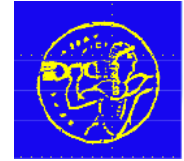




ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ,

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ



ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΕΝΟΣ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ
ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΑΝΟΔΙΚΗΣ
ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΧΡΗΣΤΟΣ ΧΑΤΖΟΥΔΗΣ

Απόφοιτος Σχολής Ικάρων

Επιβλέπων Καθηγητής : Ιωάννης Πυθαρούλης

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2018



ΧΡΗΣΤΟΣ Γ. ΧΑΤΖΟΥΔΗΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΕΝΟΣ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ
ΚΑΙΡΟΥ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΑΝΟΔΙΚΗΣ
ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

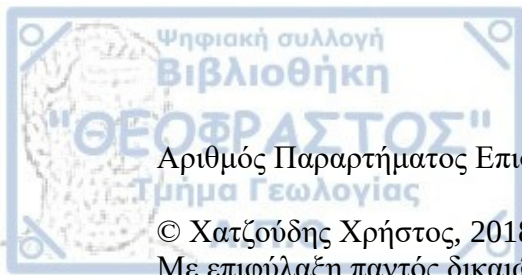
Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος
Σπουδών 'Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον'
Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

Επικ. Καθηγητής Πυθαρούλης Ιωάννης, Επιβλέπων

Καθηγητής Ζάνης Πρόδρομος, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής

Επικ. Καθηγήτρια, Κατράγκου Ελένη, Μέλος Τριμελούς Εξεταστικής Επιτροπής



Αριθμός Παραρτήματος Επιστημονικής επετηρίδας Τμήματος Γεωλογίας Νο

© Χατζούδης Χρήστος, 2018

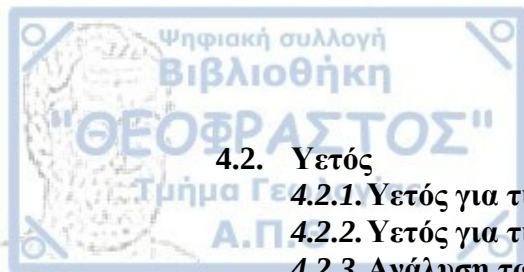
Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος. All rights reserved

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΕΝΟΣ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΑΝΟΔΙΚΗΣ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ

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



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ	6
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ	
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	8
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	10
1.1. Η Πρόγνωση του καιρού	10
1.2. Εξέλιξη των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης καιρού	11
1.3. Αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης WRF	14
1.4. Προγνωστικά σφάλματα	16
1.5. Παραμετροποίηση της ανοδικής μεταφοράς	18
1.5.1. Σχήμα Kain-Fritsch (KF)	19
1.5.2. Σχήμα Betts-Miller-Janjic (BMJ)	20
1.5.3. Σχήμα Grell-Freitas (GF)	21
1.6. Σκοπός της εργασίας	21
2. ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ	23
2.1. Ο Υετός και η θερμή περίοδος	23
2.2. Δεδομένα	25
2.3. Επιλογή περιπτώσεων - Πειράματα	30
3. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ, ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	41
3.1. Εισαγωγή	41
3.2. Περιπτώσεις ισχυρού εξαναγκασμού	44
3.2.1. Συνοπτική ανάλυση	45
3.2.2. Θερμοδυναμική ανάλυση	49
3.2.3. Δυναμική ανάλυση	51
3.3. Περιπτώσεις ασθενούς εξαναγκασμού	57
3.3.1. Συνοπτική ανάλυση	57
3.3.2. Θερμοδυναμική ανάλυση	61
3.3.3. Δυναμική ανάλυση	63
4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ	67
4.1. Συνεχείς μεταβλητές	67
4.1.1. Συνεχείς μεταβλητές για τις ΠΔΕ	67
4.1.2. Συνεχείς μεταβλητές για τις ΠΑΔΕ	70



4.2. Υετός	73
4.2.1. Υετός για τις ΠΙΔΕ	73
4.2.2. Υετός για τις ΠΑΔΕ	74
4.2.3. Ανάλυση των βέλτιστων συνδυασμών για τον υετό	75
4.3. Σχολιασμός – Επιμέρους Συμπεράσματα	85
5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	90
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	92



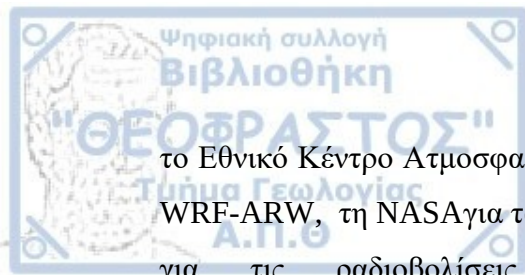
ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στον τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Για την ολοκλήρωση αυτής της εργασίας συνετέλεσαν αρκετοί παράγοντες (άνθρωποι και μέσα).

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Ιωάννη Πυθαρούλη για την παρότρυνσή του να ασχοληθώ με ένα πολύ ενδιαφέρον θέμα το οποίο, όπως αποδείχτηκε μέσα στο χρόνο εκπόνησής της εργασίας, παραμένει διαχρονικά πεδίο έρευνας για το επιστημονικό προσωπικό που ασχολείται με τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης. Χάρη στις πολύτιμες συμβουλές του και την καθοδήγησή του, μπόρεσα να ξεπεράσω όλα τα προβλήματα που παρουσιάστηκαν. Οι θεωρητικές και πρακτικές γνώσεις του, μου επέτρεψαν να γνωρίσω έναν «κόσμο» που βρίσκεται πίσω από τους προγνωστικούς χάρτες καιρού.

Στα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής επιτροπής, κ. Ζάνη Πρόδρομο, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας, και κα. Κατράγκου Ελένη, Επίκουρο Καθηγήτρια του Τμήματος Γεωλογίας, θέλω να πω ένα μεγάλο ευχαριστώ για την ουσιαστική συμβολή τους κατά τη διάρκεια της συγγραφής της παρούσας εργασίας.

Επίσης, θέλω να ευχαριστήσω τον υποψήφιο Διδάκτορα του τομέα Μετεωρολογίας Κλιματολογίας Στέργιο Κάρτσιο, τον Στέλιο Κοτσόπουλο, τον Διδάκτορα Ιωάννη Τεγούλια, τον Ε.ΔΙ.Π Δημήτρη Μπαμπζέλη, τους μεταδιδακτορικούς ερευνητές Δημήτρη Ακριτίδη και Αθανάσιο Τσικερδέκη, τους υποψήφιους Διδάκτορες Βασίλη Παυλίδη, Μαρία Καρυπίδου και Ιωάννη Σοφιάδη, τους υπαλλήλους της ΕΜΥ Ράλλια Παππά, Παναγιώτη Σκριμιζέα και Ιωάννη Παπαγεωργίου για τη συνεργασία τους και τη βοήθειά τους. Θέλω ακόμη, να ευχαριστήσω τους υπεύθυνους του τμήματος Γεωλογίας και του τομέα Μετεωρολογίας Κλιματολογίας για τη διάθεση χώρων και ηλεκτρονικού εξοπλισμού, τον κ. Κώστα Λαγουβάρδο ως υπεύθυνο λειτουργίας του ΕΑΑ για τη διάθεση των παρατηρήσεων των αυτόματων σταθμών του ΕΑΑ στη Μακεδονία, τον κ. Ευάγγελο Τσαγκαλίδη ως υπεύθυνο του παραρτήματος του ΕΛΓΑ στη Θεσσαλονίκη και ειδικότερα την κα. Χατζή και τον κ. Τεγούλια για τη διάθεση των παρατηρήσεων των αυτόματων σταθμών του ΕΛΓΑ, την εταιρία 3Δ για τη διάθεση των παρατηρήσεων του Ραντάρ του Φιλύρου, το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προγνώσεων (NCEP) των ΗΠΑ για τη διάθεση των επιφανειακών θερμοκρασιών θάλασσας και των επιχειρησιακών αναλύσεων,



το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (NCAR) των ΗΠΑ για το αριθμητικό μοντέλο WRF-ARW, τη NASA για τα δορυφορικά δεδομένα, το Πανεπιστήμιο Wyoming των ΗΠΑ για τις ραδιοβολίσσεις του σταθμού LGTS και τις ιστοσελίδες <https://www.wunderground.com>, <http://www.ogimet.com/metars.phtml.en> για τη διάθεση των παρατηρήσεων METAR του σταθμού LGTS.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται η μελέτη της ευαισθησίας του μη υδροστατικού μοντέλου WRF-ARW στα σχήματα παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς Kain-Fritsch (KF), Betts-Miller-Janjic (BMJ) και Grell-Freitas (GF). Συνολικά χρησιμοποιούνται δέκα συνδυασμοί αυτών των σχημάτων και εξήντα προσομοιώσεις. Επιχειρείται η αξιολόγηση του μοντέλου στη χρήση ή όχι, και ποιου σχήματος, σε πλέγμα υψηλής ανάλυσης (1,667kmX1,667km) ενώ στην περίπτωση της μη χρήσης ερευνάται ποιο σχήμα δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα με την ενεργοποίησή του στα αμέσως μεγαλύτερα πλέγματα (coarser parent grids).

Η αξιολόγηση γίνεται για τη διάρκεια της θερμής περιόδου, η οποία προσδιορίζεται από το Μάιο έως και το Σεπτέμβριο, για έξι περιπτώσεις οι οποίες διακρίθηκαν σε τρεις περιπτώσεις ισχυρού και τρεις περιπτώσεις ασθενούς δυναμικού εξαναγκασμού (ΠΔΕ και ΠΑΔΕ αντίστοιχα) οι οποίες επιλέγησαν από έξι διαφορετικά χρόνια και επηρέασαν την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης. Για την αξιολόγηση του μοντέλου ως προς τις συνεχείς μεταβλητές (θερμοκρασία στα 2m, θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 2m και πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας) χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις σταθμών επιφανείας ενώ, ως προς τη μεταβλητή του υετού χρησιμοποιήθηκαν οι εκτιμήσεις μετεωρολογικού Ραντάρ.

Διαπιστώθηκε ότι για τις συνεχείς μεταβλητές, η ενεργοποίηση του σχήματος ανοδικής μεταφοράς στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης βελτιώνει τα αποτελέσματα του μοντέλου σε όλες τις περιπτώσεις. Για τη μεταβλητή του υετού, τα καλύτερα αποτελέσματα λαμβάνουν χώρα δίχως την ενεργοποίηση των σχημάτων ανοδικής μεταφοράς στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης, με το σχήμα των Kain-Fritsch να είναι καλύτερο στις περιπτώσεις με ισχυρό δυναμικό εξαναγκασμό και το σχήμα των Betts-Miller-Janjic να είναι καλύτερο στις περιπτώσεις με ασθενές δυναμικό εξαναγκασμό. Αυτή η συμπεριφορά φαίνεται να σχετίζεται με τη μεθοδολογία ενεργοποίησης του κάθε σχήματος καθώς, το σχήμα των Kain-Fritsch απαιτεί ικανοποιητικά κατώφλια ανοδικών ταχυτήτων κάτι το οποίο προσφέρεται από τη σύγκλιση των αερίων μαζών στις περιπτώσεις με ισχυρό δυναμικό εξαναγκασμό ενώ το σχήμα των Betts-Miller-Janjic ενεργοποιείται ευκολότερα στις περιπτώσεις με ασθενές δυναμικό εξαναγκασμό όπου ο αέρας κοντά στο έδαφος θερμαίνεται και ανυψώνεται ευκολότερα.



Abstract

The sensitivity of the non-hydrostatic WRF-ARW numerical weather prediction model on Convection Parameterization Schemes of Kain-Fritsch (KF), Betts-Miller-Janjic (BMJ) and Grell-Freitas (GF) was considered in this work. Ten combination of these CPS were used and totally sixty runs were simulated. The sensitivity of the model skill on the above-mentioned CPS combination was investigated in order to answer the next two questions. Is the usage of a convection scheme in the finest grid of model (1,667kmX1,667km) necessary for better model performance and which one? If not, which convection scheme can be used in the coarser outer grid in order to achieve the best scores?

The validation of model takes place during the warm period simulating three cases with strong dynamic forcing and three cases of weak dynamic forcing which occurred over the greater area of Thessaloniki. The cases were chosen from six different years. Three continuous variables (temperature, dew point temperature and mean sea level pressure) were evaluated against observations from meteorological weather stations. The categorical variable of precipitation was evaluated using precipitation estimates from a meteorological Radar.

The statistical scores showed that the usage of convection schemes in the finer grid improved the model prediction, concerning the continuous variables, in all cases. In the contrary, concerning the categorical variable, the use of a convection scheme did not improve the model prediction. KF scheme produced the best precipitation scores in the strong dynamic forcing cases and BMJ scheme in the weak dynamic forcing cases. It is estimated that this different behavior is associated with the triggering function of each scheme. The KF scheme demands satisfactory thresholds of vertical updrafts which are induced by convergence in the cases of strong dynamic forcing. The Betts-Miller-Janjic scheme is activated more easily in cases of weak dynamic cases where the atmospheric conditions permit the air above the ground to be heated and rise considerably.

1.1. Η Πρόγνωση του καιρού

Καιρός ονομάζεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας πάνω από μία περιοχή για μία ορισμένη χρονική στιγμή, συμπεριλαμβανομένης και της εξέλιξης αυτής της κατάστασης από τη γένεση ως το τέλος συγκεκριμένων ατμοσφαιρικών διαταραχών που επηρεάζουν τον τόπο (Φλόκας, 1990).

Ο καιρός και τα μετεωρολογικά φαινόμενα προσέλκυαν το ενδιαφέρον του ανθρώπου ακόμη κι όταν αυτός βρισκόταν στα πρώτα στάδια της εξέλιξής του, όχι μόνο εξαιτίας του θαυμασμού που προκαλούσαν, αλλά και εξαιτίας της ανάγκης του ανθρώπου να γνωρίζει την εξέλιξη αυτών, αφού αυτά επηρέαζαν την ένδυσή του και τις δραστηριότητές του. Για πολλές χιλιάδες χρόνια οι παρατηρήσεις του ανθρώπου για τον καιρό δεν καταγράφονταν.

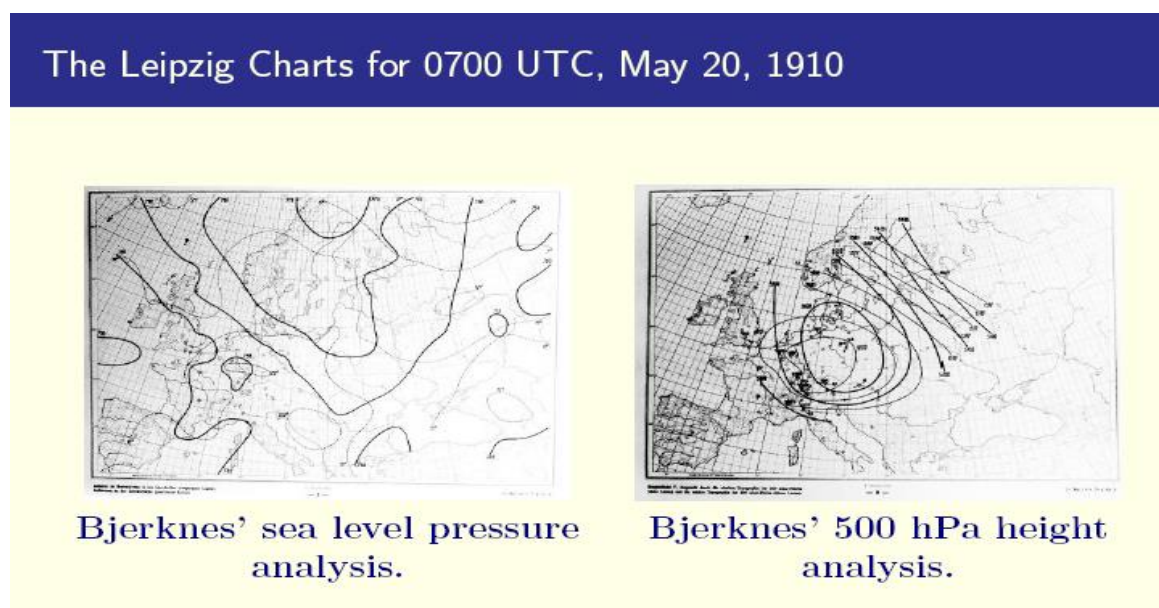
Τον 5^ο π.Χ αιώνα, στην Αρχαία Ελλάδα παρουσιάστηκε η πρώτη επιστημονική κίνηση με κύριο στόχο τη συστηματοποίηση της παρατήρησης και ερμηνείας των μετεωρολογικών φαινομένων. Από τα συγγράμματα των αρχαίων Ελλήνων, του Ιππάρχου, του Ιπποκράτη, του Θεόφραστου και κυρίως του Αριστοτέλη, γίνεται γνωστό ότι οι Έλληνες φιλόσοφοι πέτυχαν να ερμηνεύσουν πολλά μετεωρολογικά φαινόμενα και να προχωρήσουν στη στατιστική πρόγνωση του καιρού η οποία γραφόταν στα γνωστά τότε «Παραπήγματα».

Η γνώση των καιρικών συνθηκών επέτρεψε στο Βασίλειό της Μακεδονίας Φίλιππο Β΄ να εκτελεί τις πολεμικές του επιχειρήσεις με γνώμονα τις καιρικές συνθήκες. Κατά τη διάρκεια του Κριμαϊκού πολέμου (Σεβαστούπολη) στην περιοχή του Εύξεινου Πόντου, το πέρασμα μιας κακοκαιρίας είχε ως αποτέλεσμα την πρόκληση μεγάλων ζημιών στον Αγγλικό και Γαλλικό στόλο. Ο τότε Γάλλος Υπουργός των Στρατιωτικών ανέθεσε στον διευθυντή του αστεροσκοπείου των Παρισίων, τον αστρονόμο Urbain Le Verrier, να ερευνήσει αν ήταν εφικτή η πρόγνωσή της κακοκαιρίας. Ο Le Verrier συλλέγοντας παρατηρήσεις από λίγο περισσότερους από διακόσιους μετεωρολογικούς σταθμούς της Ευρώπης και άλλες αναφορές διαπίστωσε ότι η κακοκαιρία προερχόταν από τον Ατλαντικό ωκεανό και είχε περάσει πάνω από όλη την Ευρώπη πριν καταλήξει στη Σεβαστούπολη. Υποστήριξε ότι οι τεράστιες απώλειες του στόλου θα μπορούσαν να έχουν αποφευχθεί αν

υπήρχε μία Υπηρεσία που θα πληροφορούσε το στόλο για την άφιξη της κακοκαιρίας (Φλόκας, Α., 1990).

1.2. Εξέλιξη των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης καιρού

Το 1904 ο Νορβηγός Vilhelm Bjerknes ισχυρίστηκε ότι η επιστήμη της μετεωρολογίας επέτρεπε την πρόγνωση του καιρού με τη βοήθεια των μαθηματικών. Ανέπτυξε ένα σύνολο 7 διαφορικών εξισώσεων, η λύση των οποίων θα προέβλεπε εξαρχής της μεγάλης κλίμακας κινήσεις της ατμόσφαιρας. Ο ίδιος πρότεινε μία λύση των εξισώσεων βασισμένη στην ανάλυση των χαρτών καιρού (Πυθαρούλης, 2017b) (Σχήμα 1.1).

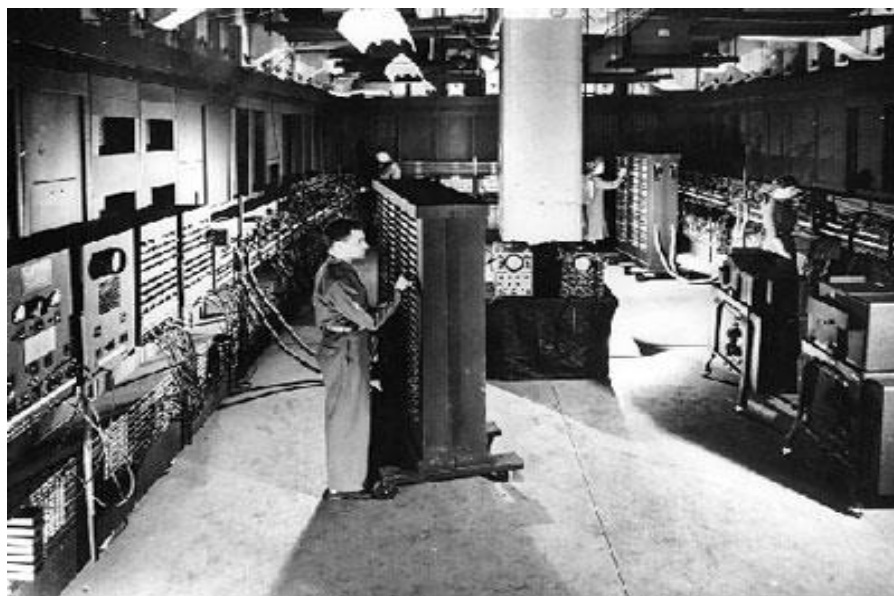


Σχήμα 1.1 : Ανάλυση του χάρτη της πίεσης στη στάθμη της θάλασσας (αριστερά) και ανάλυση των υψών στα 500hPa (Πυθαρούλης, 2017b).

Το 1922 ο Lewis Fry Richardson έκανε το πρώτο πείραμα δυναμικής πρόγνωσης καιρού. Υπέθεσε ότι η ατμόσφαιρα θα μπορούσε να περιγραφεί σε κάθε σημείο της από επτά (7) μεταβλητές, οι οποίες θα αναπαραστήσουν την τιμή της θερμοκρασίας, της υγρασίας, της πυκνότητας, της πίεσης και της διεύθυνσης και έντασης του ανέμου στο οριζόντιο και κατακόρυφο επίπεδο. Αφού διαίρεσε την υδρόγειο σε 12000 στήλες και την κάθε στήλη σε πέντε κελιά, έδωσε τιμές στις μεταβλητές στο κέντρο των κελιών. Οι πληροφορίες που είχε στη διάθεσή του προέρχονταν από δώδεκα (12) ραδιοβολίσεις και δεκαοκτώ (18) αναφορές για ανέμους ανωτέρας ατμόσφαιρας, για τις 20 Μαΐου του 1910 και ώρα 0700UTC. Κατάφερε να επιλύσει τις διαφορικές εξισώσεις προσεγγιστικά, με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών, χωρίς τη χρήση υπολογιστή (μόνο με το χέρι) μέσα

σε έξι (6) εβδομάδες. Από τη λύση των εξισώσεων προβλεπόταν μία αύξηση της πίεσης της τάξης των 145hPa μέσα σε έξι (6) ώρες. Αυτό ήταν εκτός πραγματικότητας και οφειλόταν, όπως αποδείχτηκε αργότερα, στα ανεπαρκή αφιλτράριστα αρχικά δεδομένα και όχι στη μέθοδο που χρησιμοποίησε. Η προσπάθεια αυτή του Richardson αποτέλεσε την πρώτη απόπειρα αριθμητικής πρόγνωσης καιρού.

Χρειάστηκε να περάσουν αρκετά χρόνια για την εφεύρεση του πρώτου υπολογιστή, του ENIAC (Electrical Numerical Integrator And Calculator) (Σχήμα 1.2). Με τη χρήση αυτού και ενός βαροτροπικού μοντέλου πραγματοποιήθηκε πρόγνωση 48 ωρών (Charney et al., 1950). Παρατηρήθηκαν αρκετά λάθη στην πρόγνωση γιατί η ατμόσφαιρα θεωρήθηκε βαροτροπική και η χωρική διακριτοποίηση του μοντέλου ήταν πολύ χαμηλή. Ο χρόνος που χρειάστηκε το μοντέλο για να παράξει αυτή την πρόγνωση των 24 ωρών ήταν περίπου 24 ώρες. Ουσιαστικά, αυτό σημαίνει ότι οι προσομοιώσεις του μοντέλου γίνονταν παράλληλα με την εξέλιξη των φαινομένων που προσομοιώνονταν από αυτό. Με την εργασία αυτή αποδείχτηκε ότι η αριθμητική πρόγνωση καιρού ήταν πια εφικτή (Πυθαρούλης, 2017b; Καρούτσος, 2013).

