαμβάνεται στην κατηγορία ανέμου που προσεγγίζει περισσότερο. Έτσι, αν ο άνεμος είναι βόρειο-βορειοδυτικός στα 700hPa τότε αντιστοιχεί στην ομάδα με τη βόρεια συνιστώσα. Από τις μέρες μελέτης που εξετάστηκαν, η διεύθυνση του ανέμου είναι ανατολική μόνο σε μια περίπτωση, οπότε και δεν συμπεριλαμβάνεται στην ανάλυση.

Επειδή ο γεωγραφικός προσανατολισμός της Θεσσαλονίκης και της Λάρισας είναι NNΔ-BBA, όταν ο άνεμος έχει κύρια συνιστώσα δυτική ή ανατολική, οι δύο πόλεις, και κατ' επέκταση περιοχές, δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά. Στην περίπτωση αυτή, πιθανότατα οι διαφορές στις ραδιοβολίσσεις να είναι πολύ μεγαλύτερες από την περίπτωση που ο άνεμος είναι βόρειος ή νότιος. Ωστόσο, παρά το γεγονός ότι με την επικράτηση βόρειου ή νότιου ρεύματος η αέρια μάζα μεταφέρεται από την μία περιοχή στην άλλη, οι διαφορές εξακολουθούν να είναι υπαρκτές.

Στους Πίνακες 6.6, 6.7 και 6.8 καταγράφονται οι αποκλίσεις στη θερμοκρασία, στο σημείο δρόσου και στη υγρασία, μεταξύ των δύο αυτών περιοχών, όταν επικρατεί δυτικό, βόρειο και νότιο ρεύμα, αντίστοιχα. Οι αποκλίσεις αφορούν τις μέσες, μέγιστες και ελάχιστες διαφορές θερμοκρασίας και υγρασίας μεταξύ Λάρισας και Θεσσαλονίκης.

Πίνακας 6.6: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης κατά την επικράτηση δυτικού ρεύματος.

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000	4,3	0,4	2,8	3,2	0,1	2,2	10,0	0,0	3,9
950	4,2	0,4	2,0	2,3	0,2	2,2	9,8	0,0	3,2
900	2,8	0,1	1,3	1,6	0,3	2,2	8,5	0,2	2,7
850	2,5	0,0	0,9	0,8	0,1	1,7	7,6	0,1	2,1
800	1,5	0,0	0,5	0,4	0,6	2,0	4,2	0,1	2,4
750	5,1	0,1	0,9	0,5	0,2	1,9	6,2	0,1	2,0
700	3,8	0,0	1,3	0,9	0,3	3,0	9,7	0,4	2,6
650	4,9	0,2	1,0	0,7	0,2	3,4	9,7	0,1	3,1
600	2,6	0,2	0,9	0,6	0,5	3,7	9,1	0,1	3,3
500	2,8	0,1	0,9	0,5	0,4	4,1	15,7	0,7	4,6

Πίνακας 6.7: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσου του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης κατά την επικράτηση βόρειου ρεύματος.

Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000,0	3,8	0,2	2,1	3,0	0,0	1,0	6,8	0,0	2,4
950,0	2,8	0,2	1,1	3,0	0,3	1,2	5,8	0,2	2,0
900,0	2,0	0,1	1,0	2,8	0,1	1,2	4,8	0,1	1,7
850,0	1,5	0,1	0,6	3,2	0,1	1,5	3,5	0,5	2,1

800,0	3,5	0,2	1,0	5,6	0,2	2,7	6,2	0,4	3,4
750,0	3,4	0,0	0,8	6,5	0,3	2,7	7,2	0,0	2,7
700,0	0,8	0,0	0,3	7,3	0,0	2,5	7,0	0,0	2,6
650,0	1,6	0,0	0,4	5,7	0,0	2,3	6,4	0,4	2,5
600,0	0,7	0,0	0,3	6,9	0,1	2,7	7,1	0,5	2,9
500,0	0,7	0,0	0,3	8,5	0,7	4,3	8,5	0,1	4,3

Πίνακας 6.8: Διαφορές θερμοκρασίας και σημείου δρόσου, όπως υπολογίσθηκαν από μετρήσεις που προέκυψαν μέσω του WRF, μεταξύ της Λάρισας και της Θεσσαλονίκης κατά την επικράτηση νότιου ρεύματος.

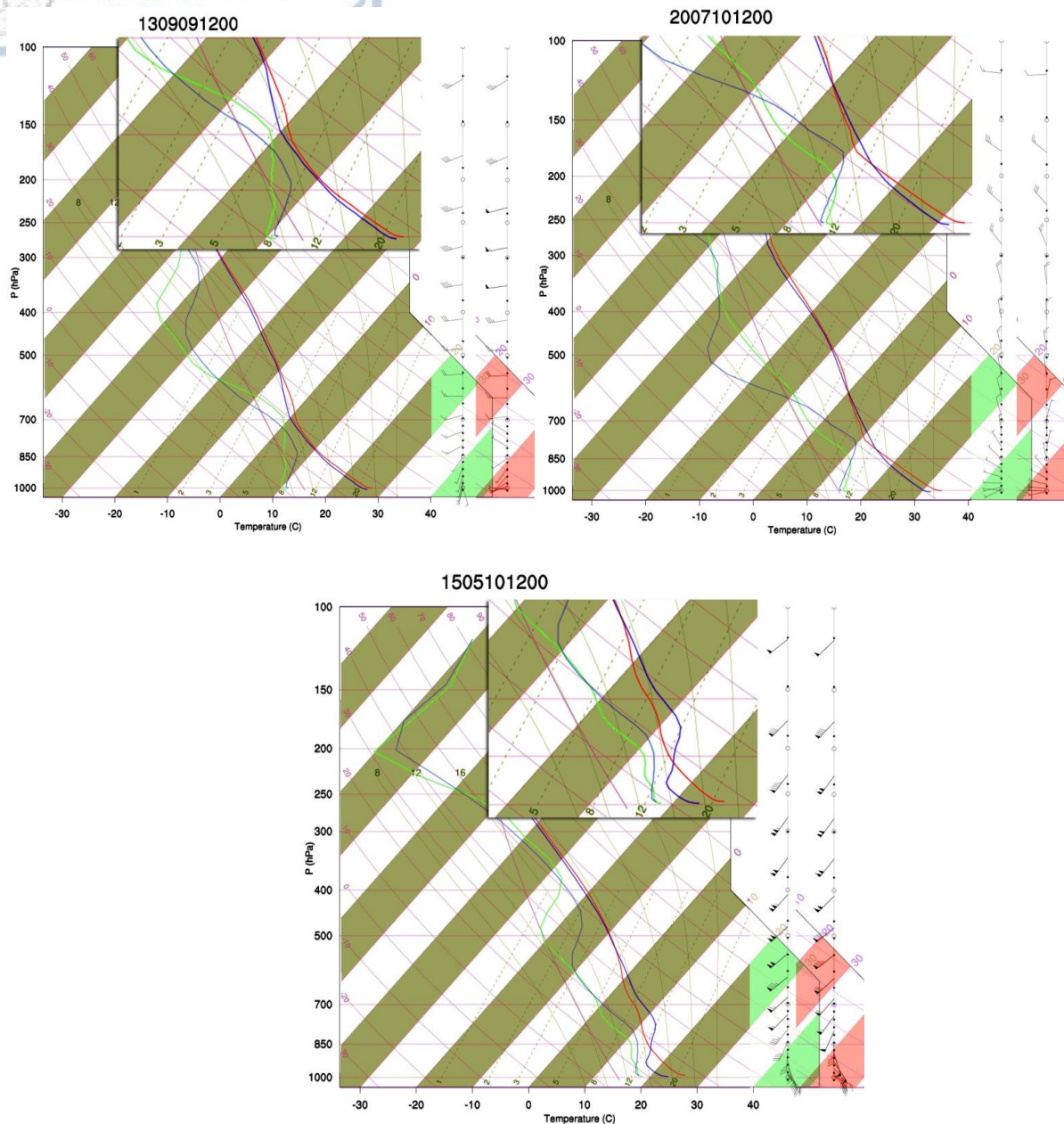
Ισοβαρική επιφάνεια (hPa)	Διαφορά θερμοκρασίας (°C)			Διαφορά σημείου δρόσου (°C)			Διαφορά T-Td (°C)		
	max	min	average	max	min	average	max	min	average
1000,0	4,7	0,5	2,5	2,8	0,4	1,5	5,2	1,1	3,0
950,0	4,3	0,1	1,7	2,6	0,4	1,4	5,8	0,0	2,7
900,0	2,7	0,1	1,1	2,9	0,7	1,2	4,5	0,2	1,8
850,0	1,5	0,1	0,5	4,8	0,1	2,1	6,1	0,4	2,5
800,0	2,4	0,1	0,9	8,4	0,1	2,2	9,7	0,2	2,9
750,0	2,7	0,0	0,8	7,3	0,1	2,6	8,0	0,1	3,4
700,0	5,5	0,1	1,8	3,2	0,4	1,1	2,8	0,0	1,3
650,0	1,6	0,0	0,7	3,6	0,2	1,8	4,0	0,2	2,0
600,0	3,2	0,1	1,4	3,7	0,5	1,6	5,0	0,7	2,3
500,0	2,7	0,1	1,3	5,8	0,0	2,3	5,9	0,4	2,0

