



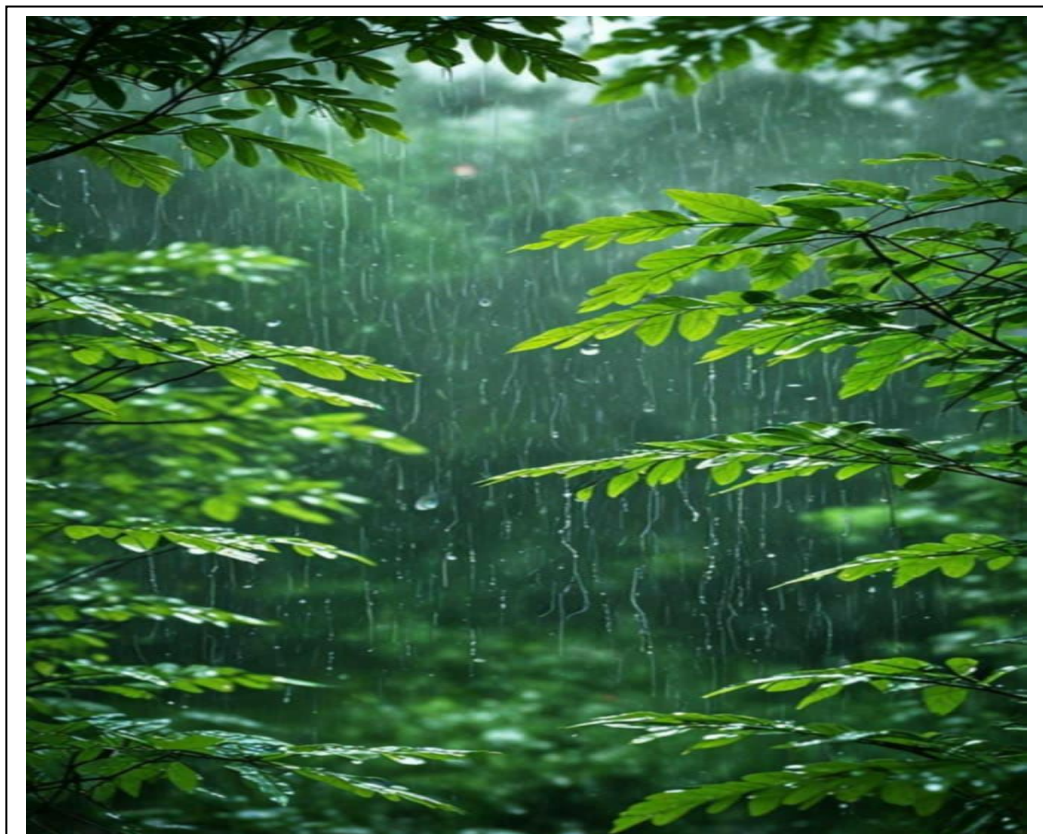
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ- ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΓΟΥΝΑΡΗΣ ΟΔΥΣΣΕΑΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΤΩΝ
ΒΡΟΧΟΦΟΡΩΝ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΚΑΙΡΟΥ ΚΑΤΑ
ΤΗΝ ΨΥΧΡΗ ΠΕΡΙΟΔΟ ΤΟΥ ΕΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΑΙ
ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ





[λευκή σελίδα]



ΓΟΥΝΑΡΗΣ ΟΔΥΣΣΕΑΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 6040

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΤΩΝ ΒΡΟΧΟΦΟΡΩΝ
ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΚΑΙΡΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΨΥΧΡΗ ΠΕΡΙΟΔΟ ΤΟΥ
ΕΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΑΙ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Μετεωρολογίας- Κλιματολογίας

Επιβλέπουσα:

Χριστίνα Αναγνωστοπούλου



© Γούναρης Οδυσσέας Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας-Κλιματολογίας, 2024

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

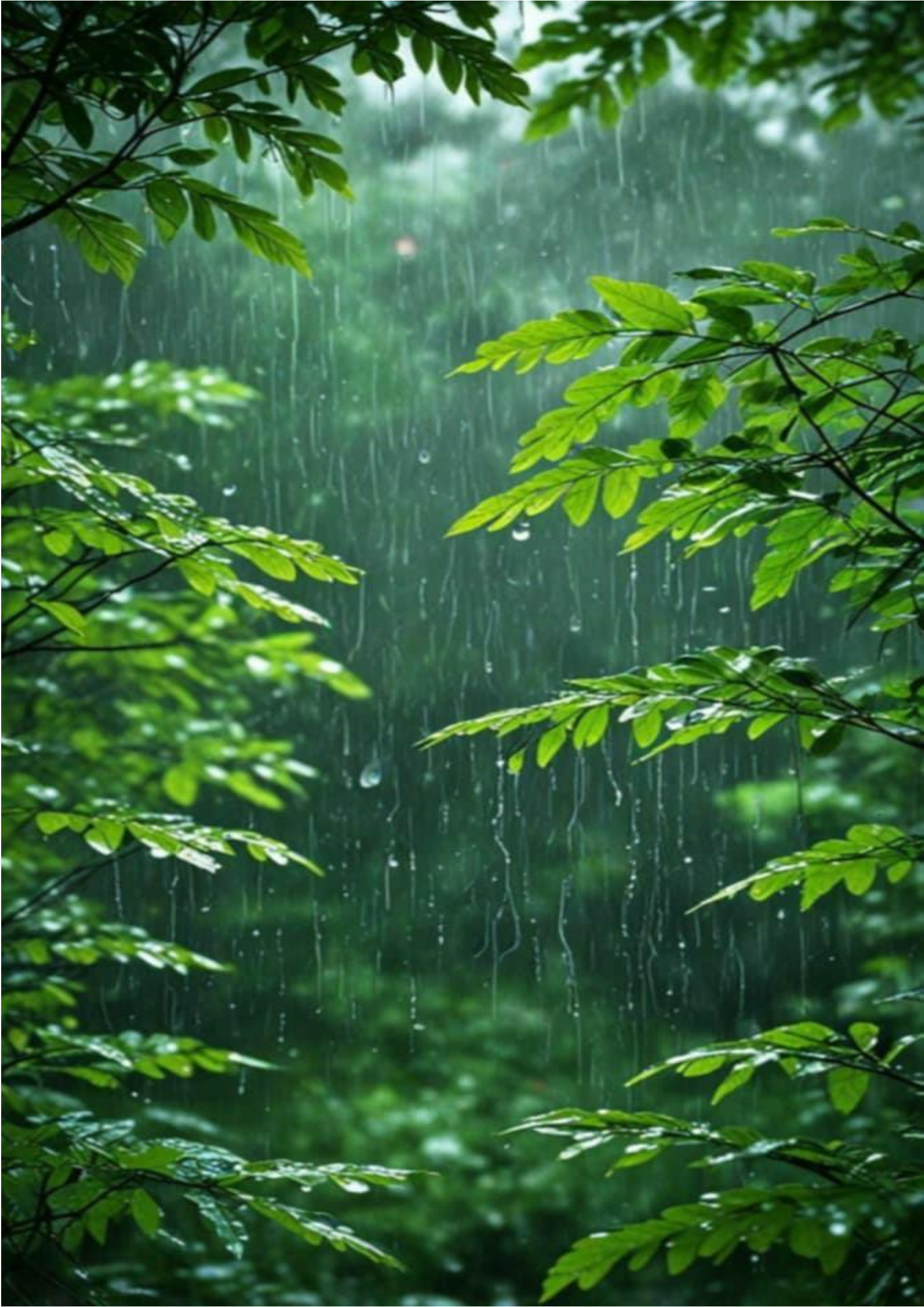
ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΔΥΝΑΜΙΚΗΣ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΤΩΝ ΒΡΟΧΟΦΟΡΩΝ ΣΥΝΟΠΤΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ ΚΑΙΡΟΥ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΨΥΧΡΗ ΠΕΡΙΟΔΟ ΤΟΥ ΕΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΚΕΝΤΡΙΚΗ ΚΑΙ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ – *Διπλωματική Εργασία*

© Gounaris Odysseas, School of Geology, Dept. of Meteorology- Climatology, 2024
All rights reserved.

DYNAMIC CLIMATOLOGY OF SHORT-SCALE RAINFALL WEATHER SYSTEMS OF CENTRAL-NORTHERN GREECE DURING THE COLD PERIOD
– *Bachelor Thesis*

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.





Πίνακας περιεχομένων

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	7
1.1 Κλιματολογική άποψη	7
1.2 Βροχόπτωση στην Ελλάδα	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	8
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΝ	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ	24
4.1. Μηνιαίες διακυμάνσεις	24
4.1.1. Συχνότητα εμφάνισης	24
4.1.2. Βροχόπτωση	25
4.1.3. Δυναμικές παράμετροι	38
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	62
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	65

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το κλίμα της Ελλάδας είναι μεσογειακό. Αυτό σημαίνει ότι αποτελείται από ήπιους και υγρούς χειμώνες, ενώ τα καλοκαίρια χαρακτηρίζονται σχετικά θερμά και ξηρά. Αξίζει να αναφερθεί ότι παρατηρούνται μακρές περίοδοι ηλιοφάνειας κατά τη μεγαλύτερη διάρκεια του έτους.

Η Ελλάδα βρίσκεται μεταξύ των παραλλήλων 34^0 και 42^0 του Βορείου ημισφαιρίου και βρέχεται από την Ανατολική Μεσόγειο. Πιο λεπτομερώς, στις διάφορες περιοχές της Ελλάδας παρουσιάζεται μια μεγάλη ποικιλία κλιματικών τύπων, πάντα μέσα στα πλαίσια του Μεσογειακού κλίματος. Αυτό οφείλεται στην τοπογραφική διαμόρφωση της χώρας που έχει μεγάλες διαφορές υψομέτρου (λόγω μεγάλων οροσειρών κατά μήκος της κεντρικής χώρας αλλά και διαφορετικών ορεινών όγκων), καθώς και στην εναλλαγή ξηράς θάλασσας. Έτσι, από το ξηρό κλίμα της Αττικής και γενικά της Ανατολικής Ελλάδας, μεταπίπτουμε στο υγρό της Βόρειας και Δυτικής Ελλάδας. Τέτοιες κλιματικές διαφορές συναντώνται ακόμη και σε τόπους που βρίσκονται σε μικρή απόσταση μεταξύ τους, γεγονός που παρουσιάζεται σε λίγες μόνο χώρες σε όλο τον κόσμο.

1.1 Κλιματολογική άποψη

Κλιματικά, το έτος μπορεί να χωριστεί κυρίως σε δύο εποχές: την ψυχρή και βροχερή χειμερινή περίοδο, που διαρκεί από τα μέσα του Οκτωβρίου και μέχρι το τέλος του Μαρτίου και τη θερμή και άνομβρη εποχή που διαρκεί από τον Απρίλιο έως και τον Οκτώβριο .

Κατά την πρώτη περίοδο, οι ψυχρότεροι μήνες είναι ο Ιανουάριος και ο Φεβρουάριος, όπου κατά μέσο όρο η μέση ελάχιστη θερμοκρασία κυμαίνεται από $5-10^{\circ}\text{C}$ στις παραθαλάσσιες περιοχές, από $0-5^{\circ}\text{C}$ στις ηπειρωτικές περιοχές και με χαμηλότερες τιμές κάτω από το μηδέν στις βόρειες περιοχές (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

1.2 Βροχόπτωση στην Ελλάδα

Οι βροχές στη χώρα μας, ακόμη και τη χειμερινή περίοδο, δεν διαρκούν για πολλές ημέρες και ο ουρανός της Ελλάδας δεν μένει συννεφιασμένος για αρκετές συνεχόμενες ημέρες όπως συμβαίνει σε άλλες περιοχές της γης. Οι χειμερινές κακοκαιρίες διακόπτονται συχνά κατά τον Ιανουάριο και το πρώτο δεκαπενθήμερο του Φεβρουαρίου από ηλιόλουστες ημέρες, τις γνωστές από την αρχαιότητα «Αλκυονίδες ημέρες». Ακόμη, αξίζει να αναφερθεί ότι η χειμερινή εποχή είναι ηπιότερη στα νησιά του Αιγαίου και του Ιονίου από ό,τι στη Βόρεια και Ανατολική Ελλάδα.



Ένα μεγάλο μέρος της βροχόπτωσης των εξωτροπικών οφείλεται σε συστήματα καιρού συνοπτικής κλίμακας. Μια τυπική τάξη μεγέθους ενός συνοπτικού συστήματος καιρού είναι 500 – 1000 km (Μακρογιάννης και Φλόκα, 2005).

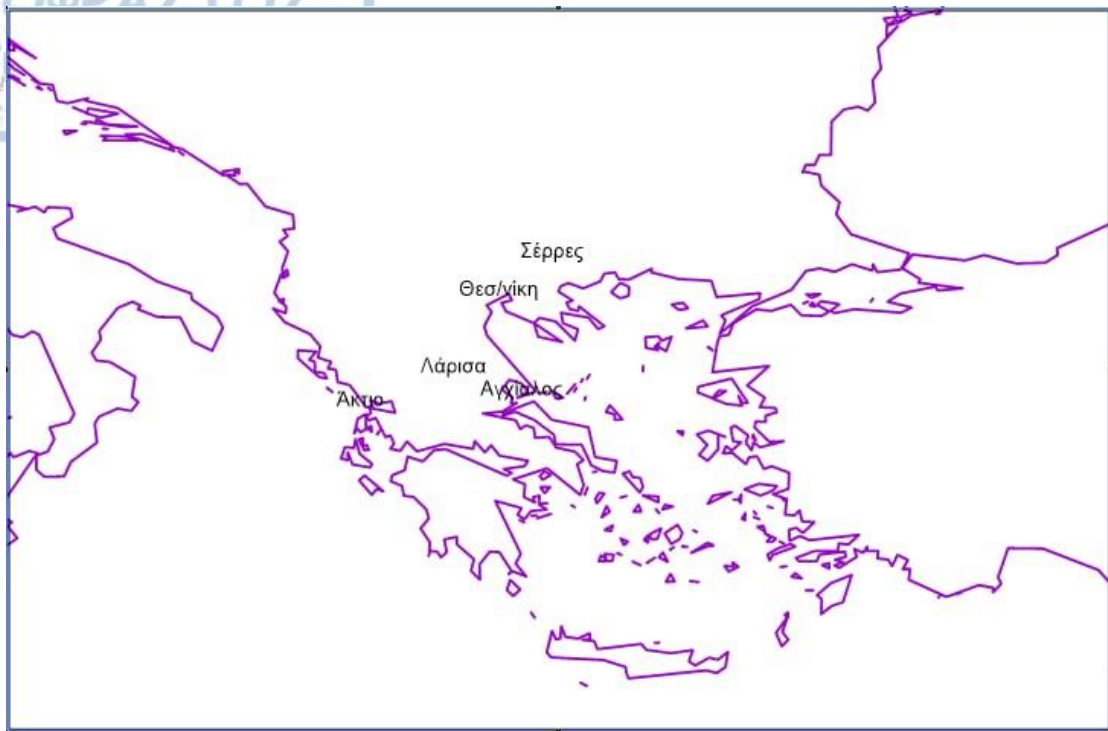
Στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου – Βαλκανίων, η μεγάλη απόσταση από το Atlantic storm track (Wang and Rogers, 2000), καθώς και η δράση της τοπογραφίας (ορογραφικές κυκλογενέσεις, fragmentation μετώπων στα υπήνεμα οροσειρών, δευτερεύουσες κυκλογενέσεις σε θαλάσσιους κόλπους κλπ, Businger et al., 2005; Chen and dell’ Osso, 1986; Cione et al., 1993;), περιορίζουν σημαντικά την παραπάνω αναφερθείσα οριζόντια διάσταση των συνοπτικών συστημάτων καιρού.

Ο στόχος της Πτυχιακής αυτής Διατριβής είναι να εξετάσει τη συμβολή των συνοπτικών βροχοφόρων συστημάτων καιρού στη συνολική βροχόπτωση στην Κεντρική – Βόρεια Ελλάδα, καθώς και να μελετήσει τις διακυμάνσεις της έντασης των συνοπτικών συστημάτων βροχής, κατά τη διάρκεια του ψυχρού τετραμήνου Νοέμβριος – Φεβρουάριος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκαν δύο τύποι δεδομένων, η κλιματική παράμετρος της βροχόπτωσης και ατμοσφαιρικοί/δυναμικοί παράμετροι που συνδέονται με την εμφάνιση της βροχόπτωσης στη συνοπτική κλίμακα. Μελετώνται τα κλιματολογικά χαρακτηριστικά, τόσο της συχνότητας των περιπτώσεων αυτών ανά μήνα και έτος, όσο και των δυναμικών χαρακτηριστικών των αντίστοιχων καιρικών συστημάτων.

Τα κλιματικά δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι δεδομένα ημερήσιας βροχής των σταθμών Θεσσαλονίκη, Λάρισα, Σέρρες και Άκτιο από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY). Η χρονική περίοδος μελέτης είναι η ψυχρή περίοδος του έτους (Νοέμβριο έως Φεβρουάριο) από το 1972 έως το 2012. Για να καλυφθεί το κριτήριο της συνοπτικής κλίμακας, η οριζόντια απόσταση των 300km κρίνεται σκόπιμη. Ειδικότερα, ορίστηκε ως επεισόδιο βροχόπτωσης συνοπτικής κλίμακας η ημέρα όπου παρατηρείται συνεχόμενη (χωρικά) βροχόπτωση στους διαθέσιμους σταθμούς. Η ύπαρξη οροσειρών μεταξύ των σταθμών, ειδικά αυτή της Πίνδου, εξασφαλίζει το ό,τι η βροχόπτωση δεν εξαρτάται από ορογραφικούς παράγοντες, καθώς οι σταθμοί δεν είναι όλοι συγχρόνως υπήνεμοι/προσήνεμοι.



Εικόνα 1: Οι πέντε (5) διαθέσιμοι σταθμοί της ΕΜΥ.

Από το 1972 έως το 2012 παρατηρήθηκαν 98 ημέρες σύγχρονης ημερήσιας βροχόπτωσης στους πέντε διαθέσιμους σταθμούς κατά το ψυχρό τετράμηνο Νοεμβρίου – Φεβρουαρίου.

Οι ατμοσφαιρικές παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι οι δυναμικές παράμετροι της κατώτερης τροπόσφαιρας (μέγιστη τιμή της οριζόντιας θερμοβαθμίδας και της θερμής μεταφοράς) και τα κυκλογενετικά χαρακτηριστικά της ανώτερης τροπόσφαιρας (θετική μεταφορά δυνητικού στροβιλισμού, ψυχρή μεταφορά και ο κυκλωνικός στροβιλισμός κ.α.), εντός ή πλησίον της περιοχής που ορίζουν οι πέντε διαθέσιμοι σταθμοί, κατά την ημέρα της παρατηρούμενης σύγχρονης βροχόπτωσης (D1). Όλες οι παράμετροι προήλθαν από τους χάρτες MSLP/850hPa. Ειδικότερα:

- Η μέγιστη τιμή της **οριζόντιας θερμοβαθμίδας** ($^{\circ}\text{C} / 300\text{km}$)_{850 hPa}, που παρατηρείται κατά την ημέρα της παρατηρούμενης σύγχρονης βροχόπτωσης (D₁), **κάθετα στο ατμοσφαιρικό μέτωπο**, το οποίο συνοδεύει κάθε περίπτωση σύγχρονης βροχόπτωσης. Το μέτωπο αυτό βρίσκεται εντός ή πλησίον της περιοχής, που ορίζουν οι πέντε σταθμοί. Η ισοβαρική στάθμη των 850 hPa βρίσκεται εντός του στρώματος όπου σχηματίζεται η βροχή και, επίσης, είναι μια από τις αντιπροσωπευτικότερες της έντασης ενός μετώπου της κατώτερης τροπόσφαιρας.

- Η μέγιστη τιμή της **θερμής μεταφοράς** ($^{\circ}\text{C}/\text{day}$)_{850 hPa}, που παρατηρείται εντός ή πλησίον της περιοχής, που ορίζουν οι πέντε σταθμοί κατά την ημέρα της παρατηρούμενης σύγχρονης βροχόπτωσης (D_1). Η θερμή μεταφορά είναι μια από τις σημαντικότερες αιτίες ανοδικής κίνησης συνοπτικής κλίμακας και, άρα, σχηματισμού του υπό μελέτη είδους βροχής.
- Η θετική μεταφορά δυνητικού στροβιλισμού (PV, Hoskins et al., 1985; Huo et al., 1998). Ένα υποκατάστατο της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού είναι η σύγχρονη ψυχρή μεταφορά (cold air advection, CAA) και μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (cyclonic vorticity advection, CVA) στα σχετικά ανώτερα τροποσφαιρικά τμήματα, συγκεκριμένα στα 500 hPa. Το εμβαδό (km^2) της περιοχής, όπου οι δύο παραπάνω παράμετροι υπερβαίνουν συγχρόνως τους $10^{\circ}\text{C}/\text{day}$ και $750 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$, αντίστοιχα, είναι η βασική κυκλογενετική παράμετρος, η οποία εξάγεται από τους συνοπτικούς χάρτες των 500hPa. Η περιοχή/παράμετρος αυτή, θα συμβολίζεται ως CAA+CVA στα παρακάτω. Η τιμή της κανονικοποιείται, πολλαπλασιαζόμενη με το anisotropy, που ορίζεται ως το πηλίκο του μικρού προς το μεγάλο άξονα της έλλειψης που προσεγγίζει την περιοχή CAA+CVA.
- Η μέγιστη τιμή της μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού (CVA, Jacobs et al., 2004), που παρατηρείται εντός της περιοχής CAA+CVA.
- Η μέγιστη τιμή της ψυχρής μεταφοράς (CAA), που παρατηρείται εντός της περιοχής CAA+CVA.
- Η μέγιστη τιμή της οριζόντιας θερμοβαθμίδας ($^{\circ}\text{C}/300\text{km}$)_{500 hPa}, κάθετα στο ανώτερο ατμοσφαιρικό μέτωπο (upper level front, ULF_{nt}, Sanders et al., 1991), το οποίο προηγείται upstream της κυκλογένεσης. Η ισοβαρική στάθμη των 500 hPa βρίσκεται εντός του στρώματος, όπου τα ανώτερα μέτωπα λαμβάνουν τη μέγιστη έντασή τους.

Εκτός από τις παραπάνω βασικές, υπάρχουν και δύο (2) ακόμη παράμετροι, που δεν παρατηρήθηκαν σε όλες τις περιπτώσεις, παρά μόνο στα αναπτυσσόμενα (developing) συνοπτικά συστήματα.

- Η αρνητική βαρομετρική τάση (πτώση βαρομετρικής πίεσης) κατά την ημέρα D_1 μέσα σε ένα εξάωρο ($\text{MSLP} - \text{MSLP}_{-6h}$), που παρατηρήθηκε στο κέντρο του βαρομετρικού χαμηλού, που βρισκόταν εντός ή πλησίον της περιοχής των πέντε σταθμών, ανήχθη στο γεωγρ. πλάτος των 40ο (Bergeron). Προφανώς, μόνον αρνητικές τιμές της παραμέτρου αυτής καταγράφηκαν, για να χαρακτηρίσουν τις βαθαινουσες υφέσεις.
- Η μετωπογένεση (frontogenesis), εκφρασμένη ως η αύξηση της έντασης του μετώπου των 850 hPa, που έλαβε χώρα μέσα σε ένα εξάωρο κατά την D_1 .

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΝ

Σε αυτό το κεφάλαιο, περιγράφονται οι συνοπτικοί χάρτες MSLP/850 και 500hPa (Εικόνες 2 έως 16) χαρακτηριστικών περιπτώσεων, κατά τις οποίες παρατηρήθηκαν οι πιο ακραίες τιμές των δυναμικών παραμέτρων, που αναφέρθηκαν παραπάνω. Οι χάρτες σχεδιάστηκαν από δεδομένα GRIB του European Centre for Medium-range.

Στις **Εικόνες 2 έως 16** παρατηρούνται τα εξής : (α) Φόντο: θερμοκρασία στα 850 hPa. Κίτρινες ισόθερμες με ετικέτες ανά 3°C. Μαύρες γραμμές: ισοβαρείς MSLP ανά 4 hPa. Περιοχές όπου η θερμή (ψυχρή) μεταφορά στα 850 hPa ξεπερνάει τους 10°C /ημέρα εσωκλείονται από κόκκινες (μπλε) γραμμές, με βήμα αύξησης 10 °C /ημέρα. (β) Όπως στο (α), αλλά για τα 500 hPa. Μαύρες γραμμές: ισοψείς 500 hPa ανά 60 gpm. Περιοχές όπου η θερμή (ψυχρή) μεταφορά στα 850 hPa ξεπερνάει τους 20°C /ημέρα εσωκλείονται από κόκκινες (μπλε) γραμμές, με βήμα αύξησης 20°C /ημέρα. Περιοχές όπου η μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στα 500 hPa ξεπερνάει κατ' απόλυτη τιμή τα $750 \cdot 10^{-11} s^{-2}$ είναι σκιασμένες κατά τη χρωματική κλίμακα, που βρίσκεται στα δεξιά του σχήματος.

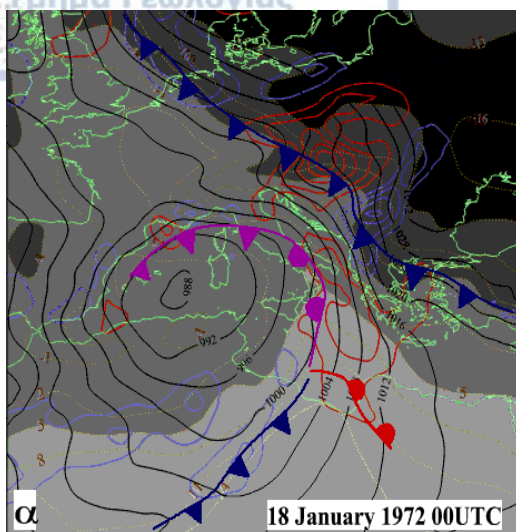
Weather Forecasts (ECMWF, 1999) με τη χρήση του Surfer.

17 και 18 Ιανουαρίου 1972

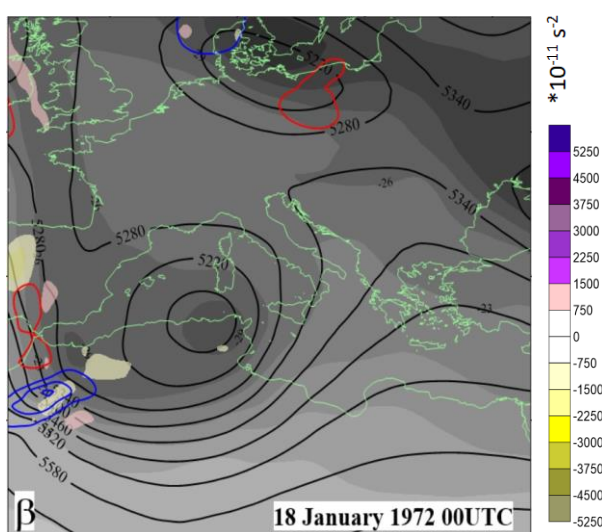
Στις 06UTC 17 Ιανουαρίου 1972 μια βαθιά ύφεση δημιουργήθηκε στη Δυτική Μεσόγειο ως προϊόν ορογραφικής αλλά και βαροκλινικής κυκλογένεσης στα Πυρηναία. Παρά τη βαροτροπικότητα στα χαμηλά στρώματα (Εικ. 2α), στα ανώτερα στρώματα υπήρχε βαροκλινικότητα, το οποίο είχε ως αποτέλεσμα τη διατήρηση της επιφανειακής ύφεσης, μέσω μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού από την τροπόπαυση (Εικ. 2β). Τόσο η ύφεση, όσο και η ανώτερη trough κατέστησαν στάσιμες.

Λόγω του ότι εξαιρετικά ψυχρές μάζες προϋπήρχαν στα κατώτερα τροποσφαιρικά στρώματα στα Βαλκάνια ($T_{850hPa} = -20^{\circ}C$ στη Ρουμανία στις 00UTC 17 Ιανουαρίου, ο χάρτης παραλείπεται), δημιουργήθηκε ένα έντονο θερμό μέτωπο εκεί, ως προϊόν σύγκλισης μεταξύ των θερμών ΝΑ ανέμων, λόγω της ύφεσης της Δυτ. Μεσογείου και των ψυχρών ΑΒΑ, λόγω του Σιβηρικού αντικυκλώνα. Καθώς η ύφεση βρισκόταν αρκετά δυτικά, τα ποσά βροχής ήταν συνολικά περισσότερα στο Άκτιο από ό,τι στους υπόλοιπους τέσσερις σταθμούς.

Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της περίπτωσης αυτής ήταν η πολύ έντονη βαροβαθμίδα, κατευθυνόμενη από ΔΝΔ προς ΑΒΑ, αθροιζόμενη σε 54 hPa από την Κεντρο-Δυτική Μεσόγειο έως την Ουκρανία, που συνδυάστηκε με υγρούς ΝΝΑ ανέμους, η ανολίσθηση των οποίων στις ψυχρές Βαλκανικές μάζες, δημιούργησε και τη βροχή συνοπτικού τύπου.



Εικόνα 2α : Χάρτης στα 850 hPa

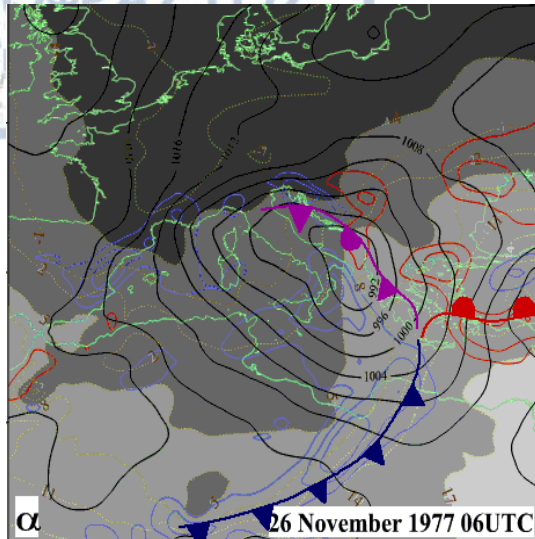


Εικόνα 2β : Χάρτης στα 500 hPa

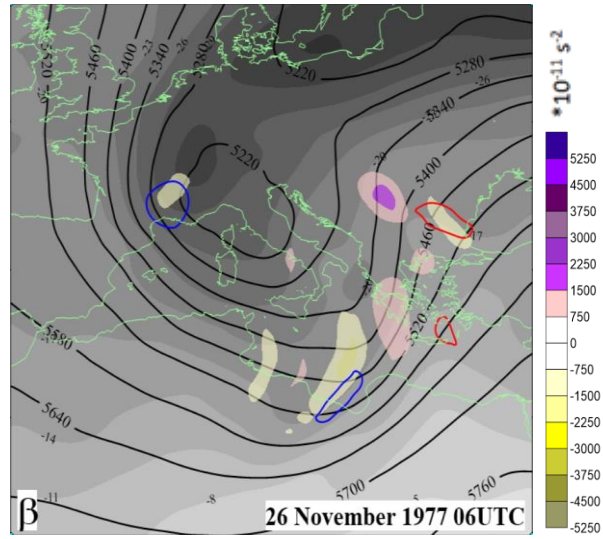
26 Νοεμβρίου 1977

Μια από τις εντονότερες κυκλογενέσεις και τις ελάχιστες τιμές κεντρικής πίεσης του αντίστοιχου βαρομετρικού χαμηλού, που παρατηρήθηκαν στο υπό μελέτη φαινόμενο. Στις 06UTC 26 Νοεμβρίου, στο χάρτη επιφανείας/850hPa (Εικ. 3α), το εν λόγω χαμηλό βρίσκεται στο Βόρειο Ιόνιο και έχει βάθος 988 hPa. Η Νότια Ελλάδα επηρεάστηκε από το θερμό, ενώ η Βόρεια Ελλάδα από το συνεφικμένο μέτωπο, με τους ανέμους να είναι παντού νοτίων διευθύνσεων.

Στο χάρτη των 500 hPa (Εικ. 3β) ο άξονας του ανώτερου αυλώνα (trough) εκτείνεται από την Ιταλία (ελάχιστο ύψος < 5220 gpm), διαμέσου του Ιονίου, έως τη Β. Αφρική. Ο ελληνικός χώρος καλύπτεται από μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (cyclonic vorticity advection, CVA), που, στο μεγαλύτερο τμήμα της χώρας, υπερβαίνει τα $750 \cdot 10^{-11} \text{ s}^{-2}$.



Εικόνα 3α : Χάρτης στα 850 hPa



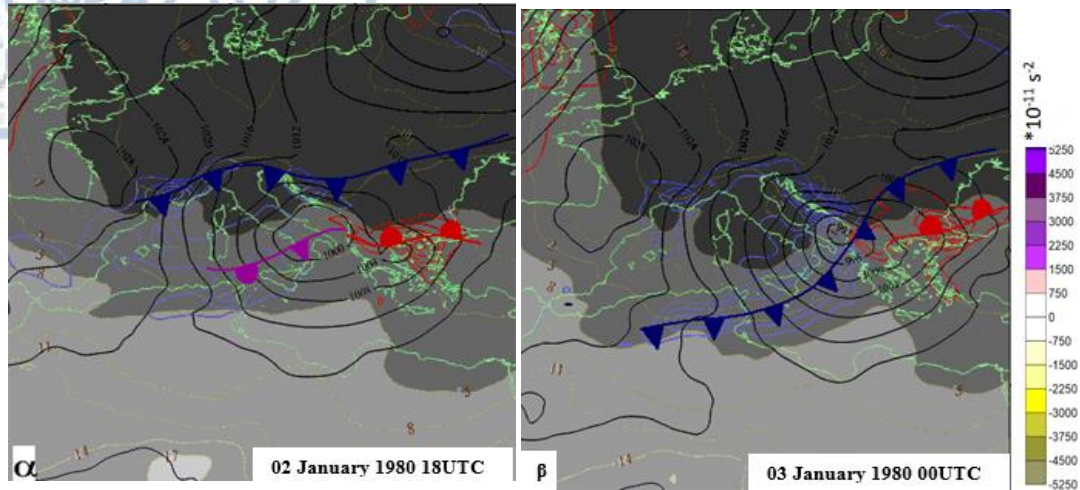
Εικόνα 3β : Χάρτης στα 500 hPa

03 Ιανουαρίου 1980

Έντονη βαροκλινική-ορογραφική (Άλπεις) κυκλογένεση στις βόρειες ακτές της Κεντρικής Μεσογείου. Η ύφεση ακολούθως κινήθηκε προς την Ελλάδα και την επηρέασε (Εικ. 4α και 4β). Η βροχή τη συγκεκριμένη ημέρα οφειλόταν στο συνεσφιγμένο κυρίως μέτωπο, το οποίο μετατράπηκε σε ισχυρό ψυχρό μέτωπο, λόγω συνένωσης με ψυχρό μέτωπο, που προσέγγιζε από τα βόρεια.

Οι δύο χρονικές στιγμές ακριβώς πριν και μετά τη μετωπική συνένωση (frontal merger) εικονίζονται στις Εικ. 4α και 4β, αντίστοιχα. Λόγω της μετωπικής συνένωσης, η ένταση του μετώπου των 850 hPa, αυξάνει κατά 3,6°C/300km κατά το εξάωρο, που παρεμβάλλεται μεταξύ των δύο χαρτών. Κατά τη διάρκεια της μετωπογένεσης, η σύγκλιση προκαλεί ανοδικές κινήσεις, οι οποίες και λαμβάνουν χώρα κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας και οδηγούν στο σχηματισμό βροχής.

Η περίπτωση αυτή αποτελεί και ένα κλασσικό παράδειγμα μετωπικής κυκλογένεσης (frontal cyclogenesis), αφού επάνω στο μέτωπο το υπάρχον βαρομετρικό χαμηλό βαθαίνει κατά 6,17 hPa (κανονικοποιημένη τιμή για το γεωγραφικό πλάτος των 40°N. Βλ. Κεφ. 2. Μεθοδολογία) μεταξύ των δύο χρονικών στιγμών, που εικονίζονται στους χάρτες των Εικ. 4α και 4β.



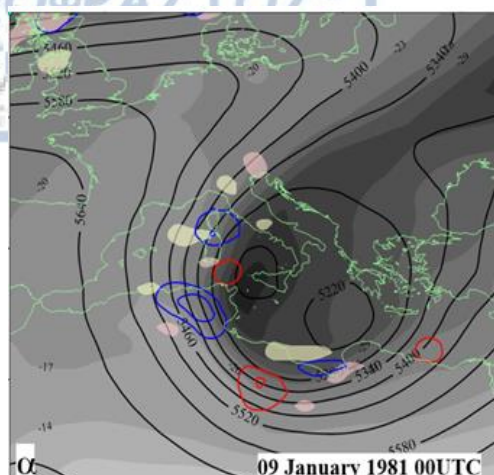
Εικόνα 4α : Χάρτης στα 850 hPa

Εικόνα 4β : Χάρτης στα 850 hPa 6 ώρες αργότερα

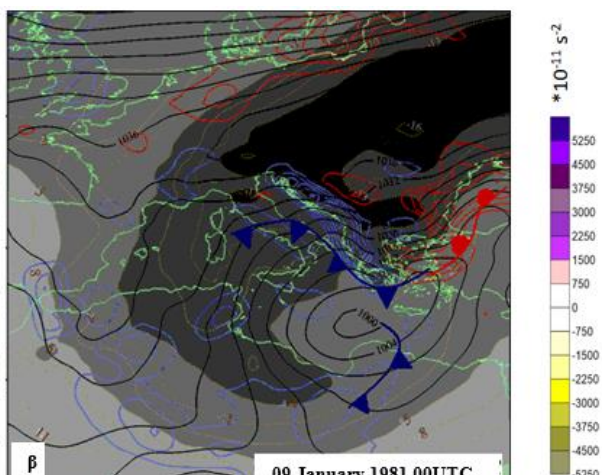
10 Ιανουαρίου 1981

Χαμηλό βαρομετρικό < 1000 hPa στο Λιβυκό Πέλαγος κινείται ΒΑ προς τη Μικρά Ασία και εξασθενεί, συνδυαζόμενο με αντικυκλώνα 1040 στην Αυστρία (Εικ. 5β). Το μεταξύ τους δημιουργούμενο ψυχρό μέτωπο επηρεάζει όλη την ευρύτερη Ελληνική περιοχή καθώς κινείται αργά προς τα νότια. Οι θερμοκρασίες στα 850 hPa έχουν ελάχιστο $< -10^{\circ}\text{C}$ στη ΒΒΔ Ελλάδα, άρα χιονοπτώσεις προφανώς σημειώνονται σε όλη σχεδόν την Κεντρο-Βόρεια χώρα.

Τα γεωδυναμικά ύψη των 500 hPa έχουν ελάχιστη τιμή 5220 gpm στην Κρήτη . Όπως είναι προφανές και από την πολύ χαμηλή αυτή τιμή γεωδυναμικού, οι θερμοκρασίες, μέσα στον αυλώνα των 500 hPa, είναι και αυτές ιδιαίτερα χαμηλές, -40°C στη Β. Αφρική! Ειδικά επάνω από την Τυνησία – Λιβύη και μέσα στο τμήμα του αυλώνα, όπου επικρατεί ΒΔ ρεύμα, εντοπίζεται η μέγιστη ένταση του ανωτέρου μετώπου (upper level front, Sanders et al. 1991) που παρατηρήθηκε στο υπό μελέτη φαινόμενο, $18^{\circ}\text{C}/300\text{km}$ (Εικ. 5α). Προφανώς το χαμηλό των 1000 hPa στην Κεντρο-Ανατολική Μεσόγειο (Εικ. 5β), αποτελεί την απόκριση της μεταφοράς δυνητικού στροβιλισμού (potential vorticity, PV, ref*) διαμέσου της έντονης παρατηρούμενης ανώτερης μετωπικής επιφάνειας στη Β. Αφρική. Λόγω της απουσίας βαροκλινικότητας στα κατώτερα στρώματα, στο σημείο όπου βρίσκεται το χαμηλό, δεν παρατηρείται κυκλογένεση στα κατώτερα στρώματα (Εικ. 5β).



Εικόνα 5α : Χάρτης στα 500 hPa

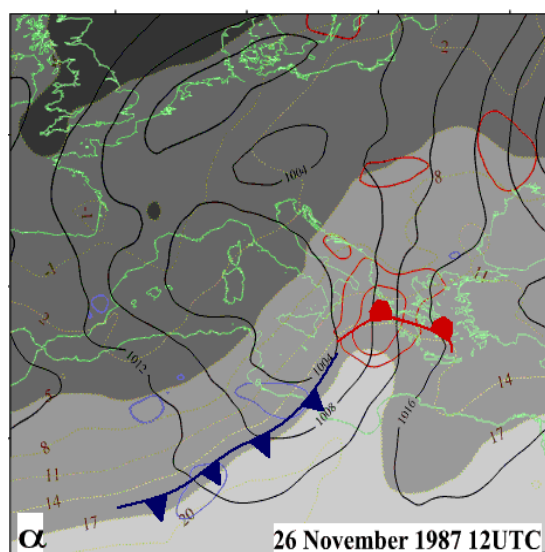


Εικόνα 5β : Χάρτης στα 850 hPa

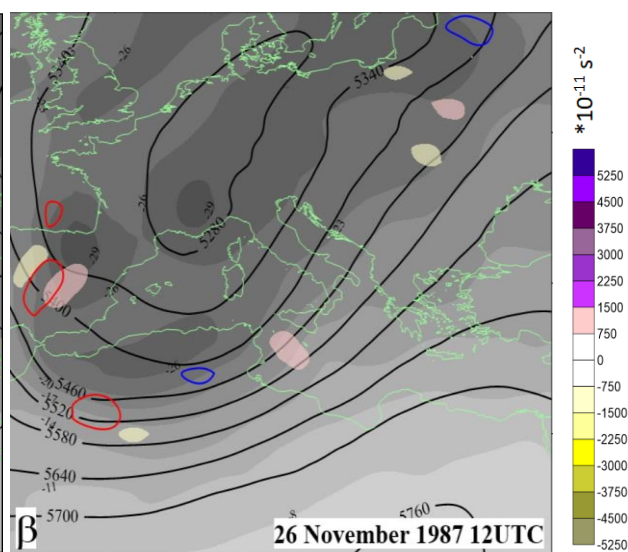
27 Νοεμβρίου 1987

Ο κλασσικός τύπος καιρού, κατά τον οποίο θερμές αέριες μάζες μεταφέρονται από ισχυρό νότιο ρεύμα στην Ελληνική περιοχή (Εικ. 6α), εμπρός από έναν βαθύ Δυτικο-Ευρωπαϊκό αυλώνα (Εικ. 6β). Μόνον ίχνη βροχής παρατηρούνται στη Θεσσαλονίκη, καθώς αυτή βρίσκεται στην ομβροσκιά τριών οροσειρών.

Την προηγούμενη ημέρα της συνοπτικής βροχής (D-1), εκτεταμένη μεταφορά PV λαμβάνει χώρα ακριβώς εμπρός από τον αυλώνα, στην Κεντρική Μεσόγειο, μεταξύ Μάλτας και Β. Αφρικής, σε μια περιοχή εμβαδού 87 km² (μετά την κανονικοποίηση, βλ. Κεφ. 2, Μεθοδολογία), που είναι μια από τις μεγαλύτερες τιμές της μελέτης αυτής. Η θετική αυτή μεταφορά PV, έχει ως αποτέλεσμα, το επόμενο εξάωρο (18UTC 27 Νοεμβρίου), να σχηματιστεί ένα χαμηλό 1000 hPa στη Νότια Ιταλία (ο χάρτης παραλείπεται).



Εικόνα 6α : Χάρτης στα 850 hPa

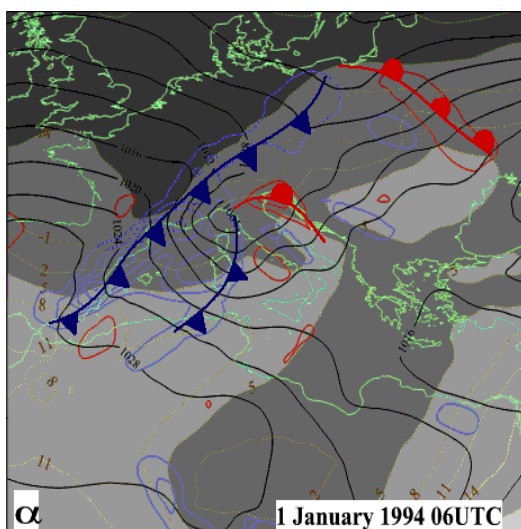


Εικόνα 6β : Χάρτης στα 500 hPa

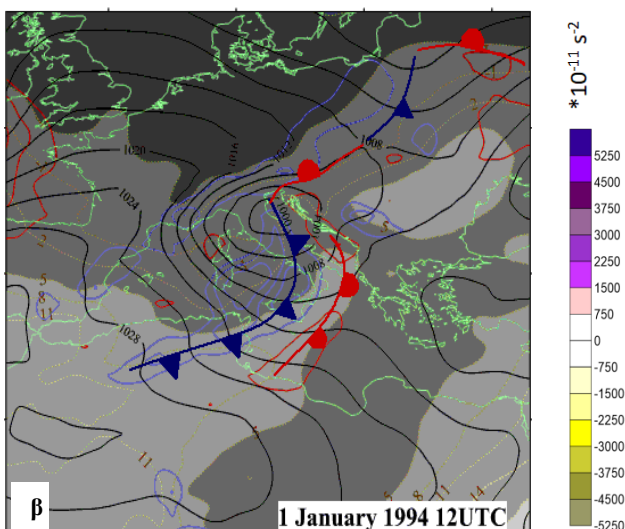
02 Ιανουαρίου 1994

Διαταραχή του ΒΔ ρεύματος στη Δυτική Ευρώπη, αρχικά μικρού μήκους κύματος, αλλά έντονα βαροκλινική, μεγεθύνεται καθώς πλησιάζει στις Άλπεις. Η προκύπτουσα ορογραφική ύφεση επηρεάζει την Ελλάδα, κινούμενη ταχέως, λόγω του ότι το γενικό ανώτερο ρεύμα, στην ευρύτερη περιοχή, παραμένει βορειοδυτικό. Η κατάσταση στα 850 hPa δεν είναι ιδιαίτερα βαροκλινική, με θερμοκρασίες των 850 hPa γενικά > 0 . Στα 500 hPa στη Δυτ. Ελλάδα υπάρχει ελάχιστο -30°C (ο χάρτης παραλείπεται).

Η περίπτωση αναδεικνύει πόσο έντονη μπορεί να είναι η ορογραφική κυκλογένεση, όταν υπάρχει βαροκλινικότητα στα ανώτερα, όχι, κατ' ανάγκη και στα κατώτερα στρώματα. Πράγματι, το βαρομετρικό χαμηλό βαθαίνει κατά 5,15 hPa μεταξύ των δύο χρονικών στιγμών, που εικονίζονται στους χάρτες των Εικ. 7α και 7β, τιμή που είναι από τις μεγαλύτερες καταγραφείσες στη μελέτη αυτή.



Εικόνα 7α : Χάρτης στα 850 hPa

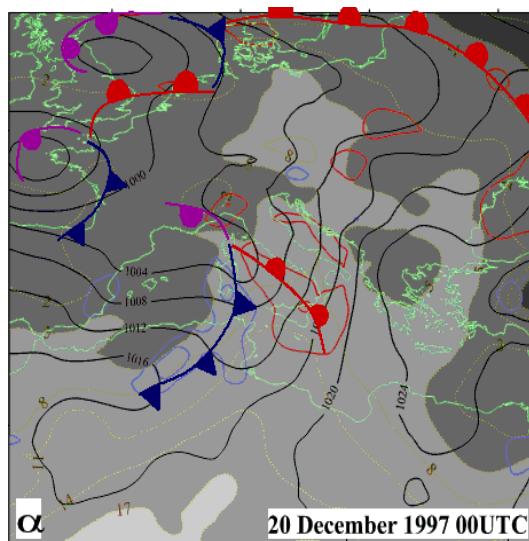


Εικόνα 7β : Χάρτης στα 850 hPa 6 ώρες αργότερα

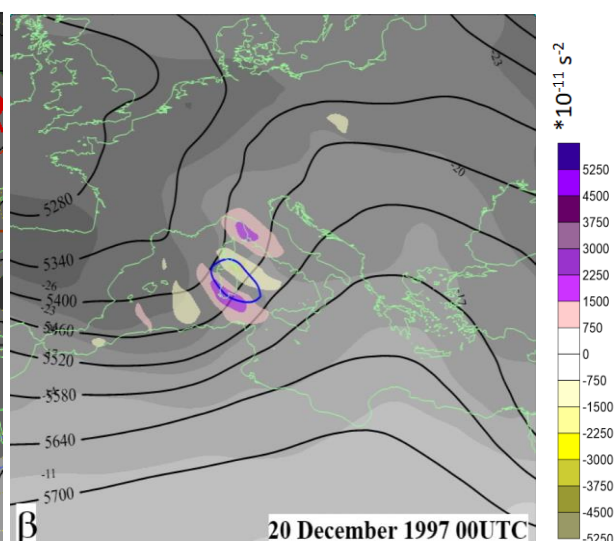
21 Δεκεμβρίου 1997

Στο επεισόδιο αυτό η Ελλάδα επηρεάζεται από δύο διαδοχικές υφέσεις από τα δυτικά, με μέτριας έντασης νότιο (ΝΔ) ρεύμα στην επιφάνεια (500 hPa). Λόγω εξασθένησης ή ακόμη και λύσης των μετώπων, κατά την προσέγγισή τους από ΔΝΔ, η περισσότερη βροχή σημειώνεται στους δυτικότερους σταθμούς. Ένα σχετικά ασθενές ανώτερο μέτωπο πιθανόν συμβάλλει στη βροχόπτωση.

Η περίπτωση αυτή χαρακτηρίστηκε από πολύ έντονη μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (cyclonic vorticity advection, CVA) στην Κεντρο-Δυτική Μεσόγειο, όπου σημειώθηκε η κυκλογένεση, αφού η εν λόγω παράμετρος την D-1 έφτασε τα $\sim 2120 \cdot 10^{-11} \text{s}^{-2}$ (Εικ. 8β).



Εικόνα 8α : Χάρτης στα 850 hPa

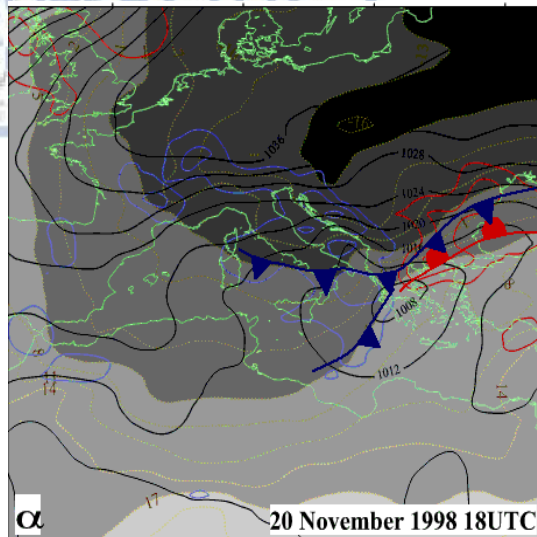


Εικόνα 8β : Χάρτης στα 500 hPa

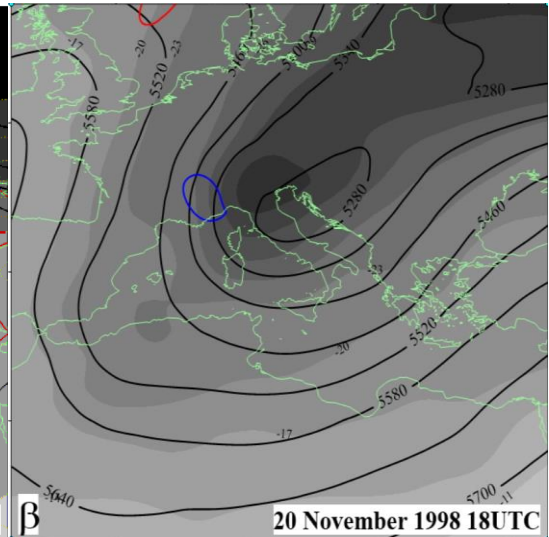
20 και 21 Νοεμβρίου 1998

Μέσα σε μια ήδη υπάρχουσα κυκλωνική κυκλοφορία, ένας αυλώνας οπισθοχωρεί, από τη ΒΑ Ευρώπη, προς την Κεντρική Μεσόγειο, όπου τελικά τα ύψη πέφτουν έως και τα 5260 gpm (Εικ. 9β). Ως αποτέλεσμα, μία ύφεση, που δημιουργείται στο ΝΔ Ιόνιο, συγκλίνει έντονα με τις ψυχρές-Σιβηρικές μάζες στα Βαλκάνια. Μια από τις πιο κλασσικές περιπτώσεις σχεδόν στάσιμου μετώπου, αργά κινούμενου προς βορρά. Στα ΒΒΔ σύνορα $-5^\circ\text{C} < T_{850 \text{ hPa}} < -4^\circ\text{C}$ (Εικ. 9α).

Κατά την πρώτη ημέρα του διήμερου αυτού επεισοδίου, παρατηρήθηκαν από τα μεγαλύτερα ποσά βροχής του υπό μελέτη φαινομένου. Επίσης, σημειώθηκαν από τις μεγαλύτερες εντάσεις του μετώπου των 850 hPa, $13,2^\circ\text{C}/300\text{km}$, όπως φαίνεται στο Εικ. 9α. Αυτό συμβαίνει όταν στα τέλη του φθινοπώρου – αρχές χειμώνα, κατέρχονται στα Ν. Βαλκάνια ψυχρές αέριες μάζες, αφού η Μεσόγειος είναι ακόμη θερμή την εποχή αυτή.



Εικόνα 9α : Χάρτης στα 850 hPa

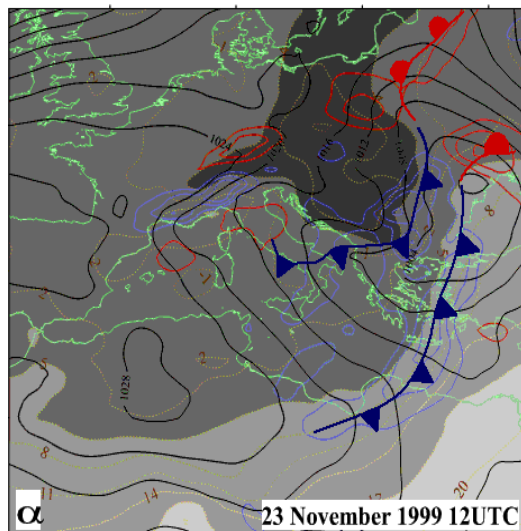


Εικόνα 9β : Χάρτης στα 500 hPa

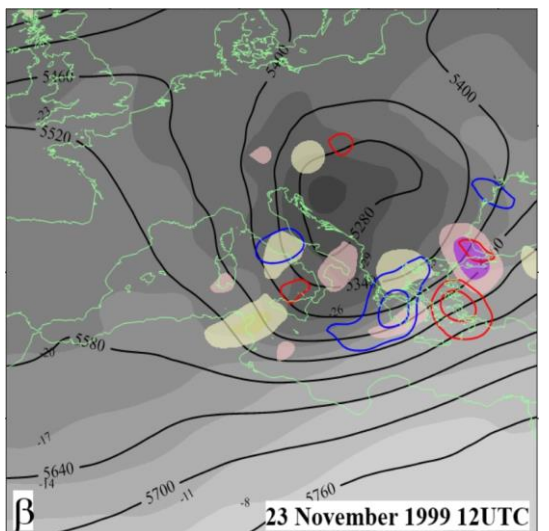
22 και 23 Νοεμβρίου 1999

Ένας βαθύς, αλλά κινητός, Δυτ. – Ευρωπαϊκός αυλώνας (Εικ. 10β) επηρεάζει, παρά τη μερική εξασθένησή του, και την Ελλάδα, τόσο με την ύφεση (Εικ. 10α), που προπορεύεται της κυρίως trough, όσο και με το κυρίως ψυχρό μέτωπο ($T_{850 \text{ hPa}} = -1,5^\circ\text{C}$ στα ΒΒΔ σύνορα), που συνοδεύει την trough αυτή.

Στην περίπτωση αυτή οι άνεμοι, ειδικά των ανώτερων στρωμάτων, είχαν ισχυρή δυτική συνιστώσα στη βάση του αυλώνα (Εικ. 10β), όπου και δημιουργήθηκε έντονη ψυχρή μεταφορά, $\sim 54^\circ\text{C/day}$.