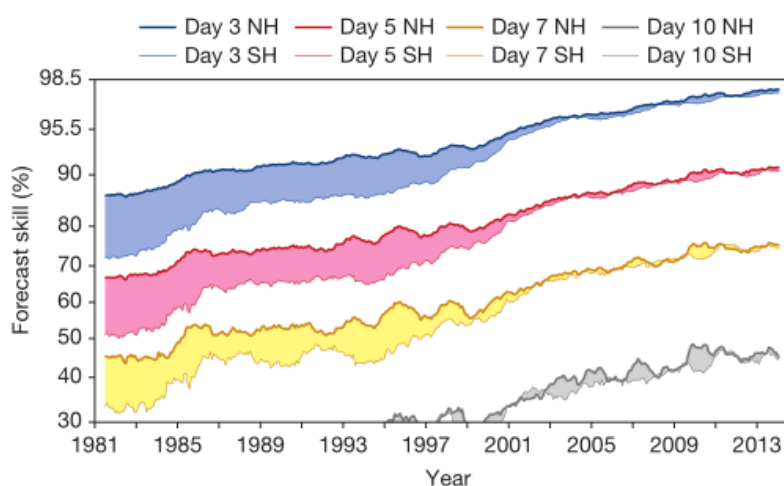


Σχήμα 1.2 Φωτογραφία του υπολογιστή ENIAC (Charney et al., 1950).

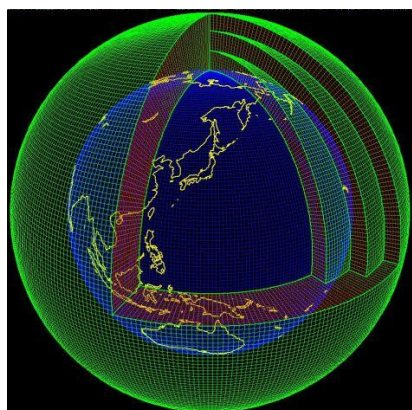
Τέσσερα χρόνια αργότερα, το 1954, σχηματίστηκε μία ομάδα αριθμητικής πρόγνωσης στις Η.Π.Α. Τα βελτιωμένα αριθμητικά μοντέλα γρήγορα ξεπέρασαν την προγνωστική ικανότητα ακόμη και των πιο ικανών προγνωστών όσον αφορά τις προγνώσεις των 500 hPa. Η συνεχής ανάπτυξη των ηλεκτρονικών υπολογιστών είχε ως αποτέλεσμα τη βελτίωση των προγνώσεων. Τα αριθμητικά μοντέλα αρχικά, κάλυπταν με σημεία πλέγματος μόνο το Βόρειο ημισφαίριο. Σταδιακά όμως, η περιοχή ολοκλήρωσης

και η χωρική τους διακριτοποίηση αυξάνονταν ενώ η ανάπτυξη των δορυφόρων αποτέλεσε πηγή περισσότερων δεδομένων. Ταυτόχρονα, υπήρξε σημαντική πρόοδος στην περιγραφή των φυσικών διεργασιών της ατμόσφαιρας ενώ στις βασικές εξισώσεις που περιγράφουν αυτήν προστέθηκαν επιπλέον όροι. Στο Σχήμα 1.3 φαίνεται η βελτίωση της προγνωστικής ικανότητας του ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) για τη χρονική περίοδο 1980-2000 (Bauer et al., 2015).

Σήμερα, τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού επιλύουν ένα σύνολο διαφορικών εξισώσεων μετεωρολογικών μεταβλητών με μερικές παραγώγους ως προς το χρόνο με αριθμητικές μεθόδους πάνω σε ένα τρισδιάστατο χωρικό πλέγμα διακριτών σημείων (Σχήμα 1.4). Οι εξισώσεις αυτές επιλύονται με βάση την αρχή διατήρησης της ορμής, της μάζας και της ενέργειας.



Σχήμα 1.3 Προγνωστική ικανότητα του ECMWF για 3, 5, 7 και 10 ημέρες για το βόρειο ημισφαίριο (NH) και το νότιο ημισφαίριο (SH). (Bauer et al., 2015).



Σχήμα 1.4 Αναπαράσταση του τρισδιάστατου πλέγματος της ατμόσφαιρας (<http://www.jma.go.jp>).

Τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης διακρίνονται σε δύο κατηγορίες ανάλογα με την έκταση της περιοχής ολοκλήρωσής τους. Στα **παγκόσμια μοντέλα** τα οποία καλύπτουν όλη τη γη, όπως το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF), το μοντέλο GFS (Global Forecasting System) των Η.Π.Α και άλλα, καθώς και στα **περιοχικά μοντέλα** τα οποία μπορούν να καλύπτουν περιοχές από μία μεγάλη ήπειρο έως μία μικρή πόλη.

1.3. Αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης WRF

Αποτέλεσμα όλων των παραπάνω προσπαθειών για μία καλύτερης ποιότητας πρόγνωση ήταν και η δημιουργία μεταξύ άλλων, του περιοχικού τρισδιάστατου αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης Weather Research and Forecasting (WRF), **το οποίο χρησιμοποιείται στα πλαίσια της παρούσας εργασίας**. Το μοντέλο διαθέτει δύο δυναμικούς πυρήνες, τον ARW και τον NMM. Το WRF-ARW (Pytharoulis et al., 2016; Wang et al., 2012; Skamarock et al., 2008;) αποτελεί το Μοντέλο Προηγμένης Έρευνας (Advanced Research Model) που σχεδιάστηκε από το Εθνικό Κέντρο Έρευνας της Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NCAR). Η χρήση του μπορεί να γίνει είτε με την επιλογή της υδροστατικής προσέγγισης είτε με τις μη-υδροστατικές εξισώσεις. Η επίλυση των διαφορικών εξισώσεων και η εξαγωγή αποτελεσμάτων μπορεί να ολοκληρωθεί με μονή κατεύθυνση (one-way nesting), διπλή κατεύθυνση (two-way nesting) και με κινούμενα πλέγματα (moving nesting). Το μοντέλο μπορεί να εκτελεστεί σε ατομικό υπολογιστή ή σε πολλούς υπολογιστές (clusters, High Performance Computing-HPC) για μεγαλύτερη ταχύτητα. Το WRF-ARW είναι ένα ευέλικτο, τελευταίας γενιάς αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού, σχεδιασμένο να λειτουργεί τόσο ερευνητικά όσο και επιχειρησιακά. Είναι κατάλληλο για ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών, όπως ιδεατές προσομοιώσεις, έρευνα παραμετροποιήσεων της τυρβώδους ροής, της ηλιακής ακτινοβολίας, της ανοδικής μεταφοράς αερίων μαζών, για την έρευνα αφομοίωσης δεδομένων και για προγνώσεις σε παγκόσμια και περιοχική κλίμακα είτε μετεωρολογικές σε πραγματικό χρόνο είτε κλιματικές (<http://www.wrf-model.org>). Μπορεί να λειτουργεί σε σύζευξη με άλλα μοντέλα για εφαρμογές όπως η μεταφορά σκόνης, η ρύπανση της ατμόσφαιρας, οι δασικές πυρκαγιές, η υδρολογία, η ωκεανογραφία και η πρόγνωση της ομίχλης (Stolaki et al., 2012). Επιπλέον, χρησιμοποιείται για εκπαιδευτικούς σκοπούς σε Ερευνητικά και Πανεπιστημιακά κέντρα. Ο δεύτερος πυρήνας, ο NMM είναι μη-υδροστατικός (Nonhydrostatic Mesoscale Model) και αναπτύχθηκε από την Εθνική Υπηρεσία Ωκεανών και Ατμόσφαιρας (NOAA) και το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP).

Πρόκειται για ελεύθερο λογισμικό, ανοιχτού κώδικα και διαθέσιμο στο κοινό μέσω της ιστοσελίδας <http://www.wrf-model.org> Η πρώτη έκδοση του WRF, γνωστή ως WRF 1.0, έγινε προσβάσιμη από το κοινό το Νοέμβριο του 2000. Οι προσπάθειες βελτίωσης του μοντέλου είναι συνεχείς με αποτέλεσμα αρκετά συχνά να υπάρχουν αναβαθμισμένες εκδόσεις με την τελευταία να διατίθεται τον Ιούνιο του 2018 (Version 4) (<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/downloads.html>).

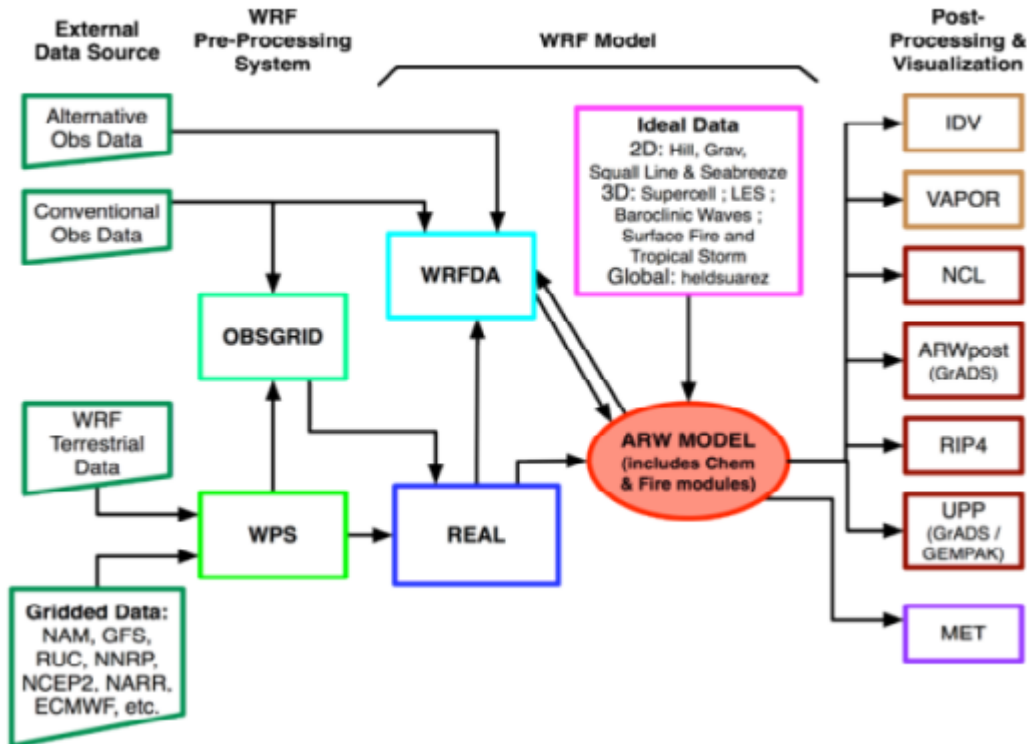
Το μοντέλο WRF χρησιμοποιείται επιχειρησιακά ή ερευνητικά από μετεωρολογικές υπηρεσίες, ινστιτούτα και πανεπιστήμια πολλών χωρών μεταξύ των οποίων και η Ελλάδα. Οι χρήστες με την κατάλληλη γνώση μπορούν να παρέμβουν στον κώδικα του μοντέλου και να τον προσαρμόσουν στις δικές τους ανάγκες. Το λογισμικό του μοντέλου είναι γραμμένο σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN 90. Χρησιμοποιείται ως κύριο εργαλείο έρευνας από πολλούς ξένους (Storm et al., 2009; Bukovsky and Karoly, 2009; Clark et al., 2010; Yu and Lee, 2010) και Έλληνες ερευνητές (Karacostas et al., 2018; Kartsios et al., 2017; Pytharoulis et al., 2016; Katragkou et al., 2015; Stolaki et al., 2012;)

Χρησιμοποιείται επιχειρησιακά σε καθημερινή βάση από τον Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (<http://meteo.geo.auth.gr>) για την πρόγνωση του καιρού της Μακεδονίας, της Ελλάδας και της Ευρώπης καθώς το μοντέλο ολοκληρώνεται σε τρία επάλληλα πλέγματα που καλύπτουν τις περιοχές αυτές με χωρική διακριτοποίηση 1,667km x 1,667km, 5km x 5km και 15km x 15km αντίστοιχα (Pytharoulis et al. 2014a, b, 2015).

Οι εξισώσεις που χρησιμοποιούνται μέσα στον πυρήνα του WRF-ARW είναι ένα σύστημα μερικών διαφορικών εξισώσεων οι οποίες διέπουν τις μεταβολές στην κίνηση (Πυθαρούλης, 2017b) και στις θερμοδυναμικές ιδιότητες της ατμόσφαιρας και σχηματίζονται με βάση τις αρχές της διατήρησης της ορμής, της μάζας και ενέργειας.

Στο διάγραμμα του Σχήματος 1.5 παρουσιάζεται η δομή του συστήματος WRF. Αποτελείται από το σύστημα της προ-επεξεργασίας των δεδομένων (WPS), το WRF-Model (το δυναμικό τμήμα και παραμετροποιήσεις των φυσικών διεργασιών) καθώς και το σύστημα μετ-επεξεργασίας και οπτικοποίησης των αποτελεσμάτων του μοντέλου (Wang et al., 2012).

WRF Modeling System Flow Chart



Σχήμα 1.5 : Δομή του συστήματος WRF (Wang et al., 2012)

1.4. Προγνωστικά σφάλματα

Παρά τη σημαντική βελτίωση της προγνωστικής ικανότητας των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης που έχει λάβει χώρα τα τελευταία χρόνια, παραμένουν ακόμη αρκετά σφάλματα στην πρόγνωση τα οποία οφείλονται σε τρεις γενικά κατηγορίες : α) στη λειτουργική δυνατότητα των ηλεκτρονικών υπολογιστών, β) στις αρχικές και πλευρικές συνθήκες των μοντέλων, γ) στη χρήση αριθμητικών (άρα προσεγγιστικών) μεθόδων και δ) στη χωρική διακριτοποίηση των μοντέλων (Πυθαρούλης, 2017b; Καρούτσος, 2013).

Η λειτουργική δυνατότητα των υπολογιστών έχει σχέση με το σφάλμα στρογγυλοποίησης και αποκοπής. Το **σφάλμα στρογγυλοποίησης** οφείλεται στη στρογγυλοποίηση που υφίσταται ένας οποιοσδήποτε αριθμός από τον υπολογιστή όταν αυτός έχει πολλά δεκαδικά ψηφία. Το **σφάλμα αποκοπής** οφείλεται στο μαθηματικό μοντέλο εξισώσεων που χρησιμοποιείται αφού οι εξισώσεις είναι ελλιπείς εξαιτίας της απλοποίησης που έχουν υποστεί και εξαιτίας της επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων με αριθμητικές μεθόδους (προσεγγιστικά και όχι αναλυτικά). Οι όροι των εξισώσεων οι οποίοι συνεισφέρουν στο τελικό αποτέλεσμα σε μικρό ποσοστό θεωρούνται αμελητέοι.

Για να μπορέσουν να γίνουν οι προσομοιώσεις των μοντέλων μέσω της επίλυσης των εξισώσεων που αναφέρθηκαν θα πρέπει να δοθούν **αρχικές συνθήκες**. Οι αρχικές συνθήκες καθορίζουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας σε μία δεδομένη χρονική στιγμή. Η κατάσταση αυτή της ατμόσφαιρας, δυστυχώς δεν είναι σε όλα τα σημεία της ρεαλιστικής, αφού σε πολλά από αυτά τα σημεία (αραιοκατοικημένες περιοχές ή τελείως ακατοίκητες, θαλάσσιες περιοχές) δεν υπάρχουν διαθέσιμες παρατηρήσεις. Στις περιπτώσεις αυτές, αυτά τα σημεία παίρνουν τιμές διαφόρων μετεωρολογικών μεταβλητών από την προηγούμενη προσομοίωση του μοντέλου. Η ανάπτυξη της τηλεπισκόπησης και η χρήση των μετεωρολογικών δορυφόρων ξεπερνά σε σημαντικό βαθμό την παραπάνω αδυναμία και παρέχει παρατηρήσεις σε όλες τις περιοχές. Επίσης, τα σφάλματα στις αρχικές τιμές μπορούν να προκαλούνται από τη μικρή συχνότητα ανανέωσης των παρατηρήσεων. Άλλοι λόγοι για τα σφάλματα στις αρχικές τιμές είναι τα ίδια τα όργανα μέτρησης (βαθμονόμηση, συντήρηση, ακρίβεια) και η κακής ποιότητας μετάδοση των δεδομένων τους. Όσον αφορά τα περιοχικά μοντέλα πρόγνωσης, μία άλλη αιτία σφάλματος μπορεί να είναι οι **πλευρικές οριακές συνθήκες** (lateral boundary conditions) καθώς αυτές είναι διαθέσιμες από ένα χαμηλής ανάλυσης παγκόσμιο μοντέλο ή από κάποιο άλλο μοντέλο μεγαλύτερης περιοχής ή από κάποιο σύστημα αφομοίωσης δεδομένων.

Με τον όρο **χωρική διακριτοποίηση** (grid spacing) ενός μοντέλου αναφερόμαστε στην απόσταση (οριζόντια και κατακόρυφη) των σημείων πλέγματος του μοντέλου. Όσο μεγαλύτερη είναι η απόσταση αυτή τόσο χειρότερης ανάλυσης θεωρείται το μοντέλο (coarse model). Όταν η απόσταση αυτή είναι μικρή το μοντέλο θεωρείται υψηλής ανάλυσης (finer model). Το πρόβλημα των παραπάνω σφαλμάτων φαίνεται ότι μπορεί να αντιμετωπιστεί με τη συνεχή εξέλιξη της τεχνολογίας και τη βελτίωση των δυνατοτήτων των ηλεκτρονικών υπολογιστών.

Υπάρχουν όμως και φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε πολύ μικρή χωρική κλίμακα, όπως η ακτινοβολία, η τυρβώδης ροή, ο σχηματισμός νεφών και υετού κ.λ.π. οι οποίες δεν μπορούν να αναληθούν στο πλέγμα που χρησιμοποιείται από το μοντέλο και επομένως δεν μπορούν να επιλυθούν από τις προγνωστικές διαφορικές εξισώσεις. Αυτό, οδήγησε τους επιστήμονες να αναπτύξουν διάφορα σχήματα παραμετροποίησης για την προσομοίωση αυτών, με στόχο τη βελτίωση των προγνώσεων. Δημιουργήθηκαν έτσι, σχήματα για τη φυσική του ανώτερου στρώματος της γης (surface physics) λαμβάνοντας το έδαφος από ένα απλό θερμικό μοντέλο έως ένα περίπλοκο μοντέλο αποτελούμενο από βλάστηση, υγρασία, χιόνι και πάγο, τη φυσική του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (Planetary Boundary Layer) και τη φυσική της

ακτινοβολίας (Atmospheric Radiation Physics) λαμβάνοντας υπόψη την ηλιακή και γήινη ακτινοβολία καθώς και την επίδραση των νεφών, των σωματιδίων, του όζοντος και του διοξειδίου του άνθρακα σε αυτήν, τη ροή μάζας σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumulus parameterization) και τη μικροφυσική των νεφών (microphysics). Παρά την αναγκαιότητα της χρήσης τους, οι παραμετροποιήσεις αυτές αποτελούν μία επιπλέον πηγή σφαλμάτων καθώς βασίζονται σε προσεγγίσεις. Παρά τη σημαντική εξέλιξη που έχει γίνει μέχρι σήμερα, κάποιες φορές μάλιστα υπάρχει ελλιπής κατανόηση κάποιων διεργασιών από την επιστήμη της Μετεωρολογίας.

1.5. Παραμετροποίηση της ανοδικής μεταφοράς

Μία από τις σημαντικότερες παραμετροποιήσεις για τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού, είναι αυτή της ανοδικής μεταφοράς (AM) η οποία **καθορίζει** την ανακατανομή της θερμοκρασίας και της υγρασίας μέσω των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης τα οποία δεν μπορούν να αναλυθούν από το πλέγμα του μοντέλου. Είναι **υπεύθυνη** για τη δημιουργία οριζόντιων θερμοβαθμίδων οι οποίες με τη σειρά τους συμβάλλουν στη διατήρηση του κυττάρου του Hadley και του φαινομένου El Nino (Tribbia, 1991). Μέσω της νέφωσης **επηρεάζει** το ισοζύγιο της ακτινοβολίας στην επιφάνεια της γης (Randall et al., 1985) ενώ μπορεί να **επιφέρει** αλλαγές στην κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας των μέσων γεωγραφικών πλατών, όταν είναι έντονη πάνω από μεγάλες ηπειρωτικές περιοχές (Μαζαράκης, 2010; Stensrud and Anderson, 2001; Stensrud, 1996). Με την παραμετροποίησή της **επιτυγχάνεται** η μείωση της αστάθειας της ατμόσφαιρας και έτσι αποτρέπεται η δημιουργία μη-ρεαλιστικής μεγάλης-κλίμακας κατακόρυφης αστάθειας (από το σχήμα των μεγάλης-κλίμακας διαδικασιών υγροποίησης) και κυκλογένεσης στα κατώτερα επίπεδα του μοντέλου (Μυστακίδης, 2011; Πυθαρούλης 2017b). Η ανοδική μεταφορά μπορεί να φτάσει σε μεγάλο ύψος στην ατμόσφαιρα και χαρακτηρίζεται ως «βαθιά» (deep convection) ή σε μικρό ύψος και χαρακτηρίζεται ως «ρηχή» (shallow convection) (Μαζαράκης, 2010, Mapes, 1997). Η βαθιά ανοδική μεταφορά συνοδεύεται από ισχυρά ανοδικά ρεύματα με αποτέλεσμα τη δημιουργία νεφών με μεγάλο ύψος και άρα τη θέρμανση της ατμόσφαιρας αφού απελευθερώνονται μεγάλα ποσά λανθάνουσας θερμότητας. Επιπλέον, για την εκδήλωση φαινομένων έχει προηγηθεί πρόσληψη υγρασίας από το περιβάλλον με αποτέλεσμα την ξήρανση του περιβάλλοντος. Η ρηχή ανοδική μεταφορά είναι πολύ σημαντική αφού μέσω αυτής, το οριακό στρώμα θερμαίνεται και

ξηραίνεται ενώ η κατώτερη τροπόσφαιρα υγραίνεται και ψυχραίνει (Arakawa, 1969; Zhu and Smith, 2002; Betts, 1975) με την υπόθεση βέβαια ότι δεν προκαλεί εκδήλωση υετού.

Εδώ και πολλά χρόνια, πολλοί επιστήμονες (Kuo, 1974; Arakawa and Schubert, 1974; Frank, 1983; Betts and Miller, 1993; Kain and Fritsch, 1993; Kain et al., 2003; Grell, 1993) μελετούν σε βάθος τη χρήση της παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς. Τα σχήματα που υπάρχουν για τη βαθιά ανοδική μεταφορά σήμερα φτάνουν τουλάχιστον τα δεκαπέντε ενώ για τη ρηχή μεταφορά τα τέσσερα (WRF, έκδοση 4.0). Ο μεγάλος αριθμός των σχημάτων παραμετροποίησης καθιστούν την σύγκριση των σχημάτων ως ένα βασικό τομέα έρευνας (Dudhia, 1993; Grell et al., 1994; Kotroni and Lagouvardos, 2001; Μαζαράκης, 2010; Mazarakis et al., 2009; Sindosi et al., 2010). Διαφορετικά σχήματα οδηγούν σε διαφορετικά ποσά βροχόπτωσης αλλά και σε διαφορετική θέρμανση της ατμόσφαιρας λόγω διαφορετικών παραμετροποιήσεων των ανταλλαγών θερμότητας (Kain and Fritsch, 1990). Ο ποσοτικός υπολογισμός του υετού παρουσιάζει σημαντικά προβλήματα αξιοπιστίας (Μαζαράκης, 2010), τόσο στο χρόνο όσο και στο χώρο που εκδηλώνεται ο υετός (Fritsch et al., 1998; Mahoney and Lackmann, 2006). Το πρόβλημα της ακριβούς πρόγνωσης γίνεται ακόμα πιο έντονο κατά τους καλοκαιρινούς μήνες (Gallus Jr and Segal, 2001; Fritsch and Carbone, 2004).

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας γίνεται χρήση των σχημάτων Kain-Fritsch (KF), Betts-Miller-Janjic (BMJ) και Grell-Freitas (GF) διότι παρουσιάζουν πολύ μεγάλη συχνότητα εμφάνισης στη διεθνή βιβλιογραφία.