Όταν ο άνεμος είναι δυτικός ή ανατολικός οι αέριες μάζες δεν μεταφέρονται μεταξύ των δύο πόλεων, οπότε αναμένεται να υπάρχουν διαφορές στα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου. Από τον Πίνακα 6.6 φαίνεται πως η μέση διαφορά θερμοκρασίας φθάνει τη μέγιστη τιμή της (2,8°C) στα 1000hPa, για το σημείο δρόσου 3,7°C στα 600hPa, ενώ το μέγιστο στην διαφορά υγρασίας εντοπίζεται στα 500hPa με 4,6°C.

Παρά το γεγονός ότι κατά την επικράτηση βόρειου ή νότιου ανέμου τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας και των αερίων μαζών μεταφέρονται από τη Θεσσαλονίκη στη Λάρισα και το αντίστροφο, οι διαφορές μεταξύ των ραδιοβολίσεων εξακολουθούν να υπάρχουν. Στην περίπτωση που το ρεύμα είναι από το βορρά, οι μέσες διαφορές στη θερμοκρασία εντοπίζονται κοντά στην επιφάνεια και είναι $2,1^{\circ}\text{C}$, ενώ η διαφορά για το σημείο δρόσου και της υγρασίας είναι κατά μέσο όρο $4,3^{\circ}\text{C}$ στα 500hPa (Πίνακας 6.7).

Τέλος, όταν επικρατεί νότιος άνεμος (Πίνακας 6.8) στα 700hPa, τότε το μέγιστο της μέσης διαφορά θερμοκρασίας είναι $2,5^{\circ}\text{C}$ κοντά στην επιφάνεια και $2,6^{\circ}\text{C}$ για το σημείο δρόσου στα 750hPa. Η διαφορά θερμοκρασίας και σημείου δρόσου αποκτά τη μέγιστη μέση τιμή στα 750hPa και είναι $3,4^{\circ}\text{C}$.

Στο Σχήμα 6.3.1 παρουσιάζονται τρεις μεμονωμένες περιπτώσεις για τη δυτική, βόρεια και νότια ροή ανέμου. Αποτελούν χαρακτηριστικό παράδειγμα των διαφορών που μπορούν να υπάρξουν στο κατακόρυφο προφίλ θερμοκρασίας και ανέμου.



Σχήμα 6.3.1: Αντιπροσωπευτικά τεφιγράμματα για τη δυτική, βόρεια και νότια κυκλοφορία (13/09/09, 20/07/10, 15/05/10, αντίστοιχα), (Λάρισα: Θερμοκρασία - κόκκινο, σημείο δρόσου -γαλάζιο, άνεμος - πράσινο, Θεσσαλονίκη: Θερμοκρασία- μπλε, σημείο δρόσου- πράσινο, άνεμος- κόκκινο).

Στην περίπτωση του δυτικού ανέμου (Σχήμα 6.3.1, 13/09/09) η κύρια διαφορά μεταξύ των τεφιγράμμάτων είναι στη διαθέσιμη υγρασία. Στη Θεσσαλονίκη, η ατμόσφαιρα είναι σχεδόν κορεσμένη από υδρατμούς στα 700hPa, ενώ στη Λάρισα υπάρχει μια λιγότερη υγρή αέρια μάζα στο στρώμα 850-700hPa. Η διαφορά στη θερμοκρασία στην επιφάνεια είναι μικρή της τάξης του 1°C.

Κατά την επικράτηση βόρειου ρεύματος (Σχήμα 6.3.1, 20/07/10), η διαφορά στη θερμοκρασία στα 1000hPa είναι 2,5°C και μειώνεται στα ανώτερα ισοβαρικά επίπεδα. Στα 750hPa η ατμόσφαιρα στη Λάρισα περιέχει μεγάλη ποσότητα υδρατμών ($T-T_d=3,2^{\circ}\text{C}$) σε αντίθεση με τη Θεσσαλονίκη, όπου η διαφορά $T-T_d$ είναι μεγαλύτερη (8,8°C).

Τέλος, όταν η ροή του ανέμου στα 700hPa είναι από νότια διεύθυνση (Σχήμα 6.3.1, 15/05/10), η διαφορά θερμοκρασίας στην επιφάνεια είναι της τάξης των 3°C. Η διαφορά στην υγρασία στις δύο πόλεις εντοπίζεται ως προς το ύψος που εμφανίζεται. Για τη Θεσσαλονίκη το υγρότερο τμήμα της ατμόσφαιρας βρίσκεται στα 900hPa, ενώ για τη Λάρισα στα 800hPa, όπου είναι και πιο έντονη.

Συμπερασματικά, και στην περίπτωση της ανάλυσης και σύγκρισης των κατακόρυφων προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου με βάση τον επικρατούντα άνεμο στα 700hPa, οι δύο περιοχές προς μελέτη δεν επηρεάζονται από αέριες μάζες με τα ίδια θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά, όχι μόνο στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, αλλά και στα μεσαία.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

7.1 Γενικά συμπεράσματα

Παρά το γεγονός ότι τα μέσα για την πρόγνωση του καιρού έχουν βελτιωθεί και αναβαθμιστεί, η ακρίβεια στην πρόγνωση και κατανόηση του φαινομένου της χαλαζόπτωσης αποτελεί πρόκληση για τους μετεωρολόγους. Αυτό οφείλεται κυρίως στην πολυπλοκότητα των διεργασιών που είναι υπεύθυνες για το σχηματισμό του χαλαζιού, αλλά και στο έντονο ανάγλυφο της περιοχής μελέτης, όπως αυτό της Θεσσαλίας.

Σκοπός στην παρούσα διατριβή είναι η μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Θεσσαλίας. Μέσου της μελέτης αυτής επιχειρήθηκε να δημιουργηθεί ένα στατιστικό μοντέλο, το οποίο να βασίζεται σε παραμέτρους που χαρακτηρίζουν τις χαλαζοκαταιγίδες και θα συμβάλλει στην καλύτερη πρόγνωση-εκτίμηση του φαινομένου. Έτσι, εξετάστηκαν τα συνοπτικά, θερμοδυναμικά και δυναμικά χαρακτηριστικά των χαλαζοκαταιγίδων για να συμπεριληφθούν στο μοντέλο-αλγόριθμο. Η εφαρμογή και χρήση του αλγορίθμου, σε συνδυασμό με άλλες μεθόδους, θα ενισχύσει αρχικά την κατανόηση του φαινομένου στην περιοχή της Θεσσαλίας και θα βοηθήσει στην αποτελεσματικότερη πρόγνωση-εκτίμηση και στην έγκυρη προστασία των καλλιεργειών από το χαλάζι.