Εικόνα 10α : Χάρτης στα 850 hPa

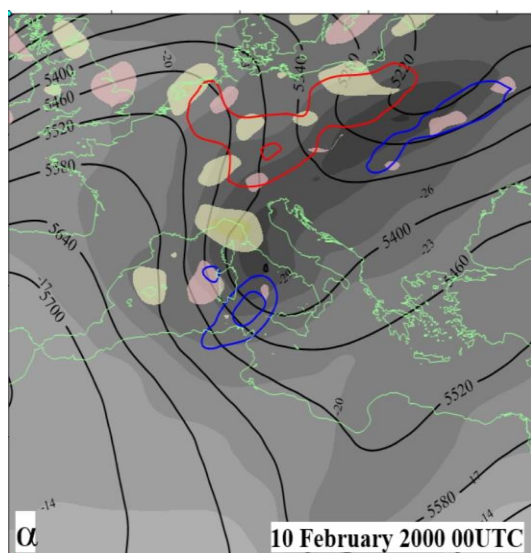


Εικόνα 10β : Χάρτης στα 500 hPa

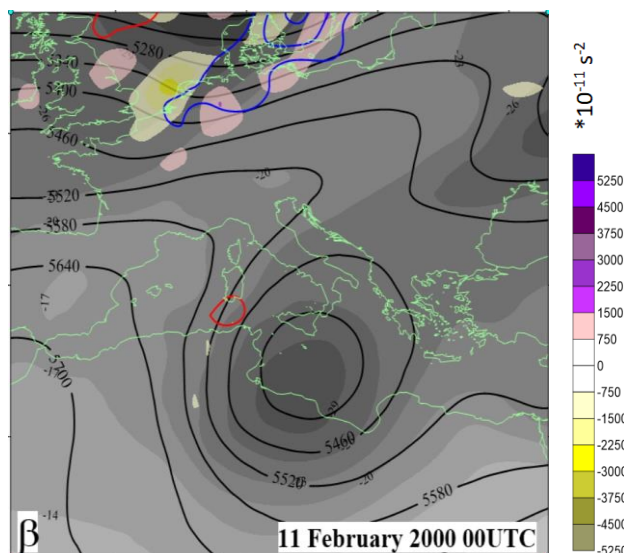
11 και 12 Φεβρουαρίου 2000

Ένα επεισόδιο μερικής επανένωσης κύριου και δευτερεύοντα αυλώνα (trough merger) στην Κεντρική Μεσόγειο. Η κύρια trough είναι μια διαταραχή του δυτικού ρεύματος, που επικρατεί στη Β. Ευρώπη (Εικ. 11α). Η δευτερεύουσα trough τελικά αναπτύσσεται (Εικ. 11β) «εις βάρος» της κύριας, η οποία και απομακρύνεται προς τη Ρωσία, γι' αυτό και οι θερμοκρασίες των 850 hPa μόλις που αγγίζουν το 0 στα ΒΒΔ σύνορα της Ελλάδας (οι αντίστοιχοι χάρτες παραλείπονται). Ο δευτερεύων αυλώνας αποκόπτεται επάνω από την Κεντρική Μεσόγειο, κινούμενος αργά προς την Ανατ. Μεσόγειο – ΒΑ Αφρική και πληρούμενος. Η βροχή οφείλεται στη σύγκλιση μεταξύ του συνεσφιγμένου μετώπου του αβαθούς χαμηλού της δευτερεύουσας trough και του ψυχρού μετώπου της κύριας trough (οι χάρτες επιφανείας παραλείπονται).

Και σε αυτό το επεισόδιο, σημειώθηκε μια από τις μεγαλύτερες τιμές ψυχρής μεταφοράς των 500 hPa, που καταγράφηκαν στη μελέτη αυτή, $\sim 50^\circ\text{C}/\text{day}$, στην Κεντρο-Δυτική Μεσόγειο (Εικ. 11α), μέσα στη ΒΔ ανώτερη ροή, η οποία συντέλεσε στη βάθυνση του δευτερεύοντα αυλώνα.



Εικόνα 11α : Χάρτης στα 500 hPa

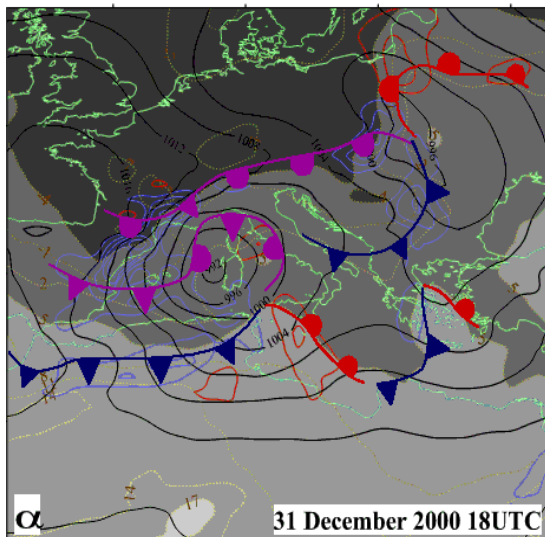


Εικόνα 11β: Χάρτης στα 500 hPa 24 ώρες αργότερα

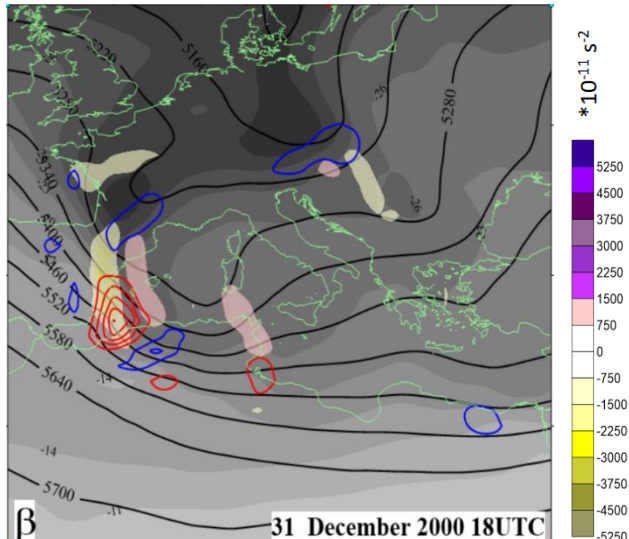
01 Ιανουαρίου 2001

Τα σημαντικά (για ορισμένους σταθμούς) ποσά βροχής του επεισοδίου αυτού σχετίστηκαν με μία μόνον ύφεση, που προήλθε από τη Δυτική Μεσόγειο. Καθώς ο ανώτερος αυλώνας κινούνταν προς την Ελλάδα, σταμάτησε στην Κεντρική Μεσόγειο, με αποτέλεσμα το θερμό μέτωπο της συνοδεύουσας ύφεσης, να περιστραφεί κυκλωνικά γύρω από την ύφεση και να συγκλίνει με προϋπάρχουσες – μετρίως ψυχρές – αέριες μάζες, που είχαν λιμνάσει στη Β. Ελλάδα, λόγω μιας ουράς ενός ασθενούς ψυχρού μετώπου. Οι θερμοκρασίες των 850 hPa δεν ήταν πουθενά αρνητικές (Εικ. 12α).

Στη φάση της αρχικής κυκλογένεσης, οπότε ο αυλώνας βρισκόταν ακόμη στη Δυτική Μεσόγειο, παρατηρήθηκε στη Β. Αφρική (Αλγερία) ανώτερο μέτωπο έντασης $15^{\circ}\text{C}/300\text{km}$ (Εικ. 12β), από τις εντονότερες θερμοβαθμίδες ανωτέρου μετώπου, που παρατηρήθηκαν στο υπό μελέτη φαινόμενο.



Εικόνα 12α : Χάρτης στα 850 hPa

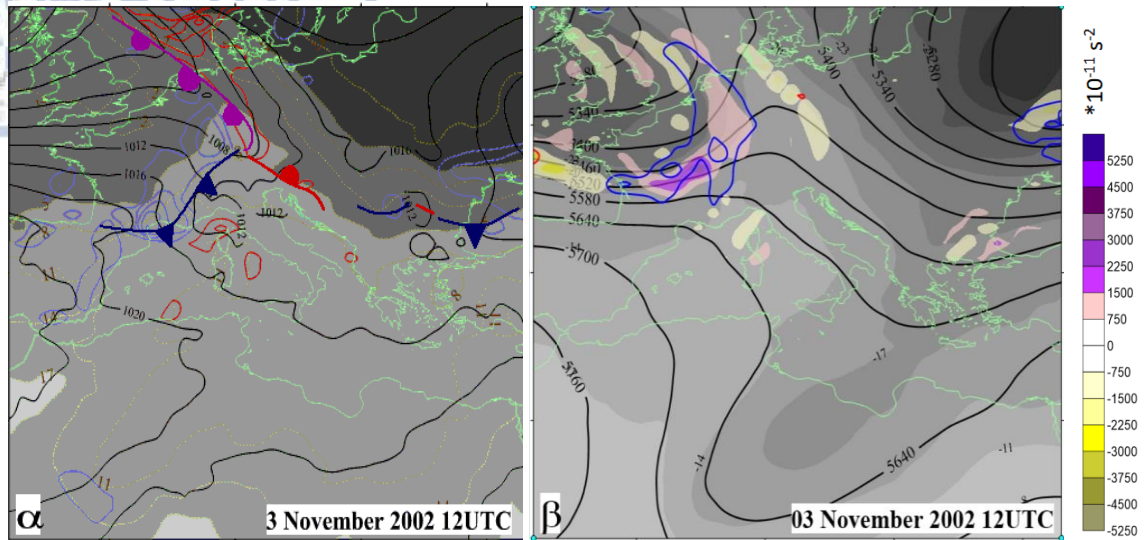


Εικόνα 12β : Χάρτης στα 500 hPa

04 Νοεμβρίου 2002

Στην περίπτωση αυτή, από τους χάρτες προκύπτει πως δύο συστήματα επηρέασαν την Ελληνική περιοχή μέσα σε διάστημα ~ 30 ωρών. Μία ουρά ενός σχετικά ασθενούς ψυχρού μετώπου από τα ΒΑ (Εικ. 13α) και μία αναπτυσσόμενη μετωπική ύφεση από τα ΒΔ, της οποίας, όμως, το ψυχρό μέτωπο δεν πρόλαβε να κατέλθει μέσα στην περίοδο μελέτης. Οι θερμοκρασίες των 850 hPa δεν ήταν πουθενά αρνητικές (Εικ. 13α).

Η ανώτερη ροή ήταν τόσο ισχυρή στο σύστημα που κατερχόταν από τα ΒΔ, που η μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού έφτασε τα $2570, 10^{-11}\text{s}^{-2}$ (Εικ. 13β) από τις μεγαλύτερες καταγραφείσες τιμές στην παρούσα μελέτη.

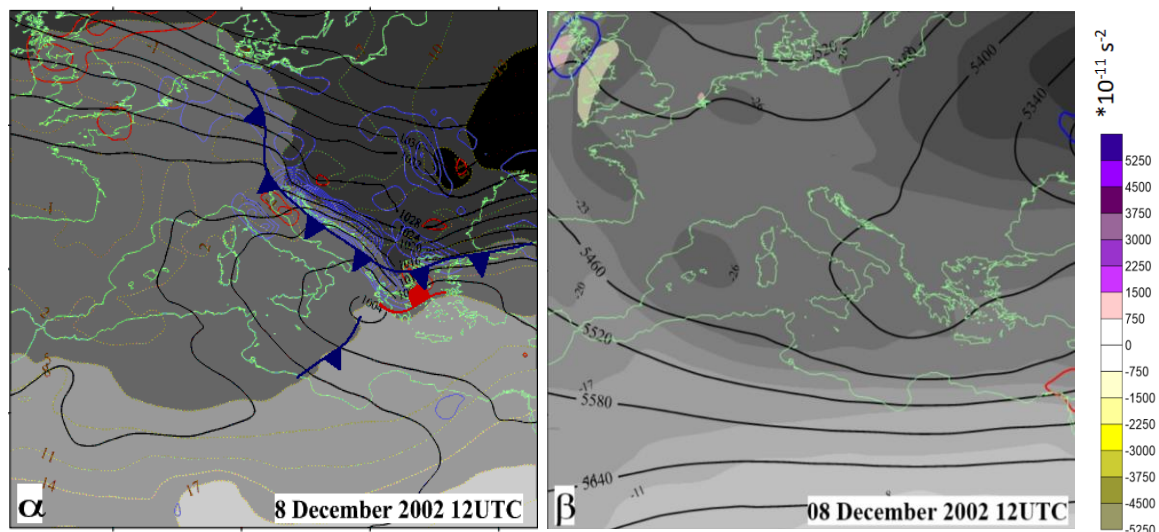


Εικόνα 13α : Χάρτης στα 850 hPa

Εικόνα 13β : Χάρτης στα 500 hPa

08 Δεκεμβρίου 2002

Σύγκλιση μεταξύ εκτεταμένης Κεντρο-Μεσογειακής ύφεσης από τα ΝΔ, με Σιβηρική μάζα στα Βαλκάνια ($T_{850 \text{ hPa}} \sim -10^{\circ}\text{C}$ στα βόρεια ελληνικά σύνορα, Εικ. 14α). Ενδεικτικά αναφέρεται ότι η διαφορά MSLP μεταξύ ΒΑ Ρουμανίας και ΝΔ Πελοποννήσου ήταν σχεδόν 40 hPa. Όπως και σε άλλες περιπτώσεις Σιβηρικών αερίων μαζών, τα ύψη βροχής είναι σημαντικά. Η ένταση του μετώπου των 850 hPa έφτασε σε μια από τις μεγαλύτερες τιμές, που παρατηρήθηκαν στη μελέτη αυτή, $13,2^{\circ}\text{C}/300\text{km}$.



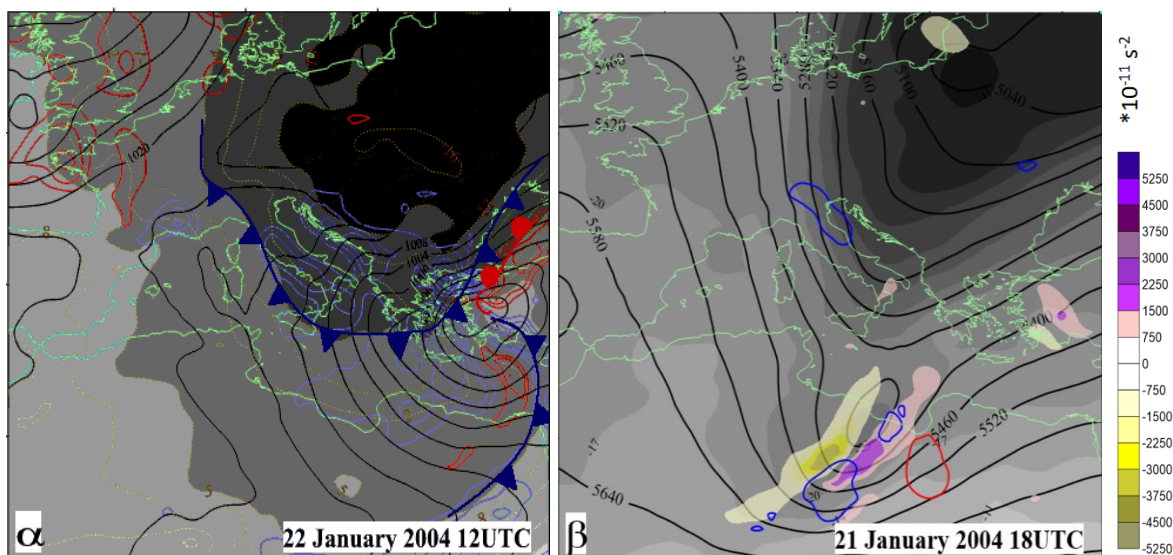
Εικόνα 14α : Χάρτης στα 850 hPa

Εικόνα 14β : Χάρτης στα 500 hPa

22 Ιανουαρίου 2004

Η πασίγνωστη εκρηκτική κυκλογένεση (Karacostas and Flocas, 1983; Flocas, 1990; Gyakum and Danielson, 1999) της Κεντρο-Ανατολικής Μεσογείου, που κατέρριψε το ρεκόρ χαμηλότερης MSLP στην Ελληνική περιοχή, 972 hPa (Lagouvardos et al., 2007) στην Ικαρία (Εικ. 15α). Παρ' όλο που το σημαντικότερο καιρικό σκηνικό εκτυλίχθηκε στη Νότια Ελλάδα, όπου έλαβε χώρα και η μετωπική συνένωση, που σχετίστηκε με ημερήσια ύψη βροχής ~ 70 mm σε πολλούς σταθμούς¹, ο απόηχος έφτασε μέχρι και την Κεντρική – Βόρεια Ελλάδα, όπου, βέβαια πολλές περιοχές καλύφθηκαν από χιόνι ($T_{850 \text{ hPa}} -12^{\circ}\text{C}$ στη Θράκη). Στα 500 hPa εμφανίζεται η μεγαλύτερη τιμή μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού (Pytharoulis, 2008) της παρούσας μελέτης ($2620 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$, Εικ. 15β), ενώ στα 850 hPa εμφανίζεται η μεγαλύτερη (με διαφορά) τιμή θερμοβαθμίδας, $16,8^{\circ}\text{C}/300\text{Km}$ (Εικ. 15α). Άλλες παράμετροι με ακραίες τιμές ήταν η 6-ωρη πτώση βαρομετρικής πίεσης, $5,14 \text{ hPa}/6\text{h}$ και η εξάωρη ενίσχυση του μετώπου των 850 hPa, $4,2^{\circ}\text{C}/300\text{Km}/6\text{h}$.

Όπως στα περισσότερα έντονα επεισόδια, ακριβώς ανατολικά του ατμοσφαιρικού εμποδισμού, που επικράτησε στον Ανατολικό Ατλαντικό, έλαβε χώρα συνένωση κύριου και δευτερεύοντα αυλώνα (Εικ. 15β). Να σημειωθεί πως η εκρηκτική κυκλογένεση άρχισε στις 06UTC 21 Ιανουαρίου, 12 ώρες πριν την εικονιζόμενη χρονική στιγμή του Εικ. 15β, όταν το ύψος της τροπόπαυσης μέσα στη δευτερεύουσα trough, έφτασε τα 600 hPa, λίγο έξω από τις ακτές της Λιβύης. Εξ' άλλου, στην ίδια περιοχή 15 χρόνια αργότερα γεννήθηκε και ο medicane Ιανός.



Εικόνα 15α : Χάρτης στα 850 hPa

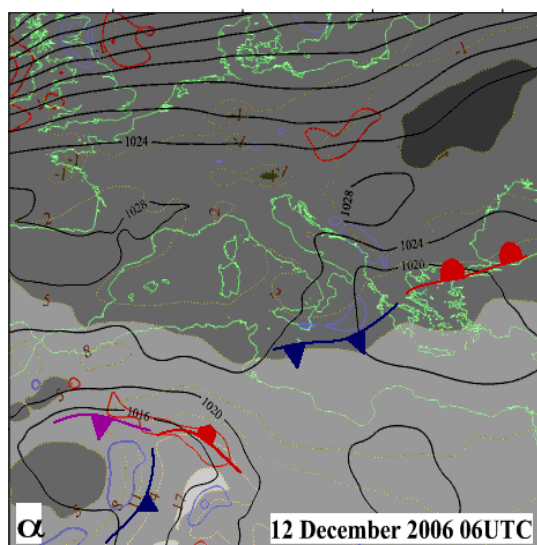
Εικόνα 15β : Χάρτης στα 500 hPa

¹ που δεν συμπεριλαμβάνονται στη μελέτη αυτή

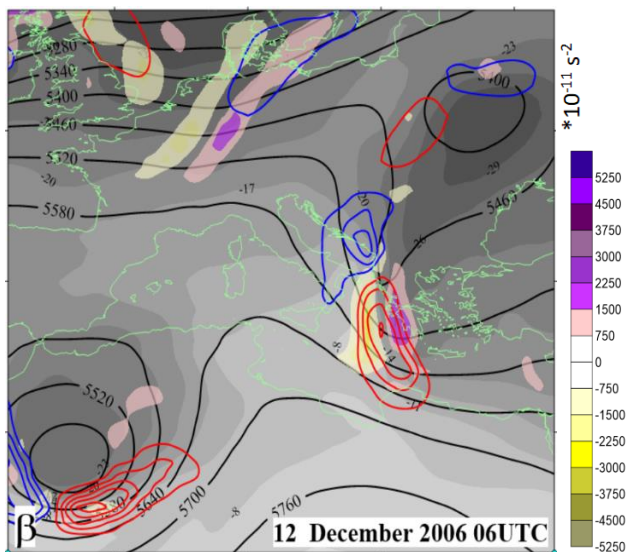
11 και 12 Δεκεμβρίου 2006

Κατά τη διάρκεια του επεισοδίου αυτού, όπως και σε κάποιες άλλες περιπτώσεις, λαμβάνει χώρα στην Ελλάδα σύγκλιση ΒΔ ρεύματος, προερχομένου από την Ευρώπη με ΔΝΔ ρεύμα, προερχομένου από τη Β. Αφρική. Η βροχή συνοπτικού τύπου οφείλεται στο ότι οι αντίστοιχες διαταραχές συγκλίνουν/συνενώνονται.

Τη δεύτερη ημέρα του συγκεκριμένου διήμερου επεισοδίου, παρατηρείται μια από τις μέγιστες τιμές έντασης του μετώπου των 500 hPa 14,7°C/300Km επάνω από τη Δυτ. Ελλάδα (Εικ. 16β).



Εικόνα 16α : Χάρτης στα 850 hPa



Εικόνα 16β : Χάρτης στα 500 hPa

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Γενικά στα συνοπτικά φαινόμενα, πριν από τη στατιστική μελέτη συνιστάται η ομαδοποίηση των συνοπτικά παρόμοιων περιπτώσεων (Sanders and Gyakum, 1980; Roebber, 1984; Rogers and Bosart, 1986). Στα πλαίσια όμως της Πτυχιακής αυτής Διατριβής αυτό δεν είναι δυνατόν να γίνει, οπότε προβαίνουμε κατ' ευθείαν στη στατιστική μελέτη.

4.1. Μηνιαίες διακυμάνσεις

Στον Πίνακα 1 φαίνονται ανά μήνα οι τιμές των σημαντικότερων παραμέτρων, που μελετώνται στο Κεφάλαιο αυτό.

Πίνακας 1. Μηνιαίες τιμές μετεωρολογικών και δυναμικών παραμέτρων.

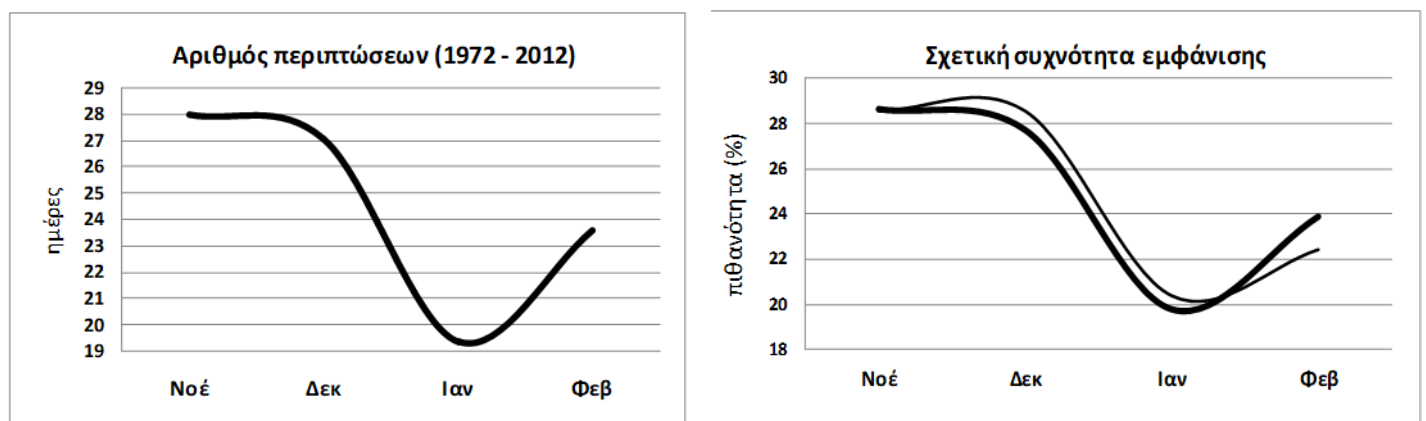
παράμετρος	μονάδες	Νοε	Δεκ	Ιαν	Φεβ	ΝΔΙΦ
Συχνότητα	days	28	28	20	22	98
Σχετική συχνότητα	%	28,6	28,6	20,4	22,4	100
Κανονικ. σχετ. συχν.	%	28,6	27,7	19,8	23,9	100
<i>Σ υ ν ο π τ ι κ ή β ρ ο χ ό π τ ω σ η</i>						
Άκτιο	mm/day	10,8	10,6	8,6	6,2	9,0
Αγχίαλος	mm/day	7,4	5,5	2,9	6,0	5,5
Λάρισα	mm/day	9,1	5,2	4,6	4,7	5,9
Θεσ/νίκη	mm/day	7,8	6,5	7,4	3,7	6,4
Σέρρες	mm/day	7,3	7,9	5,6	4,0	6,2
Σύνολο 5 σταθμών	mm/day	42,4	35,7	29,0	24,6	32,9
<i>8 5 0 h P α</i>						
LLF _{nt}	°C/300km	8,27	8,07	8,48	7,66	8,12
WAA	°C/day	23,9	27,6	24,9	27,2	25,9
<i>5 0 0 h P α</i>						
Θετική μεταφορά PV	km ² / anisotropy	33,9	34,2	40,5	36,4	36,2
CVA	10 ⁻¹¹ s ⁻²	879,0	1113,1	1057,5	1019,9	1017,4
CAA	°C/day	21,7	23,4	25,7	23,2	23,5
ULF _{nt}	°C/300km	8,3	9,6	10,3	8,1	9,1

4.1.1. Συχνότητα εμφάνισης

Στην πρώτη γραμμή του Πίν. 1 φαίνεται η μηνιαία συχνότητα εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ανά μήνα της περιόδου μελέτης. Συνολικά παρατηρήθηκαν 98 ημέρες βροχόπτωσης συνοπτικής κλίμακας. Το Νοέμβριο και Δεκέμβριο παρατηρείται η μέγιστη μηνιαία συχνότητα εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, 28 περιπτώσεις, άρα η μέγιστη συχνότητα αντιστοιχεί στο Νοέμβριο, αφού αυτός έχει 30 ημέρες, έναντι 31 του Δεκεμβρίου. Το Φεβρουάριο παρατηρούνται 22 περιπτώσεις και οι λιγότερες, 20, τον Ιανουάριο. Ο Ιανουάριος είναι ο μήνας που, λόγω τόσο του

θερμοκρασιακού ελαχίστου, όσο και του ελαχίστου γεωγραφικού πλάτους του πολικού μετώπου/αεροχειμάρρου, τα περισσότερα βροχοφόρα συνοπτικά συστήματα δημιουργούνται νοτιότερα από την περιοχή μελέτης, στην κέντρο-Νότια Ελλάδα.

Στη δεύτερη γραμμή του Πίνακα 1 φαίνεται το επί τοις εκατό ποσοστό των συνολικών περιπτώσεων, που παρατηρήθηκε κάθε μήνα (σχετική μηνιαία συχνότητα), ενώ στην τρίτη γραμμή η κανονικοποιημένη (ανηγμένη σε μήνα 30 ημερών) σχετική συχνότητα, αφού όλοι οι μήνες δεν έχουν το ίδιο μήκος. Τα αποτελέσματα του Πίνακα 1 είναι οπτικοποιημένα στα γραφήματα του Σχ. 1, όπου φαίνεται ο αριθμός περιπτώσεων συνοπτικής βροχής (αριστερά) και η πιθανότητα (%) το φαινόμενο αυτό να συμβεί σε καθέναν από τους τέσσερις μήνες της περιόδου μελέτης (δεξιά).



Σχήμα 1. Αριστερά: μηνιαίες τιμές συχνότητας του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης. Δεξιά: όπως στο αριστερό panel, αλλά για το κανονικοποιημένο (έντονη μαύρη) και πραγματικό (λεπτή μαύρη) ποσοστό περιπτώσεων ανά μήνα.

4.1.2. Βροχόπτωση

Πίνακας 2. Μέση βροχόπτωση ανά ημέρα βροχόπτωσης (από EMY). Άρτα: 1976 – 2010, Αγχίαλος: 1956 – 2010, Λάρισα: 1955 – 2010, Θεσ/νίκη: 1959 – 2010 και Σέρρες: 1971 – 2010.