1.5.1. Σχήμα Kain-Fritsch (KF)

Το νεότερο σχήμα KF (Kain, 2004) που θα χρησιμοποιηθεί εδώ είναι βασισμένο στο αρχικό σχήμα των Kain-Fritsch (1990, 1993) και έχει προκύψει από ελέγχους μέσα σε ένα Eta μοντέλο (Μαζαράκης, 2010; Skamarock et al., 2008). Σύμφωνα με το σχήμα, η ανοδική μεταφορά (ροή της μάζας) στη βάση του νέφους καθορίζεται από το ποσό της CAPE (Convective Available Potential Energy) που υπάρχει στο περιβάλλον. Το σχήμα KF αρχικά εντοπίζει τα σημεία πλέγματος στα οποία είναι πιθανό να εκδηλωθεί ανοδική μεταφορά (το CAPE να έχει θετικές τιμές). Η ανίχνευση τυχόν ανοδικής μεταφοράς ξεκινάει με τον έλεγχο στρώματος 60hPa πάνω από την επιφάνεια. Η θερμοκρασία του LCL (Lifting Condensation Level) του στρώματος αυτού (T_{LCL}) συγκρίνεται με τη θερμοκρασία του περιβάλλοντος στο ύψος του LCL (T_{ENV}). Όπως φαίνεται στη Σχέση

1.1.α και 1.1.β, στη διαφορά αυτών των θερμοκρασιών προστίθεται μία θερμοκρασιακή διαταραχή (temperature perturbation) (δT_w) η οποία εξαρτάται από την κατακόρυφη ταχύτητα του μοντέλου στο συγκεκριμένο ύψος και παίρνει τιμές 1-2K.

$$T_{LCL} + \delta T_w - T_{ENV} \begin{cases} > 0, \text{ αστάθεια, Σχέση 1.1.α} \\ < 0, \text{ ευστάθεια, Σχέση 1.1.β} \end{cases}$$

Αν η παραπάνω σχέση δηλώνει αστάθεια και η κατακόρυφη ταχύτητα παραμένει ανοδική για τα πρώτα 3-4 km του νέφους τότε το σχήμα ενεργοποιείται. Αν η σχέση δηλώνει ευστάθεια τότε εξετάζεται το αμέσως παραπάνω στρώμα πάχους 60hPa. Η διαδικασία σταματάει όταν βρεθεί στρώμα που να εμφανίζει αστάθεια μέσα στα πρώτα 300hPa της ατμόσφαιρας ή όταν μέσα σε αυτό δεν ενεργοποιηθεί το σχήμα. Τα κύρια χαρακτηριστικά του σχήματος KF συνοψίζονται στα εξής:

- Η ροή των ανοδικών ρευμάτων καθορίζεται από την CAPE.
- Οι ρυθμοί εισχώρησης ατμοσφαιρικού αέρα στο νέφος (entrainment) και διάχυσης αέρα του νέφους στο περιβάλλον (detrainment) είναι διαφορετικοί καθ' ύψος.
- Η ενεργοποίηση του σχήματος βασίζεται αποκλειστικά στην ανοδική κίνηση που κάνει ένα δείγμα ατμοσφαιρικού αέρα από το LCL έως το LFC.

1.5.2. Σχήμα Betts-Miller-Janjic (BMJ)

Το σχήμα BMJ (Janjić, 1994) είναι η βελτιωμένη έκδοση του σχήματος των Betts-Miller (BM) (Betts, 1986; Betts and Miller, 1986). Το σχήμα αυτό δημιουργεί προφίλ της ατμόσφαιρας (της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου) μέσα από κλιματολογικά δεδομένα και τα οποία ονομάζονται προφίλ αναφοράς και τα οποία συγκρίνονται με τις ραδιοβολίσεις του μοντέλου για κάθε σημείο πλέγματος. Το πρώτο βήμα που εκτελεί το σχήμα αυτό είναι η εύρεση του πιο ασταθούς (πολύ μεγάλη ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία Θ_e) δείγματος αέρα του μοντέλου κατά προσέγγιση στα κατώτερα 200hPa πάνω από το έδαφος. Το δείγμα αέρα ανέρχεται έως το LCL, σημείο που καθορίζει τη βάση του νέφους. Στη συνέχεια το δείγμα αέρα, με την κατάλληλη ώθηση (buoyant), ακολουθεί την υγρή αδιαβατική έως το σημείο ισορροπίας EL (Equilibrium Level). Εάν το δείγμα αέρα δεν έχει την ώθηση που χρειάζεται σε όλα τα επίπεδα για να φτάσει έως το EL

το σχήμα εξετάζει το επόμενο σημείο πλέγματος. Εάν το νέφος που θα δημιουργηθεί είναι πάχους μικρότερο των 200hPa, το σχήμα ενεργοποιεί τη ρηχή ανοδική μεταφορά (shallow convection) η οποία δε συνοδεύεται από υετό. Διαφορετικά, ελέγχει αν μπορεί η βαθιά ανοδική μεταφορά η οποία συνοδεύεται από υετό να ενεργοποιηθεί ([Baldwin et al., 2002](#)).

Τα κύρια χαρακτηριστικά του σχήματος BMJ συνοψίζονται στα εξής:

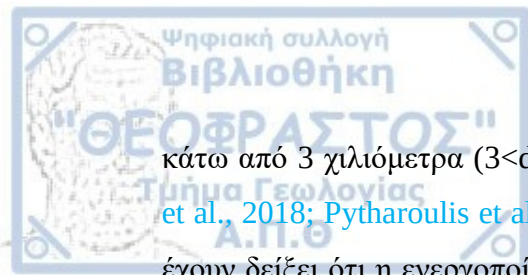
- Δημιουργήθηκε από την έρευνα ραδιοβολίσεων που έγιναν σε τροπικές θαλάσσιες και ηπειρωτικές περιοχές και ως εκ τούτου λειτουργεί καλύτερα σε υγρά περιβάλλοντα.
- Δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα και υπολογίζεται εύκολα.
- Μπορεί και χειρίζεται τη βαθιά ανοδική μεταφορά πολύ καλά.
- Τα προφίλ αναφοράς επειδή είναι σχεδιασμένα από κλιματολογικά δεδομένα δεν ανταποκρίνονται πάντα στις προγνωστικές ραδιοβολίσεις.

1.5.3. Σχήμα Grell-Freitas (GF)

Το σχήμα παραμετροποίησης των Grell και Freitas (GF) ([Grell and Freitas, 2014](#)), είναι βασισμένο στο σχήμα του [Grell, \(1993\)](#) καθώς και στο πιο ανεπτυγμένο σχήμα των [Grell and Dévényi, \(2002\)](#). Σε κάθε πλέγμα του μοντέλου επιτρέπεται ο σχηματισμός μόνο ενός νέφους. Για το νέφος αυτό λαμβάνεται υπόψη η εισροή αέρα σε αυτό από τη βάση του και η εκροή αέρα από την κορυφή του. Η ατμοσφαιρική στήλη θεωρείται μία ενιαία περιοχή μιας βαθιάς ανοδικής μεταφοράς μέσα στην οποία υπολογίζονται η μεταφορά από τους κατακόρυφους στροβίλους της στατικής ενέργειας (moist static energy), της υγρασίας και άλλων σημαντικών μεταβλητών ([Fowler et al., 2016](#)). Για την ενεργοποίησή του θα πρέπει η CAPE στην κατακόρυφη στήλη πάνω από ένα πλέγμα να έχει θετικές τιμές.

1.6. Σκοπός της εργασίας

Οι ερευνητές θεωρούν απολύτως αναγκαία τη χρήση των σχημάτων παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς για τα μοντέλα με χαμηλή ανάλυση (χωρική διακριτοποίηση $dx > 10\text{km}$) διαφωνούν όμως, μέχρι ποιας χωρικής διακριτοποίησης μπορούν αυτά να χρησιμοποιηθούν. Ερευνητές όπως οι [Hong and Dudhia, \(2012\)](#) υποστηρίζουν πως η χρήση τους σε μοντέλα με $dx < 10\text{km}$ δεν είναι και πολύ «βολική». Οι [Fowler et al., \(2016\)](#) και [Molinari and Dudek, \(1992\)](#) προτείνουν τη χρήση τους, όχι όμως



κάτω από 3 χιλιόμετρα ($3 < dx < 10 \text{ km}$). Άλλοι ερευνητές (Karacostas et al., 2018; Tymvios et al., 2018; Pytharoulis et al., 2016; Sindosi et al., 2012; Kotroni and Lagouvardos, 2004) έχουν δείξει ότι η ενεργοποίηση των σχημάτων ανοδικής μεταφοράς δεν είναι ασυνήθιστη σε ερευνητικά και επιχειρησιακά μοντέλα με χωρική διακριτοποίηση της τάξεως των 5km ή ακόμη και μικρότερη στην Ελλάδα, στην Κύπρο και στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου.

Σκοπός της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη της ευαισθησίας του μη υδροστατικού μοντέλου WRF-ARW στην παραμετροποίηση της ανοδικής μεταφοράς κατά τη θερμή περίοδο. Επιχειρείται η αξιολόγηση του μοντέλου στη χρήση ή όχι, και ποιου σχήματος, σε πλέγμα υψηλής ανάλυσης (1,667kmX1,667km) ενώ στην περίπτωση της μη χρήσης ερευνάται το σχήμα που δίνει τα καλύτερα αποτελέσματα με την ενεργοποίησή του στα αμέσως μεγαλύτερα πλέγματα (coarser parent grids).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2. ΠΕΙΡΑΜΑΤΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΚΗ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ

2.1. Ο Υετός και η θερμή περίοδος

Με τον όρο «υετός» εννοούνται όλα εκείνα τα ατμοσφαιρικά αιωρήματα τα οποία φτάνουν στην επιφάνεια της γης σε υγρή μορφή (ψεκάδες, βροχή) ή στερεά μορφή (χιόνι, χαλάζι). Ο υετός είναι ευεργετικός τόσο για τα έμβια όντα αφού γεμίζει τους υδροφόρους ορίζοντες και χρησιμοποιείται για την πόση, όσο και για τη γεωργία κατά την πτώση του ή με την άντλησή του από τους υδροφόρους ορίζοντες. Ο υετός όμως, όταν πέφτει με ραγδαιότητα ή σε μεγάλες ποσότητες ή με συνδυασμό των δύο, έχει καταστρεπτικά αποτελέσματα σε ανθρώπους και μέσα.

Τα τελευταία χρόνια όλο και περισσότερες κλιματολογικές μελέτες (Tolika et al., 2017) γίνονται με ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τις περιπτώσεις ακραίων τιμών υετού εξαιτίας της ισχυρής περιβαλλοντικής και κοινωνικο-οικονομικής επίδρασης στην περιοχή που εκδηλώνονται (Jansa et al., 2014; Papagiannaki et al., 2013; Pakalidou and Karacosta, 2018; Limsakul and Singhruck, 2016). Η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Κλιματική Αλλαγή (Intergovernmental Panel on the Climate Change, IPCC) δίνει μεγάλη έμφαση στην αυξητική τάση φαινομένων ισχυρού υετού σε όλο τον κόσμο (IPCC, 2013).

Οι Nastos and Zerefos (2007) έδειξαν ότι στην Αθήνα, μετά το 1970, ο υετός γίνεται πιο ακραίος ενώ σε έρευνά τους (Nastos and Zerefos, 2008) για ένα μεγάλο μέρος της Ελλάδας για το 2008, έδειξαν μία τάση αύξησης των ακραίων τιμών του ημερήσιου υετού (πάνω από 30 και 50mm) στα ανατολικά και νότια τμήματα της χώρας. Η συχνότητα εμφάνισης φαινομένων με ισχυρό υετό προβλέπεται να αυξηθεί σε πολλές περιοχές της Μεσογείου (Partal and Kahya, 2006; Ruiz-Leo et al., 2013). Οι Houssos and Bartzokas (2006) αναφέρουν ότι ακραίες τιμές του υετού στα βορειοδυτικά τμήματα της Ελλάδας εμφανίζονται συχνότερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα και σπανιότερα κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού.

Ακραία φαινόμενα υετού στη διάρκεια του χειμώνα όχι μόνο στην Ελλάδα αλλά παγκοσμίως, αποτελούν μικρότερο πρόβλημα σε σχέση με ένα αντίστοιχο συμβάν κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου. Αυτό συμβαίνει γιατί, μέσα στο χειμώνα οι άνθρωποι είναι περισσότερο σε επαγρύπνηση για την αντιμετώπιση ακραίων καιρικών καταστάσεων. Επίσης υπάρχουν πολύ λιγότερες καλλιεργήσιμες εκτάσεις. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου οι άνθρωποι είναι λιγότερο επιφυλακτικοί με τον καιρό. Οι καλλιέργειες

μεγαλώνουν και αποδίδουν τους καρπούς τους αλλά σε περίπτωση ακραίας βροχόπτωσης επέρχεται καταστροφή αυτών η οποία πολλές φορές είναι ολοκληρωτική. Ένας άλλος παράγοντας πολύ καθοριστικός που ελαχιστοποιεί το πρόβλημα το χειμώνα και το μεγιστοποιεί τη θερμή περίοδο είναι η αξιοπιστία των μοντέλων πρόγνωσης καιρού.

Κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου όπου η εκδήλωση φαινομένων υετού είναι αποτέλεσμα περισσότερο της κατακόρυφης αστάθειας της ατμόσφαιρας (convective precipitation) και πολύ λιγότερο ενός οργανωμένου χαμηλού βαρομετρικού συστήματος (Mazarakis et al., 2011; Kostopoulou and Jones, 2007; Mazarakis et al., 2008), η «φτωχή» αριθμητική πρόγνωση (Gallus Jr and Segal, 2001) του υετού είναι ένα σημαντικό πρόβλημα γιατί οι πλυμμήρες που συχνά συμβαίνουν την περίοδο αυτή είναι οι πιο καταστροφικές (Doswell III et al., 1996). Στα κεντρικά τμήματα των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής (ΗΠΑ) όπου πολλές περιοχές είναι πολύ σημαντικές όσον αφορά τη γεωργική παραγωγή, η πλειονότητα του ετήσιου υετού παρουσιάζεται τη θερμή περίοδο (Fritsch et al., 1986). Η μη ακριβής («φτωχή») πρόγνωση της ποσότητας του υετού έχει αρνητικές συνέπειες στη Γεωργία δίνοντας ταυτόχρονα στο κοινό των περιοχών αυτών την εντύπωση ότι η δυνατότητα των Μετεωρολόγων για πρόγνωση είναι πολύ μικρή.

Η πρόγνωση της ποσότητας του υετού είναι πολύ σημαντική γιατί βρίσκει εφαρμογή στη διαχείριση του νερού για γεωργική και αστική χρήση, στους υδροηλεκτρικούς σταθμούς παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας και στον τομέα της υδρολογίας. Επίσης έχει πολλή μεγάλη σημασία για την αεροναυτιλία καθώς έχει αποδειχτεί ότι στις ΗΠΑ, ο κυριότερος παράγοντας για την καθυστέρηση των εμπορικών αεροπορικών συναλλαγών είναι η ποσότητα του υετού (Fritsch and Carbone, 2004).

Κατά τη θερμή περίοδο του έτους υπάρχει έντονη καταιγιδόφορος δράση στη Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα (Pytharoulis et al., 2010; Pissimanis et al., 2006). Επιπλέον, οι Mazarakis et al., (2008) χρησιμοποιώντας δεδομένα των ετών 2003-2006, έδειξαν ότι η σχετική (αδιάστατη) πυκνότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων στην Ελλάδα κατά τη θερμή περίοδο παρουσιάζει μέγιστες τιμές κυρίως στο βόρειο τμήμα της, με ένα από τα μέγιστα να εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία.

Κλιματολογικές και στατιστικές μελέτες δείχνουν πως το κατώφλι (threshold) για να οριστεί ο υετός ως ισχυρός δεν είναι παντού το ίδιο αλλά διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Το Mediterranean Experiment (MEDEX) τοποθέτησε ως κατώφλι για τον υετό στη βόρεια Μεσόγειο τα 60mm/μέρα και για τη Αλγερία τα 30mm/μέρα (Jansa et al., 2014). Για την Ελλάδα και συγκεκριμένα για το σταθμό του Μετεωροσκοπείου του

Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου της Θεσσαλονίκης οι [Anagnostopoulou and Tolika, \(2012\)](#) όρισαν τα 35mm/μέρα ενώ οι [Pakalidou and Karacosta, \(2018\)](#) όρισαν τα 30mm/μέρα. Μελέτες για τις συνθήκες που προκαλούν τον ισχυρό υετό έχουν δείξει ([Jansa et al., 2014](#)) ότι ο ισχυρός υετός δεν είναι πάντα αποτέλεσμα ενός ισχυρού κυκλώνα αλλά μπορεί να είναι αποτέλεσμα ενός ασθενούς ή μέτριου κυκλώνα ([Jansa et al., 1991; Jansa et al., 2000](#)). Επίσης, η τοπογραφία είναι σημαντικός παράγοντας για την εκδήλωση ισχυρού υετού ([Pytharoulis et al., 2016](#)).

Εξετάζοντας το χρονικό διάστημα της θερμής περιόδου διαπιστώνεται ότι όλοι οι ερευνητές το ορίζουν χωρίς μεγάλες αποκλίσεις. Για την ανατολική Μεσόγειο οι [Mazarakis et al., \(2011\)](#) ορίζει αυτήν από 15 Μαΐου ως 30 Σεπτεμβρίου, η [Kotroni and Lagouvardos, \(2004\)](#) από το Μάιο έως το Σεπτέμβριο, οι [Karacostas et al., \(2018\)](#) από τον Απρίλιο μέχρι το Σεπτέμβριο ενώ για τη βόρεια Αμερική οι [Carbone and Tuttle, \(2008\)](#) από το Μάιο έως τον Αύγουστο.

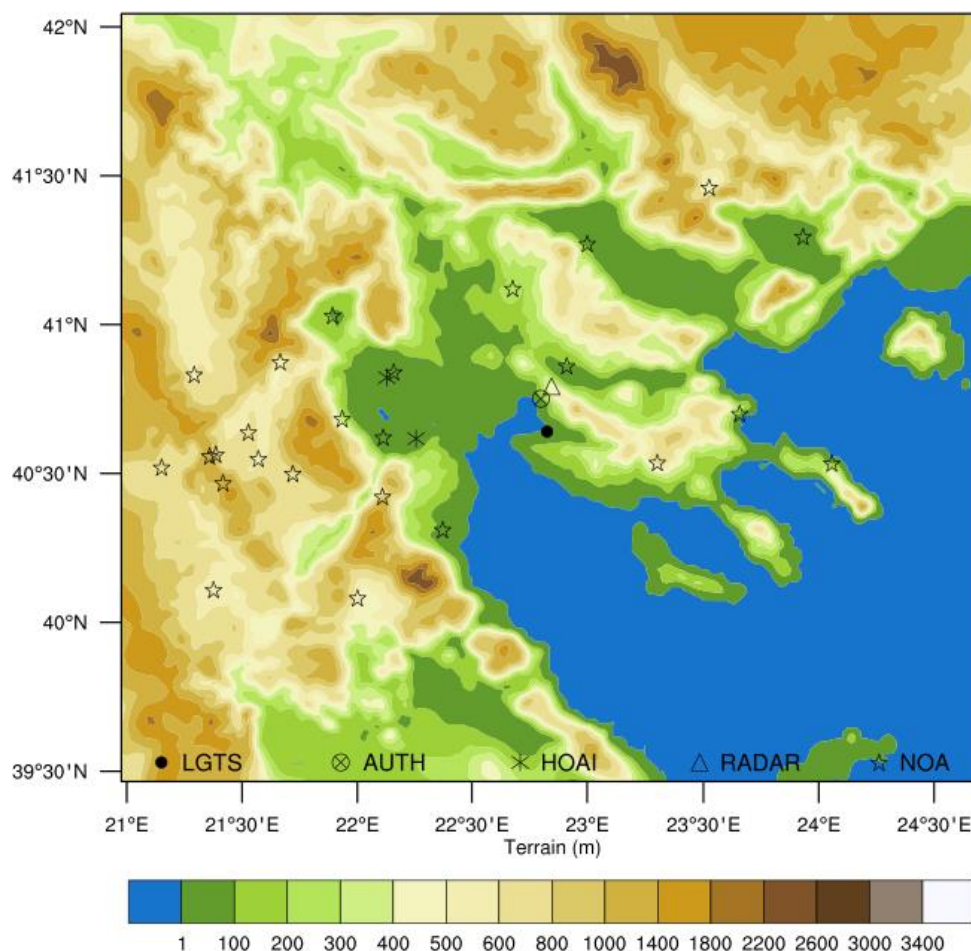
2.2. Δεδομένα

Για την ολοκλήρωση της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν **παρατηρήσεις σταθμών επιφανείας και Ραντάρ καιρού** (Σχήμα 2.1), οι **επιχειρησιακές αναλύσεις του Global Forecasting System, (GFS)** και οι **προσομοιώσεις του αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης Weather Research and Forecasting (WRF)**.

Οι **επίγειες παρατηρήσεις** (θερμοκρασία, θερμοκρασία σημείου δρόσου, βαρομετρική πίεση στη Μέση Στάθμη Θάλασσας) προέρχονται από τον επιχειρησιακό σταθμό της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας (EMY) στο αεροδρόμιο της Μίκρας (LGTS) (Metar) και από τους αυτόματους σταθμούς (σύνολο 25) του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ) στην περιοχή της Μακεδονίας. Ο υετός του σταθμού LGTS ελήφθη από τις παρατηρήσεις Synop. Οι δύο σταθμοί του ΕΛΓΑ (Οργανισμός Ελληνικών Γεωργικών Ασφαλίσεων) και ο σταθμός του Μετεωροσκοπείου του ΑΠΘ χρησιμοποιήθηκαν μόνο για την οπτικοποίηση του υετού. Οι επίγειες παρατηρήσεις επεξεργάστηκαν με τη γλώσσα προγραμματισμού Fortran για να πάρουν την κατάλληλη μορφοποίηση η οποία αναγνωρίζεται από το MET ([Model evaluation Tool](#)) και συγκεκριμένα από το εργαλείο Stat_point_tool για την εύρεση των στατιστικών αποτελεσμάτων.

Τα δεδομένα του υετού που χρησιμοποιήθηκαν στα πειράματα για τον έλεγχο του μοντέλου προέρχονται από το **Ραντάρ καιρού C-band** της εταιρίας 3Δ Α.Ε

Πλέγμα υψηλής ανάλυσης, Μετεωρολογικοί σταθμοί, Ραντάρ

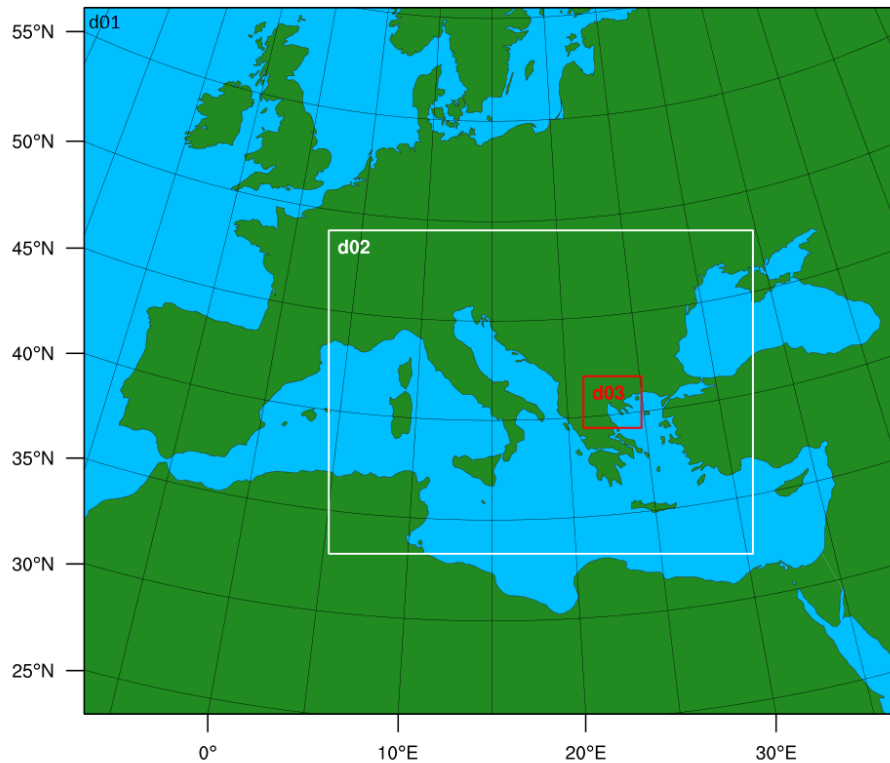


Σχήμα 2.1 Τοπογραφία του πλέγματος d03 του μοντέλου WRF (Σχήμα 2.2), οι επίγειοι σταθμοί της Μίκρας (LGTS), του Μετωροσκοπείου (AUTH), του ΕΛΓΑ (HOAI) και του ΕΑΑ (NOA) καθώς και η θέση του Ραντάρ του Φιλύρου (RADAR).