Για την επίτευξη του σκοπού της εργασίας αυτής θεωρείται ένα σύνολο ημερών χαλαζόπτωσης κατά τους μήνες Απρίλιο-Σεπτέμβριο (θερμή περίοδος του έτους) για τα έτη 2006-2010. Τα δεδομένα αντλήθηκαν από τις ραδιοβολίσσεις που πραγματοποιούνται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στη Θεσσαλονίκη για τις 12UTC. Το αρχικό σύνολο δεδομένων περιείχε 227 ημέρες χαλαζόπτωσης. Οι μετεωρολογικές και θερμοδυναμικές μεταβλητές που υπολογίζονται από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων επιμερίζονται σε κατηγορίες που αφορούν τους παράγοντες δημιουργίας του φαινομένου, όπως δυναμικά και θερμοδυναμικά αίτια, αστάθεια, υγρασία, κλπ.

Για την ανάλυση των δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν δύο στατιστικές μέθοδοι: η μέθοδος της πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης και της πολλαπλής μη γραμμικής παλινδρόμησης,

όπου και στις δύο περιπτώσεις χρησιμοποιήθηκαν συντελεστές βαρύτητας για την κάθε ανεξάρτητη μεταβλητή.

Τα συμπεράσματα που προκύπτουν από τη μελέτη αυτή περιγράφονται παρακάτω:

- Ως εξαρτημένη μεταβλητή του μοντέλου-αλγορίθμου επιλέγεται η μέγιστη ανακλαστικότητα του ραντάρ καιρού. Από τη μελέτη της κατανομής της μέγιστης ανακλαστικότητας αποδεικνύεται ότι προσεγγίζει την κανονική κατανομή με τις μεγάλες τιμές της ανακλαστικότητας να υπερέχουν, όπως καταδεικνύεται από την αρνητική τιμή του συντελεστή λόξωσης (Skewness).
- Ως ανεξάρτητες μεταβλητές χρησιμοποιήθηκαν δείκτες αστάθειας, καθώς και δυναμικοί, θερμοδυναμικοί, μικροφυσικοί και εν γένει μετεωρολογικοί παράμετροι. Από τις συσχετίσεις των μεταβλητών αυτών με τη μέγιστη ανακλαστικότητα προκύπτει πως οι παράγοντες που την αποδίδουν καλύτερα είναι: οι δείκτες αστάθειας Showalter, Lifted και K, ενώ οι μετεωρολογικές παράμετροι περιλαμβάνουν τη θερμοκρασία στο επίπεδο ελεύθερης συμπίκνωσης (Tlcl), τη μέση δυνητική θερμοκρασία του στρώματος ανάμειξης (PT), τη μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW) και τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου (Td).
- Οι γραμμικές και μη γραμμικές συσχετίσεις της μέγιστης ανακλαστικότητας με καθεμία από τις παραπάνω μεταβλητές δεν είναι πολύ ικανοποιητικές. Ο αλγόριθμος που σχηματίζεται με τη μέθοδο της πολλαπλής μη γραμμικής παλινδρόμησης με βάρη, εφαρμόστηκε στην «εξερευνητική» και «επιβεβαιωτική» περίοδο και μπορεί να αποδώσει τη μέγιστη ανακλαστικότητα σε ποσοστό 56,48% και 59,3%, αντίστοιχα. Τα ποσοστά αυτά κρίνονται μη ικανοποιητικά.
- Λόγω της δυσκολίας που αντιμετωπίζεται στην εκτίμηση της μέγιστης ανακλαστικότητας με τη συνδυαστική χρήση των προϊόντων της ραδιοβόλισης, έγινε προσπάθεια σύνθεσης ενός νέου δείκτη για την πρόβλεψη των χαλαζοκαταιγίδων. Ο δείκτης αυτός ονομάστηκε KD και χρησιμοποιήθηκε ως εξαρτημένη μεταβλητή στον αλγόριθμο που δημιουργείται. Από το διάγραμμα κατανομής προκύπτει πως προσεγγίζει την κανονική κατανομή όπως και η μέγιστη ανακλαστικότητα, μιας και αποτελεί παράγωγο αυτής.

- Εξετάστηκαν οι γραμμικοί συντελεστές συσχέτισης και τα διαγράμματα διασποράς κάθε μιας από τις υποψήφιες ανεξάρτητες μεταβλητές, ώστε να επιλεγούν εκείνες που εμφανίζουν υψηλή συσχέτιση με το δείκτη KD και προσθέτουν φυσική σημασία στον αλγόριθμο. Οι μεταβλητές που επιλέγονται τελικά είναι: το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), η μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το ύψος της θερμοκρασίας του 0°C του υγρού θερμομέτρου (WBZ), το ύψος της ισόθερμης των -5°C (H₋₅), το ισοβαρικό επίπεδο της ισόθερμης των -10°C (P₋₁₀) και ο δείκτης MUCAPE.

- Για τη σύνθεση του αλγορίθμου εξετάστηκαν αρχικά και οι μη γραμμικές σχέσεις μεταξύ του δείκτη KD και των ανεξάρτητων μεταβλητών. Βρίσκοντας τις βέλτιστες μη γραμμικές συσχετίσεις, έγινε η σύνθεση του μη γραμμικού αλγορίθμου KD(NL) με συντελεστές βαρύτητας, που εκφράζουν τους συντελεστές συσχέτισης. Επιπρόσθετα, στη συνέχεια, δημιουργήθηκε και ο «γραμμικός» αλγόριθμος KD(L), χρησιμοποιώντας τους γραμμικούς συντελεστές συσχέτισης στον υπολογισμό των συντελεστών βαρύτητας.

- Το ποσοστό εκτίμησης του δείκτη KD για το μη γραμμικό μοντέλο παλινδρόμησης είναι 87,1% για την εξερευνητική περίοδο και 89,3% για την επιβεβαιωτική περίοδο. Τα αντίστοιχα ποσοστά για το γραμμικό μοντέλο παλινδρόμησης είναι 86% και 85%. Παρά το γεγονός ότι τα ποσοστά πρόβλεψης-εκτίμησης των δύο μοντέλων δεν έχουν μεγάλη διαφορά, επιλέχθηκε ως πιο αντιπροσωπευτικό για τη μελέτη του χαλαζιού το μη γραμμικό μοντέλο. Λόγω της πολυπλοκότητας των διεργασιών που συμβάλλουν στην ανάπτυξη των χαλαζοκαταιγίδων, οι σχέσεις μεταξύ των μεταβλητών δεν μπορούν να θεωρηθούν γραμμικές και έτσι η χρήση της μη γραμμικής εξίσωσης προσδίδει μεγαλύτερη φυσική σημασία στη μαθηματική έκφραση του αλγορίθμου.

- Ο δείκτης KD κατατάσσει τις χαλαζοκαταιγίδες ανάλογα με την έντασή τους σε ήπιας, μέτριας και μεγάλης έντασης. Η ένταση αναφέρεται στην τιμή της ανακλαστικότητας που καταγράφεται από το ραντάρ καιρού. Το μη γραμμικό μοντέλο εφαρμόζεται στις τρεις κατηγορίες έντασης των χαλαζοκαταιγίδων για την εξερευνητική περίοδο και το ποσοστό επιτυχίας του είναι ικανοποιητικό για την 1^η και 3^η κατηγορία με αντίστοιχα ποσοστά 74,2% και 63,2%. Στη 2^η κατηγορία το ποσοστό είναι μόλις 41,6%, που πιστεύεται ότι οφείλεται στο μεταβατικό στάδιο των δύο ακραίων κατηγοριών.