Ο λ ι κ ή β ρ ο χ ό π τ ω σ η						
σταθμός	μονάδες	Νοε	Δεκ	Ιαν	Φεβ	ΝΔΙΦ
Άρτα	mm/day	16,8	14,6	10,7	11,3	13,3
Αγχίαλος	mm/day	7,3	5,8	4,0	4,3	5,3
Λάρισα	mm/day	4,6	3,9	3,0	2,7	3,5
Θεσ/νίκη	mm/day	4,8	4,3	3,3	3,3	3,9
Σέρρες	mm/day	6,0	6,0	4,4	4,7	5,3

Μέση τιμή

Α. Συνολική βροχόπτωση (5 σταθμών)

Όσον αφορά στο φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης, τα ύψη του υετού ανά σταθμό, καθώς και το συνολικό ύψος στους πέντε (5) σταθμούς, είναι από τις πιο αντιπροσωπευτικές και έγκυρες παραμέτρους, καθώς είναι, ουσιαστικά, τα μόνα πραγματικά δεδομένα, που είναι διαθέσιμα στη διατριβή αυτή.

Όπως φαίνεται στον Πίν. 1, τα μεγαλύτερα ύψη βροχόπτωσης, τόσο μέσα (Νοέμβριος, Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος (ΝΔΙΦ) , 9 mm/ημέρα), όσο και μηνιαία (έως και 10,8 mm/ημέρα το Νοέμβριο), δέχεται το Άκτιο, λόγω της θέσης του, αφού βρίσκεται στην προσήνεμη πλευρά. Ο επόμενος υγρότερος σταθμός, κατά τη διάρκεια των επεισοδίων συνοπτικής βροχόπτωσης, είναι η Θεσσαλονίκη, παρ' όλο που η Αγχίαλος έχει πιο θαλάσσια χαρακτηριστικά.

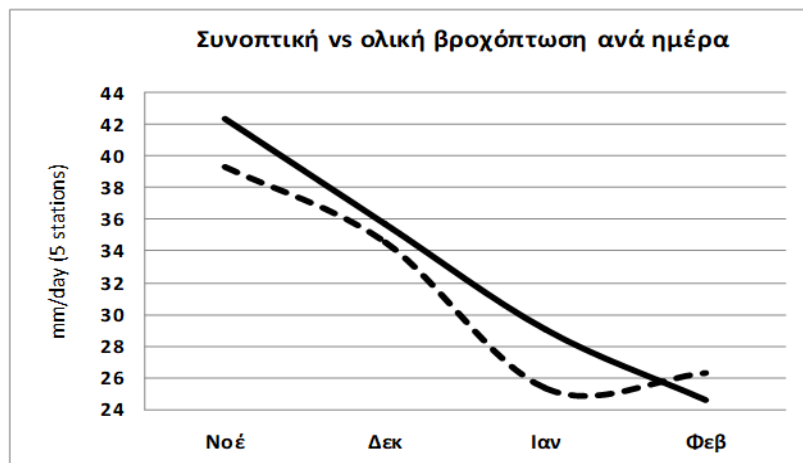
Στο Σχ. 2 φαίνεται η διακύμανση του μέσου ημερήσιου ποσού υετού, που σημειώνεται συνολικά στους πέντε (5) διαθέσιμους σταθμούς της παρούσας μελέτης, κατά τη διάρκεια του μέσου επεισοδίου συνοπτικής βροχόπτωσης (συνεχής γραμμή). Στο ίδιο γράφημα (διακεκομμένη γραμμή) φαίνονται και οι μέσες ημερήσιες βροχοπτώσεις (ως άθροισμα) για τους πέντε σταθμούς, σε μια τυχαία ημέρα βροχόπτωσης (βλ. παρακάτω για τον τρόπο υπολογισμού). Οι τιμές του γραφήματος με τη συνεχή (διακεκομμένη) γραμμή του Σχ. 2 προέρχονται από τον Πίν. 1 (2).

Για να συγκριθεί το φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης, με αυτό της βροχόπτωσης γενικά, του οποίου, βέβαια, η συνοπτική βροχόπτωση είναι υποσύνολο, ακολουθείται η εξής μεθοδολογία. Συγκρίνονται οι μέσες ημερήσιες βροχοπτώσεις των δύο φαινομένων. Η μεν μέση ημερήσια συνοπτική βροχόπτωση, είναι εύκολο να εξαχθεί, από τα δεδομένα ημερήσιας βροχόπτωσης, που συλλέχθηκαν, για τα 98 συνοπτικά επεισόδια της συγκεκριμένης μελέτης. Οι τιμές αυτές είναι η συνεχής γραμμή του Σχ. 2. Η δε ολική βροχόπτωση (συνοπτική + μη συνοπτική) εξάγεται έμμεσα από τα μέσα μηνιαία δεδομένα της ΕΜΥ. Διαιρούμε το μέσο μηνιαίο ύψος βροχής δια του μέσου αριθμού ημερών βροχής, ανά μήνα. Το εξαγόμενο της διαίρεσης σχεδιάζεται με τη διακεκομμένη γραμμή του Σχ. 2 και προφανώς έχει «διαστάσεις» ημερησίου ύψους βροχής ανά ημέρα βροχής, όπως και η συνεχής γραμμή του ίδιου Σχήματος.

Από τα παραπάνω φαίνεται ότι και οι δύο γραμμές του Σχ. 2 απεικονίζουν μεγέθη, που έχουν διαστάσεις μέσης ημερήσιας βροχόπτωσης, η μεν διακεκομμένη αναφέρεται γενικά στο φαινόμενο της βροχόπτωσης σε κάθε σταθμό μεμονωμένα, η δε συνεχής σε ένα φαινόμενο στατιστικά σαφώς σπανιότερο, στη σύγχρονη βροχόπτωση σε 5 σταθμούς. Παρ' όλη τη σπανιότητά του, το φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερα ημερήσια ύψη βροχής, από αυτό της απλής βροχόπτωσης. Ισοδύναμα, για να υπολογιστούν οι τιμές, που απεικονίζει η διακεκομμένη γραμμή, συμπεριλήφθηκαν και οι περιπτώσεις της συνοπτικής βροχόπτωσης, ενώ η συνεχής γραμμή αποτελείται μόνον από τις

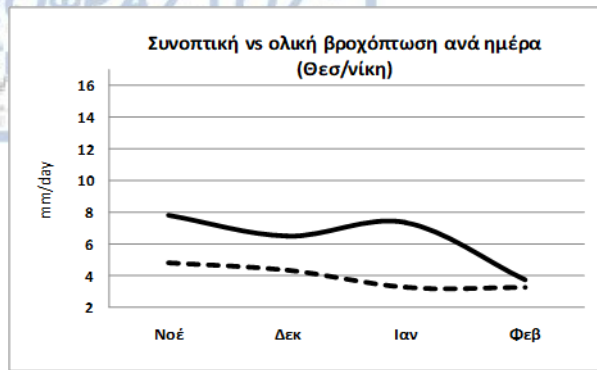
περιπτώσεις συνοπτικής βροχόπτωσης. Άρα, στα παρακάτω, τα δύο αυτά μεγέθη θα αναφέρονται ως «ολική» και «συνοπτική» βροχόπτωση, αντίστοιχα.

Όσον αφορά στις διακυμάνσεις της συνοπτικής (ολικής) βροχόπτωσης, παρατηρείται μια γραμμική (σχεδόν γραμμική) μείωση του ποσού της, από 42,4 (39,3) mm τον Νοέμβριο, σε 24,6 (31,4) mm/ημέρα το Φεβρουάριο. Αυτή η μείωση μπορεί να οφείλεται στην ολοένα μειούμενη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ του νερού της Μεσογείου και του υπερκείμενου αέρα. Αυτή η διαφορά θερμοκρασίας συντελεί στη δημιουργία βροχής, μέσω της κατακόρυφης αστάθειας. Ας σημειωθεί ότι οι παραπάνω τιμές είναι το άθροισμα της ημερήσιας βροχόπτωσης των πέντε (5) διαθέσιμων σταθμών. Εν γένει, η συνοπτική βροχόπτωση είναι περισσότερη από την "ολική".



Σχήμα 2. Συνεχής: Μέσες μηνιαίες τιμές ημερήσιας συνοπτικής βροχόπτωσης. Διακεκομμένη: μέση μηνιαία βροχόπτωση δια του μέσου μηνιαίου αριθμού ημερών βροχόπτωσης (EMY). Άθροισμα των σταθμών Άρτας (1976 – 2010), Αγχιάλου (1956 – 2010), Λάρισας (1955 – 2010), Θεσ/νίκης (1959 – 2010) και Σεργών (1971 – 2010).

Καθώς, όμως, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, ο *συνολικός* υετός είναι το άθροισμα των *επιμέρους* ποσών υετού στους πέντε (5) σταθμούς, είναι απαραίτητη η μελέτη των μηνιαίων διακυμάνσεων στους πέντε σταθμούς, οι οποίοι και απεικονίζονται στα πέντε παρακάτω γραφήματα. Σε αντιστοιχία με το Σχ. 2, η συνεχής (διακεκομμένη) γραμμή είναι οι μέσες μηνιαίες τιμές της συνοπτικής (ολικής) ημερήσιας βροχόπτωσης. Αναλυτικότερα, η συνεχής (διακεκομμένη) γραμμή είναι οι μέσες μηνιαίες τιμές της ημερήσιας βροχόπτωσης, που παρατηρείται κατά το υπό μελέτη φαινόμενο (το *πηλίκο* της μέσης μηνιαίας βροχόπτωσης (EMY) δια του μέσου μηνιαίου αριθμού ημερών βροχόπτωσης). Όμοια με το γράφημα του Σχ. 2, τα παρακάτω γραφήματα έχουν σχεδιασθεί με βάση τα δεδομένα, που παρατίθενται στους Πίν. 1 και 2.



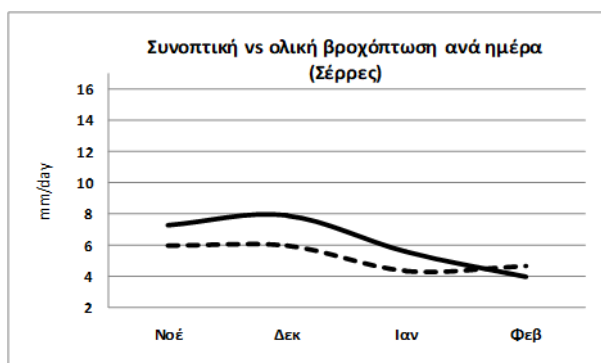
Σχήμα 3.1. Ημερήσια συνοπτική και ολική βροχόπτωση για τον σταθμό της Θεσσαλονίκης .

Καθώς η Θεσσαλονίκη βρίσκεται περί το κέντρο της «συνοπτικής» περιοχής, που ορίζουν οι πέντε σταθμοί, είναι λογικό τα συνοπτικά χαρακτηριστικά των αντίστοιχων καιρικών συστημάτων (π.χ. ατμοσφαιρικά μέτωπα) να είναι εντονότερα στη Θεσσαλονίκη και, άρα και η βροχόπτωση που παρατηρείται, να είναι περισσότερη από τη «μη συνοπτική» βροχόπτωση. Έτσι στη Θεσ/νίκη η συνοπτική μέση ημερήσια βροχόπτωση είναι αρκετά μεγαλύτερη – έως και διπλάσια (Ιανουάριος) – της αντίστοιχης ολικής. Αυτό μπορεί να οφείλεται στους παρακάτω λόγους.

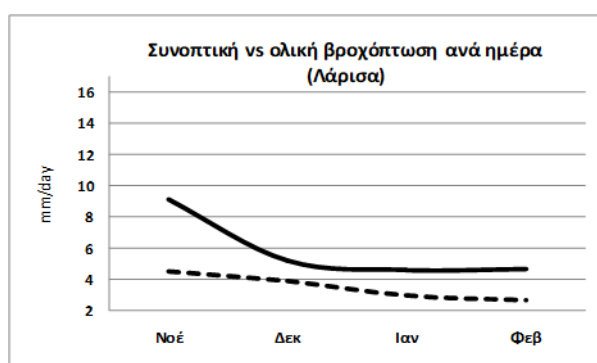
Σε σχέση με κάποιους από τους υπόλοιπους πέντε σταθμούς (Άκτιο, Αγχίαλος) το κλίμα της Θεσσαλονίκης είναι βασικά ηπειρωτικό, καθώς δεν βρίσκεται κοντά σε εκτεταμένη θαλάσσια περιοχή, αφού ο Θερμαϊκός είναι ένας κλειστός κόλπος. Έτσι, η βροχόπτωση στη Θεσσαλονίκη εξαρτάται περισσότερο από συνοπτικής κλίμακας ανοδικές κινήσεις (slantwise convection), παρά από ανοδικές κινήσεις λόγω τοπικής αστάθειας (upright convection), λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας – υπερκείμενου αέρα. Αυτό συνάδει με το ότι από τα μεγαλύτερα ημερήσια συνοπτικά μέσα ύψη βροχής παρατηρούνται τον Ιανουάριο (7,4mm/day), οπότε και τα παρατηρούμενα μέτωπα είναι ισχυρότερα (βλ. παρακάτω Σχ. 7), ενώ τον ίδιο μήνα παρατηρούνται τα μικρότερα ημερήσια ύψη «μη συνοπτικής» βροχόπτωσης (3,3mm/day).

Παρόμοια συμπεριφέρεται ο υετός και στους σταθμούς Σερρών και Λάρισας, αφού αφ' ενός και αυτές οι πόλεις έχουν, κατά βάση, ηπειρωτικό κλίμα, αφ' ετέρου, βρίσκονται και αυτές κοντά στο κέντρο της επιλεγμένης περιοχής. Όπως στη Θεσ/νίκη, έτσι και στις Σέρρες και Λάρισα, η συνοπτική ημερήσια βροχόπτωση είναι σχεδόν πάντα μεγαλύτερη από την ολική, έως και υπερδιπλάσια (Λάρισα, Νοέμβριος).

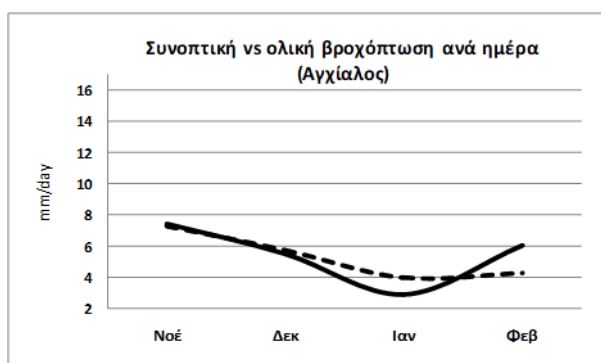
Γενικά οι Σέρρες (Λάρισα) παρουσιάζουν ομοιότητες με τη Θεσ/νίκη (Αγχίαλο), λόγω εγγύτητας. Εδώ θα πρέπει να σημειωθεί ότι η κάπως διαφορετική συμπεριφορά της Αγχιάλου οφείλεται βασικά στον εντονότερο θαλάσσιο χαρακτήρα του κλίματός της, αλλά και στο ότι είναι πιο μακριά από το νοητό «κέντρο» της συνοπτικής περιοχής, που ορίζουν οι πέντε σταθμοί. Η πολύ διαφορετική συμπεριφορά της βροχόπτωσης στην Άρτα – Άκτιο, οφείλεται στους διαφορετικούς σταθμούς προέλευσης, καθώς τα δεδομένα της συνοπτικής (ολικής) βροχής προέρχονται από το σταθμό του Ακτίου (Άρτας). Τέλος πολύ σημαντική σημείωση είναι ότι, οι περίοδοι διαφέρουν για κάθε είδος βροχής (συνοπτική/ολική), όπως φαίνεται στη λεζάντα του Πίνακα 2.



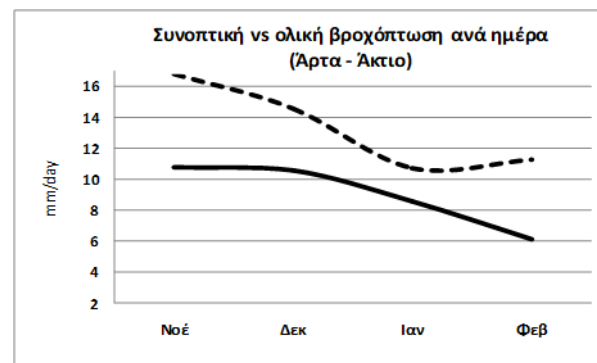
Σχήμα 3.2. Ημερήσια συνοπτική και ολική βροχόπτωση για τον σταθμό των Σερρών .



Σχήμα 3.3. Ημερήσια συνοπτική και ολική βροχόπτωση για τον σταθμό της Λάρισας .

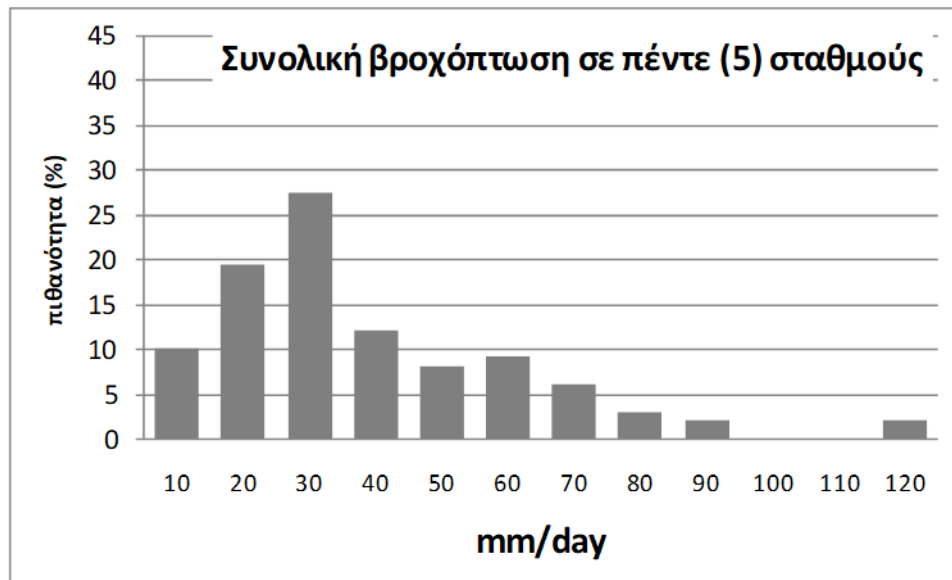


Σχήμα 3.4. Ημερήσια συνοπτική και ολική βροχόπτωση για τον σταθμό του Αγχιάλου .



Σχήμα 3.5. Ημερήσια συνοπτική και ολική βροχόπτωση για τον σταθμό Άρτας- Άκτιου .

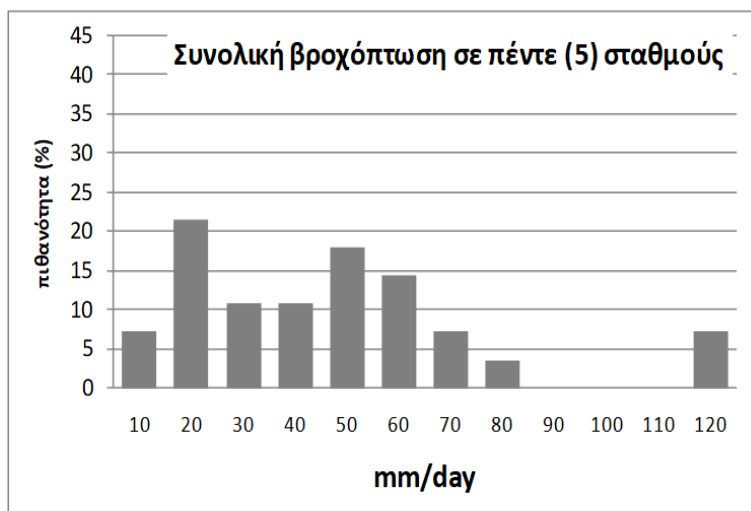
ΝΔΙΦ: Όσον αφορά στην κατανομή της σχετικής συχνότητας εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ανάλογα με τη συνολική ημερήσια συνοπτική βροχόπτωση των 5 σταθμών, στο Σχ. 4α φαίνεται πως η συχνότερη κλάση συνολικής βροχόπτωσης, είναι 20 – 30 mm/day. Το δεξιό άκρο της κατανομής είναι «long-tailed», αφού υπάρχουν 2 ($\leq 2\%$) επεισόδια συνολικής βροχόπτωσης μεταξύ 110 και 120 mm.



Σχήμα 4α. Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της συνολικής βροχόπτωσης στους πέντε (5) σταθμούς. (Για τους μήνες Νοέμβριο, Δεκέμβριο, Ιανουάριο, Φεβρουάριο τα έτη 1972-2012).

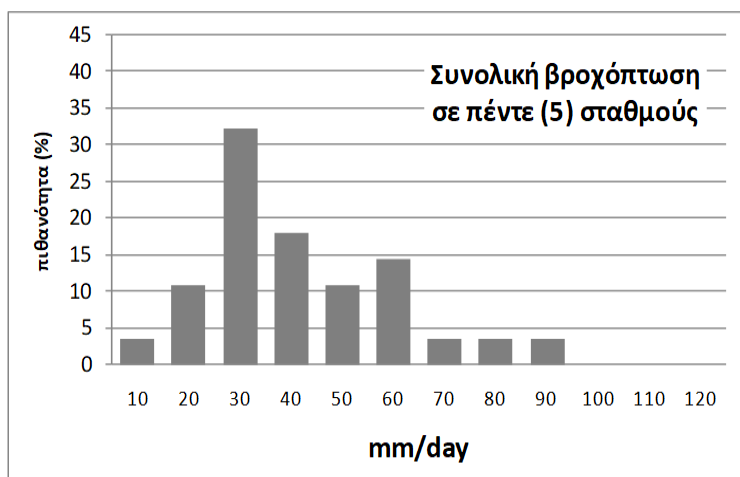
Όσον αφορά στις μηνιαίες διακυμάνσεις της κατανομής πιθανότητας εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ως συνάρτησης της βροχόπτωσης, αυτός απεικονίζεται στα σχήματα 4β -4ε.

Το **Νοέμβριο** (Σχ. 4β) παρατηρείται διπλό μέγιστο της κατανομής πιθανότητας, με πιθανότερη κλάση την 10-20mm (21%) και επόμενη πιθανότερη την κλάση 40-50mm (16%), ενώ οι κλάσεις 20-30 και 30-40mm είναι σαφώς πιο απίθανες, με πιθανότητα 11% η καθεμία. Γενικά, ο Νοέμβριος είναι ένας αρκετά υγρός μήνας, αφού οι περιπτώσεις μέγιστης βροχόπτωσης (110 - 120 mm) παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του μηνός αυτού.



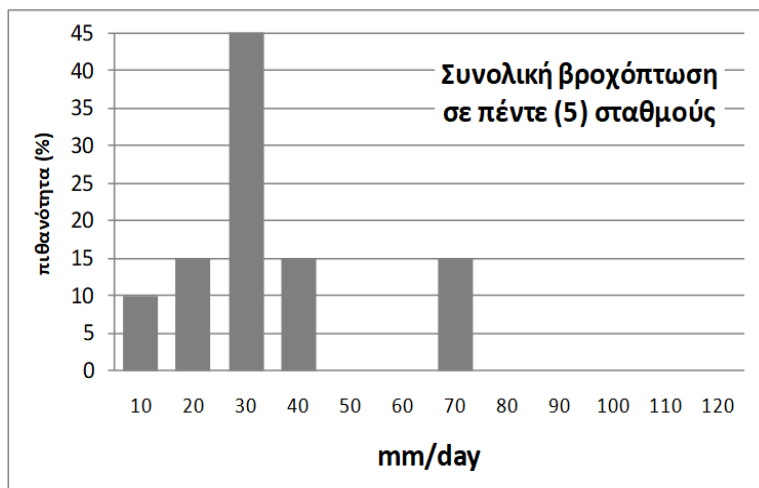
Σχήμα 4β. Όπως στο Σχ. 4α, αλλά για το Νοέμβριο. (1972-2012)

Το **Δεκέμβριο**, η μέγιστη πιθανότητα (32%) μετατοπίζεται σε περιπτώσεις κατά 10mm υγρότερες από εκείνες του Νοεμβρίου, όμως εκλείπουν οι ακραία υγρές περιπτώσεις, αφού δεν παρατηρείται ημερήσια συνοπτική βροχόπτωση > 90mm, συνολικά στους πέντε σταθμούς.



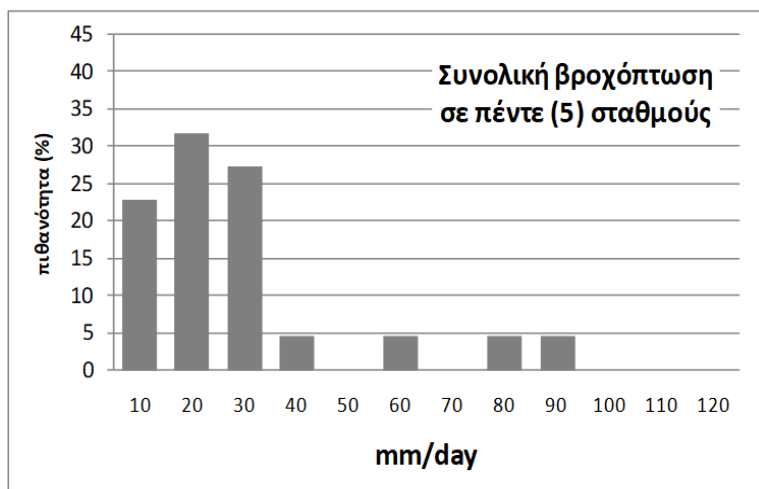
Σχήμα 4γ. Όπως στο Σχ. 4α, αλλά για το Δεκέμβριο. (1972-2012)

Τον **Ιανουάριο** παρατηρείται μία συσσώρευση του υπό μελέτη φαινομένου, στην κλάση συνολικής βροχόπτωσης 20-30 mm/day, με πιθανότητα 45%. Η πιθανότητα εκατέρωθεν αυτής της κλάσης μειώνεται στο 15%. Υπάρχει ένα δεύτερο μέγιστο στην κλάση των 60-70 mm/day.



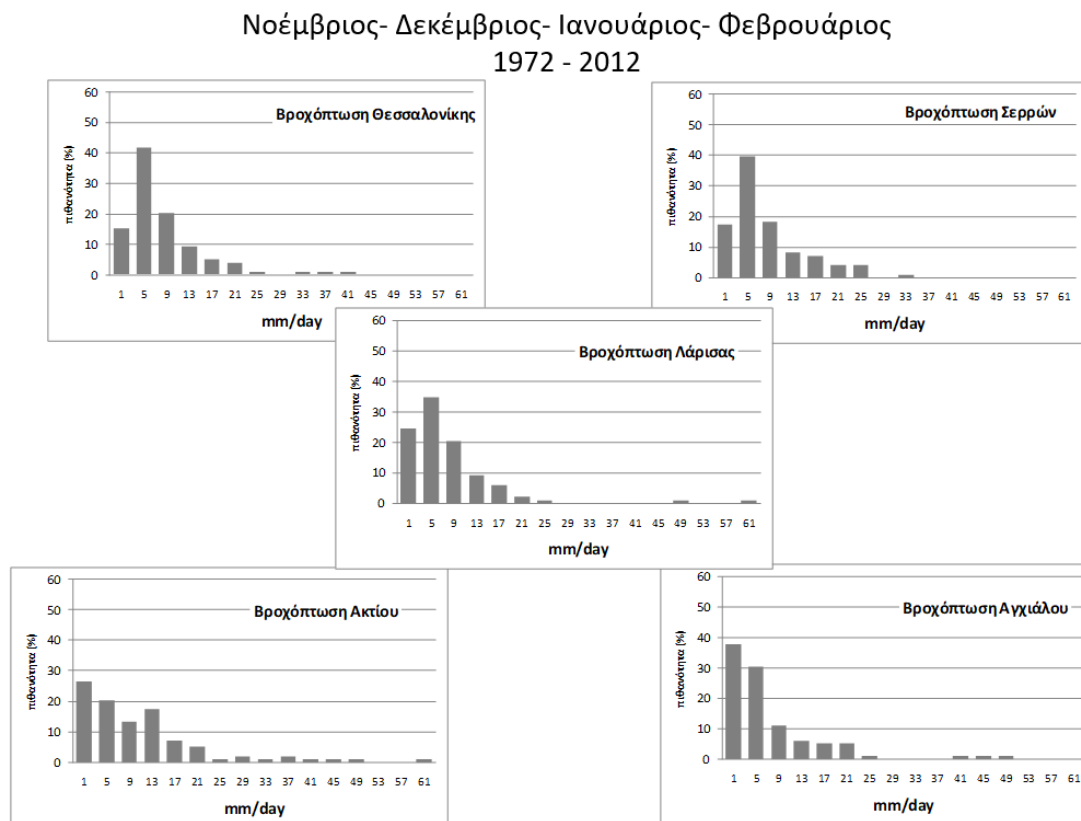
Σχήμα 4δ. Όπως στο Σχ. 4α, αλλά για το Ιανουάριο. (1972-2012)

Ο **Φεβρουάριος** είναι εμφανώς ξηρότερος μήνας, αφού οι κλάσεις 0-10 mm/day και 10-20 mm/day έχουν πιθανότητες 23% και 32% αντίστοιχα. Εδώ σε αντίθεση με τον Ιανουάριο, υπάρχουν περιπτώσεις όπου η βροχόπτωση φτάνει έως και τα 90 mm/day.