Οι επιχειρησιακές αναλύσεις του GFS που ελήφθησαν σε πλέγμα $0.50^\circ \text{ lat} \times 0.50^\circ \text{ lon}$ και με χρονική ανάλυση 6 ωρών χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές και πλευρικές συνθήκες. Οι θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας (SSTs) ελήφθησαν από το Εθνικό Κέντρο Πρόγνωσης Περιβάλλοντος (National Center for Environmental Prediction, NCEP - http://polar.ncep.noaa.gov/pub/history/sst/rtg_high_res/) με υψηλή χωρική οριζόντια διακριτοποίηση $1/12^\circ \text{ lat} \times 1/12^\circ \text{ lon}$ ($\sim 0.083^\circ \times 0.083^\circ$), για την πρώτη ημέρα της κάθε προσομοίωσης (η μέγιστη διάρκεια προσομοίωσης είναι 30 ώρες). Οι NCEP SSTs παράγονται καθημερινά και βασίζονται στις πιο πρόσφατες παρατηρήσεις του τελευταίου 24ώρου από παρατηρήσεις επιφάνειας θάλασσας (πλοία και πλωτοί μετεωρολογικοί σταθμοί) και από δορυφορικές μετρήσεις (Pytharoulis et al., 2014a).

Τέλος, για τις προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκε το **μη-υδροστατικό αριθμητικό μοντέλο WRF** με το δυναμικό πυρήνα ARW (Advanced Research Weather Forecasting) (έκδοση 3.7.1) ([Skamarock et al., 2008](#); [Wang et al., 2012](#)). Το set-up του μοντέλου ίδιο με αυτό που χρησιμοποιείται και στο επιχειρησιακό προγνωστικό σύστημα του Τομέα της Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας ([Pytharoulis et al. 2014a, b, 2015](#)) εκτός από τις παρακάτω τέσσερις διαφορές: α) για την εργασία χρησιμοποιείται η έκδοση 3.7.1 ενώ για το επιχειρησιακό η έκδοση 3.5.1. β) για την εργασία χρησιμοποιούνται οι επιχειρησιακές αναλύσεις του GFS για αρχικές και πλευρικές συνθήκες ενώ στο επιχειρησιακό οι προγνώσεις του GFS. γ) στην εργασία η μέγιστη πρόγνωση φτάνει τις 30h ενώ στο επιχειρησιακό τις 96h. δ) στην εργασία η ολοκλήρωση των τριών πλεγμάτων αρχίζει την ίδια στιγμή ενώ στο επιχειρησιακό, στα δύο εσωτερικά αρχίζει έξι ώρες μετά το εξωτερικό. Το μοντέλο ολοκληρώνεται σε τρία επάλληλα πλέγματα (περιοχές ολοκλήρωσης - domains). Το εξωτερικό με χωρική διακριτοποίηση 15kmX15km (d01) καλύπτει την περιοχή της Ευρώπης, το ενδιάμεσο με χωρική διακριτοποίηση 5kmX5km (d02) καλύπτει την Ιταλία-Νότια Βαλκάνια-Ελλάδα-Τουρκία-Λιβυκό πέλαγος και το εσωτερικό με χωρική διακριτοποίηση 1,667kmX1,667km (d03) καλύπτει την περιοχή της κεντρικής Μακεδονίας-ΒΑ. Θεσσαλίας και τμήμα των βόρειων γειτονικών χωρών (Σχήμα 2.2) χρησιμοποιώντας πλέγμα Arakawa τύπου C ([Πυθαρούλης, 2017b](#)). Τα πλέγματα ήταν εμφωλευμένα κατά μία κατεύθυνση (one-way nested). Όπως αναφέρουν οι [Pytharoulis et al., \(2016\)](#) επιλέχθηκε η πολύ υψηλή ανάλυση για την περιοχή d03, σύμφωνα με τον [Mass et al., \(2002\)](#), για περισσότερη ακρίβεια της πρόγνωσης των μετεωρολογικών συνθηκών αφού αυτή χαρακτηρίζεται από σημαντική μεταβλητότητα της τοπογραφίας. Ως προς το κατακόρυφο επίπεδο εφαρμόστηκαν 39 eta επίπεδα (έως τα 50hPa) με μεγάλη ανάλυση (grid spacing) μέσα στο οριακό στρώμα.

Domains



Σχήμα 2.2 Τα τρία επάλληλα πλέγματα που χρησιμοποιούνται από το μοντέλο WRF. Το εξωτερικό d01 (15X15km), το πλέγμα d02 (5X5km) και το εσωτερικό d03 (1,667X1,667km).

Για τη μικροφυσική επιλέχθηκε το σχήμα Ferrier (new Eta microphysics) (Ferrier et al., 2002) το οποίο είναι κατάλληλο για πλέγματα υψηλής ανάλυσης (fine resolution). Για τη μεγάλου και μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία επιλέχθηκε το σχήμα RRTMG (rapid radiative transfer model application for global climate models) (Iacono et al., 2008). Για το επιφανειακό στρώμα επιλέχθηκε το σχήμα Monin–Obukhov (Zilitinkevich, 1995). Για το έδαφος επιλέχθηκε το σχήμα Noah (NCEP/Oregon State University/Air Force/Hydrologic Research Lab) Unified model (Chen and Dudhia, 2001) σε τέσσερα στρώματα (0–10, 10–40, 40–100, and 100–200 cm). Για τις διαδικασίες που συμβαίνουν στο οριακό στρώμα επιλέχθηκε το σχήμα Mellor–Yamada–Janjic (MYJ) (Janjić, 1994). Δεδομένα υψηλής ανάλυσης για την τοπογραφία (30 arc secX30 arc sec lat–lon) - περίπου 750 μέτρα στο οριζόντιο επίπεδο - ελήφθησαν από το τμήμα των γεωλογικών ερευνών των ΗΠΑ (United States Geological Survey, USGS) για τα τρία πλέγματα.

Για την παραμετροποίηση της ανοδικής μεταφοράς (cumulus convection) χρησιμοποιήθηκαν τα σχήματα των Kain–Fritsch (KF), Betts–Miller–Janjic (BMJ) και Grell–Freitas (GF), των οποίων τα χαρακτηριστικά αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 1.

Οι περιπτώσεις για τις οποίες έγιναν τα αριθμητικά πειράματα χωρίζονται σε Περιπτώσεις Ισχυρού Δυναμικού Εξαναγκασμού (ΠΙΔΕ) και Περιπτώσεις Ασθενούς Δυναμικού Εξαναγκασμού (ΠΑΔΕ). Η προσομοίωση του μοντέλου για τις ΠΙΔΕ διήρκησε 30 ώρες, ενώ για τις ΠΑΔΕ 24 ώρες. Η αξιολόγηση του μοντέλου έγινε για 24 ώρες και για 18 ώρες αντίστοιχα αφού οι πρώτες 6 ώρες δεν ελήφθησαν υπόψη (spin up time). Ο χρόνος spin up είναι ο απαραίτητος χρόνος ώστε το μοντέλο να προσαρμοστεί πλήρως στις αρχικές συνθήκες και να αναπτύξει ένα σταθερό και με συνοχή σύστημα υετού (Weiss et al., 2008). Στον αντίποδα, ερευνητές όπως οι Sindosi et al., (2012) οι Kotroni and Lagouvardos, (2004) και οι Mazarakis et al., (2009) εκτέλεσαν τις προσομοιώσεις χωρίς spin up time. Οι περισσότεροι ερευνητές ορίζουν το spin up time στις 6 ώρες (Pytharoulis, 2018; Koletsis et al., 2016; Pytharoulis et al., 2016; Yair et al., 2010; Weiss et al., 2008) ενώ οι Matsangouras et al., (2016) στις 12 ώρες.

2.3. Επιλογή περιπτώσεων - Πειράματα

Λαμβάνοντας υπόψη τα προηγούμενα, αποφασίστηκε οι περιπτώσεις μέσα από τις οποίες θα μελετηθεί η ευαισθησία του αριθμητικού μοντέλου WRF-ARW να ανήκουν στη θερμή περίοδο (Μάιος – Σεπτέμβριος).

Εξετάσθηκαν οι συνοπτικές παρατηρήσεις του σταθμού της Μίκρας στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης από το 1998 έως και το 2016 και επιλέχθηκαν έξι περιπτώσεις οι οποίες χωρίστηκαν σε δύο κατηγορίες. Στην κατηγορία ΠΙΔΕ (Περιπτώσεις Ισχυρού Δυναμικού Εξαναγκασμού) και στην κατηγορία ΠΑΔΕ (Περιπτώσεις Ασθενούς Δυναμικού Εξαναγκασμού).

Στις ΠΙΔΕ είναι εμφανής η προσέγγιση ή το πέρασμα μετωπικής δραστηριότητας σύμφωνα με την ανάλυση των χαρτών επιφανείας της German Weather Service και του United Kingdom Meteorological Office (UKMET). Επιπλέον, το ποσό του υετού που καταγράφηκε σε διάστημα 24 ωρών στο σταθμό της Μίκρας (EMY, Διεύθυνση Κλιματολογίας – Εφαρμογών) ή σε γειτονικό σταθμό (EEA) ξεπερνά τα 59 mm. Οι Karagiannidis et al., (2012) ορίζουν τον ισχυρό υετό για την περιοχή της Ευρώπης, αυτόν που είναι μεγαλύτερος ή ίσος με 60mm/24h. Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνεται :

1. η περίπτωση της 4-5/5/2011 με τον συσσωρευτικό υετό του 24ώρου (από 4/5/2011 1800UTC έως 5/5/2011 1800UTC) να φτάνει τα 59mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.α). Το ποσό αυτό αποτελεί ρεκόρ για το σταθμό για το μήνα Μάιο ενώ για την

περίοδο 1955-1997 ήταν 40,6mm (Κορνάρος, 1999). Ο υετός που καταγράφηκε στο σταθμό του Μετωροσκοπείου ήταν 53,9mm.

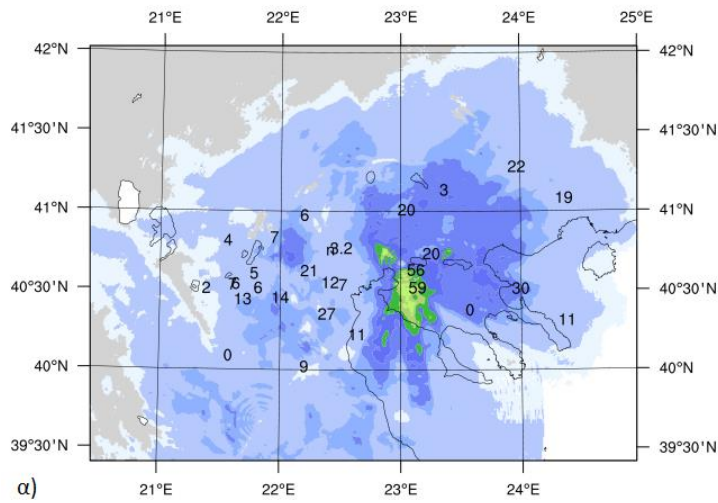
2. η περίπτωση της 14-15/7/2014 με τον συσσωρευτικό υετό του 24ώρου (από 14/7/2014 1800UTC έως 15/7/2014 1800UTC) να φτάνει τα 61mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.β). Το ποσό αυτό είναι μεγαλύτερο κατά 0,8mm από το μέγιστο που παρατηρήθηκε για το μήνα Ιούλιο για την περίοδο 1955-1997 (60,2mm) (Κορνάρος, 1999) ενώ το ρεκόρ είναι 74,9mm στις 14/7/2005. Ο υετός που καταγράφηκε στο σταθμό του Μετωροσκοπείου ήταν 98,5mm και αποτελεί ρεκόρ για όλες τις εποχές (Anagnostopoulou and Tolika, 2012). Από το ποσό αυτό τα 41mm εκδηλώθηκαν μέσα σε ένα τρίωρο (Pytharoulis et al., 2016) ενώ ένα άλλο ρεκόρ καταγράφηκε στις 10/5/2018 με την εκδήλωση 72mm υετού μέσα σε μία ώρα. Ο ισχυρός υετός της περίπτωσης 14-15/7/2014 προκάλεσε σημαντικά προβλήματα, πλημμύρες και ζημιές στην υποδομή και στις καλλιέργειες στην πόλη της Θεσσαλονίκης και στις γύρω περιοχές (Pytharoulis et al., 2016).
3. η περίπτωση της 6-7/9/2016 με τον συσσωρευτικό υετό του 24ώρου (από 6/9/2016 0600UTC έως 7/9/2016 0600UTC) να φτάνει τα 58mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.γ). Προκλήθηκαν μεγάλες καταστροφές στην περιοχή της Νέας Μηχανιώνας ενώ μία γυναίκα βρήκε το θάνατο καθώς παρασύρθηκε από τα νερά. Να σημειωθεί ότι ο αυτόματος σταθμός του ΕΑΑ, στο ίδιο διάστημα, κατέγραψε 332,6mm.

Στις ΠΑΔΕ, όπου η προσομοίωση του μοντέλου διήρκησε 24 ώρες και η αξιολόγησή του γίνεται για τις τελευταίες 18 ώρες (spin-up 6 ωρών), δεν υπάρχει μετωπική δραστηριότητα και ο συσσωρευτικός υετός του 18ώρου δεν ξεπερνά σε κανένα σταθμό τα 59mm. Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνεται :

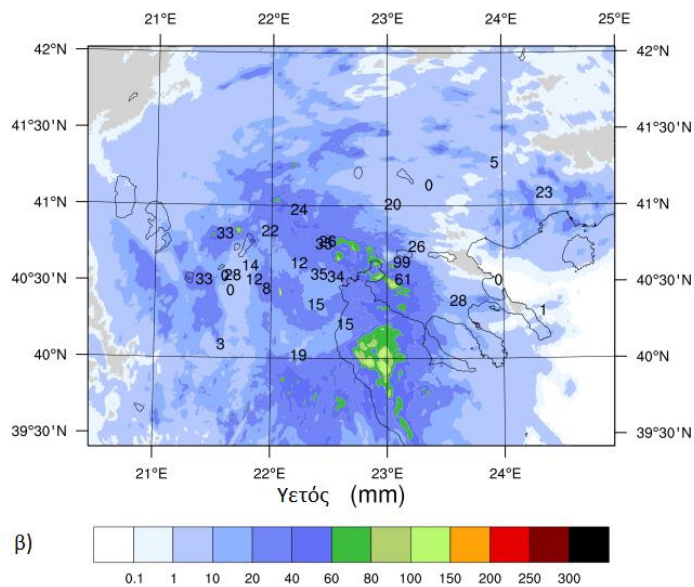
1. η περίπτωση της 6/7/2013 με τον συσσωρευτικό υετό του 18ώρου (από 6/7/2013 0600UTC έως 7/7/2013 0000UTC) να φτάνει τα 8mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.δ).
2. η περίπτωση της 30/6/2015 με τον συσσωρευτικό υετό του 18ώρου (από 30/6/2015 0600UTC έως 1/7/2015 0000UTC) να φτάνει τα 36mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.ε).
3. η περίπτωση της 22/5/2017 με τον συσσωρευτικό υετό του 18ώρου (από 22/5/2017 0600UTC έως 23/5/2017 0000UTC) να φτάνει τα 8mm στο σταθμό LGTS (Σχήμα 2.3.στ).

Για τις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ οι οποίες αναφέρθηκαν παραπάνω, γίνεται πλήρης συνοπτική και δυναμική ανάλυση στο επόμενο Κεφάλαιο.

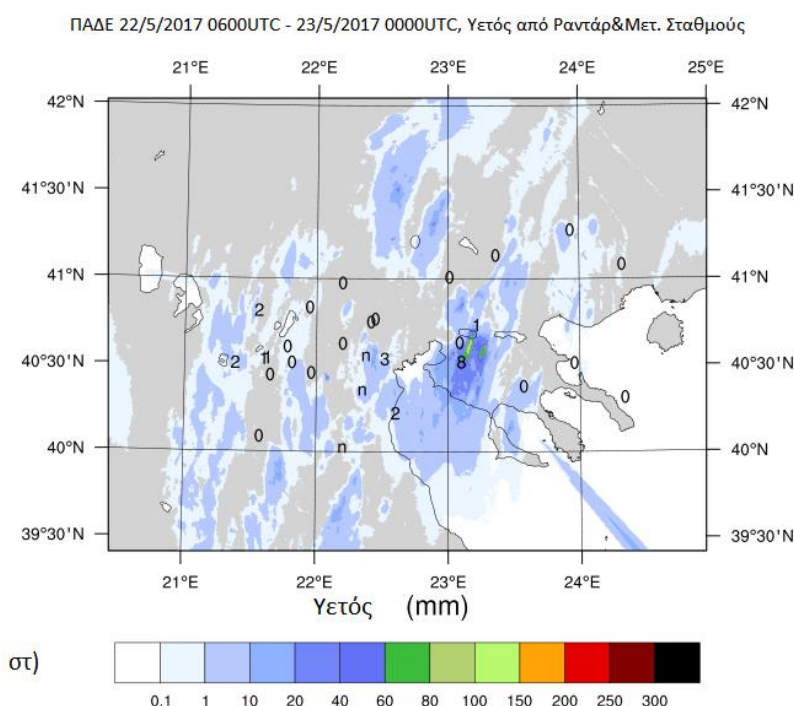
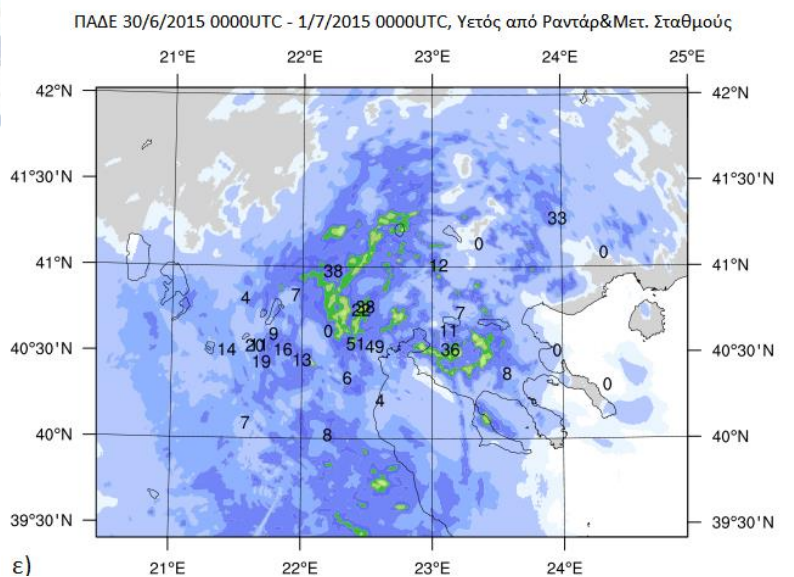
ΠΙΔΕ 4/5/2011 1800UTC - 5/5/2011 1800UTC, Υετός από Ραντάρ&Μετ. Σταθμούς



ΠΙΔΕ 14/7/2014 1800UTC - 15/7/2014 1800UTC, Υετός από Ραντάρ&Μετ. Σταθμούς



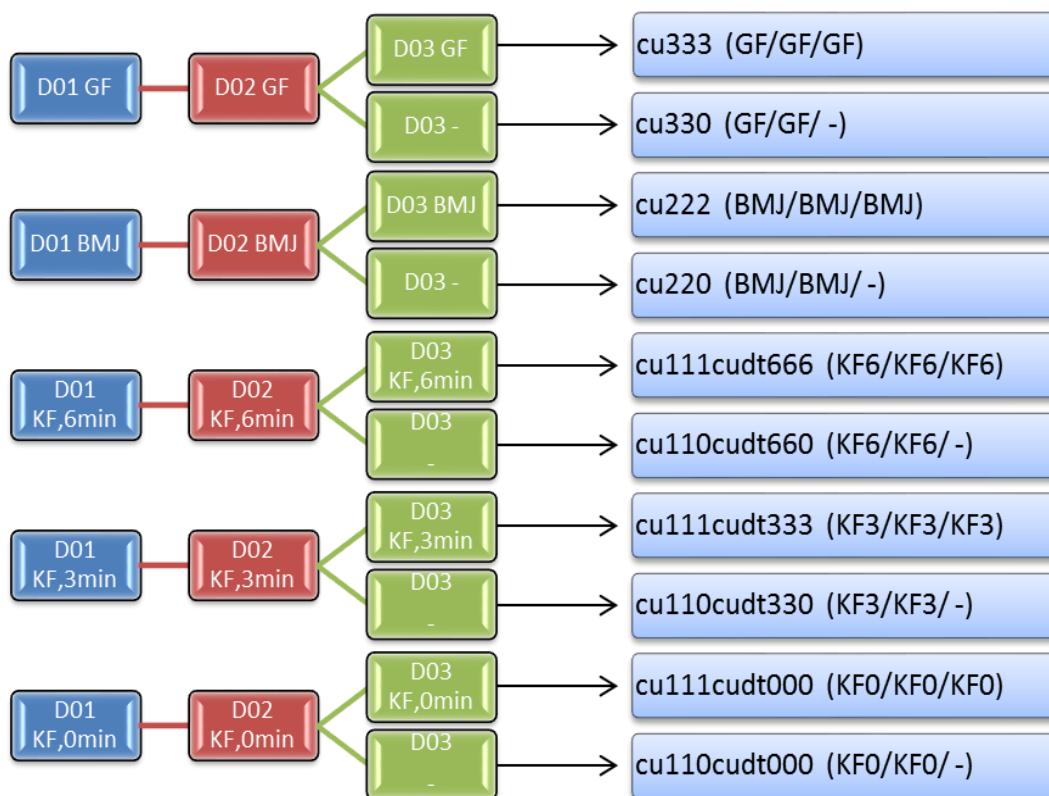




Σχήμα 2.3 Εκτίμηση νετού από το Ραντάρ του Φιλύρου στο πλέγμα d03(σκίαση) και μετρήσεις νετού (mm) από τους μετεωρολογικούς σταθμούς. Τα σχήματα α), β) και γ) δείχνουν τον νετό 24 ωρών για τις τρεις περιπτώσεις ΠΑΔΕ 4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC, 14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC και 6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC αντίστοιχα. Τα σχήματα δ), ε), και στ) δείχνουν τον νετό 18 ωρών για τις τρεις περιπτώσεις ΠΑΔΕ 6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC, 30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC και 22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC αντίστοιχα. Οι τιμές του νετού των μετεωρολογικών σταθμών είναι στρογγυλοποιημένες προς τον πλησιέστερο ακέραιο.