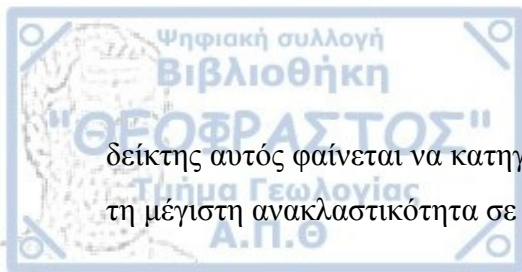
- Έγινε εφαρμογή της μη γραμμικής έκφρασης του δείκτη KD στις συνοπτικές καταστάσεις που περισσότερο ευνοούν τη δημιουργία χαλαζοκαταιγίδων. Οι συνοπτικές καταστάσεις στις οποίες εφαρμόστηκε είναι οι L-1, L-2, L-3, SW, NW, ZON. Τα ποσοστά επιτυχίας εκτίμησης της τιμής του δείκτη KD είναι αντιστοίχως για τις συνοπτικές καταστάσεις που αναφέρονται: 60,7%, 95,9%, 71,3%, 84,5%, 51,9% και 69,3%. Έγινε ομαδοποίηση των συνοπτικών καταστάσεων στις υφεσιακές (L-1, L-2, L-3), στις κινητικές (NW και SW) και αντικυκλωνικές (H-1, H-2, Ω) καταστάσεις, με τα ποσοστά επιτυχίας στην εκτίμηση του δείκτη KD να είναι 82,1%, 84,4% και 96%, αντίστοιχα.

- Η χαμηλή συσχέτιση της μέγιστης ανακλαστικότητας με τους δείκτες αστάθειας οδήγησε στην περαιτέρω μελέτη των αιτιών. Πραγματοποιήθηκε σύγκριση των κατακόρυφων προφίλ θερμοκρασίας, υγρασίας και ανέμου, όπως προκύπτουν από το WRF, για τη Λάρισα και τη Θεσσαλονίκη. Η σύγκριση αρχικά έγινε ανά συνοπτική κατάσταση και έπειτα με βάση τη ροή του ανέμου στα 700hPa. Σ' όλες τις συνοπτικές καταστάσεις εντοπίζονται διαφορές ως προς το προφίλ της θερμοκρασίας, αλλά και της υγρασίας. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει πως τις ημέρες με αστάθεια, πιθανόν η ραδιοβόλιση της Θεσσαλονίκης να μην είναι πλήρως αντιπροσωπευτική για την ατμοσφαιρική κατάσταση στη Θεσσαλία.

7.2 Ειδικά συμπεράσματα

- Οι τιμές της μέγιστης ανακλαστικότητας από το ραντάρ καιρού της Θεσσαλίας φαίνεται να μη συσχετίζονται πάντοτε με τους δείκτες αστάθειας και τις μετεωρολογικές παραμέτρους που περιγράφουν την αστάθεια προερχόμενες από τις ραδιοβολίσσεις στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Αντίστοιχες μελέτες στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας δείχνουν πως υπάρχει συσχέτιση της μέγιστης ανακλαστικότητας με τα προϊόντα των ραδιοβολίσεων (Αντωνίου, 2017). Για το λόγο αυτό, δεν είναι εφικτό να δημιουργηθεί ένα στατιστικό μοντέλο πρόγνωσης-πρόβλεψης της μέγιστης ανακλαστικότητας στη Θεσσαλία.

- Η δημιουργία ενός νέου δείκτη, ο οποίος υπολογίζεται από το μη γραμμικό συνδυασμό δεικτών αστάθειας και μετεωρολογικών-ατμοσφαιρικών παραγόντων, ανοίγει τους ορίζοντες για νέες μελέτες πάνω στις χαλαζοκαταιγίδες στην περιοχή της Θεσσαλίας. Ο

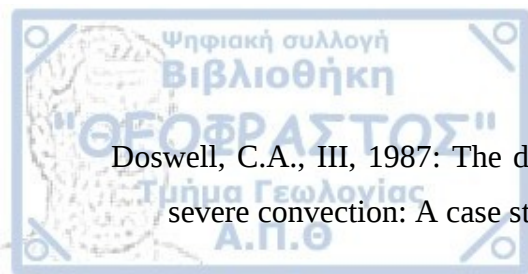


δείκτης αυτός φαίνεται να κατηγοριοποιεί ικανοποιητικά την ένταση των καταιγίδων με βάση τη μέγιστη ανακλαστικότητα σε τρεις κατηγορίες.

- Οι ραδιοβολίσσεις που πραγματοποιούνται στο αεροδρόμιο «Μακεδονία» στη Θεσσαλονίκη, πιθανόν να μην είναι πάντοτε αντιπροσωπευτικές της αστάθειας και των συνθηκών δημιουργίας των χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή της Θεσσαλίας. Έτσι, η χρήση τους ως εργαλείο πρόγνωσης δεν συνιστάται στη Θεσσαλία και θα πρέπει να χρησιμοποιούνται ως ένα δεύτερο μέσο εκτίμησης, σε συνδυασμό με άλλες τεχνικές και μέσα.



- Antonov, V. S. and Kh. Medaliev, 1969: The relationship between the complex of radar characteristics of clouds and the atmosphere and the form of precipitation falling to the ground. Meteor. I Gidrol., Moscow, No. 4, 84-85.
- Bampzelis D. and T. Karacostas., 2012: Radar derived storm characteristics over central Greece., Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, C.G. Helmis and P.T. Nastos (eds.), Springer Atmospheric Sciences, 27-33, DOI 10.1007/978-3-642-29172-2_5.
- Barry, R.G. and A.H. Perry, 1973: Synoptic Climatology. Methuen and Co Ltd, London, 555pp.
- Battan, L. J., 1973: *Radar observation of the atmosphere*. The University of Chicago Press, pp.324.
- Bennetts, D.A., E. McCallum and J.R. Grant, 1986: CumulonihPaus clouds:an introductory review. Meteorol. Mag., 115, 242-257.
- Billet, J., DeLisi, M., Smith, B.G., 1997: Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. Weather and Forecasting, 12, 154-164.
- Browning, K.A.,1977: The Structure and Mechanisms of Hailstorms. In Hail: A Review of Hail Science and hail Suppression. Edited by Foote, G.B. and Knight, C.A., Met. Monographs, Vol. 16, Amer. Met. Soc., Boston, 1-43.
- Charba, J. P., 1975: Operational scheme for short range forecasts of severe local weather. *Ninth Conf. on Severe Local Storms*, Norman, OK, Amer. Meteor. Soc., 51–57.
- Davison M. and Galvez J., 2015: Presentation theme: Instability Indices.
- Dennis, A. S., 1980: Weather modification by cloud seeding. *International Geophysics Series*, vol. 24, Academic Press, pp. 267.
- Dixon, M. J., and G. Wiener, 1993: TITAN: A radar-based meteorology. J. Atmos. and oceanic technology, 785-797.



Doswell, C.A., III, 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Wea. Forecasting*, 2, 3-16.

Fawbush, E. J. and R. C. Miller, 1953: A method for forecasting hailstone size at the Earth's surface. *Bull. Of the Amer. Meteor. Soc.*, 34,235-244.

Flocas, A. A. (1984). The annual and seasonal distribution of fronts over central- southern Europe and the Mediterranean. *International Journal of climatology*, 4(3), 255-267.

Fotheringham A. S. and P. A. Rogerson, 1993: GIS and spatial analytical problems. *Geographical information systems*, volume 7, No. 1, 3-19.

Galway, J. G., 1956: The lifted index as a predictor of latent instability. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 37, 528-- 100 - 529.

Garcon, E., A. Merino, J. L. Sanchez, S. Fernandez-Gonzalez, E. Garcia-Ortega, L. Lopez, L. Hermida, 2015: Spatial distribution of thermodynamic condition of severe storms in southwestern Europe. *Atmospheric research*, 164-165, 194-209.

George, J. J., 1960: *Weather forecasting for aeronautics*. Academic Press, pp. 411.