Σχήμα 4ε. Όπως στο Σχ. 4α, αλλά για το Φεβρουάριο. (1972-2012)

Στο Σχ. 5α απεικονίζεται η κατανομή πιθανότητας παρατήρησης του υπό μελέτη φαινομένου, ως συνάρτηση του ημερησίου ύψους βροχής στον καθένα από τους πέντε (5) σταθμούς.

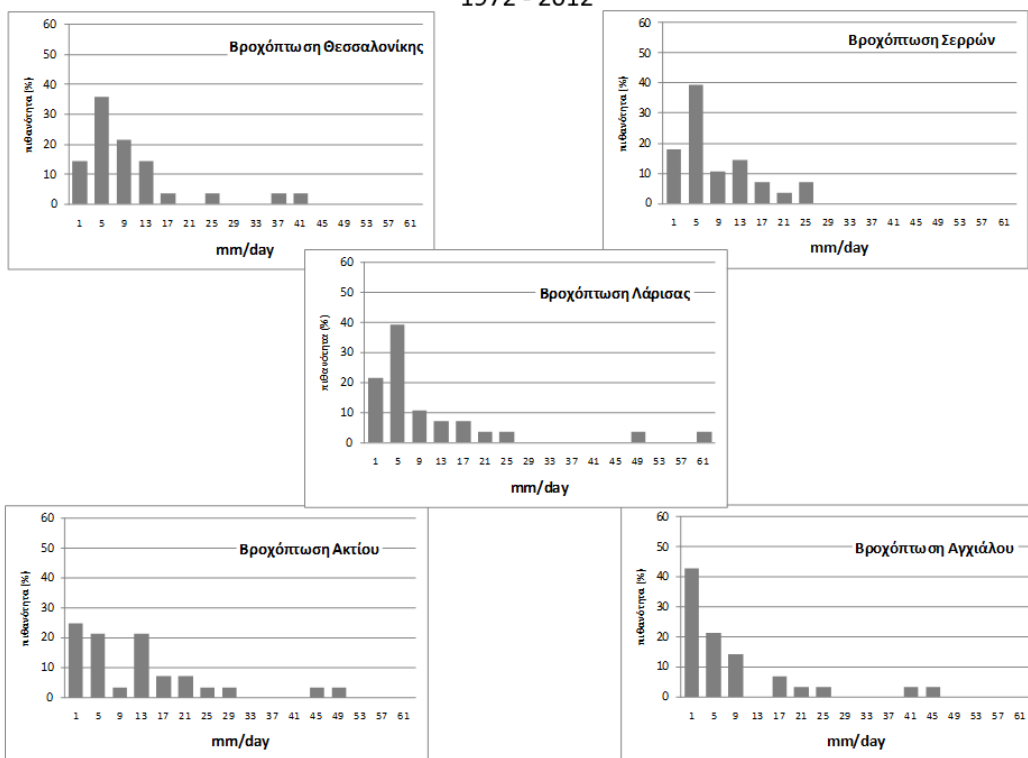


Σχήμα 5α. Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της βροχόπτωσης σε κάθε σταθμό.

Στη μέση (ΝΔΙΦ) εικόνα (Σχ. 5α) το φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης παρατηρείται συχνότερα όταν η ημερήσια βροχόπτωση, στους ηπειρωτικούς σταθμούς, Σέρρες, Θεσσαλονίκη και Λάρισα, είναι μεταξύ 1 και 5 mm/ημέρα, με πιθανότητες 40%, 41% και 37%, αντίστοιχα. Ενώ, στους θαλάσσιους σταθμούς, Άκτιο και Αγκιάλο, η πιθανότερη (28% και 38,5%, αντίστοιχα) συνοπτική βροχόπτωση είναι μικρότερη, < 1 mm/ημέρα. Όμως, στους θαλάσσιους σταθμούς, τα επεισόδια έντονης βροχόπτωσης (π.χ. > 21 mm/ημέρα) είναι σαφώς συχνότερα.

Νοέμβριος : Όπως και στο σχήμα 5α (ΝΔΙΦ), έτσι και στο σχήμα 5β (Νοέμβριος), βλέπουμε ότι η συχνότερη κλάση στους ηπειρωτικούς σταθμούς (Θεσσαλονίκη-Σέρρες-Λάρισα) είναι των 1-5 mm/day, ενώ στους θαλάσσιους (Άκτιο-Αγχιάλος), η συχνότερη κλάση είναι των 0-1 mm/day. Όμως, στους θαλάσσιους σταθμούς είναι γενικά περισσότερα τα επεισόδια με βροχόπτωση άνω των 25 mm/day.

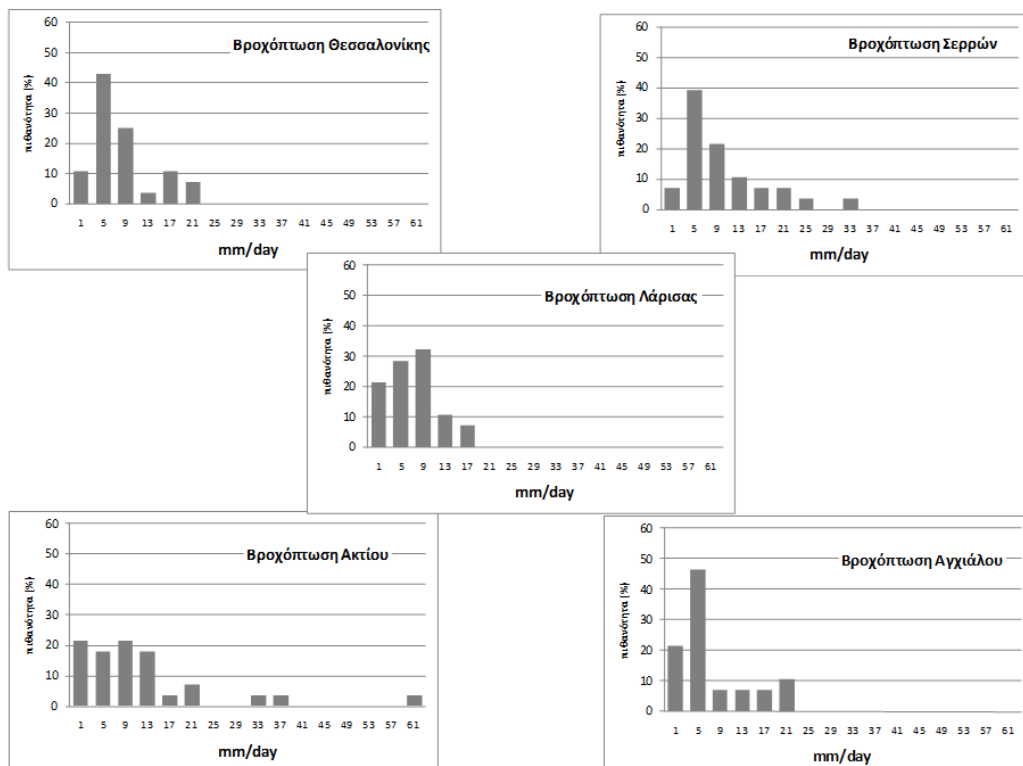
Νοέμβριος
1972 - 2012



Σχήμα 5β. Όπως στο Σχ. 5α, αλλά για το Νοέμβριο.

Δεκέμβριος : Τον Δεκέμβριο παρατηρείται αύξηση των μετρίως υγρών περιπτώσεων (5-9 mm/day) και μείωση των πολύ υγρών (>25 mm/day), κυρίως στους ηπειρωτικούς σταθμούς.

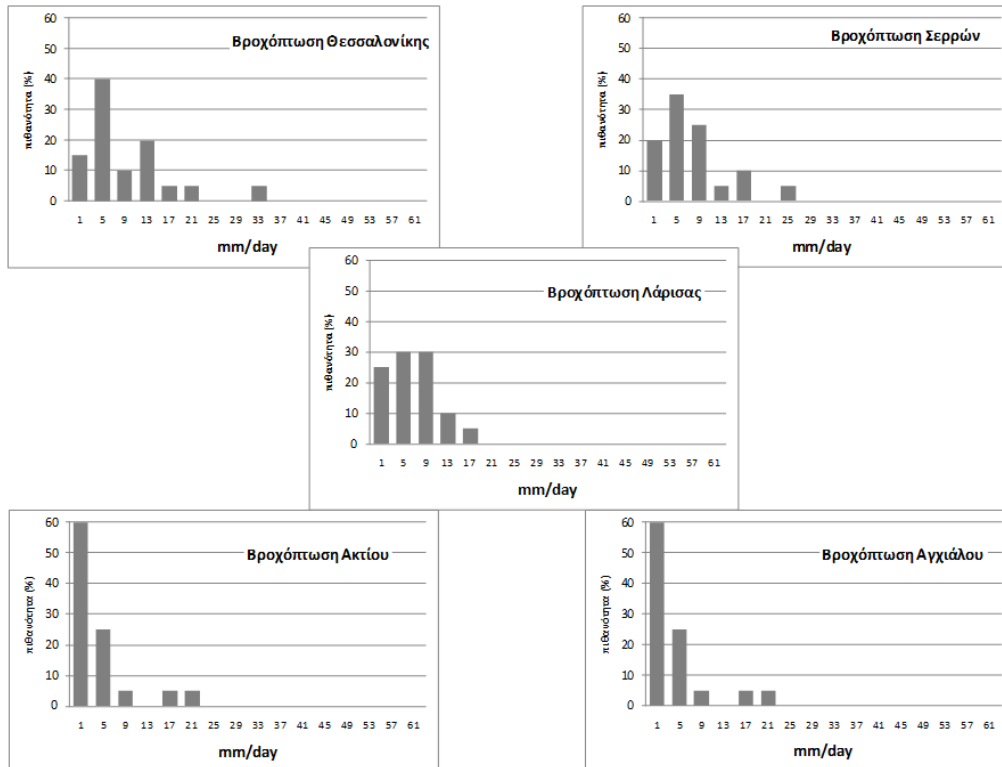
**Δεκέμβριος
1972 - 2012**



Σχήμα 5γ. Όπως στο Σχ. 5α, αλλά για το Δεκέμβριο.

Ιανουάριος : Τον Ιανουάριο παρατηρείται αύξηση των περιπτώσεων 0-1 mm/day, ιδιαίτερα στους θαλάσσιους σταθμούς, όπου η πιθανότητά τους φτάνει το 60%.

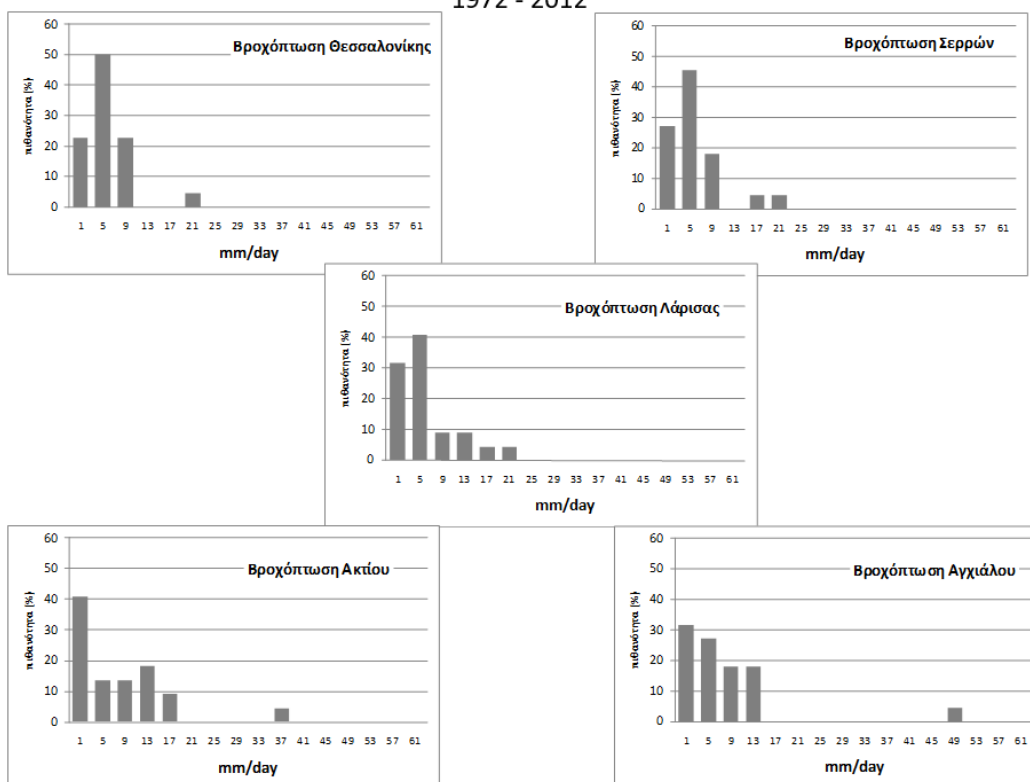
Ιανουάριος
1972 - 2012



Σχήμα 5δ. Όπως στο Σχ. 5α, αλλά για το Ιανουάριο.

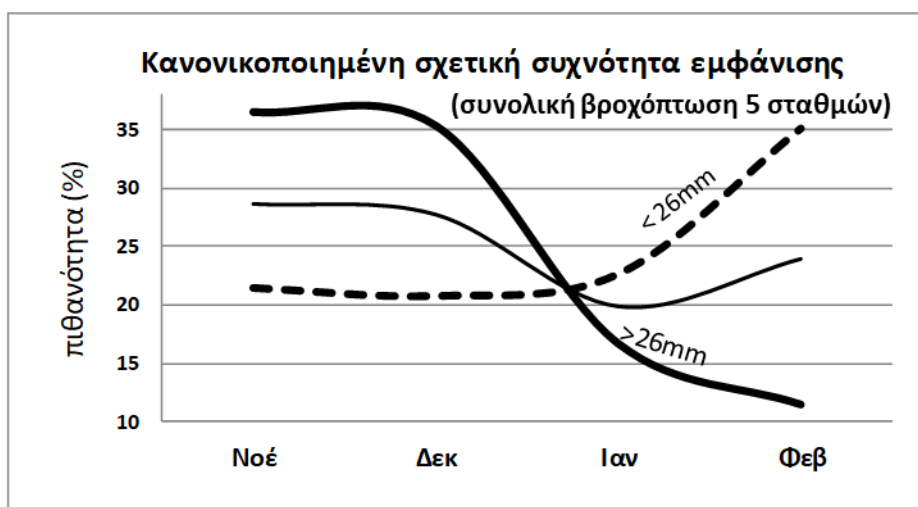
Φεβρουάριος : Τον Φεβρουάριο παρατηρείται στους ηπειρωτικούς σταθμούς αύξηση της συχνότητας των ξηρών περιπτώσεων, έναντι των μετρίως υγρών, ενώ στους θαλάσσιους σταθμούς παρατηρείται το αντίθετο.

Φεβρουάριος
1972 - 2012



Σχήμα 5ε. Όπως στο Σχ. 5α, αλλά για το Φεβρουάριο.

Για να μελετηθεί περαιτέρω η βροχόπτωση κατά τη διάρκεια του φαινομένου ενδιαφέροντος, υπολογίστηκε η μέση τιμή της βροχόπτωσης των 5 σταθμών, ίση ~26mm/day. Στη συνέχεια, χωρίζονται οι περιπτώσεις σε αυτές που είχαν βροχόπτωση μικρότερη και μεγαλύτερη της παραπάνω τιμής. Παρατηρήθηκαν 47 (51) περιπτώσεις βροχόπτωσης μικρότερης (μεγαλύτερης) των 26mm/day. Η κατανομή των περιπτώσεων αυτών στους τέσσερις μήνες της περιόδου μελέτης, φαίνεται στο γράφημα του Σχ.6. Οι «υγρές» («ξηρές») περιπτώσεις παρατηρούνται συχνότερα (σπανιότερα) το Νοέμβριο και Δεκέμβριο, αφού 36 και 37% (22 και 21%) των υγρών (ξηρών) περιπτώσεων παρατηρούνται αντίστοιχα στους μήνες αυτούς. Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε συμφωνία με αυτά των μηνιαίων διακυμάνσεων του συνολικού ποσού της βροχής στους 5 σταθμούς (Σχ. 2)



**Συχνότητα εμφάνισης:
υγρές vs ξηρές
περιπτώσεις**

Σχήμα 6. Συνεχής έντονη : Μηνιαίο ποσοστό (%) των 51 περιπτώσεων, κατά τις οποίες η συνολική ημερήσια βροχόπτωση στους πέντε σταθμούς ήταν < 26mm. Διακεκομμένη έντονη: Όπως για τη συνεχή, αλλά για > 26mm. Λεπτή συνεχής: Όπως για την έντονη συνεχή, αλλά για όλες τις περιπτώσεις.

4.1.3. Δυναμικές παράμετροι

Οι μέσες τιμές των δυναμικών παραμέτρων, καθώς και οι αυξομειώσεις τους, κατά τη διάρκεια των τεσσάρων (4) μηνών της περιόδου μελέτης, απεικονίζονται στον Πίνακα 1.

Όσον αφορά στις δυναμικές παραμέτρους της κατώτερης τροπόσφαιρας (850 hPa), αυτές είναι οι παρακάτω.

- 1η γραμμή: μέγιστη τιμή θερμοκρασιακής διαφοράς κάθετα στο κατώτερο μέτωπο (low level front, LLFnt).
- 2η γραμμή: όπως στην 1η, αλλά για τη θερμή μεταφορά (warm air advection, WAA). Οι δυναμικές παράμετροι της κατώτερης τροπόσφαιρας καταγράφονται από τους χάρτες της ημέρας D1, καθώς είναι η ημέρα κατά την οποία παρατηρείται η βροχόπτωση, ο σχηματισμός της οποίας



επηρεάζεται από την μέση- κατώτερη τροπόσφαιρα, ειδικά κατά τη διάρκεια του χειμώνα.

Η οπτικοποίηση των τιμών των παραπάνω παραμέτρων περιέχεται στα γραφήματα του Σχ.7

A. Κατώτερη τροπόσφαιρα

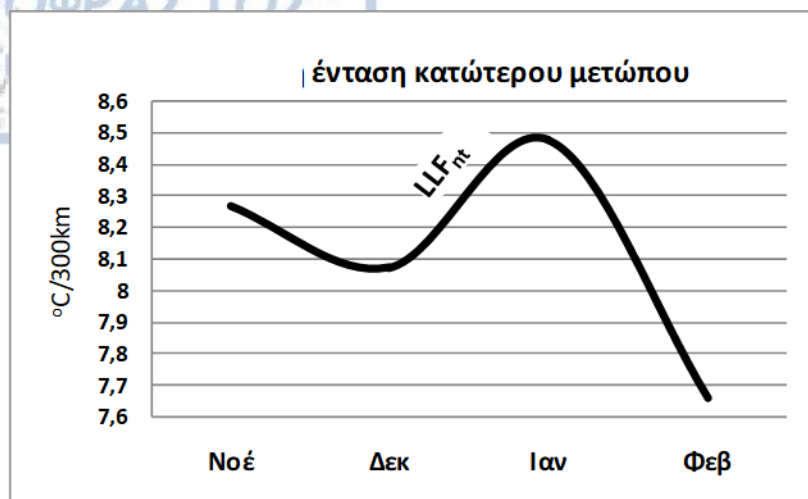
Από τις βασικότερες δυναμικές παραμέτρους, όσον αφορά τις ανοδικές κινήσεις και τη δημιουργία βροχής συνοπτικής κλίμακας, κατά τη διάρκεια του υπό μελέτη ψυχρού τετραμήνου, οπότε και τα βροχοφόρα νέφη βρίσκονται σχετικά χαμηλά, είναι η ένταση του αντίστοιχου μετώπου στα 850 hPa (LLFnt) και, ειδικά, η θερμική μεταφορά (WAA) που λαμβάνει χώρα στην ισοβαρική αυτή στάθμη.

A1 Ένταση μετώπου (850 hPa)

Μέση τιμή

Ο μέσος όρος της έντασης των μετώπων, που συνέβαλαν στο υπό μελέτη φαινόμενο, είναι $8,12^{\circ}\text{C}/300\text{ km}$ (Πίνακας 1), μια θερμοβαθμίδα αρκετά σημαντική. Αυτό σημαίνει πως η συνοπτική βροχόπτωση συνδυάζεται πάντα με κάποιο μέτωπο καιρού.

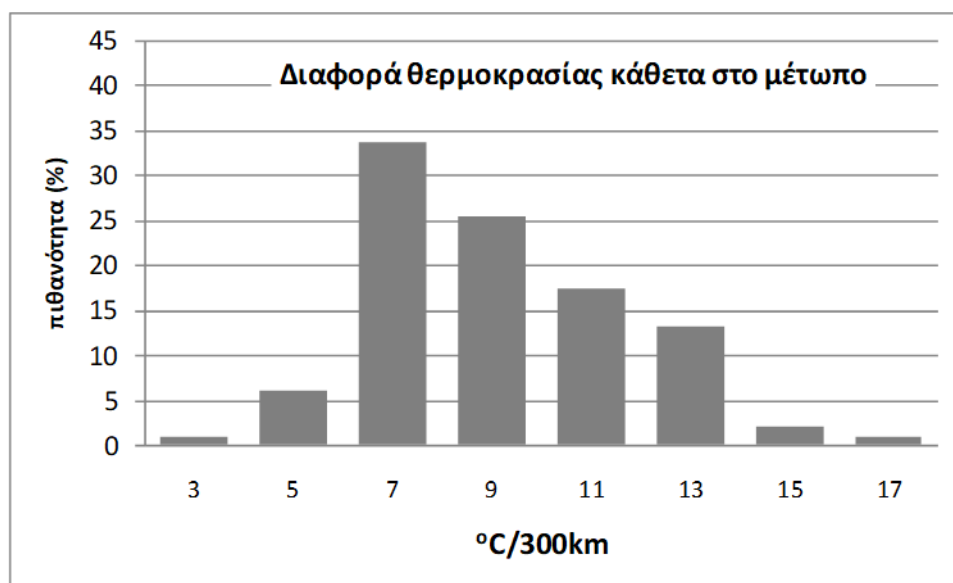
Από τις μηνιαίες διακυμάνσεις της έντασης του κατώτερου μετώπου (Σχ. 7α), φαίνεται πως η μεγαλύτερη μέση τιμή παρατηρείται τον Ιανουάριο. Επίσης, αφού και το Δεκέμβριο, και ειδικά το Νοέμβριο, οι μέσες εντάσεις είναι μεγαλύτερες από ό,τι το Φεβρουάριο, προκύπτει πως, ενώ το σημαντικότερο ρόλο πρέπει να τον παίζει η διαφορά θερμοκρασίας - Πόλου Ισημερινού, η οποία και είναι μεγαλύτερη τον Ιανουάριο, η επίρεια της Μεσογείου είναι επίσης έκδηλη. Καθώς η θάλασσα είναι σαφώς θερμότερη το Νοέμβριο, αλλά και το Δεκέμβριο, από ό,τι το Φεβρουάριο, η διαφορά θερμοκρασίας της Μεσογείου με την παραπλήσια ξηρά στα Βαλκάνια, ακολουθεί και αυτή την ίδια διακύμανση. Δεδομένου ότι τα περισσότερα μέτωπα διαχωρίζουν ψυχρές αέριες μάζες στα Βαλκάνια, από θερμές στη Μεσόγειο, το Νοέμβριο – Δεκέμβριο τα μέτωπα θα πρέπει να είναι κατά τι ισχυρότερα από ό,τι το Φεβρουάριο.



Σχήμα 7.α. Μέσες μηνιαίες τιμές μέγιστης έντασης του κατώτερου μετώπου (low level front, LLF_{nt}) στα 850 hPa (°C/300km).

Κατανομές

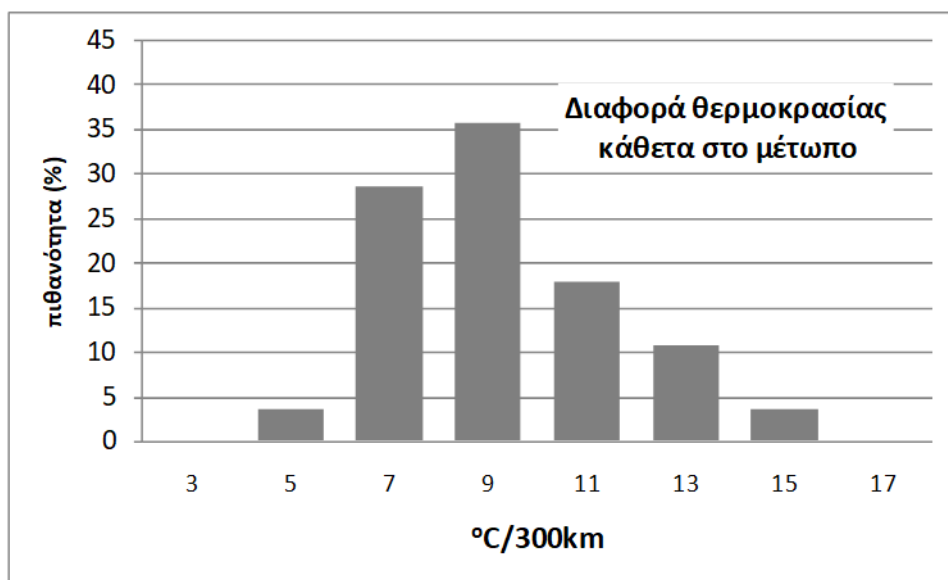
ΝΔΙΦ: Όσον αφορά στην κατανομή της (σχετικής) συχνότητας εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ανάλογα με την ένταση LLF_{nt} , στο γράφημα του Σχ.8α, φαίνεται πως η συχνότερη κλάση έντασης του κατωτέρου μετώπου, είναι 5 – 7 °C/300km, με πιθανότητα εμφάνισης 34%. Όμως, ενώ οι κλάσεις 7-9, 9-11 και 11-13 έχουν πιθανότητες 25%, 17% και 13%, αντίστοιχα, οι κλάσεις 3-5 και < 3 έχουν πιθανότητες 6% και 1%, αντίστοιχα, γεγονός που υποδεικνύει ότι η συνοπτική βροχή είναι ένα φαινόμενο που λαμβάνει χώρα παρουσία έντονων μετώπων. Συγκεκριμένα, έχει υπάρξει μέτωπο με ένταση >15 °C/300km.



Σχήμα 8α.1 Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της έντασης του κατωτέρου μετώπου (LLF_{nt}) στα 850 hPa, δηλαδή της διαφοράς θερμοκρασίας κάθετα στο μέτωπο (°C/300km). (Νοέμβριος- Φεβρουάριος 1972-2012)

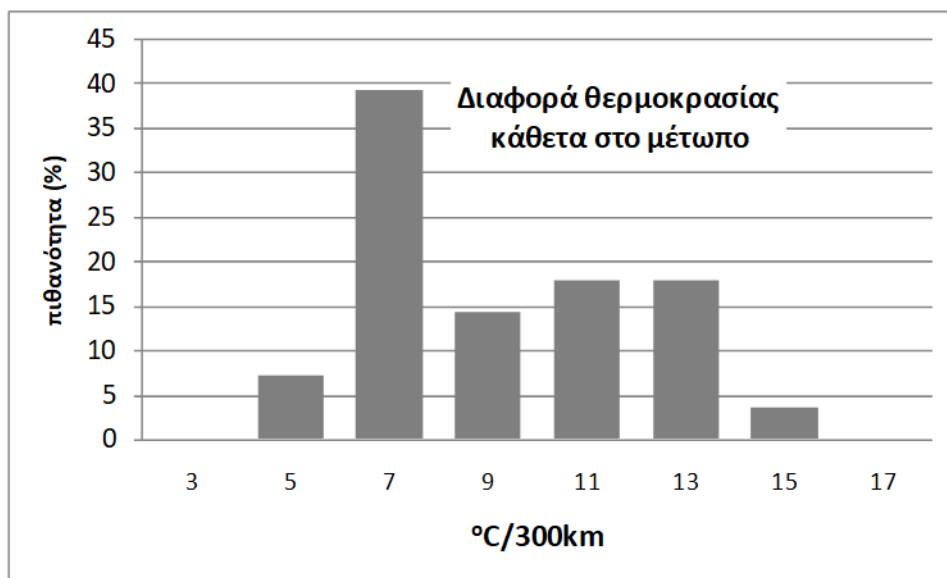
Όσον αφορά στις μηνιαίες διακυμάνσεις της σχετικής συχνότητας εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ως συνάρτησης του LLFnt, αυτός απεικονίζεται στα Σχ. 8β-8ε.