Η διεξαγωγή των πειραμάτων έγινε με τους συνδυασμούς των σχημάτων παραμετροποίησης των KF, BMJ και GF (Σχήμα 2.4). Στη δεξιά στήλη φαίνεται η ονοματολογία των συνδυασμών που χρησιμοποιήθηκε στα πειράματα αλλά και στα γραφήματα που θα εμφανιστούν. Οι αριθμοί 1, 2 και 3 μετά το cu συμβολίζουν τα σχήματα

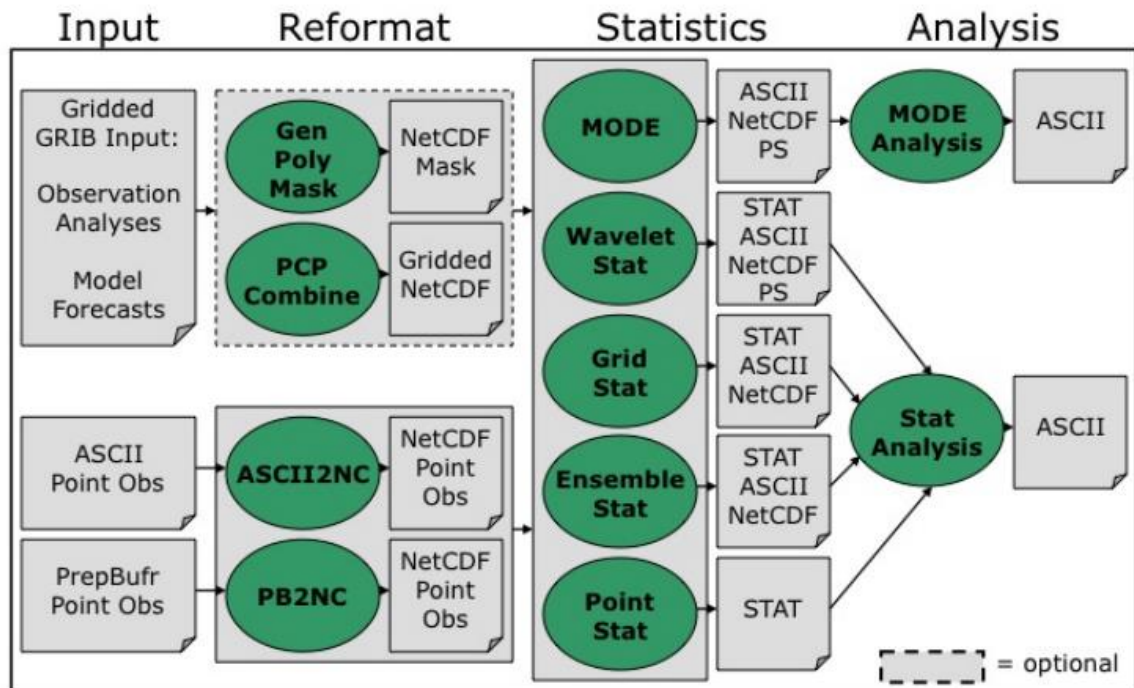
των KF, BMJ και GF αντίστοιχα. Ο πρώτος αριθμός αντιστοιχεί στο πλέγμα 01, ο δεύτερος στο πλέγμα 02 και ο τρίτος στο πλέγμα 03. Τα σχήματα των BMJ και GF υπολογίζονται κατά το dt του μοντέλου ($d01 : 90\text{sec}$, $d02 : 30\text{sec}$, $d03 : 10\text{sec}$) ενώ το σχήμα KF υπολογίζεται ανάλογα με τα λεπτά που δηλώνει ο ερευνητής στο namelist. Για την εργασία αυτή, στο cudt, δηλώθηκαν τα 0, 3 και 6 λεπτά. (Με την επιλογή στα μηδέν η ενεργοποίηση της παραμετροποίησης ελέγχεται σε κάθε χρονικό βήμα (dt) του πλέγματος).



Σχήμα 2.4 Σχήματα παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς (cumulus convection). Συνολικά 10 συνδυασμοί για τα πλέγματα D01 (πρώτη στήλη), D02 (δεύτερη στήλη) και D03 (τρίτη στήλη). Στην τέταρτη στήλη φαίνεται η ονοματολογία των συνδυασμών που χρησιμοποιήθηκε στα πειράματα αλλά και στα γραφήματα που θα εμφανιστούν.

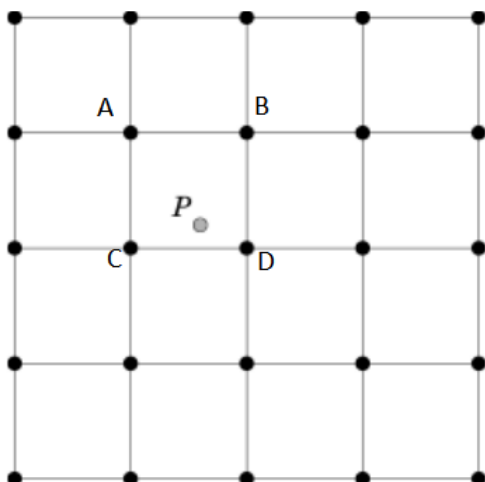
Η αξιολόγηση του μοντέλου έγινε με τη χρήση του MET v3.0.1 ([Model Evaluation Tool](#)) (Σχήμα 2.5). Το MET αναπτύχθηκε από το National Center for Atmospheric Research (NCAR) Developmental Testbed Center (DTC) με την υποστήριξη της U.S. Air Force Weather Agency (AFWA) και του National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). Το MET είναι ένα εργαλείο αξιολόγησης σύγχρονης τεχνολογίας παρέχοντας τη δυνατότητα στο χρήστη να το διαμορφώνει ανάλογα με τις ανάγκες του. Σχεδιάστηκε με βάση τα δεδομένα εξόδου του Weather Research and Forecasting (WRF)

αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για δεδομένα εξόδου άλλων μοντέλων (Model Evaluation Tool).



Σχήμα 2.5 Βασική αναπαράσταση του MET. Οι πράσινες περιοχές υποδηλώνουν λογισμικό και οι γκρι περιοχές αρχεία εισόδου και εξόδου (Model Evaluation Tool).

Για την αξιολόγηση του μοντέλου ως προς τις **συνεχείς μεταβλητές** χρησιμοποιήθηκε το **Point_stat_tool**. Η μέθοδος της παρεμβολής (interpolation) έγινε με τη μέθοδο του neighborhood (Σχήμα 2.6) και στηρίχτηκε στα τέσσερα γειτονικά σημεία (width=2) λαμβάνοντας υπόψη την απόσταση αυτών από το σημείο πρόγνωσης (μέθοδος Distance Weighted Mean).



Σχήμα 2.6 Παράδειγμα Interpolation με τη μέθοδο Neighborhood. Το Interpolation Width είναι 2 και η τιμή στο σημείο P θα ληφθεί από τα (2X2) 4 γειτονικά του σημεία A, B, C D.

Τα στατιστικά αποτελέσματα είναι βασισμένα στο προγνωστικό σφάλμα (f-o) (f : forecast value, o : observed value). Επίσης, γίνεται η χρήση του διαστήματος εμπιστοσύνης σε επίπεδο σημαντικότητας 95%. Για την αποφυγή οποιασδήποτε αβεβαιότητας σχετικά με την κατανομή των τιμών του δείγματος (ζεύγη f-o) γίνεται η χρήση της μη παραμετρικής στατιστικής μεθόδου Bootstrap ([Model Evaluation Tool](#)). Τα στατιστικά αποτελέσματα που χρησιμοποιούνται είναι το **μέσο σφάλμα** (ME, mean error) δηλαδή το BIAS που μετράει τη μέση τιμή της διαφοράς μεταξύ των προγνωστικών και παρατηρούμενων τιμών,

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Fi - Oi)$$

όπου Fi οι τιμές του μοντέλου, Oi οι τιμές παρατήρησης και n ο αριθμός των έγκυρων ζευγαριών πρόγνωσης-παρατήρησης, το **μέσο απόλυτο σφάλμα** (MAE, mean absolute error) που μετράει τη μέση τιμή του μεγέθους του σφάλματος

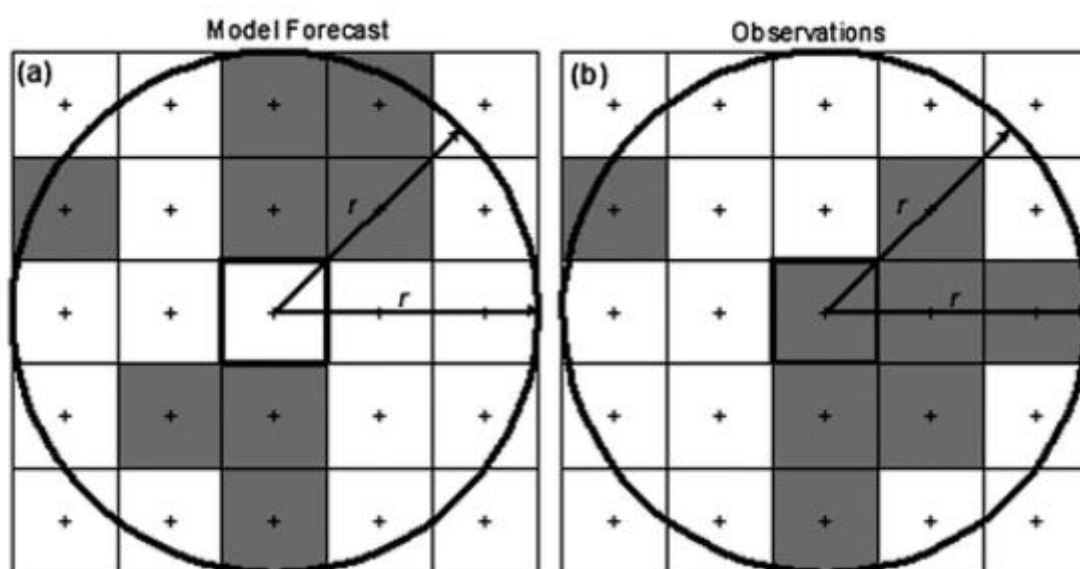
$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Fi - Oi|$$

και η **ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος** (RMSE, root mean squared error).

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Fi - Oi)^2}{n}}$$

Για την αξιολόγηση του μοντέλου ως προς τη **μεταβλητή του υετού** χρησιμοποιήθηκε το **Grid_stat_tool** και το interpolation έγινε με τη μέθοδο του neighborhood (Σχήμα 2.7). Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε για την αποφυγή του διπλού σφάλματος (double penalties) (προγνωστική τιμή αλλά όχι παρατηρούμενη και παρατηρούμενη τιμή αλλά όχι προγνωστική). Το διπλό σφάλμα γίνεται μεγαλύτερο όσο μεγαλύτερη είναι η χωρική διακριτοποίηση του μοντέλου (finer model) ([Clark et al., 2010](#); [Ebert, 2008](#)). Τα στατιστικά αποτελέσματα παράγονται αφού ελεγχθούν τα ζευγάρια προγνωστικών και παρατηρούμενων τιμών στα grid points του μοντέλου (σε προηγούμενη παράγραφο αναφέρθηκε το regridding του υετού του Ραντάρ στο πλέγμα d03) σε διαφορετικές περιοχές ελέγχου οι οποίες προσδιορίζονται από το «interpolation width» που ορίζεται μέσα στο «configuration file» του grid stat. Για την ευκολότερη κατανόηση του

ελέγχου υιοθετείται η έννοια της ακτίνας. Για την παρούσα εργασία η μέγιστη τιμή που παίρνει το «interpolation width» είναι εξηνταένα (61) και επομένως η μέγιστη ακτίνα ελέγχου θα είναι $(61/2) \times 1,667\text{km} \cong 51\text{km}$. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.7, το interpolation width έχει οριστεί ίσο με 5 και άρα η περιοχή ελέγχου θα είναι $5 \times 5 = 25$ grid boxes ενώ η ακτίνα θα είναι ίση με $5/2 = 2,5 \times 1,667\text{km} = 4,16\text{km}$. Για το κάθε σημείο πλέγματος, μέσα στην ακτίνα που γίνεται ο έλεγχος, θα πρέπει να υπάρχει τουλάχιστον ένα σημείο πλέγματος που να έχει έγκυρη τιμή (όχι missing value) και να υπάρχει τουλάχιστον ένα σημείο πλέγματος που να έχει προγνωστική τιμή υετού αλλά και τιμή παρατήρησης του υετού μεγαλύτερη από την τιμή «κατώφλι» που ορίζεται στο configuration file του grid stat (Clark et al., 2010; Pytharoulis et al., 2016).



Σχήμα 2.7 Παράδειγμα Interpolation με τη μέθοδο Neighborhood. Για τα ίδια grid boxes έχουμε τις προγνωστικές τιμές (a) του υετού και τις παρατηρήσεις (b). Στα σκιασμένα κουτιά φαίνεται ο υετός πέραν του κατώφλιου (threshold) που έχει τεθεί και η αξιολόγηση γίνεται σε περιοχή με ακτίνα 2,5 φορές μεγαλύτερη από το ορισμένο μήκος του grid box. Ενώ το μοντέλο, στο κεντρικό grid box, δε δίνει υετό μεγαλύτερο από το κατώφλι ($> q$) όταν μελετηθεί η «γύρω γειτονιά» με ακτίνα r , παρατηρούμε ότι υπάρχει προγνωστική τιμή αλλά και τιμή παρατήρησης σε τουλάχιστον ένα σημείο. Επομένως, μέσα στην περιοχή με ακτίνα r , η πρόγνωση του μοντέλου θεωρείται ακριβής (Roberts and Lean, 2008; Schwartz et al., 2010).

Ο υπολογισμός των διαφόρων στατιστικών παραμέτρων βασίζεται στη χρήση ενός πίνακα συνάφειας (contingency table) (Σχήμα 2.8). **Hits** είναι ο αριθμός των σημείων του πλέγματος (grid points) στα οποία η προγνωστική τιμή του υετού και η τιμή από το Ραντάρ ξεπερνούν ένα προκαθορισμένο κατώφλι. **False alarm** είναι ο αριθμός των σημείων του πλέγματος στα οποία μόνο η προγνωστική τιμή ξεπερνά το προκαθορισμένο κατώφλι. **Misses** είναι ο αριθμός των σημείων του πλέγματος στα οποία μόνο η τιμή του Ραντάρ ξεπερνά το προκαθορισμένο κατώφλι. **Correct negatives** είναι ο αριθμός των σημείων του

πλέγματος στα οποία ούτε η προγνωστική τιμή του υετού ούτε και η τιμή από το Ραντάρ ξεπερνούν ένα προκαθορισμένο κατώφλι.

Contingency Table

		Observed		Total
		yes	no	
Forecast	yes	<i>hits</i>	<i>false alarms</i>	<i>forecast yes</i>
	no	<i>misses</i>	<i>correct negatives</i>	<i>forecast no</i>
Total		<i>observed yes</i>	<i>observed no</i>	<i>total</i>

Σχήμα 2.8 Βασικό σχήμα ενός πίνακα συνάφειας. (http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/#Contingency_table)

Με βάση τον πίνακα συνάφειας που εμφανίζεται στο παραπάνω σχήμα υπολογίστηκαν οι παρακάτω στατιστικοί δείκτες ([Model Evaluation Tool](#)):

- ο λόγος ψευδών συναγερμών, FAR (False Alarm Ratio)

$$FAR = \frac{false\ alarms}{hits + false\ alarms}$$

εξηγεί την τάση του μοντέλου να προβλέψει υετό εκεί που στην πραγματικότητα δεν παρατηρήθηκε. Παίρνει τιμές από 0 έως 1 και η βέλτιστη τιμή του είναι το 0. Είναι ευαίσθητος στα false alarms αλλά αγνοεί τα misses. Είναι πολύ ευαίσθητος στην κλιματολογική συχνότητα γεγονότων. Θα πρέπει να χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με το POD.

- η πιθανότητα ανίχνευσης, POD (Probability of Detection)

$$POD = \frac{hits}{hits + misses}$$

εξηγεί πόσο καλά τα πραγματικά γεγονότα προγνώστηκαν από το μοντέλο. Κυμαίνεται από 0 έως 1 και η βέλτιστη τιμή του είναι η μονάδα. Είναι ευαίσθητος στα hits αλλά αγνοεί τα false alarms. Είναι πολύ ευαίσθητος στην κλιματολογική συχνότητα γεγονότων. Είναι καλός για σπάνια γεγονότα. Θα πρέπει να χρησιμοποιείται σε συνδυασμό με το FAR.



- το αποτέλεσμα δίκαιης απειλής, ETS (Equitable Treat Score or Gilbert Skill Score)

$$ETS = \frac{hits - hits_{random}}{hits + misses + false\ alarms - hits_{random}}$$

όπου $hits_{random}$ είναι

$$hits_{random} = \frac{(hits + misses)(hits + false\ alarms)}{total}$$

μετράει την ικανότητα πρόγνωσης σε σχέση με την τυχαιότητα και χρησιμοποιείται στην αξιολόγηση των αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης ως προς τον νετό διότι η «δικαιοσύνη του» (equitability) επιτρέπει στα αποτελέσματα να είναι συγκρίσιμα περισσότερο δίκαια μεταξύ τους. Είναι ευαίσθητο στα hits διότι τιμωρεί και τα misses και τα false alarms με τον ίδιο τρόπο και δε διακρίνει την πηγή του προγνωστικού σφάλματος. Κυμαίνεται από -1/3 έως 1. Τιμές κάτω από 0 δείχνουν καμία ικανότητα πρόγνωσης ενώ η βέλτιστη τιμή του είναι το 1.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

3. ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ, ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

3.1. Εισαγωγή

Με το πέρασμα των ετών (Karacostas et al., 2018) πολλοί ερευνητές προσπάθησαν να δημιουργήσουν μοτίβα (patterns) ταξινόμησης της κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας σε συνοπτική κλίμακα (Lamb, 1972; Muller, 1977; Hess and Brezovsky, 1977) για την προσέγγιση και ανάλυση της αλληλοεξάρτησης μεταξύ του κλίματος και διαφόρων ατμοσφαιρικών μεταβλητών. Τέτοια μοτίβα έχουν προταθεί για την Ελλάδα και από Έλληνες ερευνητές, ο καθένας με τη δική του προσέγγιση (Karacostas et al., 1992; Kassomenos et al., 1998; Maheras et al., 2000). Ερευνητές όπως οι Xoplaki et al., (2000), Maheras et al., (2004), Anagnostopoulou et al., (2009), Michailidou et al., (2009) έχουν ερευνήσει διεξοδικά τη σχέση της συνοπτικής κυκλοφορίας με την εκδήλωση του νετού πάνω από τον ελλαδικό χώρο.

Στο παρόν κεφάλαιο η συνοπτική ανάλυση έχει ως στόχο την περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης της ατμόσφαιρας πάνω από την Ευρώπη και κυρίως πάνω από την Ελλάδα για τις ημέρες που έγιναν τα πειράματα. Η συνοπτική ανάλυση έγινε με βάση τα δεδομένα των επιχειρησιακών αναλύσεων του GFS. Οι συνοπτικοί χάρτες που παρουσιάζονται έχουν ισχύ έξι ώρες πριν την καταγραφή του μέγιστου εξάωρου νετού (όπως φαίνεται από το synop) στο σταθμό LGTS, δηλαδή αν το μέγιστο ποσό καταγράφηκε στο διάστημα 1200UTC - 1800UTC ο χάρτης θα έχει ισχύ στις 1200UTC. Η θερμοδυναμική ανάλυση βασίστηκε στα διαγράμματα Skew-T, τα οποία δημιουργήθηκαν, από τις ραδιοβολίσεις που έγιναν στο σταθμό της Μίκρας στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης και ήταν διαθέσιμες από το Πανεπιστήμιο του Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Οι τιμές των δεικτών αστάθειας που χρησιμοποιούνται υπολογίστηκαν από το ίδιο Πανεπιστήμιο. Οι δείκτες αστάθειας που εξετάζονται είναι ο Showalter (SHOW), ο K-index (KINX) και ο Total Totals (TOTL) (Ζάνης, 2016) οι οποίοι χρησιμοποιούνται συχνά ερευνητικά και επιχειρησιακά.

- Ο δείκτης Showalter δίνεται από τον τύπο

$$\text{SHOW} = T500 - TP500$$

όπου T500 η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 500hPa και TP500 είναι η θερμοκρασία του δείγματος αέρα το οποίο θα αποκτήσει εάν κινηθεί κατακόρυφα από το LCL των 850hPa

ακολουθώντας την υγρή αδιαβατική. Τα όρια του δείκτη SHOW φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.1).

Πίνακας 3.1: Κρίσιμες τιμές του δείκτη SHOW για εκδήλωση αστάθειας (Ζάνης, 2016).

Τιμές δείκτη	Περιγραφή
SHOW>3	Καμία σημαντική δραστηριότητα
1< SHOW<3	Πιθανή εκδήλωση όμβρων σε σχέση και με άλλους παράγοντες ανύψωσης της αέριας μάζας
-2< SHOW<1	Πιθανόν καταιγίδες (γενικά ασθενείς)
-3< SHOW<-2	Περισσότερο πιθανή η εκδήλωση καταιγίδας (πιθανόν ισχυρή)
-6< SHOW<-4	Ισχυρή και πιθανόν πολύ ισχυρή καταιγίδα
SHOW<-6	Ισχυρή ή πολύ ισχυρή καταιγίδα

- Ο δείκτης K-index δίνεται από τον τύπο

$$KINX = T850 - T500 + Td850 - (T700 - Td700)$$

όπου T850 η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 850hPa, T500 είναι η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 500hPa, Td850 η θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 850hPa, T700 είναι η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 700hPa και Td700 η θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 700hPa. Τα όρια του δείκτη KINX φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.2).

Πίνακας 3.2: Κρίσιμες τιμές του δείκτη KINX για εκδήλωση αστάθειας (Ζάνης, 2016).

Τιμές δείκτη	Περιγραφή
KINX <15	0% πιθανότητα για καταιγίδα
15<= KINX <=20	20% πιθανότητα για καταιγίδα
21<= KINX <=25	20% - 40% πιθανότητα για καταιγίδα
26<= KINX <=30	40% - 60% πιθανότητα για καταιγίδα
31<= KINX <=35	60% - 80% πιθανότητα για καταιγίδα
36<= KINX <=40	80% - 90% πιθανότητα για καταιγίδα
41<= KINX	Κοντά στο 100% πιθανότητα για καταιγίδα

- Ο δείκτης δείκτης Total Totals δίνεται από τον τύπο

$$TOTL = T850 + Td850 - 2T500 \text{ ή } (Td850 - T500) + (T850 - T500)$$

όπου T850 η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 850hPa, Td850 η θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 850hPa και T500 είναι η θερμοκρασία περιβάλλοντος στα 500hPa. Τα όρια του δείκτη TOTL φαίνονται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 3.3).

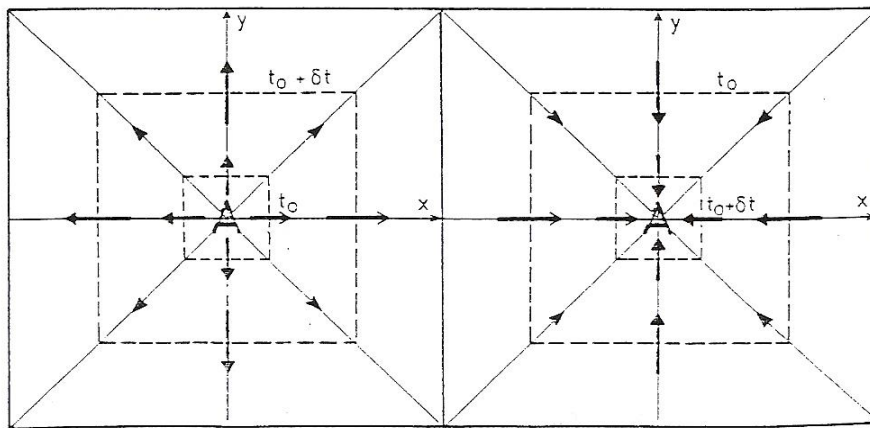
Πίνακας 3.3: Κρίσιμες τιμές του δείκτη TOTL για εκδήλωση αστάθειας (Ζάνης, 2016).