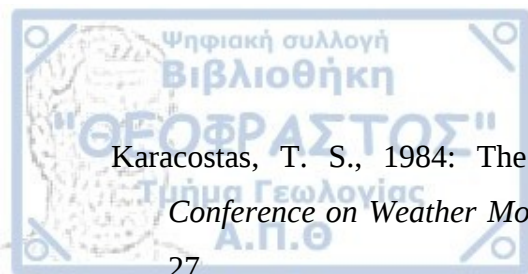
Goudenhoofdt E., Glickman, T., M. Reyniers, L. Delobbe, 2010: Long term analysis of convective storm tracks based on C-band radar reflectivity measurements. Sixth European Conference on radar in meteorology and hydrology, Sibiu, Romania, 6-10 SeptehPaer 2010.

Hess, P and H. Brezowsky, 1969: Katalog der Großwetterlagen Europas. 2.Neu barb.u.erg.Aufk., Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 113, Selbstverlag des DWD, Offenbach a.m.

Houze, R.A. *Cloud Dynamics*. Academic Press Inc, San Diego, 1993, 573pp

Huntrieser H., H.H. Schiesser, W. Schmid and A. Waldvogel, 1997: comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Weather and Forecasting*, 12, 108-125.

Huschke, R. E., 1959: Glossary of Meteorology Amer. Met. Soc., Boston, MA.



Karacostas, T. S., 1984: The design of the Greek Hail Suppression Program. *Ninth Conference on Weather Modification*. Amer. Meteor. Soc., Park City, Utah, U.S.A., 26-27.

Karacostas, T. S., 1990: The development of an index as an aid in forecasting mesoscale convective storms over North-Central Greece. *21st International Conference for Alpine Meteorology, Engelberg, Switzerland*, 227-230.

Karacostas T. S., O. K. Kakaliagou and E. A. Flocas, 1991: An objective evaluation of two instability indices associated for forecasting convective storms of north-central Greece. *Second Yugoslav conference on weather modification*, 51-59.

Karacostas, T. S., 2003: The evaluation of the Greek national hail suppression project. In *Preprints 8th WMO Scientific Conf. on Weather Modification, Casablanca, Morocco*, 267-270.

Karacostas T., Kartsios S., Pytharoulis I., Tegoulis I., Bampzelis D., 2017: Observations and modelling of the characteristics of convective activity related to a potential rain enhancement program in central Greece. In *Atmospheric Research*, Volume 8, 218-228.

Kohler, H., 1988: *Essentials of Statistics*. Scott, Foresman and Company, Illinois, USA.

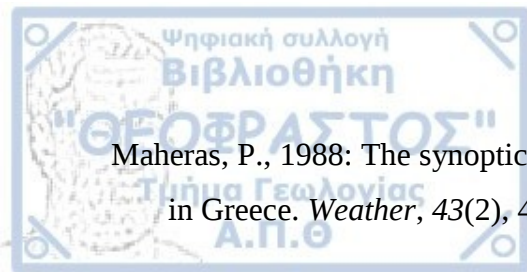
LahPa, H.H., 1972: British Isles weather types and register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971, *Geophysic Memoir*, 116, HMSO, London, 85pp.

List R., 1979: Cloud Physics and Weather Modification. WMO training workshop on weather modification for meteorologists. Direct injection. (Lecture Notes), 17-30.

Livadas G. 1962. The weather in Greece during frost events, (in Greek), Ph.D. Thesis, Aristotle University - 101 - Thessaloniki, Thessaloniki, Greece.

Lopez, L., E. Garcia-Ortega, J. L. Sanchez, 2007: A short-term forecast model for hail. *Atmospheric research* 83, 176-184.

Maheras, P., 1984: Weather type classification by factor analysis in the Thessaloniki area. *J. Climatol.*, 4, 437-443.



Maheras, P., 1988: The synoptic weather types and objective delimitation of the winter period in Greece. *Weather*, 43(2), 40-45.

Maheras, P., I., Patrikas, T. S., Karacostas, and C., Anagnostopoulou, 2000: Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis. *Theoretical and Applied Climatology*, 67(3-4), 205-223.

Marwitz, J. D., 1972: The structure and motion of severe hailstorms. *Journal of applied meteorology*, volume 11, 166-188.

McIlveen, R., 1989: *Basic Meteorology*. Van Nostand Reinhold Publications, Wokingham, 475pp.

Melcon, P., A. Merino, J. L. Sanchez, L. Lopez, E. Garcia-Ortega, 2017: Spatial patterns of thermodynamic conditions of hailstorms in southwestern France. *Atmospheric research* 189, 111-126.

Michalopoulou H. and C. Jacobides, 1987: Instability indices for the Cyprus area. *Meteorology and atmospheric physics*, Volume 37, 153–158.

Milrad Shawn, 2017: *Synoptic Analysis and Forecasting: An introductory Toolkit*. Elsevier, 97-98.

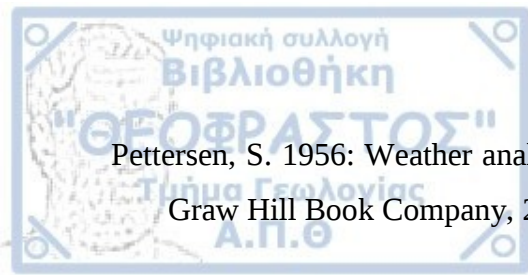
Moncrieff M., Miller MJ, 1976: The dynamics and simulation of tropical cumulonihPaus and squall lines. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 102:373-394.

Morgan J.M. Jr., and P.W. Summers, 1986: Hailfall and hailstorm characteristics. In *Thunderstorm morphology and dynamics*, edited by E. Kessler. Vol 2 of *Thunderstorms: a social, scientific and technological documentary*. 2nd edition, University of Oklahoma Press, Norman and London, 237-257.

Morgan, G., 1992: THETAPLOT, an equivalent potential temperature design. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 47, 259-265.

Muller RA. 1977: *A synoptic climatology for environmental baseline analysis*: New Orleans. *Journal of Applied Meteorology* 16: 20–33

Palmen, E. and C. Newton, 1969: *Atmospheric circulation systems*. Academic Press, NY, 248pp.



Pettersen, S. 1956: Weather analysis and forecasting. Vol I: Motion and motion systems. McGraw Hill Book Company, 2nd ed., 428p.

Pruppacher, H. P., and J. D. Klett, 1978: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, D Reidel Publishing Company, pp. 714.

Rinehart R. E., 1991: *Radar for meteorologists*. 2nd ed., University of North Dakota, pp. 334.

Roberts R.D., and S. Rutledge, 2003: Nowcasting storm Initiation and Growth using GOES-8 and WSR-88D data. *Wea. Forecasting*, 18, Issue 4, 562-584.

Rogers, R. R., and Yau M. K., 1989: *A short course in cloud physics*, 3rd Edition, Pergamon Press Oxford, pp. 290.

ROSSBY, C.-G., 1940: Planetary flow patterns in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*.

Ruffner, J.A. and F.E. Bair, 1979: *The weather almanac*. 2nd ed. AVON Books, 728pp.

Salman, E. M., S. B. Gashina, and B. Sh. Divinskaya, 1969: Radar criteria for dividing thunderstorm and hail activity. *Meteor. I Gidrol.*, Moscow, No. 4, 79-83.

Saucier, W.J., 1955: *Principles of Meteorological Analysis*. The University of Chicago Press. 438pp.

Schaefer, V. J., 1951: *Compendium of meteorology*, Amer. Meteor. Soc., Cloud Physics, pp. 235.

Schiesser H.H. and A. Waldvogel, 2000: Hailstorms. In *Storms*, Vol II. Edited by R. Pielke Jr. and R. Pielke Sr. Routledge Hazards and Disasters Series, Routledge, London, 133-145.

Showalter, A. K., 1953: A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 34, 250-252.

Sioutas, M. and Flocas, H., 1996: Influence of environmental winds on propagation and motion of thunderstorms in northern Greece. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* banner, 26255-26265.