Το **Νοέμβριο** (Σχ. 8β) παρατηρούνται τιμές του LLFnt μεγαλύτερες από τις μέσες μηνιαίες (βλ. Σχ. 7α), καθώς τη μέγιστη σχετική συχνότητα έχουν τα μέτωπα με διαφορά θερμοκρασίας 7 – 9 °C/300km, με πιθανότητα εμφάνισης 36%. Όμως εδώ εκλείπουν τα πολύ έντονα μέτωπα, με LLFnt > 15 °C/300km. Γενικά, ο Νοέμβριος έχει το χαρακτηριστικό της σχετικά ομαλής κατανομής της συχνότητας εμφάνισης του υπό μελέτη φαινομένου, ως συνάρτηση της μετωπικής έντασης.



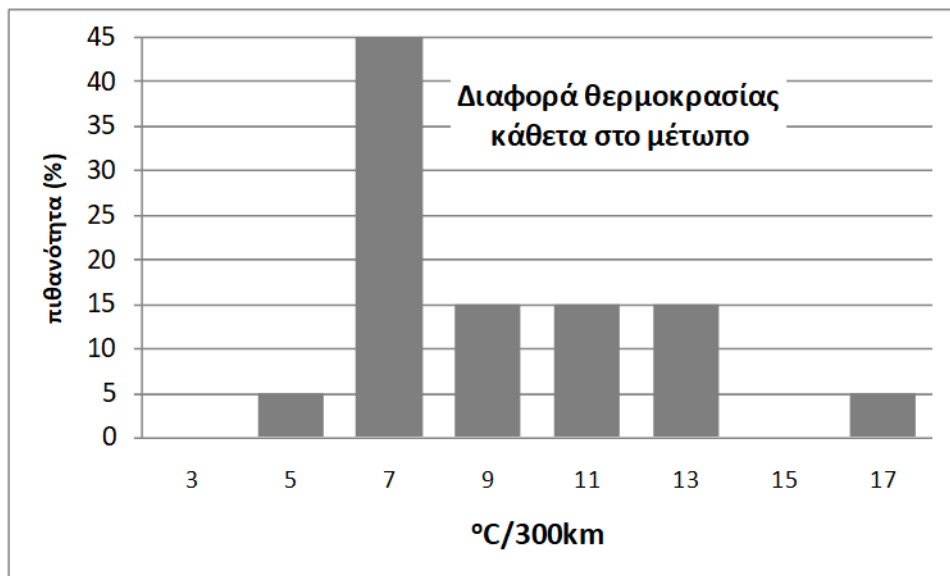
Σχήμα 8β.1 Όπως στο Σχ. 8α1, αλλά για το Νοέμβριο.

Ο Δεκέμβριος (Σχ. 8γ) χαρακτηρίζεται από διπλό μέγιστο της πιθανότητας εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχής. Το κύριο μέγιστο (39%) παρατηρείται στις περιπτώσεις με μέτωπα έντασης 5 – 7 °C/300km και το δευτερεύον (36%) σε αυτές με διαφορά θερμοκρασίας 9 – 13 °C/300km. Άρα, λοιπόν, κατά το Δεκέμβριο, το φαινόμενο της βροχόπτωσης συνοπτικής κλίμακας, είναι πιθανότερο να οφείλεται είτε σε όχι ιδιαίτερα έντονα, είτε σε πολύ έντονα μέτωπα (75%), ενώ τα μετρίως έντονα μέτωπα έχουν πιθανότητα μόνον 14%. Το υπόλοιπο 11% των περιπτώσεων κατανέμεται κατά 7% στις ασθενέστερες των περιπτώσεων ($LLF_{nt} < 5$ °C/300km) και κατά 4% στις εντονότερες (13 °C/300km $< LLF_{nt} < 15$ °C/300km).



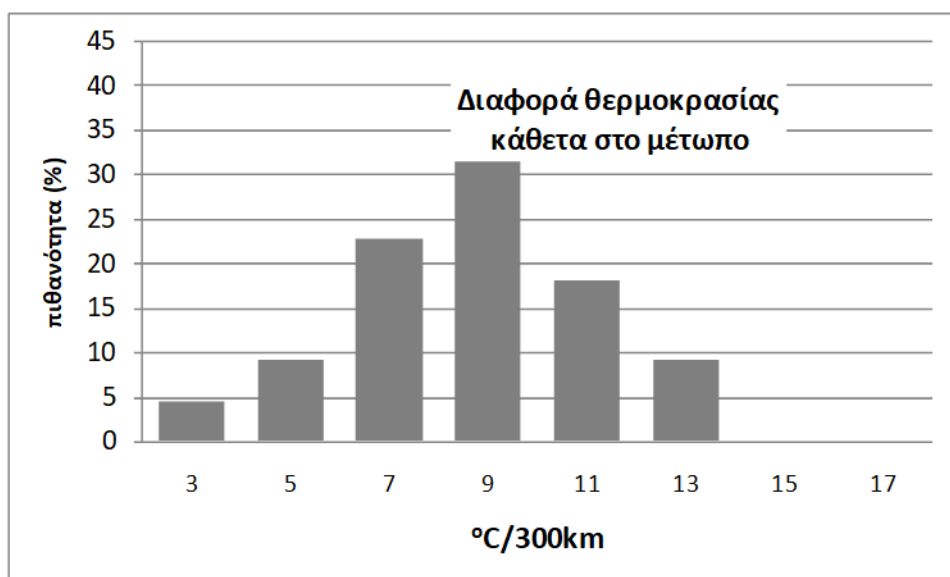
Σχήμα 8γ.1 Όπως στο Σχ. 8α1, αλλά για το Δεκέμβριο.

Η ίδια κατανομή, με διπλό μέγιστο, ελαφρώς εξομαλυσμένη, παρατηρείται και τον **Ιανουάριο** (Σχ. 8δ), κατά τη διάρκεια του οποίου λαμβάνουν χώρα και σχεδόν όλες οι περιπτώσεις των ισχυρότερων παρατηρηθέντων μετώπων, όσον αφορά στο υπό μελέτη φαινόμενο, με εντάσεις $> 15 \text{ }^{\circ}\text{C}/300\text{km}$.



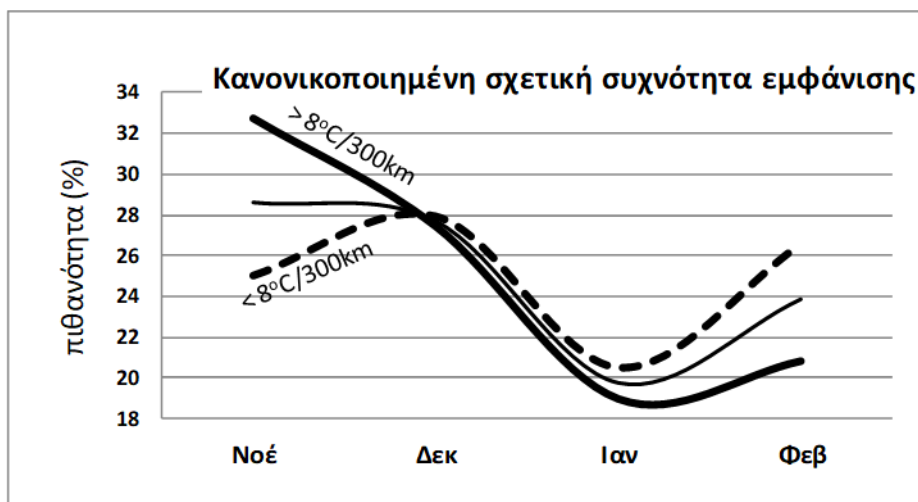
Σχήμα 8δ.1 Όπως στο Σχ. 8α1, αλλά για το Ιανουάριο.

Τέλος, το **Φεβρουάριο** (Σχ. 8ε) παρατηρείται, όπως και το Νοέμβριο, ομαλή κατανομή, μετακινημένη όμως προς εντάσεις χαμηλότερες από εκείνες του Νοεμβρίου, κατά $2 \text{ }^{\circ}\text{C}/300\text{km}$.



Σχήμα 8ε.1 Όπως στο Σχ. 8α1, αλλά για το Φεβρουάριο.

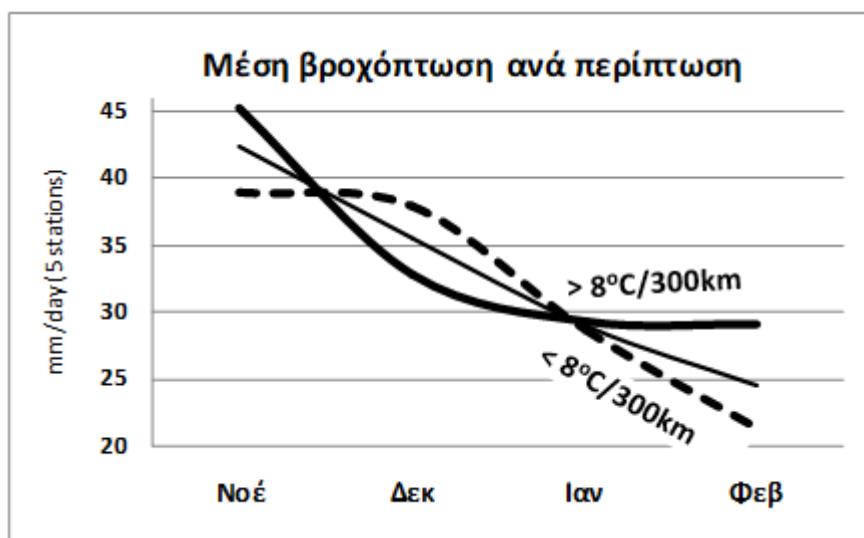
Για να μελετηθεί περαιτέρω ο ρόλος που παίζει η ένταση του ατμοσφαιρικού μετώπου στο φαινόμενο της βροχής συνοπτικής κλίμακας, αφού η μέση τιμή είναι οι $8^{\circ}\text{C}/300\text{km}$, χωρίζονται οι περιπτώσεις σε αυτές που είχαν ένταση μικρότερη και μεγαλύτερη της παραπάνω τιμής. Παρατηρήθηκαν 52 (46) περιπτώσεις μετωπικής έντασης μικρότερης (μεγαλύτερης) των $8^{\circ}\text{C}/300\text{km}$. Η κατανομή των περιπτώσεων αυτών στους τέσσερις μήνες της περιόδου μελέτης, φαίνεται στα γραφήματα του Σχ.9. Οι «ασθενείς» περιπτώσεις (διακεκομμένη γραμμή) δεν έχουν σαφείς μηνιαίες διακυμάνσεις, παρατηρούμενες συχνότερα (29%) το Δεκέμβριο και σπανιότερα (21%) τον Ιανουάριο ενώ οι έντονες (έντονη συνεχής γραμμή) έχουν έναν εντονότερες μηνιαίες διακυμάνσεις, παρατηρούμενες συχνότερα (32,5%) το Νοέμβριο παρουσιάζοντας ελάττωση έως και τον Ιανουάριο στο 19,5%. Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε συμφωνία με αυτά των μηνιαίων διακυμάνσεων της έντασης του κατωτέρου μετώπου (Σχ. 7α). Το γεγονός ότι η μέση παρατηρούμενη ένταση του μετώπου είναι *μέγιστη* τον Ιανουάριο (Σχ. 7α), ενώ η σχετική συχνότητα των μετωπικά εντόνων περιπτώσεων είναι *ελάχιστη* τον ίδιο μήνα (Σχ. 9), σημαίνει ότι υπάρχουν λίγες περιπτώσεις εντόνων μετώπων τον Ιανουάριο, οι οποίες όμως είναι πιο έντονες από αυτές του Νοεμβρίου, κατά τον οποίο παρατηρείται η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης των εντόνων μετώπων.



Συχνότητα
εμφάνισης: ασθενείς
vs έντονες
περιπτώσεις (LLF_{nt})

Σχήμα 9. Όπως στο Σχ. 6, αλλά για «έντονες» ($\text{LLF}_{\text{nt}} > 8^{\circ}\text{C}/300\text{km}$) και «ασθενείς» ($\text{LLF}_{\text{nt}} < 8^{\circ}\text{C}/300\text{km}$) περιπτώσεις.

Στο Σχ. 10 απεικονίζονται οι μηνιαίες διακυμάνσεις της βροχόπτωσης των ασθενών ($LLF_{nt} < 8^{\circ}C/300km$, διακεκομμένη γραμμή) και εντόνων ($LLF_{nt} > 8^{\circ}C/300km$, έντονη συνεχής γραμμή) περιπτώσεων του υπό μελέτη φαινομένου. Στους περισσότερους από τους μήνες περιόδου μελέτης (Νοέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος), η βροχόπτωση των εντόνων επεισοδίων είναι μεγαλύτερη ή ίση των ασθενών περιπτώσεων. Μόνο τον Δεκέμβριο η βροχόπτωση των ασθενών επεισοδίων είναι μεγαλύτερη των εντόνων. Όσον αφορά στις επιμέρους βροχοπτώσεις του κάθε σταθμού, στη Θεσσαλονίκη και τη Λάρισα η βροχόπτωση των έντονων επεισοδίων είναι πάντα μεγαλύτερη των ασθενών. Αυτό είναι σε συμφωνία με το γεγονός ότι στους ίδιους σταθμούς, η συνοπτική βροχόπτωση είναι πάντα μεγαλύτερη από την «ολική», δηλαδή την όχι κατ' ανάγκη συνολική βροχόπτωση (βλ. Σχ.3). Όσο αυξάνει ο θαλάσσιος χαρακτήρας ενός σταθμού, τόσο η βροχόπτωση των ασθενών περιπτώσεων τείνει να ξεπεράσει εκείνη των εντόνων.



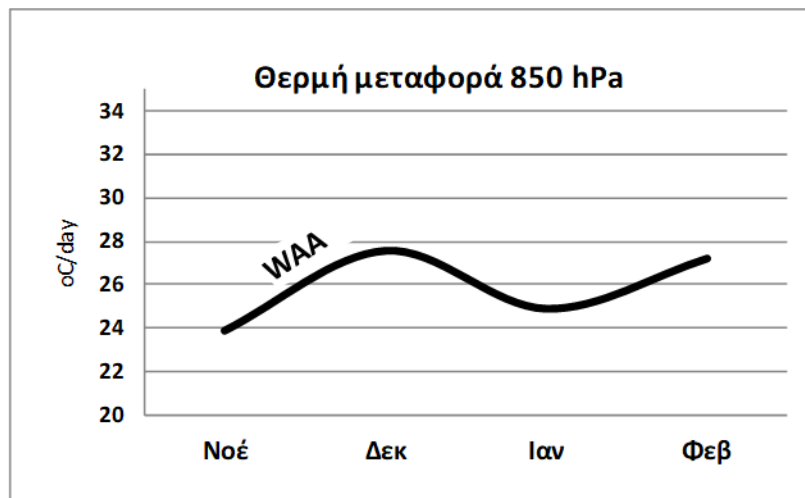
**Βροχόπτωση: ασθενείς
vs έντονες περιπτώσεις
(LLF_{nt})**

Σχήμα 10. Όπως στο Σχ. 9, αλλά για τη συνολική ημερήσια βροχόπτωση σε 5 σταθμούς.

Α2 Θερμή μεταφορά (850 hPa)

Μέση τιμή

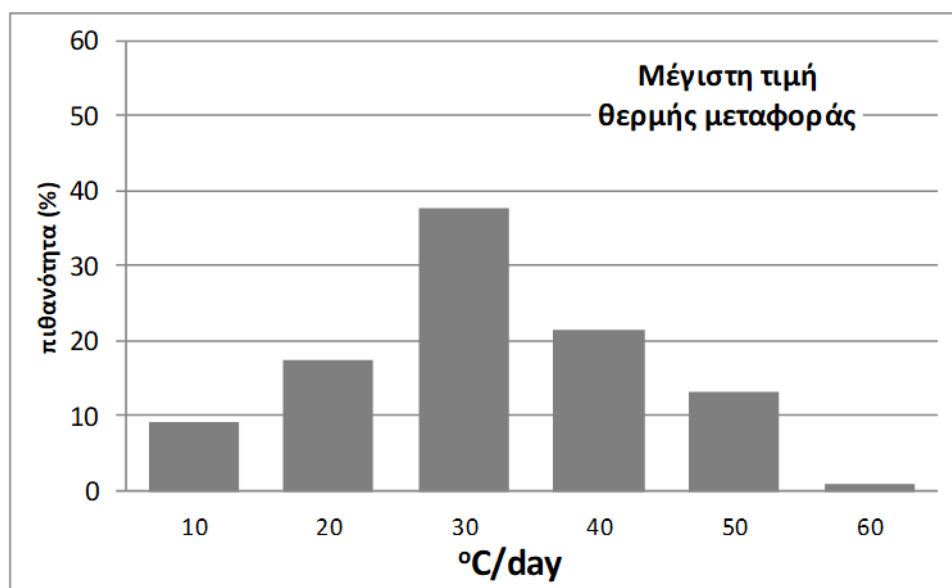
Οι διακυμάνσεις της θερμής μεταφοράς κατά τη διάρκεια του τετράμηνου μελέτης, είναι μικρότερες από όλες τις υπόλοιπες δυναμικές παραμέτρους, με τη μέση μηνιαία τιμή της να κυμαίνεται από 24 έως 27,8 °C/ημέρα.



Σχήμα 7β. Μέσες μηνιαίες τιμές για τη θερμή μεταφορά (warm air advection, WAA).

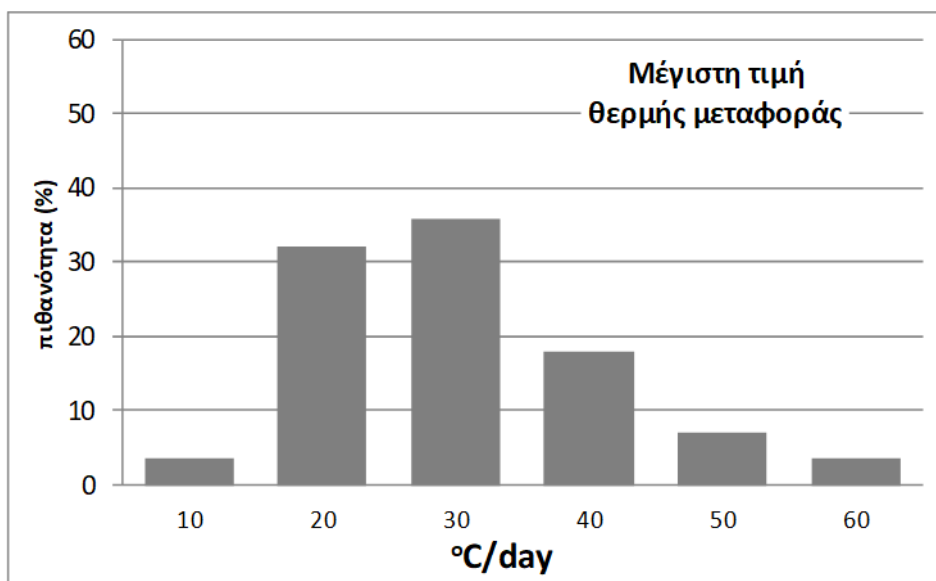
Κατανομές

Από το Σχ. 8α.2 φαίνεται πως η επικρατέστερη κλάση θερμής μεταφοράς είναι 20-30 βαθμούς κελσίου/ημέρα με πιθανότητα 38% κατά τη διάρκεια του τετράμηνου μελέτης. Η πιθανότητα αυτή μειώνεται σχεδόν ομοιόμορφα προς τα δύο άκρα της κατανομής.



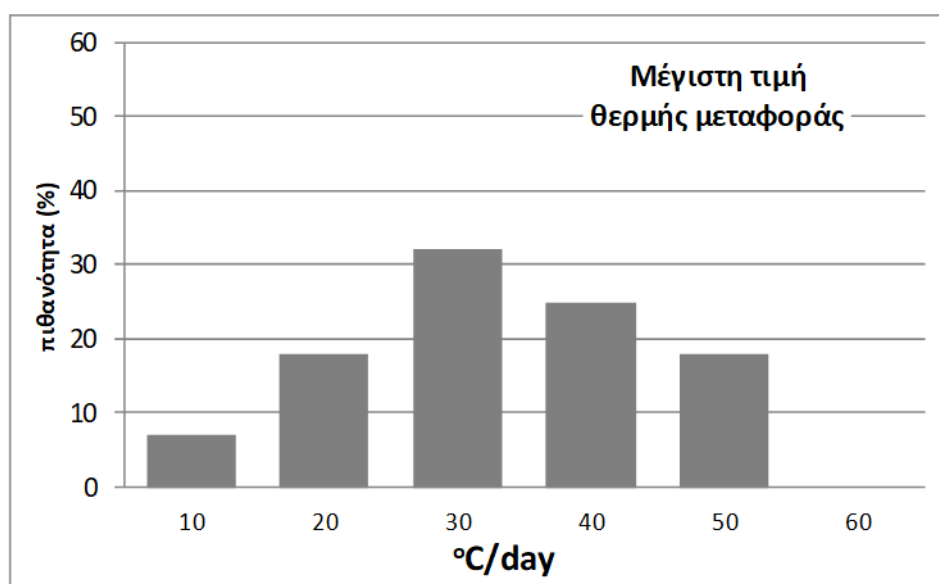
Σχήμα 8α.2 Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της θερμής μεταφοράς στα 850 hPa (warm air advection, WAA). (Νοέμβριος-Φεβρουάριος 1972-2012)

Το **Νοέμβριο** (Σχ. 8β.2), οι κλάσεις 10-20 και 20-30 έχουν τις μέγιστες πιθανότητες, 32% και 36% αντίστοιχα, ενώ είναι ο μόνος μήνας όπου υπάρχουν περιπτώσεις με θερμή μεταφορά >50 °C/ημέρα.



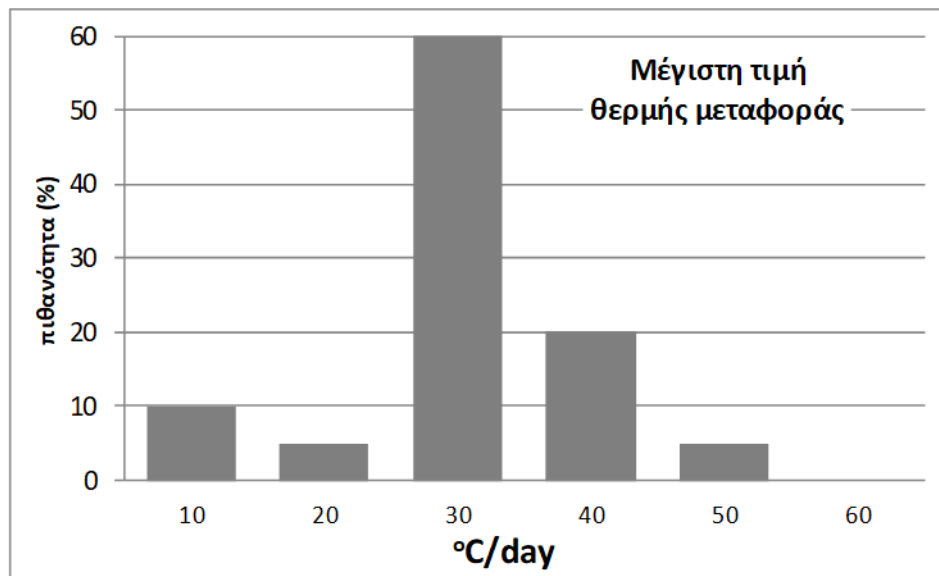
Σχήμα 8β.2 Όπως στο Σχ. 8α2, αλλά για το Νοέμβριο.

Το **Δεκέμβριο** (Σχ. 8γ.2), η μέγιστη πιθανότητα μετατίθεται κατά περίπου 10 βαθμούς κελσίου ανά μέρα, σε σχέση με τον Νοέμβριο. Αφού, οι κλάσεις 20-30 και 30-40 έχουν εδώ τις μέγιστες πιθανότητες, 32% και 25% αντίστοιχα.



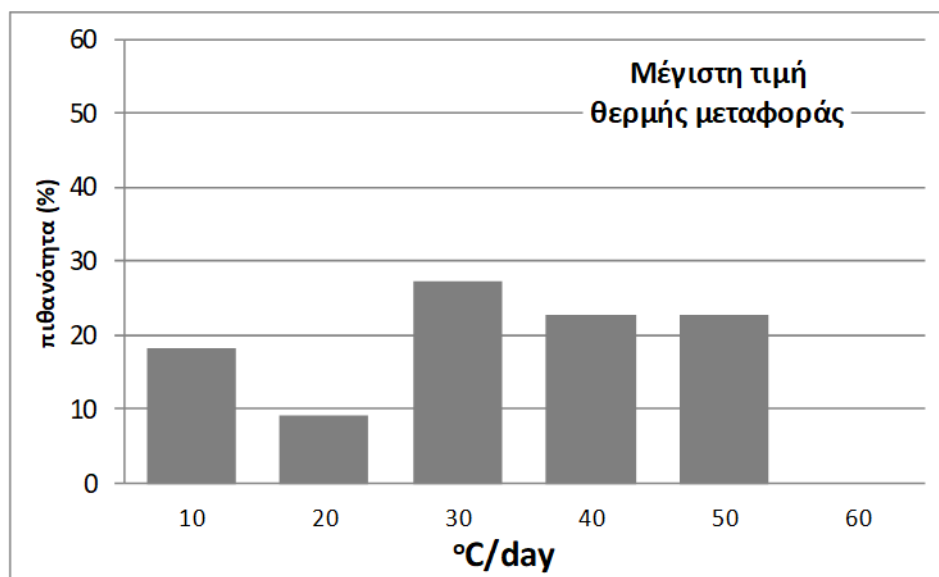
Σχήμα 8γ.2 Όπως στο Σχ. 8α2, αλλά για το Δεκέμβριο.

Τον **Ιανουάριο**, το φαινόμενο της συνολικής βροχόπτωσης «συγκεντρώνεται» στην κλάση 20-30, αφού η πιθανότητα της φτάνει το 60%.



Σχήμα 8δ.2 Όπως στο Σχ. 8α2, αλλά για το Ιανουάριο.

Τον **Φεβρουάριο**, δεν υπάρχει μια σαφής τάση να επικρατεί κάποια κλάση, αφού η πιθανότητα των περισσότερων κλάσεων είναι περίπου 20%.



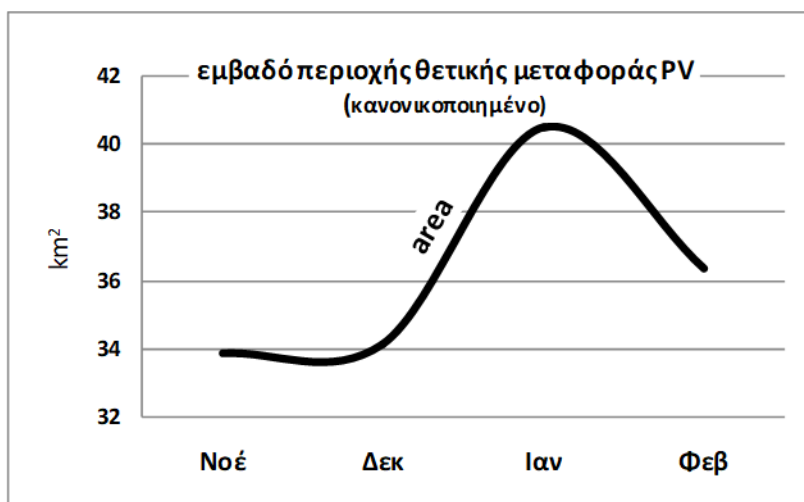
Σχήμα 8ε.2 Όπως στο Σχ. 8α2, αλλά για το Φεβρουάριο.