Τιμές δείκτη	Περιγραφή
44<=TOTL <=45	Μεμονωμένες καταιγίδες μέτριας έντασης
46<=TOTL <=47	Διάσπαρτες καταιγίδες μέτριας έντασης, λίγες καταιγίδες ισχυρής έντασης
48<=TOTL <=49	Διάσπαρτες καταιγίδες μέτριας έντασης, λίγες καταιγίδες ισχυρής έντασης, μερικές καταιγίδες πολύ ισχυρής έντασης
50<=TOTL <=51	Διάσπαρτες καταιγίδες ισχυρής έντασης, λίγες καταιγίδες πολύ ισχυρής έντασης, μερικές καταιγίδες με μορφή σίφωνα (tornado)
52<=TOTL <=55	Αρκετές έως πολλές καταιγίδες ισχυρής έντασης, διάσπαρτες καταιγίδες πολύ ισχυρής έντασης, μερικές καταιγίδες με μορφή σίφωνα (tornado)
55<=TOTL	Πολλές καταιγίδες ισχυρής έντασης, διάσπαρτες καταιγίδες πολύ ισχυρής έντασης, διάσπαρτες καταιγίδες με μορφή σίφωνα (tornado)

Η δυναμική ανάλυση έγινε με τη χρήση διαγραμμάτων Hovmoller με βάση τα δεδομένα των επιχειρησιακών αναλύσεων του GFS. Οι δυναμικές παράμετροι και η θερμοδυναμική παράμετρος «θε» (ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία) που εξετάζονται είναι μεσοποιημένες στην περιοχή (39.31°N–41.31°N, 21.58°E–23.58°E) με κέντρο το σταθμό της Μίκρας LGTS. Οι κατακόρυφες και οριζόντιες βαθμίδες υπολογίστηκαν με τις 2^{ης} τάξης κεντρικές πεπερασμένες διαφορές. Οι δυναμικές παράμετροι είναι η οριζόντια απόκλιση, η κατακόρυφη βαθμίδα μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού (Πυθαρούλης, 2017a; Καρακώστας, 2017a) και η κατακόρυφη ταχύτητα «w» των ανοδικών (w>0) και καθοδικών (w<0) κινήσεων. Η απόκλιση του οριζοντίου πεδίου ροής D εκφράζει την τοπική επέκταση του αέρα και περιγράφεται, σε καρτεσιανές συντεταγμένες, από τη σχέση

$$D = \nabla \cdot \vec{u} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

όπου u είναι η ζωνική συνισταμένη της ταχύτητας ως προς τη διεύθυνση ανατολής-δύσης και v η μεσημβρινή συνισταμένη της ταχύτητας ως προς τη διεύθυνση βοράς-νότος. Στην περίπτωση απόκλισης (divergence D>0) (Σχήμα 3.1.α) η έκταση της αέριας μάζας αυξάνεται, ενώ στην περίπτωση σύγκλισης (convergence D<0) (Σχήμα 3.1.β) η έκταση της αέριας μάζας μειώνεται. Στα συνοπτικής κλίμακας συστήματα η απόκλιση είναι της τάξης των 10⁻⁶ s⁻¹, ενώ κατά τη διάρκεια συνοπτικής ανάπτυξης, και κυρίως κατά την κυκλογένεση, οι τιμές της απόκλισης/σύγκλισης φθάνουν την τάξη των 10⁻⁵ s⁻¹. Σε περιοχές με οριζόντια σύγκλιση αερίων μαζών και θετική κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού αναμένονται ανοδικές κινήσεις των αερίων μαζών (Pytharoulis et al., 2016; Holton, 1992; Hoskins et al., 1985).



Σχήμα 3.1 α) Η απόκλιση D είναι θετική (Divergence). β) Η απόκλιση D είναι αρνητική και υπάρχει σύγκλιση (Convergence) (Kurz, 1998).

Η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία «Θe» είναι η θερμοκρασία που αποκτά η αέρια μάζα εάν όλοι οι υδρατμοί συμπυκνωθούν και απομακρυνθούν και αμέσως μετά μεταφερθεί αδιαβατικά στην στάθμη των 1000 hPa (Zάνης, 2016) και δίνεται από τη σχέση

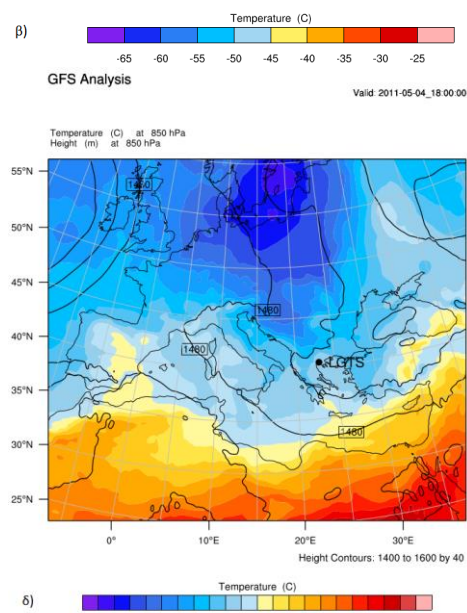
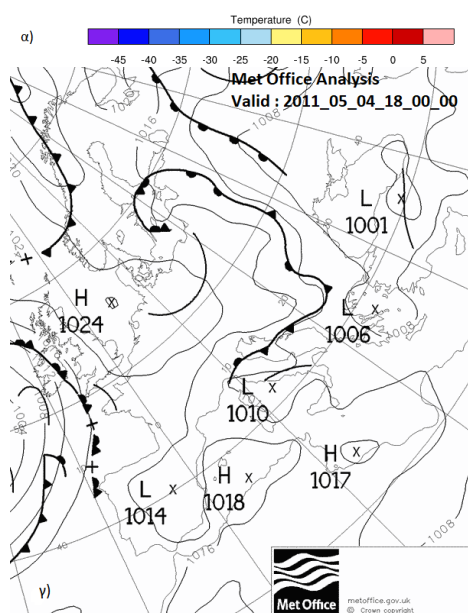
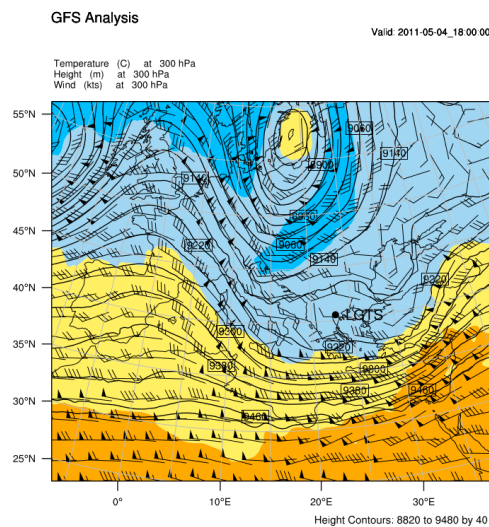
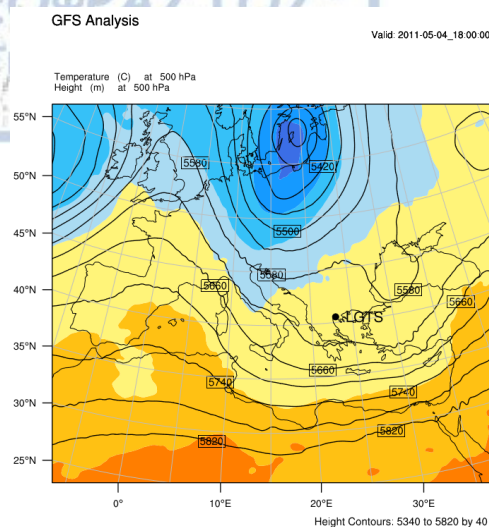
$$\theta_e = T_e \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.286}$$

όπου T_e η ισοδύναμη θερμοκρασία και P η ισοβαρική στάθμη στην οποία εξετάζεται η αέρια μάζα. Όταν σε ένα στρώμα αέρα $\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0$ τότε το στρώμα αυτό είναι δυναμικά ασταθές. Επίσης, μία θετική ανωμαλία δυναμικού στροβιλισμού έχει ως αποτέλεσμα τη μείωση της στατικής ευστάθειας (Pytharoulis et al., 2016; Holton, 1992; Hoskins et al., 1985), την εκδήλωση της δυναμικής αστάθειας και την ενίσχυση των ανοδικών κατακόρυφων κινήσεων μεταφοράς.

3.2. Περιπτώσεις ισχυρού εξαναγκασμού

Στις ΠΔΕ, για τις οποίες θα ακολουθήσει Συνοπτική, Θερμοδυναμική και Δυναμική ανάλυση, παρατηρείται στην ευρύτερη περιοχή του σταθμού LGTS, **έντονη σύγκλιση αερίων μαζών** στην επιφάνεια η οποία αναγκάζει τη δυναμικά ασταθή αέρια μάζα σε ανοδική κίνηση μέχρι να γίνει κορεσμένη (Πυθαρούλης et al. 2012) με αποτέλεσμα την εκδήλωση αστάθειας, βροχών και καταιγίδων. Η **ύπαρξη αυλώνα** (trough) στα 500hPa σε συνδυασμό με τη σύγκλιση έχουν σαν αποτέλεσμα οι κατακόρυφες ανοδικές ταχύτητες που προκαλούνται να φτάνουν και τα 35cm/s όταν στα συνοπτικής κλίμακας συστήματα είναι της τάξης του 1-10cm/s (Doswell and Bosart, 2001).

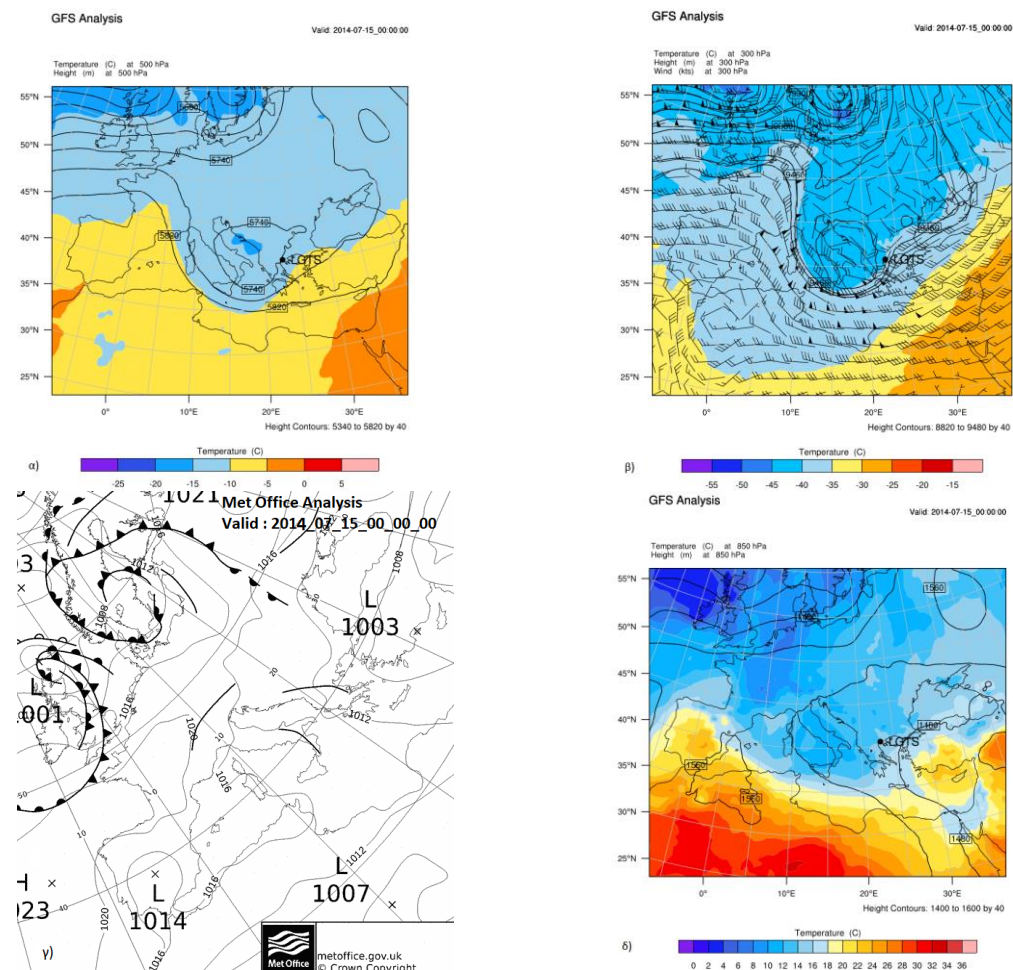
Στην περίπτωση της **4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC)**, στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.2.α, 4/5/2011 1800UTC) παρατηρείται κλειστό χαμηλό υψών στη βόρεια Ευρώπη με κέντρο 5340gpm (Geopotential Meters) το οποίο εκτείνεται νότια προς τα Βαλκάνια. Ο αυλώνας στη βόρεια Ιταλία με θερμοκρασίες μεταξύ -20°C με -25°C συνοδεύει το ψυχρό μέτωπο που βρίσκεται βορειότερα του ελλαδικού χώρου (Σχήμα 3.2.γ, 4/5/2011 1800UTC). Το κέντρο των χαμηλών υψών φαίνεται να έχει δομή και συνέπεια και στα 300hPa ως αποτέλεσμα των ψυχρών αερίων μαζών στον πυρήνα τους (Σχήμα 3.2.β, 4/5/2011 1800UTC). Στη μέση στάθμη θάλασσας (MSLP), παρατηρείται χαμηλό στην περιοχή του Αιγαίου το οποίο τροφοδοτεί την περιοχή της κεντρικής-δυτικής Μακεδονίας με θερμότερες (Σχήμα 3.2.δ, 4/5/2011 1800UTC) και υγρές αέριες μάζες (Σχήμα 3.2.γ) ενώ το ψυχρό μέτωπο βορειότερα του ελλαδικού χώρου θα κινηθεί ανατολικά-νοτιοανατολικά (στις 5/5/2011 1200 UTC βρίσκεται λίγο πιο νότια από τη Θεσσαλονίκη). Η περίπτωση αυτή είναι όμοια με τη «βορειοδυτική» (ΒΔ) κατάταξη των συνοπτικών καταστάσεων όπως την όρισαν οι [Καρακώστας et al. \(1992\)](#) ενώ η μέση συχνότητα εμφάνισης για το μήνα Μάιο, για μελέτη της περιόδου 2006-2010, για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας είναι τέσσερις ημέρες ([Μπαμπζέλης, 2013](#)).



Σχήμα 3.2 ΠΙΔΕ 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC) Ισχύς : 4/5/2011 1800UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

Στην περίπτωση της **14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC)**, στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.3.α, 15/7/2014 0000UTC) παρατηρείται κλειστό αποκομμένο χαμηλό υψών (cut-off Low) στη βορειοδυτική Ελλάδα-Ιταλία-ανατολικά Βαλκάνια με κλειστή ισοψή 5740gpm και αυλώνα στην κεντρική Μακεδονία με θερμοκρασίες μεταξύ του -10°C και -15°C . Το χαμηλό που εξετάζεται φαίνεται να έχει δομή και συνέπεια και στα 300hPa (Σχήμα 3.3.β, 15/7/2014 0000UTC). Στη MSLP πάνω από τη βόρεια Ελλάδα παρατηρείται ανατολικό-βορειοανατολικό ρεύμα (Σχήμα 3.3.γ, 15/7/2014 0000UTC). Η θερμοκρασία στη στάθμη των 850hPa δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή και κυμαίνεται μεταξύ 14°C και 16°C στην κεντρική-δυτική Μακεδονία (Σχήμα

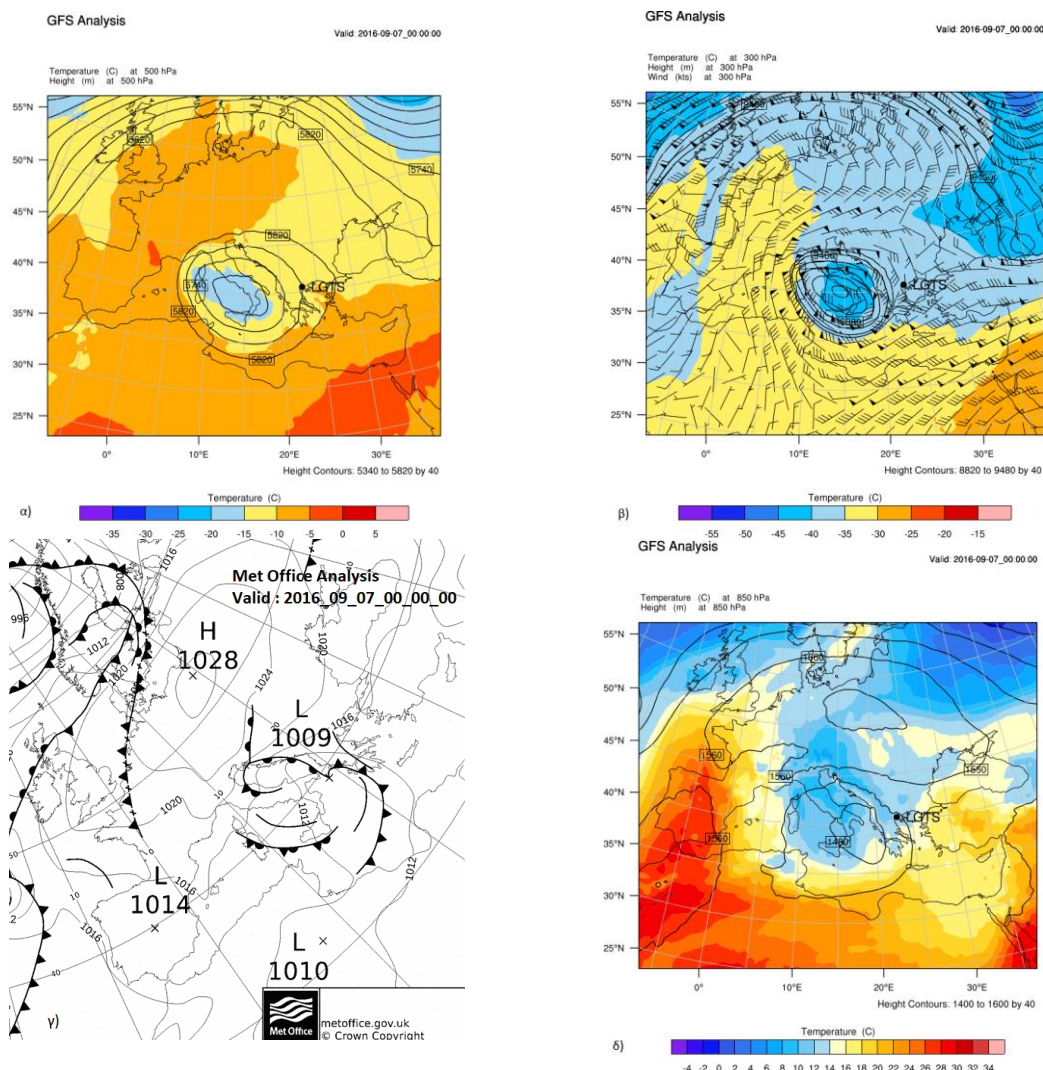
3.3.δ, 15/7/2014 0000UTC). Η περίπτωση αυτή είναι όμοια με το «αποκομμένο χαμηλό» (L-3) όπως αυτό ορίστηκε από τους Καρακώστας et al. (1992) ενώ η μέση συχνότητα εμφάνισης για το μήνα Ιούλιο, για μελέτη της περιόδου 2006-2010, για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας είναι μία ημέρα (Μπαμπζέλης, 2013).



Σχήμα 3.3 ΠΙΔΕ 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC) Ισχύς : 15/7/2014 0000UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

Στην περίπτωση της 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC), στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.4.α, 7/9/2016 0000UTC) παρατηρείται κλειστό αποκομμένο χαμηλό (cut-off Low) με κέντρο περίπου 5700gpm στη νότια Ιταλία ενώ αυλώνας βρίσκεται πάνω από τον ηπειρωτικό κορμό της Ελλάδας με θερμοκρασίες μεταξύ -10°C και -15°C . Το χαμηλό που εξετάζεται φαίνεται να έχει δομή και συνέπεια και στα 300hPa (Σχήμα 3.4.β, 7/9/2016 0000UTC). Στη MSLP παρατηρείται ένα ψυχρό μέτωπο στη δυτική Ελλάδα και νότιο-νοτιοανατολικό ρεύμα στην κεντρική-δυτική Μακεδονία (Σχήμα 3.4.γ,

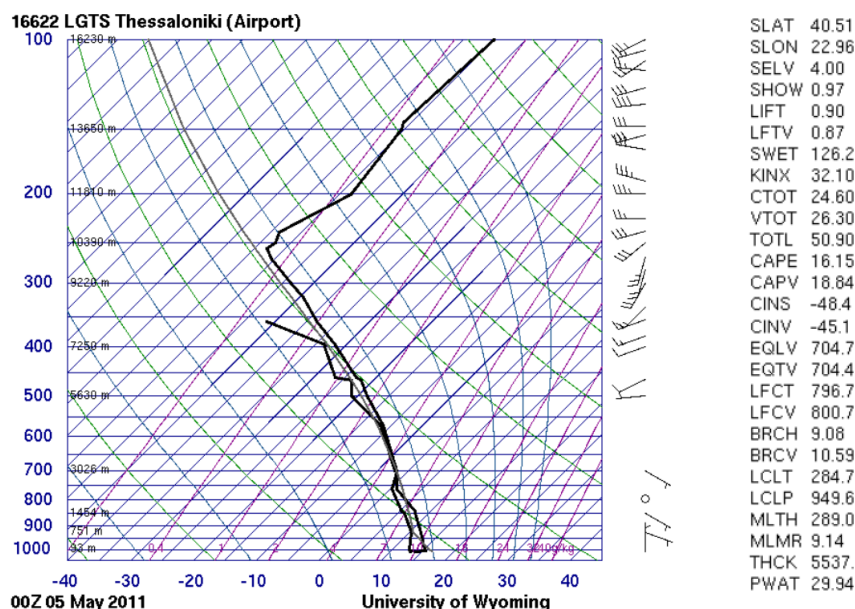
7/9/2016 0000UTC). Η θερμοκρασία στη στάθμη των 850hPa δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή και κυμαίνεται μεταξύ 12⁰C και 14⁰C στην κεντρική-δυτική Μακεδονία (Σχήμα 3.4.δ, 7/9/2016 0000UTC). Η περίπτωση αυτή είναι όμοια με το «αποκομμένο χαμηλό» (L-3) όπως αυτό ορίστηκε από τους [Καρακώστας et al. \(1992\)](#) ενώ η μέση συχνότητα εμφάνισης για το μήνα Σεπτέμβριο, για μελέτη της περιόδου 2006-2010, για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας είναι μία ημέρα ([Μπαμπζέλης, 2013](#)).



Σχήμα 3.4 ΠΙΔΕ 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC) Ισχύς : 7/9/2016 0000UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία (°C). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

3.2.2. Θερμοδυναμική ανάλυση

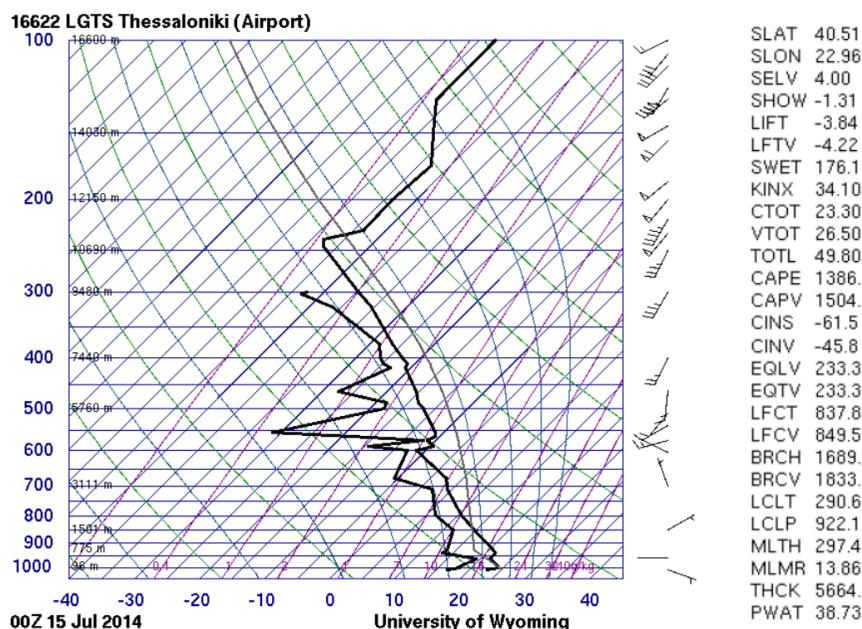
Στην περίπτωση της **4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC)**, εξετάζεται το διάγραμμα Skew-T για τις 5/5/2011 0000UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν τέσσερις ώρες νωρίτερα (από 4/5/2011 1950UTC) (Σχήμα 3.5). Παρατηρείται αυξημένη υγρασία από την επιφάνεια μέχρι τα 400hPa και κυρίως στο στρώμα 800hPa-550hPa. Στα 350hPa φαίνεται ένα ισχυρό «backing» των ανέμων, ένδειξη της ψυχρής μεταφοράς και της αστάθειας που συντελείται στην ανώτερη ατμόσφαιρα (Καρακώστας, 2017a, Πυθαρούλης, 2017a). Ο δείκτης Showalter (SHOW) με τιμή 0,97 και ο δείκτης K-index (KINX) με τιμή 32,10 δείχνουν την πιθανότητα (60-80%) για εκδήλωση καταιγίδας ενώ ο δείκτης Total Totals (TOTL) με τιμή 50,90 υποδηλώνει ότι η καταιγίδα είναι πιθανό να είναι ισχυρή.