Strong, G. S., Wilson, W. D., 1983: The synoptic index of convection, Part 2: Applications to regional forecasts of convective complexes. *17th CMOS Congr.*, Banff, Alberta, May 3-5, 18.

Sulakvelidze, G. K., N. Sh. Bibilashvili, and V. F. Lapcheva, 1967: Formation of precipitation and modification of hail processes. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalem, 208pp.

Sulakvelidze, G. K., 1968: The work of VGI on the detection of areas of hail formation. Proc. 3rd All-Union Conf. on Radar Meteor. Moscow: Hydromet. Publ. House, 43-49.

Weisman, M.L., and J.B. Klemp, 1986: Characteristics of isolated convective storms. In *Mesoscale Meteorology Forecasting*. Edited by P.S.Ray, A.M.S., Boston. 331-358.

Wilson, J. W., N.A. Crook, C. K Mueller, J. Sun, M. Dixon, 1998: Nowcasting thunderstorms: a status report. *Amer. Meteor. Soc.*, 2077-2099.

Zak, J.A., 1997: *Forecasting Thunderstorms over a 2- to 5-h period by statistical methods*. NASA Contractor Report 2394, USA, 112p.

Αντωνίου, Τζ., 2017: Μελέτη των συνοπτικών, δυναμικών και θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών των χαλαζοκαταιγίδων στην κεντρική Μακεδονία, με αντικειμενικό σκοπό την δυνητικότητα πρόγνωσης αυτών. Μεταπτυχιακή διατριβή ειδίκευσης, Α.Π.Θ., Ελλάδα.

Καρακώστας Θ. Σ., Α. Φλόκας, Ε. Φλόκα, Ο. Κακαλιάγκου και Χ. Ρίζου, 1992: Μελέτη των συνοπτικών καταστάσεων στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. *Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, Θεσσαλονίκη, 469-477.

Καρακώστας, Θ. Σ., 1998: *Σημειώσεις Δυναμικής Μετεωρολογίας*. Α.Π.Θ., Υπηρεσία Δημοσιευμάτων, Θεσσαλονίκη, σελ. 42.

Καρακώστας, Θ. Σ., 1999: *Σημειώσεις φυσικής των νεφών και τροποποίησης καιρού*. Α.Π.Θ., Υπηρεσία Δημοσιευμάτων, Θεσσαλονίκη, σελ. 76.

Καρακώστας, Θ., 2002: Αξιολόγηση του Εθνικού Προγράμματος Χαλαζικής Προστασίας των Καλλιεργειών. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 128σελ.

Κατσιμάρδος, 1979: Δείκτες αστάθειας, εμβαδά θερμοδυναμικών διαγραμμάτων και στατική αστάθεια στον Ελλαδικό χώρο. ΕΜΥ, Αθήνα.

Κολυβά-Μαχαίρα και Μπόρα-Σέντα, 1998: *Στατιστική, Θεωρία και Εφαρμογές*. Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσσαλονίκη.

Μακρογιάννης, Τ.Ι. και Χ.Σ. Σαχσαμάνογλου, 1993: Στοιχεία Γενικής Μετεωρολογίας. Εκδόσεις Art of Text, Θεσσαλονίκη, 320 σελ.

Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 1994: *Στοιχεία γενικής Μετεωρολογίας*. Εκδόσεις Ιανός, Θεσσαλονίκη, σελ. 295.

Μανωλέσου, Α. 2015. Γραμμική και λογιστική παλινδρόμηση. [Κεφάλαιο Συγγράμματος]. Στο Χαλικιάς, Μ., Λάλου, Π., Μανωλέσου, Α. 2015. *Μεθοδολογία έρευνας και εισαγωγή στη Στατιστική Ανάλυση Δεδομένων με το IBM SPSS STATISTICS*. [ηλεκτρ. βιβλ.] Αθήνα:Σύνδεσμος Ελληνικών Ακαδημαϊκών Βιβλιοθηκών. κεφ 7.

Μπαλαφούτης, Χ., 1998: Σημειώσεις Συνοπτικής Κλιματολογίας, Τομέας Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας, Α.Π.Θ.

Μπαμπιζέλης, Δ. 2013: Διερεύνηση συνθηκών εφαρμογής προγραμμάτων αύξησης βροχής: εφαρμογή στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας. Διδακτορική Διατριβή, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Α.Π.Θ.

Πανάρετος Γ., 2017: Σημειώσεις μαθήματος Γραμμικά μοντέλα, Τμήμα Στατιστικής, Οικονομικό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

Πυθαρούλης, Ι., Καρακώστα Π., Καρακώστας Θ., 2017: Μελέτη εκτίμησης – πρόγνωσης χαλαζοκαταιγίδων στην περιοχή Ημαθίας – Πέλλας. Επιστημονικός Τόμος στη μνήμη του Καθηγητή Αθανάσιου Γ. Παλιατσού. από: Κ.Τ.Ε. (Κέντρο Τεχνολογικής Έρευνας), Ε.Μ.Τ.Ε. (Ελληνική Μετεωρολογική Εταιρεία), Τ.Ε.Ι. Πειραιά, Δεκέμβριος 2017, σελίδες:136-145.

Σαχσαμάνογλου, Χ.Σ. και Τ.Ι. Μακρογιάννης, 1998: Γενική Μετεωρολογία. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 367 σελ.

Στολάκη, Σ. Ν., 2004: Μελέτη των χαρακτηριστικών των χαλαζοπτώσεων στην περιοχή Ημαθίας - Πέλλας και εκτίμηση αυτών κατά τη διάρκεια του 21ου αιώνα. *Μεταπτυχιακή*



- Διατριβή Ειδίκευσης. Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Σ.Θ.Ε., Α.Π.Θ.
- Τournaβίτη, Α. Ν., 1999: Συμβολή στη μελέτη της πρόγνωσης χαλαζοκαταιγίδων στο βορειοελλαδικό χώρο. *Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδίκευσης*. Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Σ.Θ.Ε., Α.Π.Θ.
- Τournaβίτη, Α. Ν., Μ. Βάρφη, Θ. Σ. Καρακώστας, 2000: Εφαρμογή της Διακρίνουσας Ανάλυσης στην Πρόγνωση Χαλαζοκαταιγίδων. *Πρακτικά 5ου Πανελληνίου Συνεδρίου Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας*, 28-30 Σεπτεμβρίου, Θεσσαλονίκη, σελ. 187-194.
- Φλόκα, Ε. Α. και Θ. Σ. Καρακώστας, 1988: Συμβολή στην Πρόγνωση καταιγίδων στο Βορειοελλαδικό χώρο. *Meteorologika*, No. 73, σελ. 229-238.
- Φλόκας, Α.Α, 1994: Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Εκδόσεις Ζήτη, Θεσσαλονίκη, 465σελ.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Αντικειμενικός σκοπός της παρούσας διπλωματικής διατριβής είναι η μελέτη των χαλαζοκαταιγίδων και η εύρεση ενός αλγορίθμου που θα συμβάλλει στην δυνητικότητα πρόγνωσης αυτών στην περιοχή της Θεσσαλίας.

Για την επίτευξη αυτού του σκοπού επιλέγεται ένα σύνολο δεδομένων το οποίο αποτελείται από ημέρες που σημειώθηκε χαλαζόπτωση στην περιοχή κατά τις περιόδους Απρίλιο-Σεπτέμβριο τα έτη 2006-2010. Τα δεδομένα προέρχονται από ραδιοβολίσεις στις 12UTC του αεροδρομίου «Μακεδονία» στην Θεσσαλονίκη καθώς είναι ο κοντινότερος μετεωρολογικός σταθμός όπου πραγματοποιούνται ραδιοβολίσεις. Ακόμη, χρησιμοποιούνται δεδομένα του μετεωρολογικού ραντάρ που είναι εγκατεστημένο στην περιοχή. Το σύνολο των δεδομένων χωρίστηκε σε δύο μέρη: στο 80% που αποτελεί την «εξερευνητική» περίοδο και στο 20% που αποτελεί την «επιβεβαιωτική» περίοδο. Έπειτα, υπολογίζονται διάφοροι μετεωρολογικοί παράμετροι και δείκτες αστάθειας που σχετίζονται με το φαινόμενο από άποψη φυσικής και στατιστικής σημασίας.