Β. Ανώτερη τροπόσφαιρα

B1 Θετική μεταφορά PV (500 hPa)

Μέση τιμή

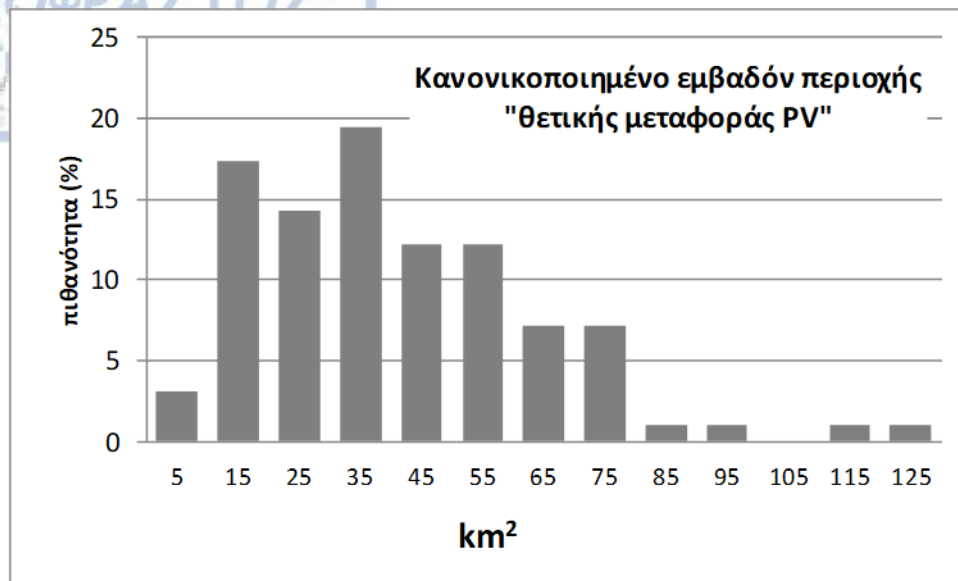
Στο σχήμα 7.γ φαίνονται οι διακυμάνσεις της μέσης μηνιαίας τιμής του κανονικοποιημένου εμβαδού της περιοχής θετικής μεταφοράς δυνητικού στροβιλισμού (PV). Τον Νοέμβριο και τον Δεκέμβριο παρατηρούνται μετρίως έντονες τιμές της παραμέτρου αυτής, με μια σημαντική αύξηση τον Ιανουάριο και μία ακόλουθη μείωση τον Φεβρουάριο. Οι μηνιαίες αυτές διακυμάνσεις είναι σε συμφωνία με αυτές της Μεσημβρινής θερμοβαθμίδας και της έντασης των αεροχειμάρρων.



Σχήμα 7γ. Μέσες μηνιαίες τιμές για το κανονικοποιημένο εμβαδό (area) της περιοχής σύγχρονης CVA και CAA.

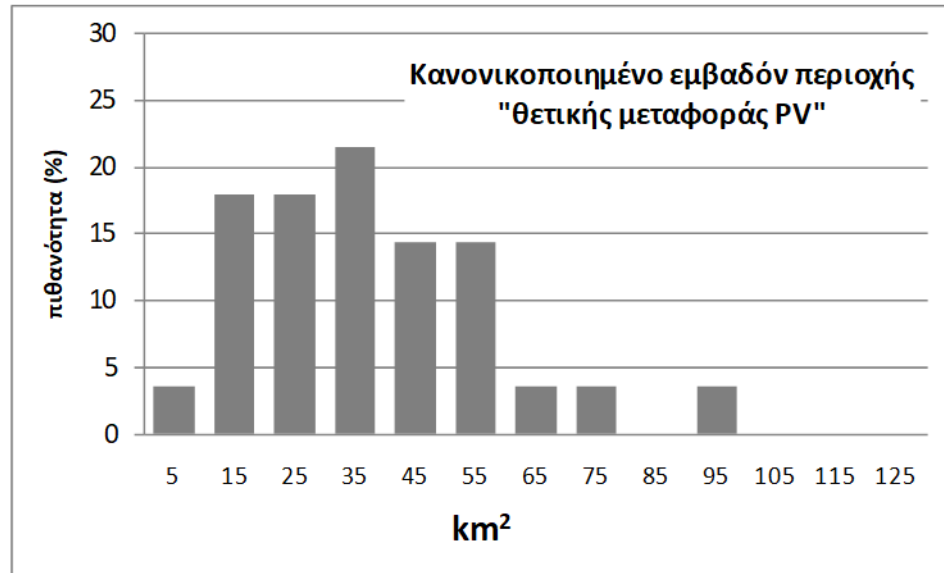
Κατανομές

(ΝΔΙΦ) Από την κατανομή της πιθανότητας παρατήρησης του φαινομένου μελέτης ανάλογα με το εμβαδόν θετικής μεταφοράς PV, φαίνεται πως κατά τη διάρκεια του τετράμηνου μελέτης, οι επικρατέστερες τιμές της παραμέτρου αυτής είναι 5-35 km², με το δεξί όμως άκρο της κατανομής να εκτείνεται μέχρι και τα 25 km².



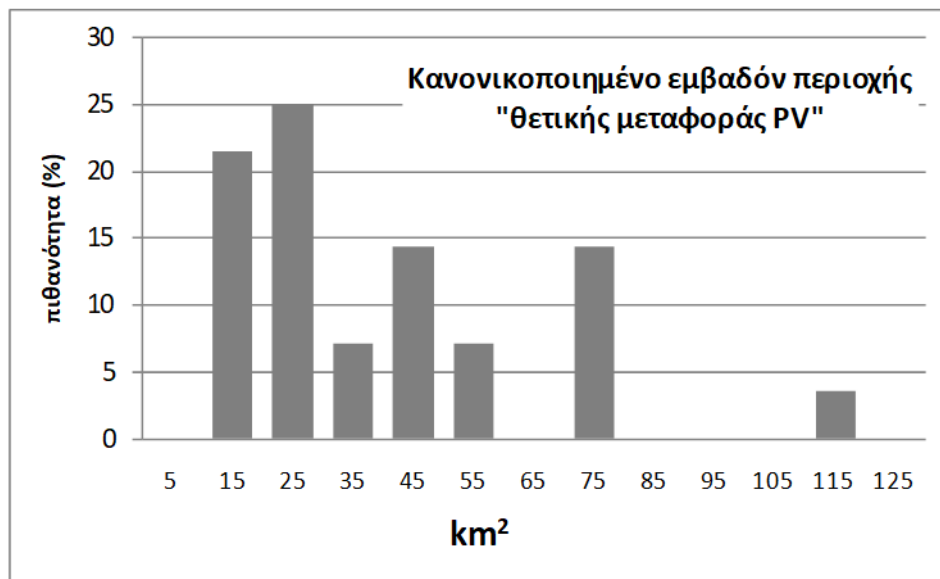
Σχ. 8α.3 Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση του εμβαδού περιοχής θετικής μεταφοράς PV (Νοέμβριος- Φεβρουάριος 1972-2012)

Τον **Νοέμβριο** η συχνότερη κλάση είναι 25-35 km² με πιθανότητα 22%, ενώ δεν παρατηρούνται περιπτώσεις με εμβαδό θετικής μεταφοράς PV >95 km².



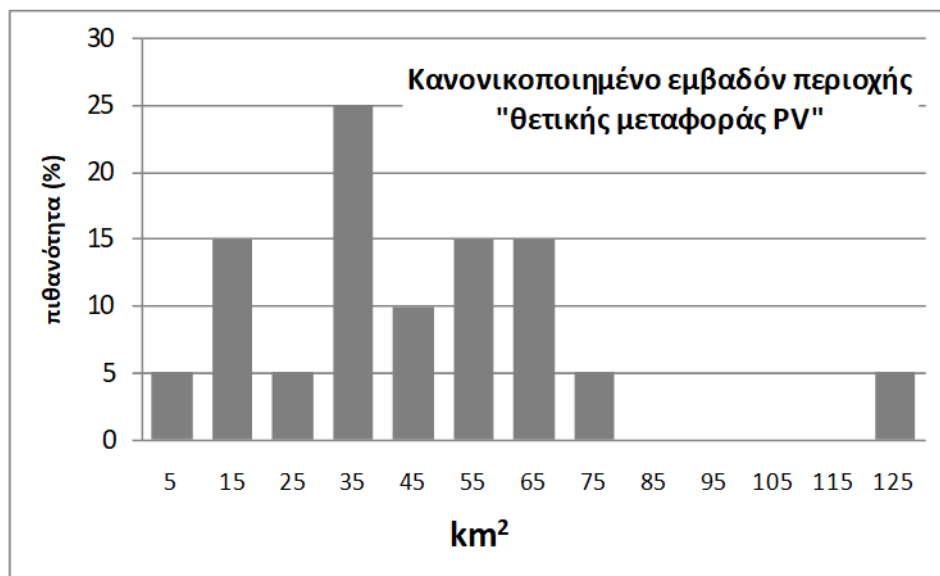
Σχ.8β.3 Όπως στο Σχ. 8α.3 αλλά για τον Νοέμβριο

Τον **Δεκέμβριο** οι παρατηρούμενες περιπτώσεις είναι είτε πολύ ασθενείς είτε σχετικά έντονες, αφού η πιθανότητα του εμβαδού να είναι 5-25 km² είναι 47%, ενώ υπάρχουν και περιπτώσεις με εμβαδό έως και 115 km².



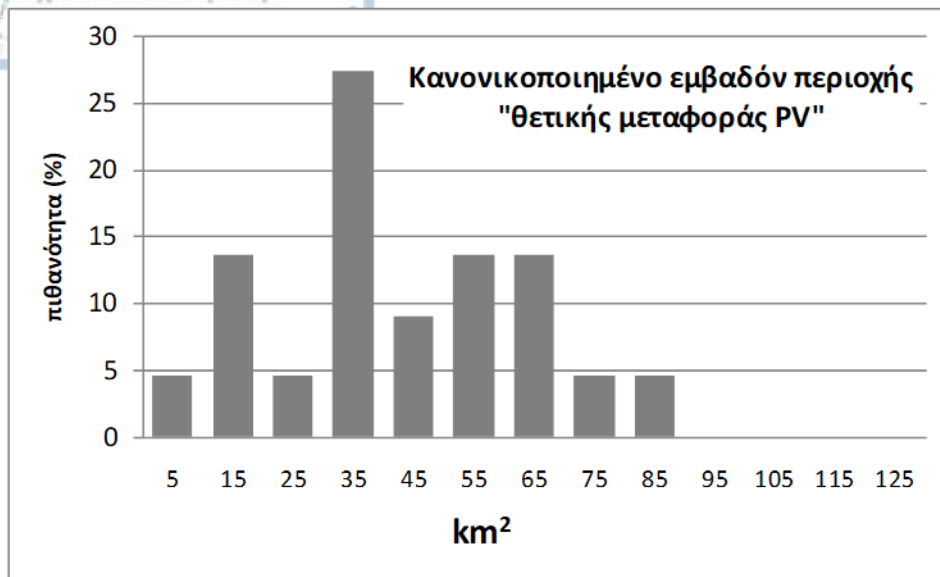
Σχ. 8γ.3 Όπως στο Σχ. 8α.3 αλλά για τον Δεκέμβριο

Τον **Ιανουάριο** βλέπουμε μία παρόμοια κατανομή. Ωστόσο, ο Ιανουάριος είναι ο μήνας με τις πιο έντονες περιπτώσεις, αφού η πιθανότητα της κλάσεις 115-125 km² είναι 5%.



Σχ. 8δ.3 Όπως στο Σχ. 8α.3 αλλά για τον Ιανουάριο

Τον **Φεβρουάριο** δεν παρατηρούνται περιπτώσεις εντονότερες από 85 Km^2 .

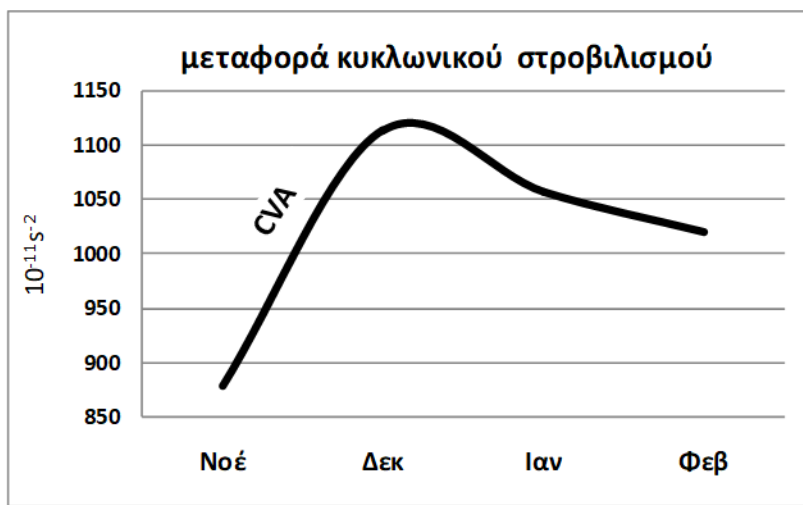


Σχ. 8ε.3 Όπως στο Σχ. 8α.3 αλλά για τον Φεβρουάριο

B2 Μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (500 hPa)

Μέση τιμή

Όπως φαίνεται στο σχήμα 7δ, η ελάχιστη τιμή της μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού παρατηρείται τον Νοέμβριο ($870 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$), όπως και στις περισσότερες δυναμικές παραμέτρους. Σημαντική αύξηση λαμβάνει χώρα τον Δεκέμβριο ($1120 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$) και ομαλή ελάττωση μέχρι τον Φεβρουάριο ($1020 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$).



Σχήμα 7δ. Μέσες μηνιαίες τιμές για τη μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (cyclonic vorticity advection, CVA).

Κατανομές

(ΝΔΙΦ) – Όπως φαίνεται στο σχήμα 8 α.4, η επικρατέστερη κλάση είναι αυτή των $600-800 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$, με πιθανότητα περίπου 25%, με τις πιθανότητες να ελαττώνονται ομαλά προς το δεξιό άκρο της κατανομής, το οποίο φτάνει την τιμή έως και $2600 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$.



Σχ. 8α.4. Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της μέγιστης τιμής της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού στα 500 hPa. (Νοέμβριος- Φεβρουάριος 1972-2012)

Τον **Νοέμβριο** εκλείπουν οι κλάσεις από $1600 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$ έως $2400 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$. Όμως είναι ο μόνος μήνας κατά τον οποίο παρατηρούνται περιπτώσεις μέγιστης τιμής θετικής μεταφοράς στροβιλισμού έως και $2600 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$.



Σχ. 8β.4 Όπως στο Σχ. 8α.4 αλλά για τον Νοέμβριο

Τον **Δεκέμβριο** παρατηρείται μία αρκετά πεπλατυσμένη κατανομή με τις περισσότερες κλάσεις να έχουν παρόμοια πιθανότητα (περίπου 10%), εκτός από την κλάση 800-1000 που είναι η επικρατέστερη, με πιθανότητα 25%.



Σχ. 8γ.4 Όπως στο Σχ. 8α.4 αλλά για τον Δεκέμβριο

Τον **Ιανουάριο** παρατηρείται μία συσσώρευση της πιθανότητας παρατήρησης του υπό μελέτη φαινομένου στην κλάση 600-800 x 10^{-11} s^{-2} (40%).



Σχ. 8δ.4 Όπως στο Σχ. 8α.4 αλλά για τον Ιανουάριο

Αντίθετα με τον Ιανουάριο, τον **Φεβρουάριο** παρατηρείται μία ομαλή κατανομή της πιθανότητας παρατήρησης του φαινομένου, ως συνάρτηση της μέγιστης τιμής θετικής μεταφοράς στροβιλισμού.

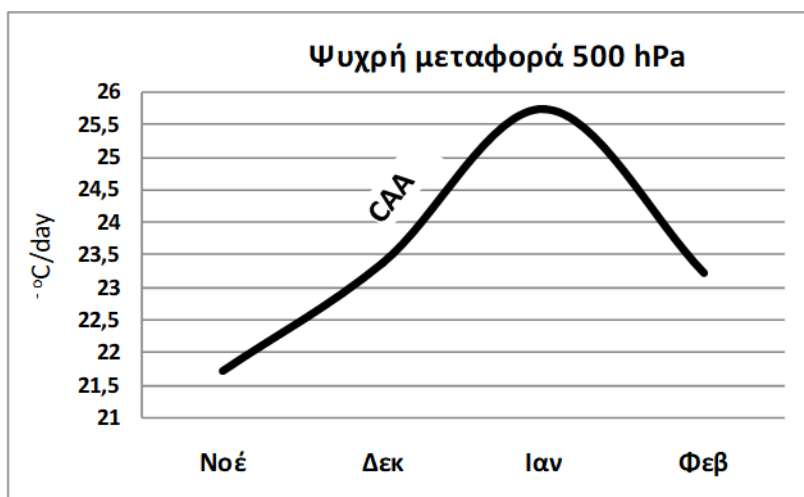


Σχ. 8ε.4 Όπως στο Σχ. 8α.4 αλλά για τον Φεβρουάριο

B3 Ψυχρή μεταφορά (500 hPa)

Μέση τιμή

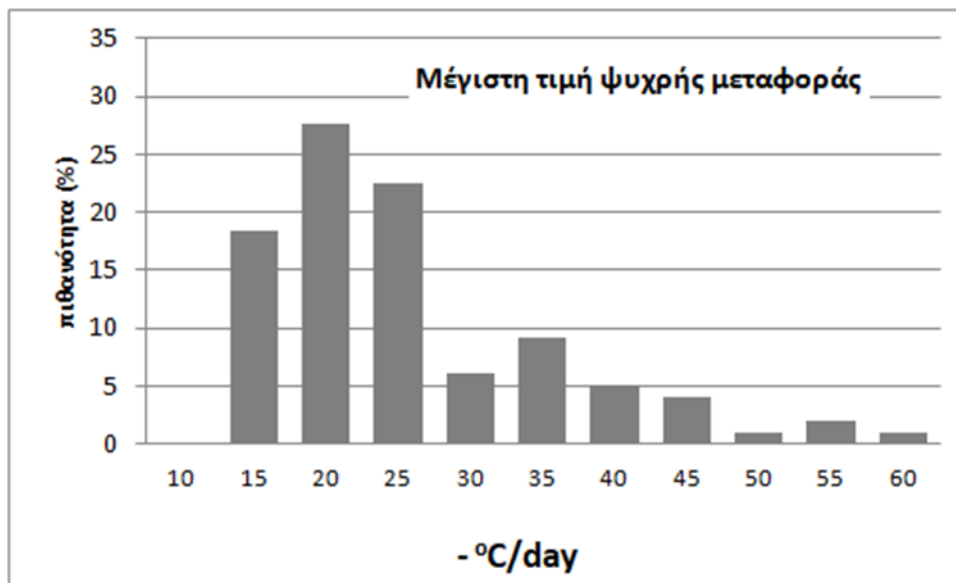
Στο σχήμα 7.ε φαίνονται οι διακυμάνσεις της μέσης μηνιαίας τιμής των μέγιστων τιμών της ψυχρής μεταφοράς. Η ελάχιστη τιμή της ψυχρής μεταφοράς παρατηρείται τον Νοέμβριο (περίπου $22^{\circ}C/day$). Σημαντική αύξηση λαμβάνει χώρα τους επόμενους δύο μήνες, φτάνοντας σχεδόν τους $26^{\circ}C/day$ τον Ιανουάριο, ενώ μείωση παρατηρείται τον Φεβρουάριο, περίπου στους $23^{\circ}C/day$.



Σχήμα 7.ε. Μέσες μηνιαίες τιμές για την ψυχρή μεταφορά (cold air advection, CAA).

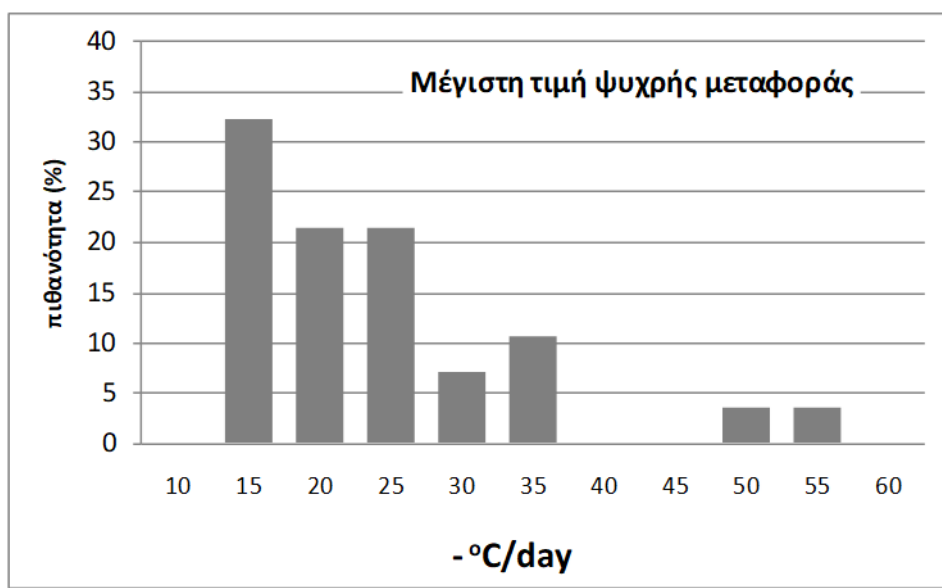
Κατανομές

(ΝΔΙΦ) - Όπως στη μεταφορά στροβιλισμού, έτσι και στην ψυχρή μεταφορά, η κατανομή είναι ομαλή, με επικρατέστερη κλάση αυτή των 15-20 °C/day και την πιθανότητα να ελαττώνεται ομαλά προς το δεξιό άκρο της κατανομής (60 °C/day).



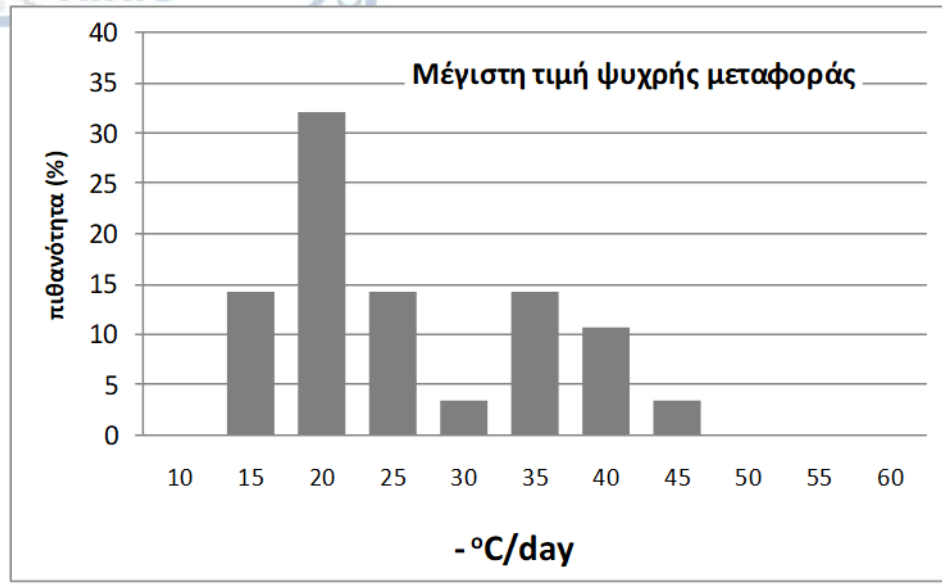
Σχήμα 8α.5 Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της μέγιστης τιμής ψυχρής μεταφοράς (Νοέμβριος- Δεκέμβριος 1972-2012).

Τον **Νοέμβριο**, παρατηρούνται οι περισσότερες περιπτώσεις (32%) σχετικά ασθενούς ψυχρής μεταφοράς (10-15 °C/day), ενώ υπάρχουν και κάποιες περιπτώσεις έντονης ψυχρής μεταφοράς (45-55 °C/day).



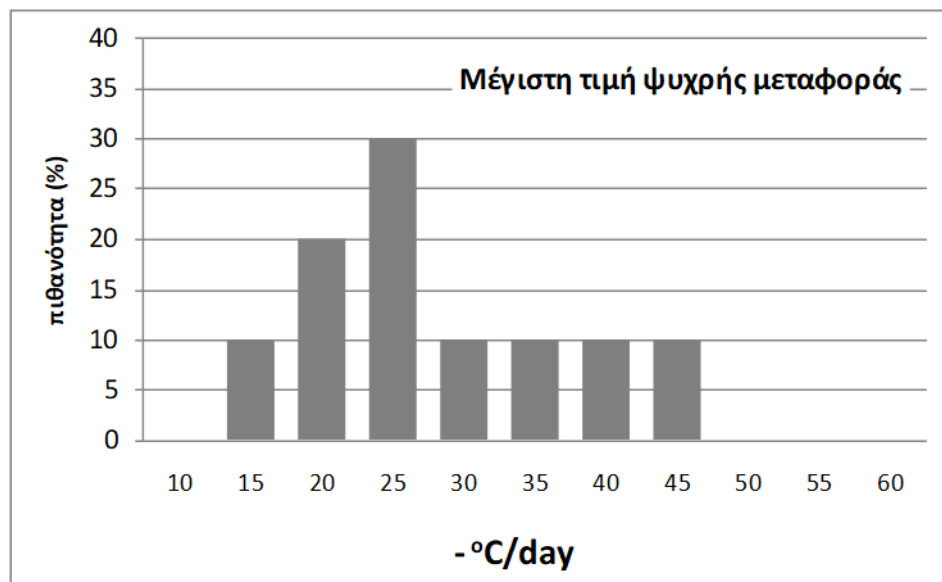
Σχήμα 8β.5 Όπως στο Σχ. 8α.5 αλλά για τον Νοέμβριο

Τον **Δεκέμβριο** η κατανομή είναι ομαλή γύρω από την επικρατέστερη (32%) κλάση (15-20 °C/day), χωρίς να παρατηρούνται περιπτώσεις εντονότερες από 45 °C/day.



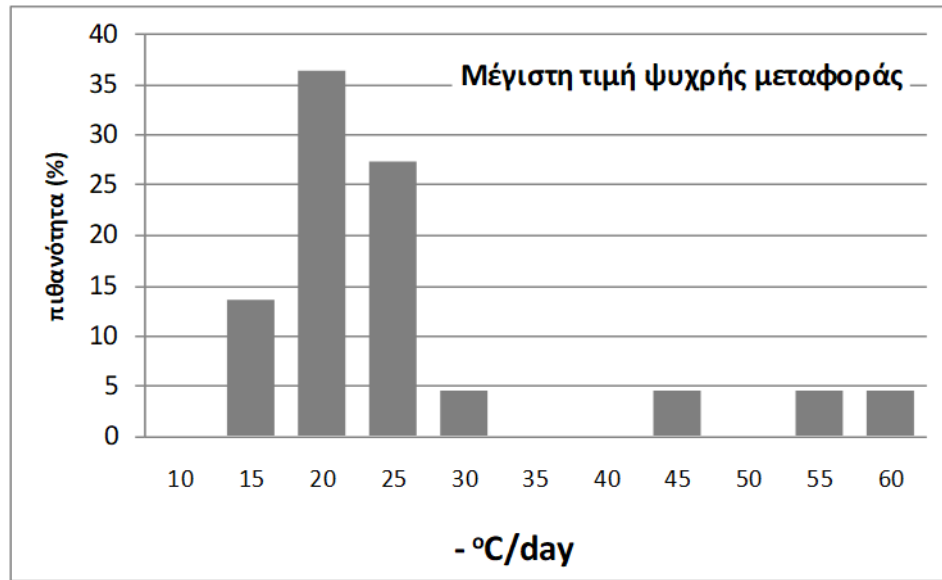
Σχήμα 8γ.5 Όπως στο Σχ. 8α.5 αλλά για τον Δεκέμβριο

Τον **Ιανουάριο** συνεχίζει να μετατίθεται το μέγιστο της πιθανότητας προς υψηλότερες τιμές ψυχρής μεταφοράς. Παράλληλα, δεν παρατηρείται μείωση της πιθανότητας στις 4 εντονότερες κλάσεις (25-45 °C/day) , των οποίων η πιθανότητα είναι 10% της καθεμίας.



Σχήμα 8δ.5 Όπως στο Σχ. 8α.5 αλλά για τον Ιανουάριο

Τον **Φεβρουάριο** αφενός παρατηρείται μία συσσώρευση περιπτώσεων στην κλάση 15-20 °C/day (30%), αφετέρου είναι ο μήνας με το μεγαλύτερο ποσοστό ισχυρών περιπτώσεων ψυχρής μεταφοράς (50-60 °C/day).