Σχήμα 3.5 ΠΙΔΕ 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC). Ισχύς : 5/5/2011 0000UTC. Διάγραμμα Skew-T για το σταθμό της Μίκρας LGTS (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

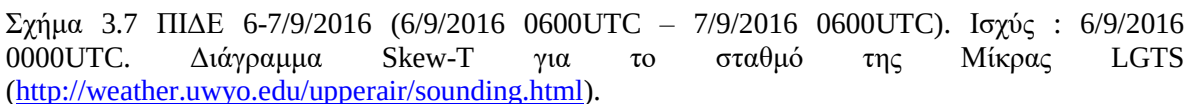
Στην περίπτωση της **14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC)**, εξετάζεται το διάγραμμα Skew-T για τις 15/7/2014 0000UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν τρεις περίπου ώρες αργότερα (από 15/7/2014 0320UTC) (Σχήμα 3.6). Παρατηρείται αρκετή υγρασία από την επιφάνεια μέχρι τα 550hPa. Στα 550hPa φαίνεται ένα ισχυρό «backing» των ανέμων, ένδειξη της ψυχρής μεταφοράς και της αστάθειας που συντελείται στην ανώτερη ατμόσφαιρα (Καρακώστας, 2017a,

Πυθαρούλης, 2017a). Ο δείκτης K-index (KINX) με τιμή 34,10 και ο δείκτης Showalter (SHOW) με τιμή -1,31 δείχνουν την πιθανότητα για εκδήλωση καταιγίδας (60-80%) ενώ ο δείκτης Total Totals (TOTL) με τιμή 49,80 υποδηλώνει ότι η καταιγίδα είναι πιθανό να είναι ισχυρή.



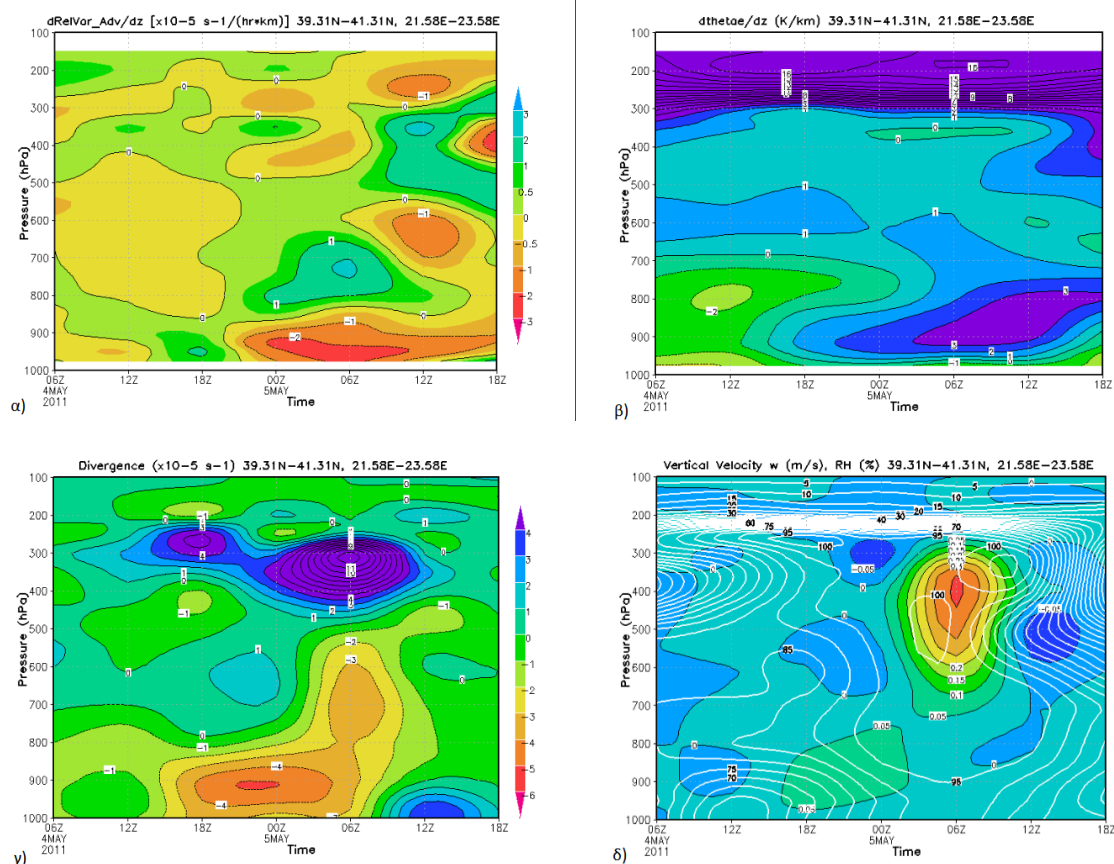
Σχήμα 3.6 ΠΔΕ 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC). Ισχύς : 15/7/2014 0000UTC. Διάγραμμα Skew-T για το σταθμό της Μίκρας LGTS (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Στην περίπτωση της **6-7/9/2016 (6/9/2014 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC)**, εξετάζεται το διάγραμμα Skew-T για τις 6/9/2016 0000UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν δέκα ώρες αργότερα (από 6/9/2016 0950UTC) (Σχήμα 3.7). Παρατηρείται αυξημένη υγρασία στα 700hPa και στο στρώμα 500hPa-350hPa. Ο δείκτης K-index (KINX) με τιμή 34,50 δείχνει την πιθανότητα για εκδήλωση καταιγίδας (60-80%) ενώ ο δείκτης Total Totals (TOTL) με τιμή 48,40 δείχνει τη βεβαιότητα για καταιγίδα (πιθανόν ισχυρή).

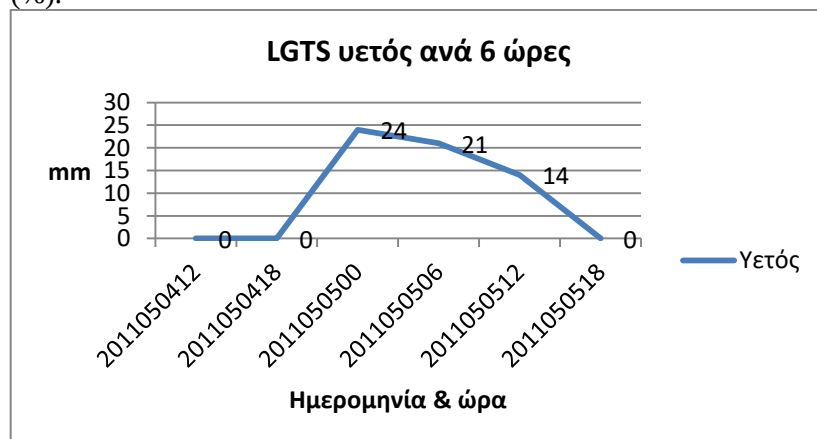


Στην περίπτωση της **4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC)**, στο (Σχήμα 3.8.α), φαίνεται η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού να είναι θετική από τα 850hPa μέχρι τη μέση τροπόσφαιρα από τις 4/5/2011 1800UTC έως τις 5/5/2011 0600UTC. Η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας αρχικά στις 4/5/2011 1800UTC είναι αρνητική από την επιφάνεια έως τα 800hPa με μέγιστη βαθμίδα της τάξης των -1°K/km με -2°K/km σε αυτή τη στάθμη (Σχήμα 3.8.β). Ισχυρή σύγκλιση αερίων μαζών φαίνεται από τις 4/5/2011 1800UTC έως τις 5/5/2011 0600UTC αρχικά στην κατώτερη και σταδιακά στη μέση τροπόσφαιρα. Η μέγιστη τιμή της σύγκλισης είναι $-5 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ και παρουσιάζεται στις 5/5/2011 0000UTC. Από τις 5/5/2011 0000UTC έως τις 0600UTC η σύγκλιση συνδυάζεται με την έντονη απόκλιση στην ανώτερη τροπόσφαιρα λόγω της ύπαρξης του αεροχειμάρρου (Σχήμα 3.8.γ) με αποτέλεσμα οι ανοδικές κινήσεις που έχουν ξεκινήσει από τις 4/5/2011 1800UTC, να λάβουν τη μέγιστη τιμή των 35cm/s στις 5/5/2011 0600UTC (Σχήμα 3.8.δ) με την υγρασία στα μέγιστα επίπεδα (95-100%) σε όλη την τροπόσφαιρα. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.9 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του νετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (4/5/2011 1800UTC έως 5/5/2011

0000UTC : 24mm, 5/5/2011 0000UTC έως 5/5/2011 0600UTC : 21mm, 5/5/2011 0600UTC έως 5/5/2011 1200UTC : 14mm).

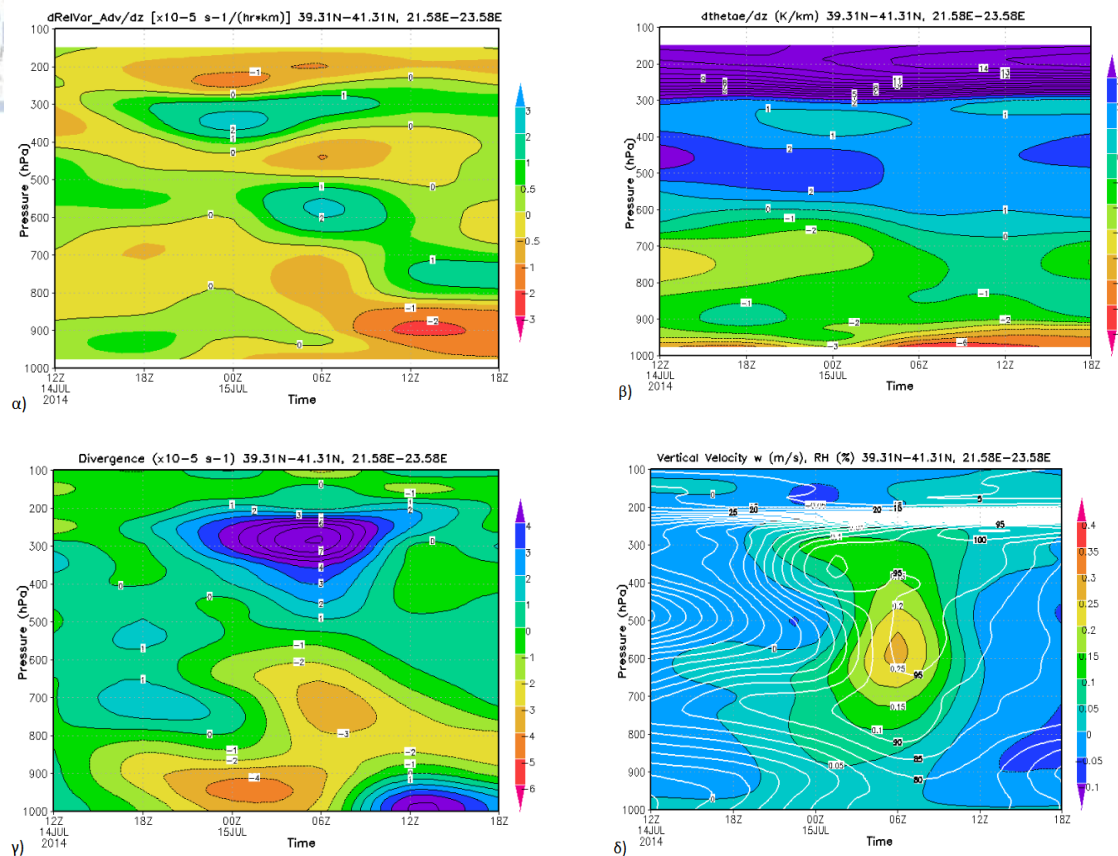


Σχήμα 3.8 ΠΙΔΕ 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC). Διαγράμματα Homoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N-41.31°N, 21.58°E-23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} s^{-1} h^{-1} km^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} s^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).

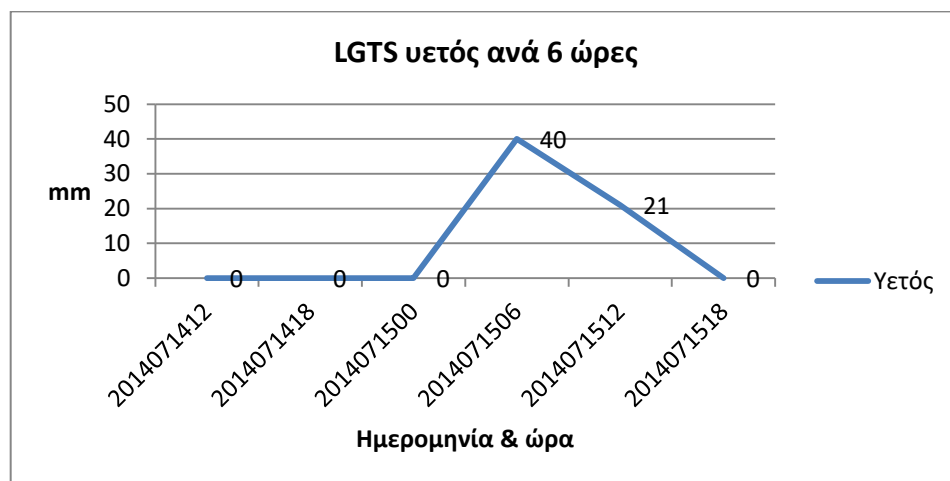


Σχήμα 3.9 ΠΙΔΕ 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).

Στην περίπτωση της **14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC)**, στο (Σχήμα 3.10.α), φαίνεται η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού να είναι θετική σε μεγάλα στρώματα, από την επιφάνεια μέχρι την ανώτερη τροπόσφαιρα από τις 14/7/2014 1800UTC έως τις 15/7/2014 0600UTC. Η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας παρουσιάζει αρνητικές τιμές αρχικά στις 14/7/2014 1800UTC από την επιφάνεια έως τα 600hPa με μέγιστη βαθμίδα της τάξης των -6°K/km με -7°K/km κοντά στην επιφάνεια. Στη συνέχεια η αρνητική βαθμίδα περιορίζεται από πάνω προς τα κάτω φτάνοντας στις 15/7/2014 0600UTC στα 700hPa με την επιφάνεια όμως, για την ίδια ώρα, να εμφανίζει τιμές της τάξης των -6°K/km με -7°K/km (Σχήμα 3.10.β). Ισχυρή σύγκλιση αερίων μαζών φαίνεται από τις 14/7/2014 1800UTC έως τις 15/7/2014 0600UTC αρχικά στην κατώτερη και σταδιακά στη μέση τροπόσφαιρα. Η μέγιστη τιμή της σύγκλισης είναι $-4 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ και παρουσιάζεται στις 15/7/2014 0000UTC. Από τις 15/7/2014 0000UTC έως τις 0600UTC η σύγκλιση συνδυάζεται με την έντονη απόκλιση στην ανώτερη τροπόσφαιρα λόγω της ύπαρξης του αεροχειμάρρου (Σχήμα 3.10.γ) με αποτέλεσμα οι ανοδικές κινήσεις που έχουν ξεκινήσει από τις 14/7/2014 1800UTC, να λάβουν τη μέγιστη τιμή των 25cm/s στις 15/7/2014 0600UTC (Σχήμα 3.10.δ) με την υγρασία στα μέγιστα επίπεδα (95-100%) στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.11 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του υετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (15/7/2014 0000UTC έως 15/7/2014 0600UTC : 40mm, 15/7/2014 0600UTC έως 15/7/2014 1200UTC : 21mm).



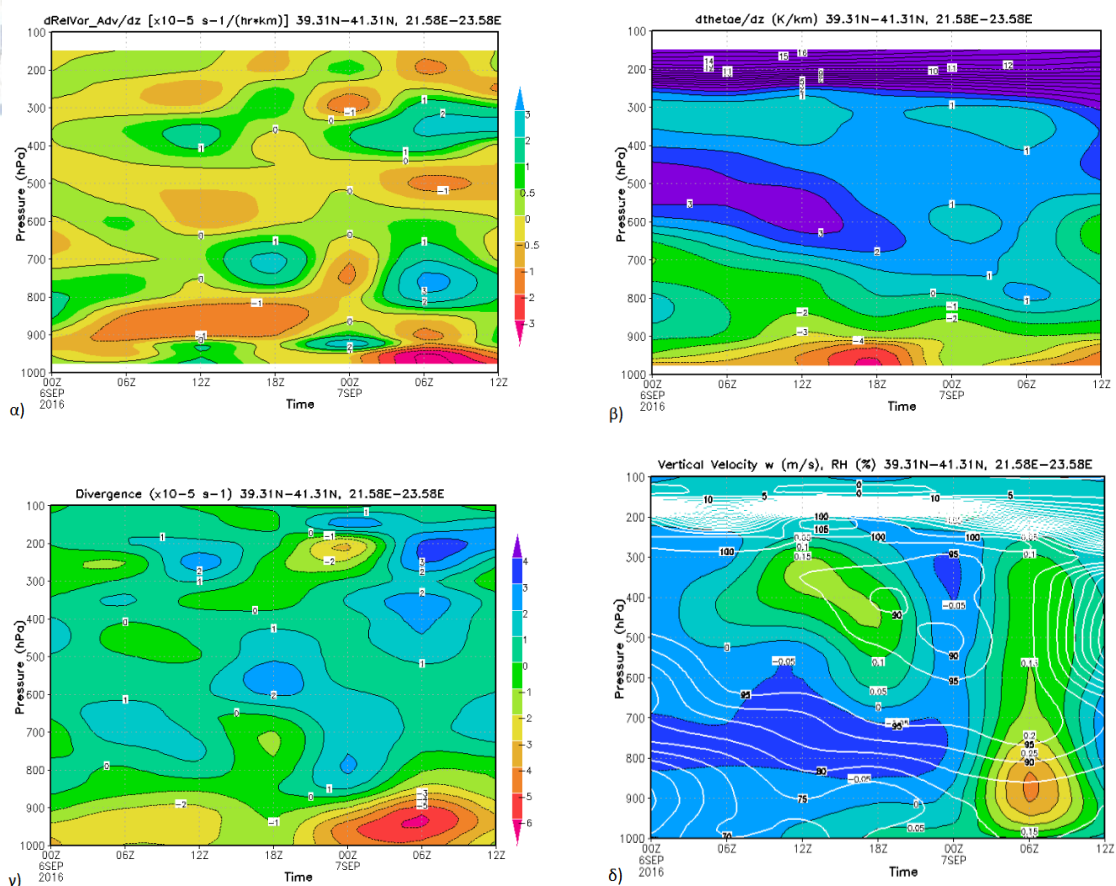
Σχήμα 3.10 ΠΙΔΕ 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC). Διαγράμματα Hommoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N-41.31°N, 21.58°E-23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ km}^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).



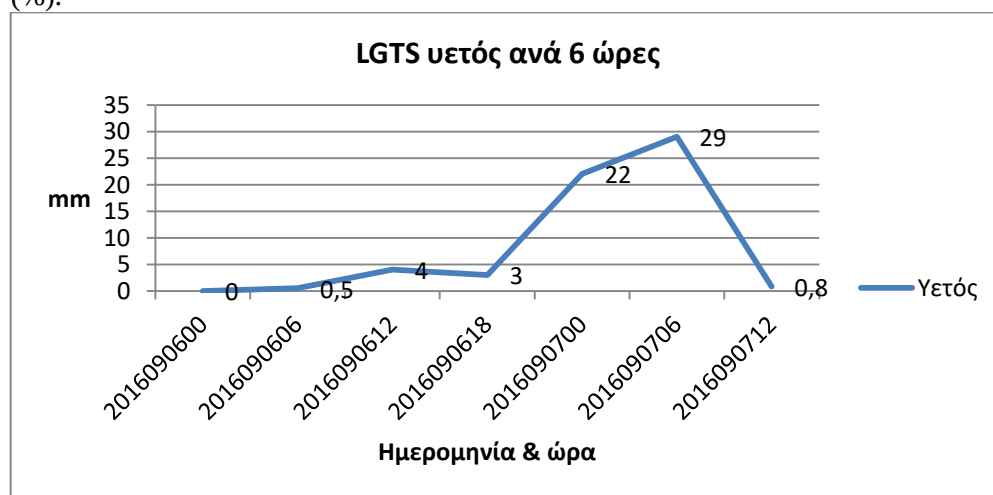
Σχήμα 3.11 ΠΙΔΕ 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).

Στην περίπτωση της **6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC)**, στο (Σχήμα 3.12.α), φαίνεται η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού

στροβιλισμού να παρουσιάζει θετικές τιμές σε τρία στρώματα της ατμόσφαιρας, από την επιφάνεια έως τα 900hPa, από τα 800hPa έως τα 650hPa και από τα 400hPa έως τα 300hPa από τις 6/9/2016 0600UTC έως τις 7/9/2016 0600UTC. Αξίζει να σημειωθεί ότι στις 7/9/2016 0600UTC παρουσιάζονται οι μέγιστες θετικές βαθμίδες. Η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας παρουσιάζει αρνητικές τιμές αρχικά στις 6/9/2016 0600UTC από την επιφάνεια έως τα 700hPa με μέγιστη βαθμίδα της τάξης των $-3^{\circ}\text{K}/\text{km}$ με $-4^{\circ}\text{K}/\text{km}$ κοντά στην επιφάνεια. Στη συνέχεια η αρνητική βαθμίδα περιορίζεται από πάνω προς τα κάτω φτάνοντας στις 7/9/2016 0600UTC στα 850hPa. Η μέγιστη αρνητική βαθμίδα παρουσιάζεται στις 6/9/2016 1800UTC στην επιφάνεια με τιμές μικρότερες των $-7^{\circ}\text{K}/\text{km}$ (Σχήμα 3.12.β). Η ασθενής σύγκλιση αερίων μαζών που φαίνεται από τις 6/9/2016 0600UTC έως τις 6/9/2016 1800UTC, στη συνέχεια ενισχύεται παρουσιάζοντας στις 7/9/2016 0600UTC τιμές μικρότερες από $-6 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$. Η σύγκλιση αυτή για την περίοδο που αναφέρεται εντοπίζεται μόνο στο στρώμα μεταξύ επιφανείας και 850hPa. Η υπόλοιπη ατμόσφαιρα δεν εμφανίζει σύγκλιση με εξαίρεση μόνο την ανώτερη τροπόσφαιρα από 6/9/2016 1800UTC έως τις 7/9/2016 0000UTC (Σχήμα 3.12.γ). Οι ανοδικές κινήσεις παρουσιάζουν δύο μέγιστα, το ένα στις 6/9/2016 1800UTC με τιμή 15cm/s και το κυρίως μέγιστο στις 7/9/2016 0600UTC με τιμή 30cm/s (Σχήμα 3.12.δ) με την υγρασία στα μέγιστα επίπεδα (95-100%) αρχικά στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα και μέχρι τις 7/9/2016 0600UTC σχεδόν σε όλη την τροπόσφαιρα. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.13 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του υετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (6/9/2016 0600UTC έως 6/9/2016 1200UTC : 4mm, 6/9/2016 1200UTC έως 6/9/2016 1800UTC : 3mm, 6/9/2016 1800UTC έως 7/9/2016 0000UTC : 22mm, 7/9/2016 0000UTC έως 7/9/2016 0600UTC : 29mm).



Σχήμα 3.12 ΠΙΔΕ 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 1800UTC). Διαγράμματα Homoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N–41.31°N, 21.58°E–23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} s^{-1} h^{-1} km^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} s^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).