Για την δημιουργία του στατιστικού μοντέλου-αλγορίθμου χρησιμοποιούνται γραμμικές και μη γραμμικές σχέσεις έχοντας ως εξαρτημένη μεταβλητή την μέγιστη ανακλαστικότητα. Οι ανεξάρτητες μεταβλητές που επιλέγονται πρέπει να περιγράφουν τα χαρακτηριστικά και τις προϋποθέσεις ανάπτυξης μιας χαλαζοκαταιγίδας και η επιλογή τους πραγματοποιείται με μετεωρολογικά και στατιστικά κριτήρια. Έτσι, πρέπει να σχετίζονται και να περιγράφουν την ύπαρξη αστάθειας, υγρασίας, δυναμικών και μικροφυσικών διεργασιών που ευνοούν την ανάπτυξη του φαινομένου. Εκτός από την μέγιστη ανακλαστικότητα, δημιουργείται και μια νέα εξαρτημένη μεταβλητή η οποία συνδυάζει την μέγιστη ανακλαστικότητα με μετεωρολογικές παραμέτρους (δείκτης KD). Με την ίδια μεθοδολογία δημιουργείται ο αλγόριθμος του δείκτη KD, ο οποίος κατατάσσει τις χαλαζοκαταιγίδες ανάλογα με την ένταση τους.

Το στατιστικό κριτήριο για την δημιουργία των αλγορίθμων είναι οι συσχετίσεις των ανεξάρτητων μεταβλητών με την εκάστοτε εξαρτημένη. Στην συνέχεια μέσω της πολλαπλής παλινδρόμησης σχηματίζονται οι τελικοί αλγόριθμοι. Για την μέγιστη ανακλαστικότητα εφαρμόζεται η πολλαπλή μη γραμμική παλινδρόμηση με συντελεστές βαρύτητας, ενώ για τον δείκτη KD εφαρμόζεται επιπλέον και η πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση με συντελεστές

βαρύτητας. Οι μη γραμμικοί αλγόριθμοι εξηγούν καλύτερο το φαινόμενο των χαλαζοκαταιγίδων από στατιστική αλλά και φυσική άποψη.

Ο αλγόριθμος της μέγιστης ανακλαστικότητας έχει ως ανεξάρτητες μεταβλητές τους δείκτες αστάθειας Showalter, Lifted, K ενώ οι μετεωρολογικές παράμετροι περιλαμβάνουν την θερμοκρασία στο επίπεδο ελεύθερης συμπύκνωσης (Tlcl), την μέση δυνητική θερμοκρασία του στρώματος ανάμειξης (PT), την μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW) και την θερμοκρασία του σημείου δρόσου (Td). Ο αλγόριθμος του δείκτη KD περιέχει το υετίσιμο ύδωρ της ραδιοβόλισης (PW), το πάχος του στρώματος 1000-500hPa (THTK), η μέση αναλογία μίγματος στο στρώμα ανάμειξης (r), το ύψος της θερμοκρασίας του 0°C του υγρού θερμομέτρου (WBZ), το ύψος της ισόθερμης των -5°C (H₅), το ισοβαρικό επίπεδο της ισόθερμης των -10°C (P₋₁₀) και ο δείκτης MUCAPE.

Στην συνέχεια, το σύνολο των ημερών ταξινομήθηκε σε κατηγορίες ως προς την συνοπτική κατάσταση που επικρατούσε στην κάθε ημέρα. Μελετήθηκε η συχνότητα εμφάνισης της κάθε συνοπτικής κατάστασης και έπειτα το μοντέλο-αλγόριθμος του δείκτη KD εφαρμόστηκε στις συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν την ανάπτυξη του φαινομένου.

Τέλος, από το αρχικό σύνολο δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 36 ημέρες για την σύγκριση των κατακόρυφων τεφιγραμμάτων όπως προκύπτουν από το WRF για την Λάρισα και την Θεσσαλονίκη. Στόχος της σύγκρισης αυτής είναι η επισήμανση των διαφορών στα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και υγρασίας, τις ημέρες που επικρατεί αστάθεια, στις δύο περιοχές. Το πόρισμα είναι πως οι ατμοσφαιρικές συνθήκες διαφέρουν και ο υπολογισμός των δεικτών αστάθειας για την Λάρισα με χρήση της ραδιοβόλισης της Θεσσαλονίκης δεν είναι έμπιστος.



ABSTRACT

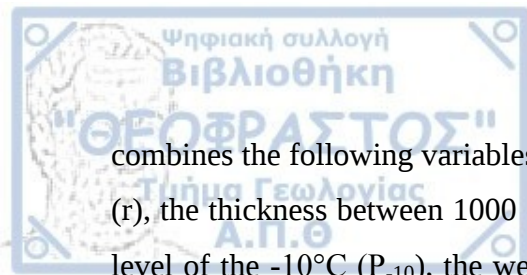
The objective of this thesis is to study the hailstorms and to create an algorithm that will contribute to their predictability potential in Thessaly.

In order to achieve this, a set of data is chosen consisting of hail days during the period April to September 2006-2010 for Thessaly. The data were obtained from atmospheric soundings at 12UTC that have been launched at Macedonia Airport in Thessaloniki, which is the closest meteorological station where soundings are taking place. In addition, radar meteorological data are extracted for the area. All data was divided into two parts: 80% of the "exploratory" period and 20% of the "confirmatory" period. Then, various meteorological parameters and instability indicators related to the phenomenon are calculated in terms of physical and statistical significance.

To create the statistical model-algorithm, linear and nonlinear relations are used, using the maximum reflectivity as the dependent variable. The independent variables that are selected should describe the characteristics and conditions for the development of hailstorms and their selection is carried out using meteorological and statistical criteria. So they have to be related and describe the instability, humidity, dynamic and micro-physical processes that favor the development of the phenomenon. In addition to maximum reflectivity, a new dependent variable is created which combines maximum reflectivity with meteorological parameters. The algorithms of this index, which classifies the hailstorms according to their intensity, are created using the same methodology.

The statistical criterion of the algorithms is the correlation of the independent variables with the dependent one. Then the final expressions are formed through the regression method. For maximum reflectivity, the non-linear regression with weighted coefficients is applied, while for the index, the linear and non-linear regression with weighted coefficients is applied. Non-linear algorithms explain the phenomenon of hailstorms both statistically and physically.

The independent variables that are used for the maximum reflectivity algorithm are: the Showalter (SI), Lifted (LI) and K (KI) indexes and by the meteorological parameters of temperature of the temperature of LCL (T_{lcl}), the mean mixed layer potential temperature (PT), the mean mixed layer mixing ratio (r), the thickness between 1000 -500 hPa (THTK), the precipitable water (PW), and the dew point temperature (T_d). The index algorithm



combines the following variables: precipitable water (PW), the mean mixed layer mixing ratio (r), the thickness between 1000 -500 hPa (THTK), height of the -5°C isotherm (H_{-5}), isobaric level of the -10°C (P_{-10}), the wet bulb zero (WBZ) and the index mucape. Subsequently, the hail days were classified into the upper air synoptic situations. Firstly, the frequency of occurrence for each synoptic condition has been studied and then the model-algorithm of the index has been applied to those that favor the development of the phenomenon.

Finally, from the original data set, 36 days were used to compare the WRF tephigrams for Larissa and Thessaloniki. The aim of this comparison is to highlight the differences in vertical temperature and humidity profiles during the days with instability in the two regions. The conclusion is that atmospheric conditions are different and the calculation of the instability indices for Larissa using the atmospheric soundings of Thessaloniki is not trustworthy.