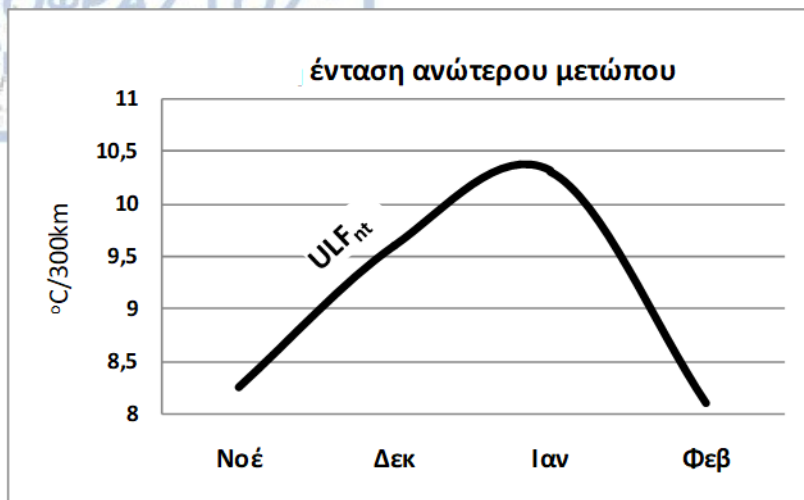


Σχήμα 8ε.5 Όπως στο Σχ. 8α.5 αλλά για τον Φεβρουάριο

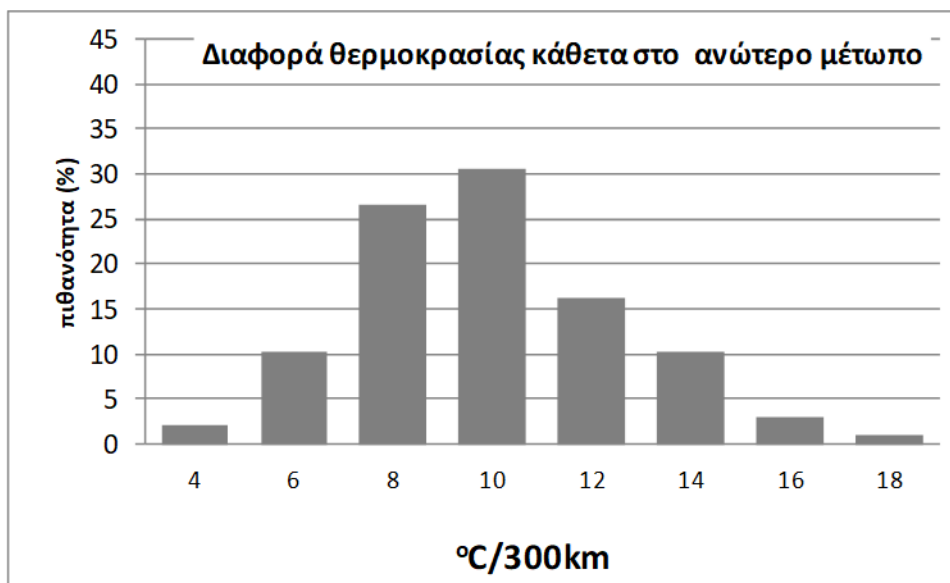
B4 Ένταση ανωτέρου μετώπου (ULF_{nt}, 500 hPa)

Μέση τιμή - Κατανομές

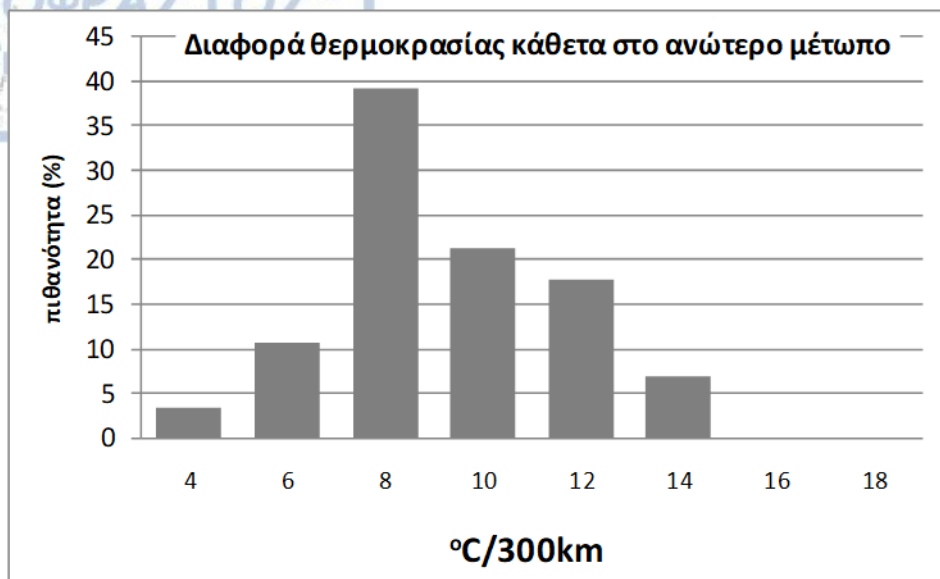
Όπως φαίνεται τόσο στο Σχ. 7στ, αλλά και στα σχήματα που αφορούν κάθε μήνα μεμονωμένα (Σχ. 8α.6 – 8ε.6), τόσο οι διακυμάνσεις της μέσης μηνιαίας έντασης του ανώτερου μετώπου, όσο και οι μηνιαίες κατανομές, αντίστοιχα, είναι όμοιες με εκείνες της ψυχρής μεταφοράς. Κάτι ανάλογο δεν παρατηρήθηκε στην περίπτωση των κατώτερων στρωμάτων (850 hPa). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η ένταση της θερμικής, γενικά, μεταφοράς είναι η ένταση του μετώπου, πολλαπλασιασμένη διανυσματικά με τον άνεμο. Στην περίπτωση των 850 hPa, η διεύθυνση του ανέμου δεν έχει κάποια σταθερή/προτιμότερη τιμή. Άρα, τα δύο πεδία, LLF_{nt} και WAA, δεν ακολουθούν παρόμοια συμπεριφορά (μέση τιμή – κατανομές). Αντίθετα, στην περίπτωση των 500 hPa, η διεύθυνση του ανέμου έχει πάντα μια σημαντική δυτική συνιστώσα, το οποίο προσδίδει μια γραμμικότητα στη σχέση μεταξύ των δύο πεδίων, ULF_{nt} και CAA.



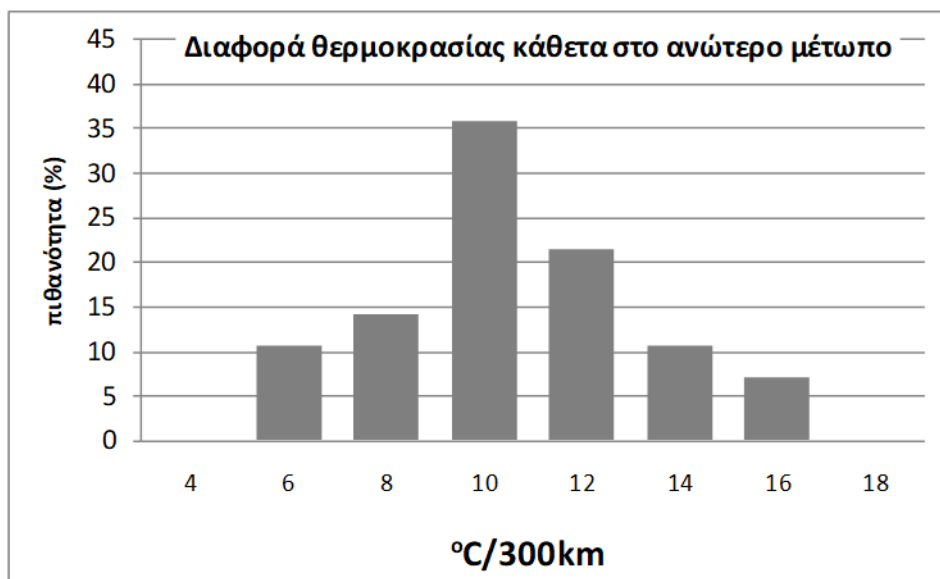
Σχήμα 7.στ. Μέσες μηνιαίες τιμές για την ένταση του ανώτερου μέτωπου (upper level front, ULF_{nt}) των 500 hPa



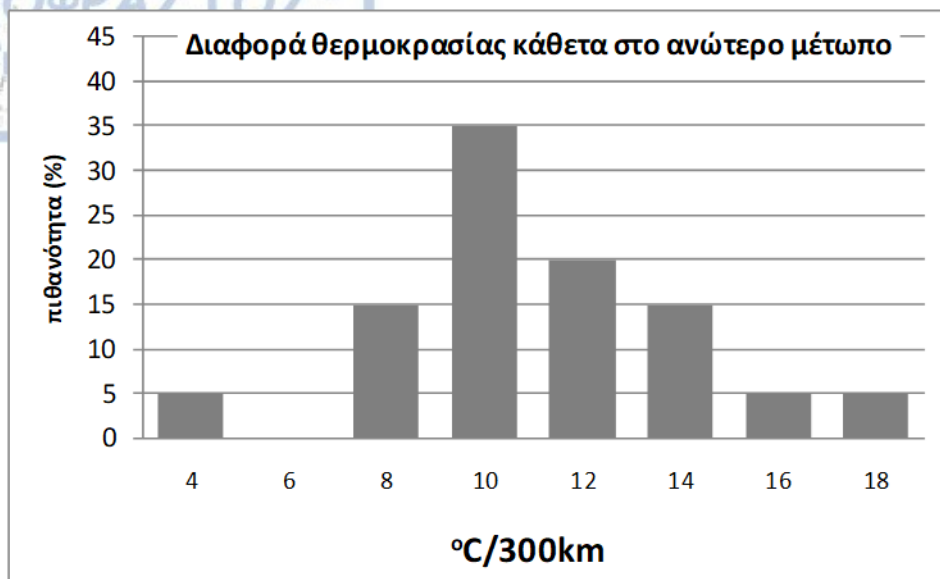
Σχήμα 8α.6 Σχετική συχνότητα (%) εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, ως συνάρτηση της διαφοράς θερμοκρασίας κάθετα στο ανώτερο μέτωπο (Νοέμβριος- Φεβρουάριος 1972-2012)



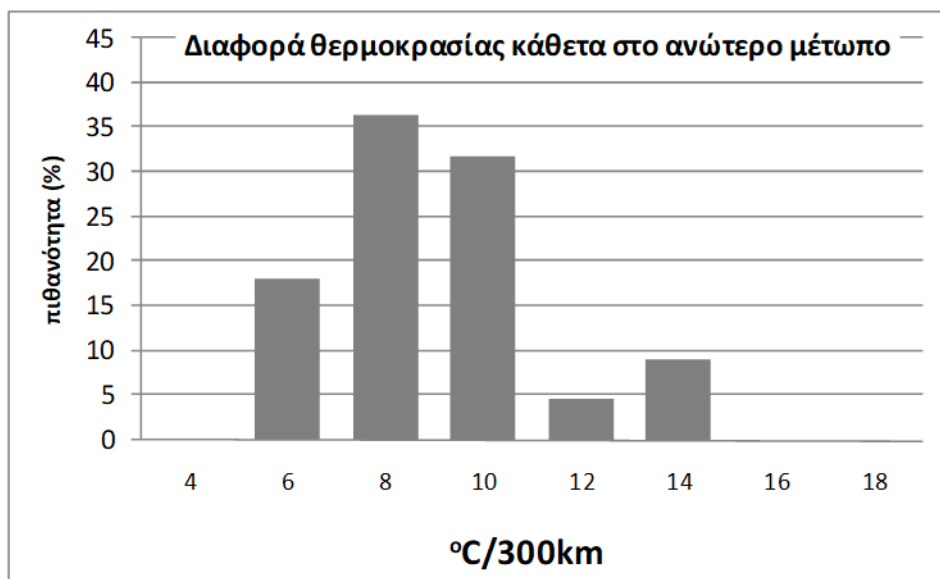
Σχήμα 8β.6 Όπως στο Σχ. 8α.6 αλλά για τον Νοέμβριο



Σχήμα 8γ.6 Όπως στο Σχ. 8α.6 αλλά για τον Δεκέμβριο



Σχήμα 8δ.6 όπως στο Σχ. 8α.6 αλλά για τον Ιανουάριο



Σχήμα 8ε.6 Όπως στο Σχ. 8α.6 αλλά για τον Φεβρουάριο

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΖΗΤΗΣΗ- ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης στην Κεντρο-Βόρεια Ελλάδα, μελετάται κατά τη διάρκεια του ψυχρού τετραμήνου Νοεμβρίου - Φεβρουαρίου, τόσο μέσω χαρτών καιρού στα 500 hPa - 850 hPa /MSLP, όσο και από κλιματικής άποψης.

Από τους χάρτες καιρού των πιο αντιπροσωπευτικών περιπτώσεων, προκύπτει πως απαραίτητη προϋπόθεση για το φαινόμενο της συνοπτικής βροχής είναι η ευρύτερη περιοχή μελέτης να επηρεάζεται από κάποιο ατμοσφαιρικό μέτωπο. Επιπρόσθετα, τα πιο συνήθη δυναμικά ατμοσφαιρικά χαρακτηριστικά, που συνοδεύουν το φαινόμενο της συνοπτικής βροχόπτωσης, είναι τα παρακάτω. Πρώτον, είτε η συνένωση (merger) ατμοσφαιρικών μετώπων και των αντίστοιχων αυλώνων επάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος, είτε η ενίσχυση ενός μετώπου ή η μετωπογένεση (frontogenesis). Δεύτερον, μια βαθιά, κατά προτίμηση βαθαινουσα ύφεση, με το κέντρο της είτε μέσα στην περιοχή ενδιαφέροντος, είτε προς διευθύνσεις ΒΔ – Δ – ΝΔ – Ν, δηλαδή στην Αδριατική, Ιόνιο – Νότια Ελλάδα. Τέλος, ένας βαθύς αυλώνας προς τα δυτικά της χώρας, μέσα στον οποίο να υπάρχει ένα έντονο ανώτερο μέτωπο και άρα στα κατάντη να λαμβάνει χώρα εκτεταμένη μεταφορά δυνητικού στροβιλισμού (PV), οπότε και μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού – ψυχρή μεταφορά, που έχει ως αποτέλεσμα τη βάθυνση της αντίστοιχης επιφανειακής ύφεσης και τη μετωπογένεση στα χαμηλά στρώματα.

Από τη στατιστική μελέτη, προκύπτει πως η μεγαλύτερη συχνότητα της συνοπτικής βροχόπτωσης, παρατηρείται κατά τις αρχές της ψυχρής περιόδου, Νοέμβριο και Δεκέμβριο, καθώς η Μεσόγειος είναι ακόμη σχετικά θερμή την εποχή αυτή. Η προκύπτουσα κατανομή της θερμοκρασίας, με θερμές μάζες στα νότια και ψυχρές στα βόρεια, ευνοεί το σχηματισμό ατμοσφαιρικών μετώπων, τα οποία, όπως είδαμε παραπάνω, αποτελούν το βασικό γνώρισμα της συνοπτικής βροχόπτωσης. Ούτως ή άλλως, και η ολική βροχόπτωση (συνοπτική ή μη) ευνοείται κατά τις αρχές της ψυχρής περιόδου, καθώς η θερμή θάλασσα ευνοεί τόσο την εξάτμιση και άρα το ποσό υετίσιμου ύδατος στην ατμόσφαιρα (Davis and Emanuel, 1988; Katsafados et al., 2010), όσο και την κατακόρυφη αστάθεια, η οποία, με τη σειρά της, ευνοεί το φαινόμενο της βροχής.

Τον Ιανουάριο παρατηρείται μια μεγάλη μείωση της συχνότητας εμφάνισης του φαινομένου της συνοπτικής βροχόπτωσης, καθώς (i) το σύστημα πολικός αεροχείμαρρος/μέτωπο συχνά κατέρχεται σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, οπότε και πολλά συνοπτικά επεισόδια βροχής μετατοπίζονται και αυτά νοτιότερα και (ii) τα συχνά κύματα ψύχους περιορίζουν το ποσό του υετίσιμου ύδατος.

Όσον αφορά στο ημερήσιο ύψος της συνοπτικής βροχόπτωσης, αυτό είναι σίγουρα μεγαλύτερο από εκείνο της ολικής βροχόπτωσης, γεγονός που επαληθεύει το ότι τα συστήματα συνοπτικής, άρα μεγάλης, έκτασης είναι πιο έντονα από τα μικρότερα. Εξαίρεση αποτελούν οι σταθμοί που βρίσκονται κοντά σε ανοικτές θάλασσες, αφού, όσο αυξάνει ο θαλάσσιος χαρακτήρας του σταθμού (Αγχίαλος -> Άκτιο), τόσο αντιστρέφεται και η αναλογία συνοπτικής/ολικής βροχόπτωσης, καθώς στις θάλασσες

οι διαδικασίες σχηματισμού βροχής κατά τη διάρκεια του χειμώνα είναι πιο τοπικές, από ό,τι στην ξηρά (Σέρρες – Θεσσαλονίκη – Λάρισα).

Όσον αφορά στην κατανομή πιθανότητας παρατήρησης του υπό μελέτη φαινομένου, ανάλογα με τον ημερήσιο υετό, αυτή είναι «πεπλατυσμένη» (long-tailed) προς το δεξιό άκρο και μάλιστα σε πολλούς από τους μήνες μελέτης με διπλό μέγιστο. Αυτό καταδεικνύει ότι η συνοπτική βροχή είναι ένα φαινόμενο που μπορεί να οφείλεται είτε σε μετρίως έντονα, αλλά είτε και σε πολύ έντονα καιρικά συστήματα.

Όσον αφορά στον υετό ανά σταθμό, προκύπτει ότι το τυπικό επεισόδιο είναι λιγότερο (περισσότερο) υγρό στους θαλάσσιους (ηπειρωτικούς) σταθμούς με τυπικό ημερήσιο ύψος, $p < 1\text{mm}$ ($1\text{mm} < p < 5\text{mm}$). Όμως, στους θαλάσσιους σταθμούς έχουν παρατηρηθεί πιο ακραία υγρά επεισόδια από ό,τι στους ηπειρωτικούς, το οποίο έρχεται σε κάποια αντίθεση με το γεγονός ότι ο λόγος συνοπτικής/ολικής βροχόπτωσης είναι < 1 (> 1) στους θαλάσσιους (ηπειρωτικούς) σταθμούς.

Όσον αφορά στην πιθανότητα να παρατηρηθεί ένα επεισόδιο υγρότερο (ξηρότερο) από το τυπικό επεισόδιο, αυτή είναι μεγαλύτερη (μικρότερη) κατά τους δύο (2) πρώτους μήνες της ψυχρής περιόδου, μειούμενη (αυξανόμενη) όσο προχωράμε προς Ιανουάριο - Φεβρουάριο.

Όπως προέκυψε από τους χάρτες καιρού, απαραίτητη προϋπόθεση, για να παρατηρηθεί συνοπτική βροχή, είναι η παρουσία κάποιου μετώπου καιρού πλησίον ή και εντός της περιοχής μελέτης. Αυτό σημαίνει πως η σημαντικότερη δυναμική παράμετρος είναι η ένταση του κατώτερου μετώπου. Η μέση της τιμή ξεπερνάει τους $8^\circ\text{C}/300\text{km}$, που σημαίνει ότι τα υπό μελέτη ατμοσφαιρικά μέτωπα, είναι σχετικά έντονα. Οι διακυμάνσεις της τιμής αυτής, δείχνουν ότι τον Ιανουάριο, παρ' όλο που ούτε η συχνότητα του φαινομένου είναι μεγάλη, ούτε και ο υετός που το συνοδεύει, τα αντίστοιχα ατμοσφαιρικά μέτωπα έχουν τη μεγαλύτερη ένταση. Αυτό συμβαίνει διότι κατά το μήνα αυτό η μεσημβρινή διαφορά θερμοκρασίας Πόλου – Ισημερινού είναι μέγιστη, άρα και τα ατμοσφαιρικά μέτωπα είναι τα εντονότερα. Το αποτέλεσμα αυτό δεν έρχεται σε αντίθεση με το ότι τον Ιανουάριο παρατηρούνται οι *λιγότερες* περιπτώσεις συνοπτικής βροχής. Υπάρχουν πολύ έντονα μέτωπα πλησίον της περιοχής μελέτης, αλλά νοτιότερα, όχι τόσο κοντά, ώστε να σχηματίσουν βροχή.

Όσον αφορά στην κατανομή πιθανότητας παρατήρησης του υπό μελέτη φαινομένου, ανάλογα με την ένταση του κατώτερου μετώπου, αυτή είναι παρόμοια με εκείνη της ημερήσιας βροχής. Η επικρατέστερη ένταση μετώπου είναι $5 - 7^\circ\text{C}/300\text{km}$, όμως οι μεγαλύτερες εντάσεις είναι πολύ συχνότερες από τις μικρότερες από την τιμή αυτή. Αυτό καταδεικνύει ότι η συνοπτική βροχή σχηματίζεται κατά μήκος εντόνων έως και πολύ εντόνων ατμοσφαιρικών επιφανειών. Οι πιο πεπλατυσμένες - προς το δεξιό άκρο - κατανομές παρατηρούνται το Δεκέμβριο - Ιανουάριο. Το μέν Δεκέμβριο τα έντονα μέτωπα ευνοούνται από τη μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ ξηράς-θάλασσας στα Βαλκάνια, τον δε Ιανουάριο από τη γενική ενίσχυση της κυκλοφορίας - πλανητική διαφοράς θερμοκρασίας, όπως αναφέρθηκε παραπάνω.

Η θερμή μεταφορά κατά μήκος του κατώτερου μετώπου έχει μέση τιμή, που κυμαίνεται γύρω στους $26^\circ\text{C}/\text{day}$ ακολουθώντας εκατέρωθεν της τιμής αυτής, μια κατανομή πιο «κανονική» από ό,τι αυτή καθ' αυτή η ένταση του μετώπου.

Όσον αφορά στις δυναμικές παραμέτρους της ανώτερης τροπόσφαιρας (500 hPa), αυτές έχουν επίσης μεγάλες μέσες τιμές, καταδεικνύοντας πως τα επεισόδια συνοπτικής βροχής υποστηρίζονται από βαθείς αυλώνες με έντονα ανώτερα μέτωπα, των οποίων η ένταση κάποιες φορές είναι μεγαλύτερη ($18^{\circ}\text{C}/300\text{km}$) και από των κατώτερων. Κατάντη των ανωτέρων μετώπων λαμβάνει χώρα μεταφορά PV σε μια περιοχή κατά μέσο όρο² $\sim 36\text{km}^2$ με μέγιστες τιμές κυκλωνικής μεταφοράς στροβιλισμού και ψυχρής μεταφοράς $\sim 1015 \times 10^{-11}\text{s}^{-2}$ και $23,5^{\circ}\text{C}/\text{day}$, κατά μέσο όρο, αντίστοιχα.

Οι διακυμάνσεις των δυναμικών παραμέτρων της ανώτερης τροπόσφαιρας εντάσσονται στο μοτίβο μιας περισσότερο «ενεργής» ανώτερης ροής κατά το μέσο του χειμώνα, οπότε και παρατηρείται η μέγιστη πλανητική μεσημβρινή θερμοβαθμίδα.

Το φαινόμενο της συνοπτικής βροχής στην παρούσα εργασία ορίστηκε ως το φαινόμενο που εκτείνεται σε ακτίνα μεγαλύτερη των 300 km, προκύπτει από τη μελέτη των αντιστοιχών χαρτών και των στατιστικών, που εξάγονται απ' αυτούς, πως δημιουργείται παρουσία εντόνων μετώπων καιρού, όταν η συνοπτική κατάσταση είναι τέτοια που να παρατηρούνται σημαντικές τιμές θερμής μεταφοράς στα χαμηλά-μέσα στρώματα.

Ο ρόλος των ανωτέρων στρωμάτων είναι να μεταφέρει δυνητικό στροβιλισμό (PV) από τη στρατόσφαιρα, ώστε να υποστηριχτεί κυκλογένεση και, κατά συνέπεια μετωπογένεση. Υπάρχει μια σαφής τάση η συνοπτική βροχή να ευνοηθεί από συνένωση μετώπων-αυλώνων.

Στη συνέχεια της παρούσας εργασίας θα μπορούσε να μελετηθεί η διαχρονική τάση του φαινομένου, του οποίου σαφώς έχει παρατηρηθεί μια μείωση της συχνότητας και να συσχετισθεί αυτή με την κλιματική αλλαγή. Επίσης, να εφαρμοστεί η παραπάνω μεθοδολογία και για το υπόλοιπο του έτους, Μάρτιο – Οκτώβριο. Προτείνεται η κατασκευή composites όμοιων συνοπτικά περιπτώσεων. Τέλος, σε επίπεδο μεταπτυχιακών-διδακτορικών μελετών, προτείνεται η επανασχεδίαση των χαρτών, καθώς, λόγω αλλαγών του resolution του ECMWF, υπάρχει bias στα αποτελέσματα (ECMWF, 1992).

² Μετά την κανονικοποίηση



ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Businger S., T. M. Graziano, M. L. Kaplan, and R. A. Rozumalski, 2005: Cold-air cyclogenesis along the Gulf-Stream front: investigation of diabatic impacts on cyclone development, frontal structure, and track. *Meteorol. Atmos Phys.* 88, 65–90.

Chen S.-J. and L. dell’Osso, 1986: A numerical case study of east Asian coastal cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 477-487.

Cione, J. J., S. Raman, and L. J. Pietrafesa, 1993: The effect of Gulf Stream-induced baroclinicity on the U.S. east coast winter cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 421-430.

Davis C. A. and K. A. Emanuel, 1988: Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2649- 2659.

ECMWF, 1992: ECMWF Data assimilation scheme. Research Manual 1, Scientific documentation. ECMWF Meteorol. Bull. M1.5/3.

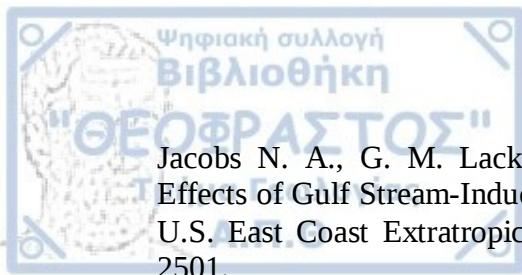
ECMWF, 1999: Encoding and decoding GRIB data. Research Manual 1, Scientific documentation. ECMWF Meteorol. Bull. M1.9/3.

Floca H., 1990: Explosive cyclogenesis in the Mediterranean. MSc dissertation, University of Reading, Department of Meteorology.

Gyakum J. R. and R. E. Danielson, 1999: Analysis of meteorological precursors to ordinary and explosive cyclogenesis in the western North Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 128, 851-863.

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

Huo Z., D.-L. Zhang and J. R. Gyakum, 1998: Interaction of Potential Vorticity Anomalies in Extratropical Cyclogenesis. Part I: Static Piecewise Inversion. *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2546- 2561.



Jacobs N. A., G. M. Lackmann, And S. Raman, 2004: The Combined Effects of Gulf Stream-Induced Baroclinicity and Upper-Level Vorticity on U.S. East Coast Extratropical Cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 133, 2494-2501.

Katsafados P., E. Mavromatidis, A. Papadopoulos and I. Pytharoulis, 2010: The role of Sea Surface Temperatures in the development of an explosive cyclogenesis: The storm of 21-22 January 2004 in the Eastern Mediterranean. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.

Lagouvardos K., V. Kotroni and E. Defer, 2007: The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 1519–1531.

Karacostas T. S. and A. A. Flocas, 1983: The development of the “Bomb” over the Mediterranean area. *La Meteorologie*, No 34, Actes de la conférence “eau verte, eaubleue”, 351-358.

Pytharoulis I. , 2008: Numerical study of the eastern Mediterranean “Bomb” of January 2004., http://www.emetsoc.org/annual_meetings/documents/EMS2008-A-00252_Pytharoulis.pdf, 8th Annual meeting of the EMS / 7th ECAC Amsterdam, 29Sep – 3 Oct 2008.

Roebber. P. J., 1984: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1577-1589.

Rogers, E., and L. F. Bosart, 1986: An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 702-718.

Sanders F. and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic- Dynamic climatology of the “Bomb”. *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1589-1606.

Sanders F., L. F. Bosart and C-C Lai, 1991: Initiation and evolution of an intense upper level front. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 1337-1367.

Wang C.- C. and J. C. Rogers, 2000: A Composite Study of Explosive Cyclogenesis in Different Sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone Structure and Evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 1481-1499



Μακρογιάννης Τ. και Σαχσαμάνογλου Χ., 2004: Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας, Εκδόσεις Χάρις.

Μακρογιάννης Τ. και Φλόκα Ε., 2005: Σημειώσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.