Πίνακας 1: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων που συμμετέχουν στον αλγόριθμο της μέγιστης ανακλαστικότητα.

	<i>SI</i>	<i>LI</i>	<i>KI</i>	<i>TLCL</i>	<i>PT</i>	<i>r</i>	<i>THTK</i>	<i>PW</i>	<i>T_d</i>
<i>SI</i>	1,00								
<i>LI</i>	0,71	1,00							
<i>KI</i>	1,00	0,71	1,00						
<i>TLCL</i>	-0,01	0,00	-0,01	1,00					
<i>PT</i>	-0,12	-0,07	-0,12	-0,08	1,00				
<i>r</i>	-0,01	0,00	-0,01	1,00	-0,08	1,00			
<i>THTK</i>	1,00	0,70	1,00	-0,01	-0,07	-0,01	1,00		
<i>PW</i>	-0,06	-0,02	-0,05	-0,08	0,53	-0,08	-0,02	1,00	
<i>T_d</i>	-0,01	-0,01	-0,01	-0,01	-0,07	-0,01	-0,01	-0,02	1,00

Πίνακας 2: Έλεγχος στατιστικής σημαντικότητας των συντελεστών συσχέτισης των παραμέτρων που συμμετέχουν στον αλγόριθμο της μέγιστης ανακλαστικότητα.

Showalter Index

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,394 ^a	,155	,151	5,19831

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1028,113	1	1028,113	38,047	,000 ^b
	Residual	5593,636	207	27,022		
	Total	6621,749	208			



Lifted Index

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,420 ^a	,177	,173	5,13877

Model		Sum of Squares	Df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1179,750	1	1179,750	44,676	,000 ^b
	Residual	5492,650	208	26,407		
	Total	6672,400	209			

K Index

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,313 ^a	,098	,094	5,36364

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	651,009	1	651,009	22,629	,000 ^b
	Residual	5983,883	208	28,769		
	Total	6634,892	209			

Temp [K] of the Lifted Condensation Level

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,433 ^a	,188	,184	5,11539

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1258,000	1	1258,000	48,075	,000 ^b
	Residual	5442,781	208	26,167		
	Total	6700,781	209			

Mean mixed layer potential temperature

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,335 ^a	,112	,108	5,35061

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	754,228	1	754,228	26,345	,000 ^b
	Residual	5983,471	209	28,629		
	Total	6737,699	210			



Mean mixed layer mixing ratio

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,460 ^a	,212	,208	5,03136

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1422,858	1	1422,858	56,207	,000 ^b
	Residual	5290,754	209	25,315		
	Total	6713,611	210			

1000hPa to 500hPa thickness

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,374 ^a	,140	,136	5,24553

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	926,015	1	926,015	33,654	,000 ^b
	Residual	5695,734	207	27,516		
	Total	6621,749	208			

Precipitable water [mm] for entire sounding

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,458 ^a	,210	,206	5,04770

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1412,527	1	1412,527	55,438	,000 ^b
	Residual	5325,172	209	25,479		
	Total	6737,699	210			

Θερμοκρασία σημείου δρόσου (Td)

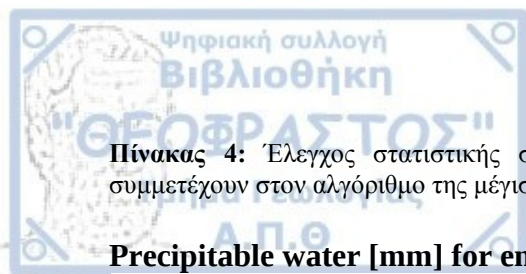
Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,421 ^a	,177	,173	5,17064

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	1190,941	1	1190,941	44,545	,000 ^b
	Residual	5534,253	207	26,736		
	Total	6725,194	208			

Πίνακας 3: Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των παραμέτρων που συμμετέχουν στον αλγόριθμο του δείκτη KD.

	<i>PW</i>	<i>THTK</i>	<i>r</i>	<i>WBZ</i>	<i>H₅</i>	<i>P₋₁₀</i>	<i>MUCAPE</i>
<i>PW</i>	1,00						
<i>THTK</i>	0,70	1,00					
<i>r</i>	0,86	0,74	1,00				
<i>WBZ</i>	0,85	0,92	0,78	1,00			
<i>H₅</i>	0,72	0,96	0,74	0,90	1,00		
<i>P₋₁₀</i>	-0,73	-0,94	-0,74	-0,89	-0,96	1,00	
<i>MUCAPE</i>	0,45	0,63	0,59	0,54	0,53	-0,50	1,00



Πίνακας 4: Έλεγχος στατιστικής σημαντικότητας των συντελεστών συσχέτισης των παραμέτρων που συμμετέχουν στον αλγόριθμο της μέγιστης ανακλαστικότητας.

Precipitable water [mm] for entire sounding

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,631 ^a	,398	,395	12,25482

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	20578,298	1	20578,298	137,024	,000 ^b
	Residual	31087,365	207	150,181		
	Total	51665,662	208			

1000 hPa to 500 hPa thickness

Model Summary				
Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,878 ^a	,772	,770	7,55100

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	39863,011	1	39863,011	699,135	,000 ^b
	Residual	11802,652	207	57,018		
	Total	51665,662	208			



Mean mixed layer mixing ratio

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,697 ^a	,486	,483	11,32873

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	25099,242	1	25099,242	195,568	,000 ^b
	Residual	26566,421	207	128,340		
	Total	51665,662	208			

Wet Bulb Zero

R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
,817 ^a	,668	,666	9,10911

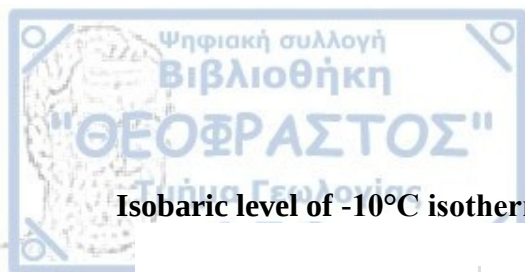
Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	34489,668	1	34489,668	415,659	,000 ^b
	Residual	17175,994	207	82,976		
	Total	51665,662	208			

Height (m) of -5°C isotherm

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,839 ^a	,705	,703	8,58750

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	36400,428	1	36400,428	493,598	,000 ^b
	Residual	15265,234	207	73,745		
	Total	51665,662	208			



Isobaric level of -10°C isotherm

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,793 ^a	,629	,628	9,61783

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	32517,622	1	32517,622	351,532	,000 ^b
	Residual	19148,040	207	92,503		
	Total	51665,662	208			

MUCAPE

Model Summary

Model	R	R Square	Adjusted R Square	Std. Error of the Estimate
1	,620 ^a	,384	,381	12,40006

Model		Sum of Squares	df	Mean Square	F	Sig.
1	Regression	19837,059	1	19837,059	129,012	,000 ^b
	Residual	31828,604	207	153,761		
	Total	51665,662	208			

Πίνακας 5: Έλεγχος στατιστικής σημαντικότητας του μη γραμμικού του μοντέλου-αλγορίθμου της μέγιστης ανακλαστικότητας.

	Sum of Squares SS	Mean Squares MS	F	F significance
Model	1551,84	1551,84	75,87	<0,0001
Error	3211,32	20,45		
Total	4763,16			

Πίνακας 6: Έλεγχος στατιστικής σημαντικότητας του μη γραμμικού του μοντέλου-αλγορίθμου του δείκτη KD(NL).

	Sum of Squares SS	Mean Squares MS	F	F significance
Model	18290,59	18290,59	481,74	<0,0001
Error	6302,69	37,97		
Total	24593,28			

Πίνακας 7: Έλεγχος στατιστικής σημαντικότητας του γραμμικού του μοντέλου-αλγορίθμου του δείκτη KD(L).

	Sum of Squares SS	Mean Squares MS	F	F significance
Model	15068,27	15068,27	473,57	<0,0001
Error	5281,76	31,81		
Total	20350,03			