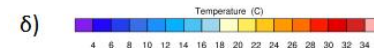
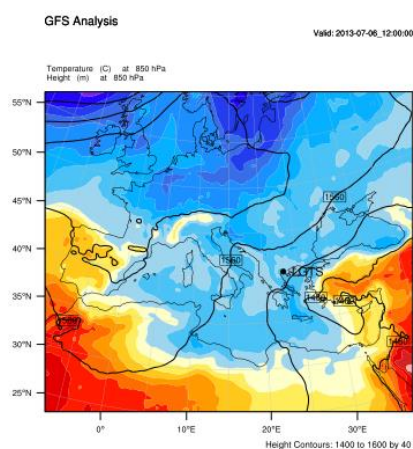
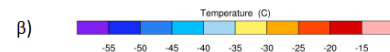
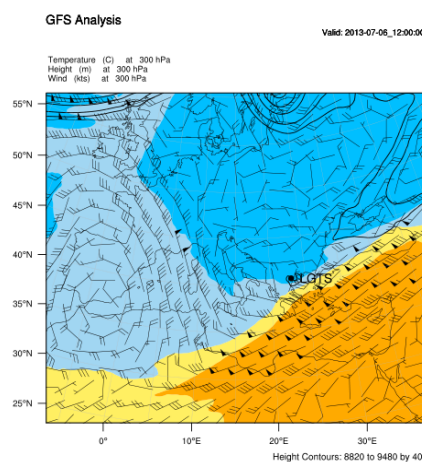
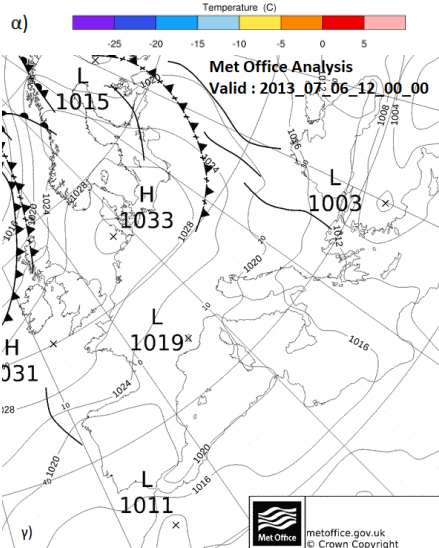
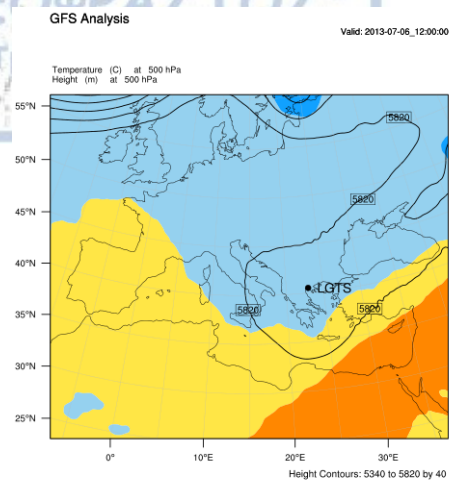
Σχήμα 3.13 ΠΙΔΕ 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 1800UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).

3.3. Περιπτώσεις ασθενούς εξαναγκασμού

Στις ΠΑΔΕ, για τις οποίες θα ακολουθήσει Συνοπτική, Θερμοδυναμική και Δυναμική ανάλυση στην ευρύτερη περιοχή του σταθμού LGTS, η **σύγκλιση αερίων μαζών** παρατηρείται στην επιφάνεια και μόνο σε ένα μικρό ύψος πάνω από αυτήν. Σε αντίθεση με τις ΠΙΔΕ δεν υφίσταται στην υπόλοιπη τροπόσφαιρα επειδή απουσιάζουν τα δυναμικά αίτια ενός μετώπου ή ενός ισχυρού αυλώνα ή ενός κατάλληλου κλειστού χαμηλών υψών. Τα κλειστά χαμηλά υψών που παρατηρούνται έχουν μεγαλύτερα ύψη από ότι στις ΠΙΔΕ. Ωστόσο, αυτή η μικρή σύγκλιση σε συνδυασμό με τη θέρμανση του εδάφους αναγκάζει τη δυνητικά ασταθή αέρια μάζα της κατώτερης τροπόσφαιρας σε ανοδική κίνηση μέχρι να γίνει κορεσμένη ([Πυθαρούλης et al. 2012](#)) με αποτέλεσμα την εκδήλωση αστάθειας, βροχών και καταιγίδων τις απογευματινές ώρες. Η απουσία ενός ισχυρού δυναμικού εξαναγκασμού δεν επιτρέπει τη δημιουργία ανοδικών ταχυτήτων μεγαλύτερων από 10cm/s.

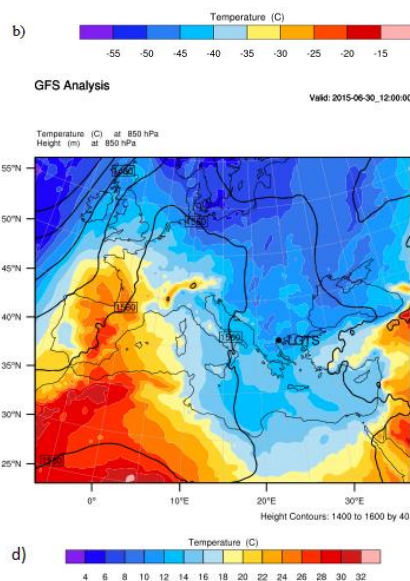
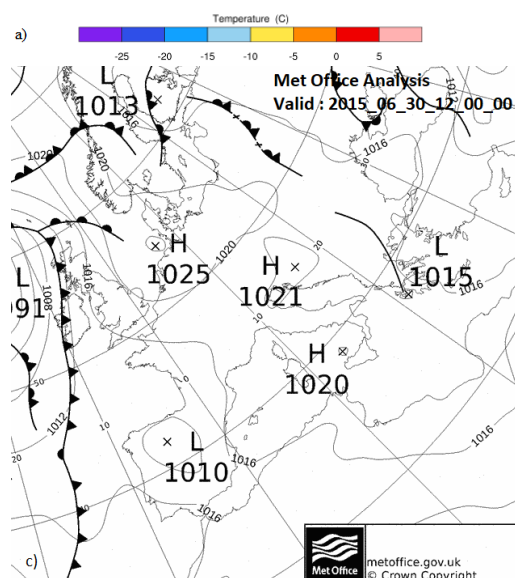
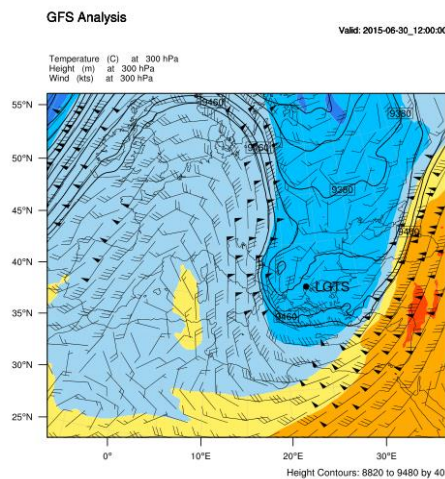
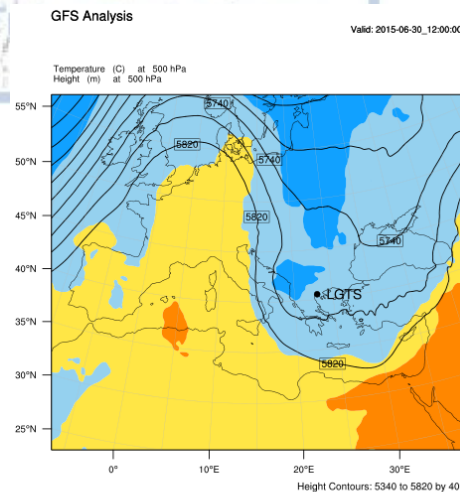
3.3.1. Συνοπτική ανάλυση

Στην περίπτωση της **6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC)**, στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.14.α, 6/7/2013 1200UTC) παρατηρείται μία αβαθής λεκάνη χαμηλών υψών (5820gpm) πάνω από την περιοχή των Βαλκανίων με αέριες μάζες θερμοκρασίας -11⁰C με -13⁰C. Στα 300hPa (Σχήμα 3.14.β, 6/7/2013 1200UTC) πάνω από τη βόρεια Ελλάδα επικρατεί ανατολικό-βορειοανατολικό ρεύμα ενώ στο νότιο Αιγαίο υφίσταται αεροχείμαρρος με διεύθυνση νοτιοδυτική. Στη MSLP οι υψηλές πιέσεις της Ευρώπης συνδυάζονται με τις χαμηλές πιέσεις της ανατολικής Μεσογείου (Σχήμα 3.14.γ, 6/7/2013 1200UTC). Στη στάθμη των 850hPa η θερμοκρασία είναι 16⁰C με 17⁰C και το ρεύμα πάνω από τη βόρεια Ελλάδα είναι ανατολικό-βορειοανατολικό (Σχήμα 3.14.δ, 6/7/2013 1200UTC). Η περίπτωση αυτή είναι όμοια με την «ανοιχτού κυματισμού» (L-1) κατάταξη των συνοπτικών καταστάσεων όπως αυτή ορίστηκε από τους [Καρακώστας et al. \(1992\)](#) ενώ η μέση συχνότητα εμφάνισης για το μήνα Ιούλιο, για μελέτη της περιόδου 2006-2010, για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας είναι τρεις ημέρες ([Μπαμπζέλης, 2013](#)).



Σχήμα 3.14 ΠΑΔΕ 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC) Ισχύς : 6/7/2013 1200UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

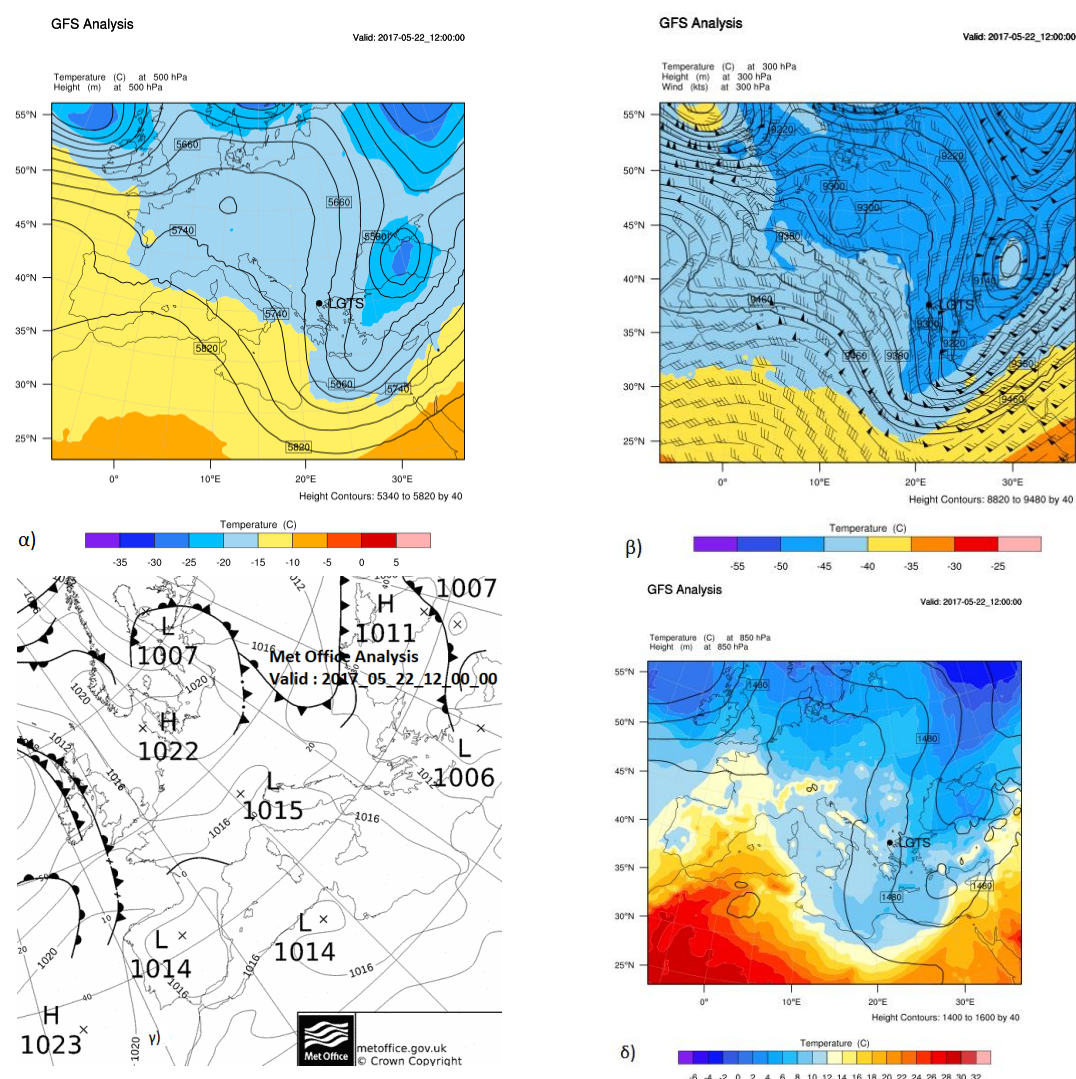
Στην περίπτωση της **30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC)**, στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.15.α, 30/6/2015 1200UTC) παρατηρείται μία αβαθής λεκάνη χαμηλών υψών (5780gpm) πάνω από την περιοχή των Βαλκανίων με θερμοκρασίες -14°C στην κεντρική Μακεδονία. Η λεκάνη των χαμηλών υψών φαίνεται να έχει δομή και συνέπεια και στα 300hPa (Σχήμα 3.15.β, 30/6/2015 1200UTC). Στη MSLP πάνω από την Ελλάδα επικρατεί γενικά ένα ομαλό πεδίο πιέσεων (Σχήμα 3.15.γ, 30/6/2015 1200UTC). Η θερμοκρασία στη στάθμη των 850hPa είναι 12°C με 13°C (Σχήμα 3.15.δ, 30/6/2015 1200UTC). Η περίπτωση αυτή είναι όμοια με την «ανοιχτού κυματισμού» (L-1) κατάταξη των συνοπτικών καταστάσεων όπως αυτή ορίστηκε από τους [Καρακώστας et al. \(1992\)](#) ενώ η μέση συχνότητα εμφάνισης για το μήνα Ιούνιο, για μελέτη της περιόδου 2006-2010, για την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας είναι τρεις ημέρες ([Μπαμπζέλης, 2013](#)).



Σχήμα 3.15 ΠΑΔΕ 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC) Ισχύς : 30/6/2015 1200UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

Στην περίπτωση της 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC), στη στάθμη των 500hPa, (Σχήμα 3.16.α, 22/5/2017 1200UTC) παρατηρείται βορειοανατολικό ρεύμα με θερμοκρασίες -16°C με -17°C στην κεντρική Μακεδονία. Βορειοανατολικό ρεύμα επικρατεί επίσης και στα 300hPa (Σχήμα 3.16.β, 22/5/2017 1200UTC). Στη MSLP πάνω από την Ελλάδα επικρατεί ασθενής συνδυασμός των υψηλών πιέσεων της κεντρικής Μεσογείου-κεντρικής Ευρώπης με τις χαμηλές πιέσεις της ανατολικής Μεσογείου-Μαύρης θάλασσας (Σχήμα 3.16.γ, 22/5/2017 1200UTC). Στη στάθμη των 850hPa το ρεύμα είναι βορειοανατολικό και η θερμοκρασία στην κεντρική Μακεδονία 10°C με 12°C (Σχήμα 3.16.δ, 22/5/2017 1200UTC). Η περίπτωση αυτή, κατά την άποψη του ερευνητή, δεν

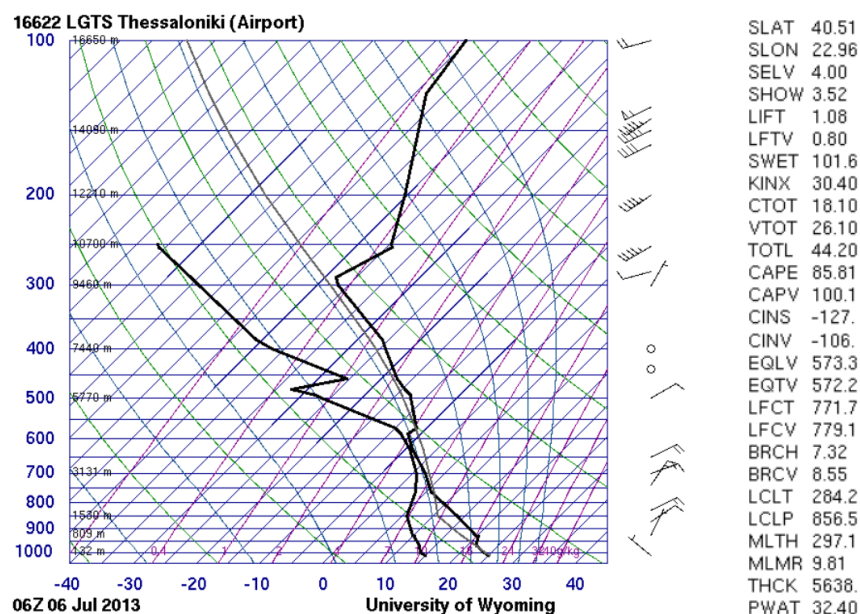
μπορεί να θεωρηθεί ότι ανήκει σε κάποια από τις κατατάξεις του [Καρακώστας et al. \(1992\)](#). Επίσης έχει παρατηρηθεί ότι πολλές φορές, με βορειοανατολικό ρεύμα σε όλη την ατμόσφαιρα πάνω από τη Θεσσαλονίκη, εκδηλώνονται καταιγίδες αρχικά στα βορειοανατολικά της πόλης της Θεσσαλονίκης και στη συνέχεια και σε αυτήν. Κατά την άποψη του ερευνητή η εκδήλωση καταιγίδων σε αυτή την περίπτωση είναι αποτέλεσμα της δυναμικώς ασταθούς ράχης στα 500hPa ([Καρακώστας, 2017a](#)) η οποία βρίσκεται βορειότερα του ελλαδικού χώρου σε συνδυασμό με την τοπογραφία της οροσειράς της Ροδόπης και της θαλάσσιας αύρας. Η άποψη αυτή είναι μόνο θεωρητική και χρήζει ερευνητικής τεκμηρίωσης.



Σχήμα 3.16 ΠΑΔΕ 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC) Ισχύς : 22/5/2017 1200UTC. α) Χάρτης 500hPa. β) Χάρτης 300hPa με τους ανέμους (barbs). γ) Χάρτης MSLP. δ) Χάρτης 850hPa. Οι μαύρες γραμμές υποδηλώνουν ισοψείς ανά 40gpm ή ισοβαρείς ανά 4hPa. Οι σκιασμένες περιοχές υποδηλώνουν τη θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$). Το LGTS υποδηλώνει το σταθμό της Μίκρας.

3.3.2. Θερμοδυναμική ανάλυση

Στην περίπτωση της **6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC)**, εξετάζεται το διάγραμμα Skew-T για τις 0600UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν οχτώ ώρες αργότερα (από 6/7/2013 1350UTC) (Σχήμα 3.17). Παρατηρείται αυξημένη υγρασία στο στρώμα 700hPa-600hPa. Οι δείκτες K-index (KINX) με τιμή 30,40 και Total Totals (TOTL) με τιμή 44,20 δείχνουν ότι η εκδήλωση καταιγίδας μέτριας έντασης είναι πιθανή (40-60%).



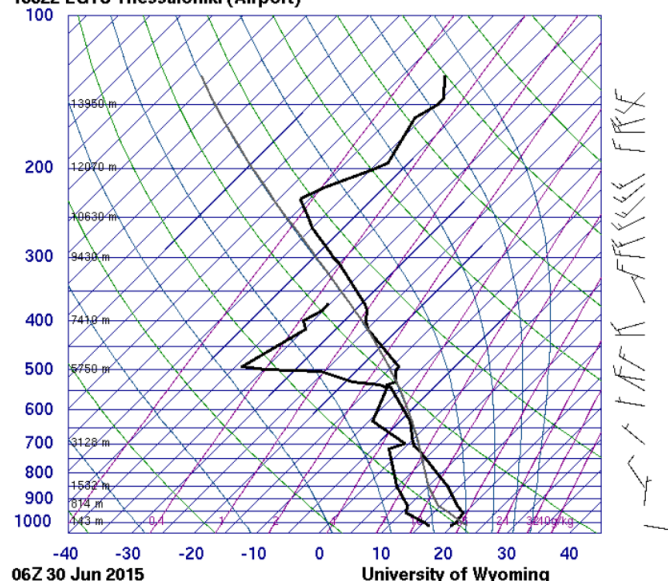
Σχήμα 3.17 ΠΑΔΕ 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC). Ισχύς : 6/7/2013 0600UTC. Διάγραμμα Skew-T για το σταθμό της Μίκρας LGTS (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

Στην περίπτωση της **30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC)**, για τις 0600UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν τέσσερις ώρες αργότερα (από 30/6/2015 0950UTC), (Σχήμα 3.18) παρατηρείται αυξημένη υγρασία στις στάθμες των 700hPa και 550hPa. Οι δείκτες K-index (KINX) με τιμή 30,10 και Total Totals (TOTL) με τιμή 45,40 δείχνουν ότι η εκδήλωση καταιγίδας μέτριας έντασης είναι πιθανή (40-60%).

Στην περίπτωση της **22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC)**, για τις 0600UTC για το σταθμό LGTS του οποίου τα φαινόμενα ξεκίνησαν οχτώ ώρες αργότερα (από 22/5/2017 1350UTC), (Σχήμα 3.19) σε αντίθεση με τις δύο προηγούμενες περιπτώσεις δεν παρατηρείται αυξημένη υγρασία σε καμία στάθμη της ατμόσφαιρας. Το ρεύμα είναι βόρειο-βορειοανατολικό με μέγιστη ένταση 50KT στα 300hPa. Ο δείκτης K-

index (KINX) με τιμή 16,30 δείχνει πιθανότητα 20% για εκδήλωση καταιγίδας ενώ ο Total Totals (TOTL) με τιμή 38,20 δεν αφήνει πιθανότητα για εκδήλωση καταιγίδας.

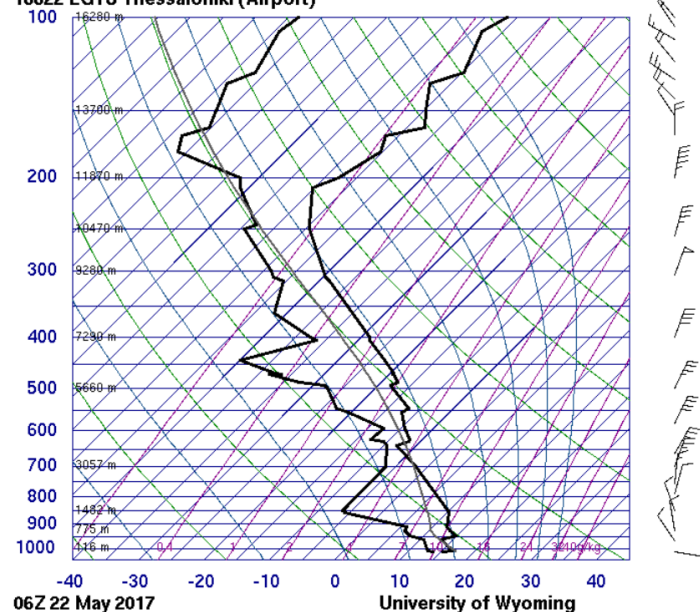
16622 LGTS Thessaloniki (Airport)



SLAT 40.51
SLON 22.96
SELV 4.00
SHOW 3.21
LIFT 0.99
LFTV 0.67
SWET 96.99
KINX 30.10
CTOT 18.70
VTOT 26.70
TOTL 45.40
CAPE 70.86
CAPV 92.57
CINS -172.
CINV -143.
EQLV 524.6
EQT V 415.9
LFCT 733.2
LFCV 745.1
BRCH 28.48
BRCV 37.20
LCLT 285.4
LCLP 898.9
MLTH 294.2
MLMR 10.14
THCK 5607.
PWAT 29.40

Σχήμα 3.18 ΠΑΔΕ 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC). Ισχύς : 30/6/2015 0600UTC. Διάγραμμα Skew-T για το σταθμό της Μίκρας LGTS (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

16622 LGTS Thessaloniki (Airport)



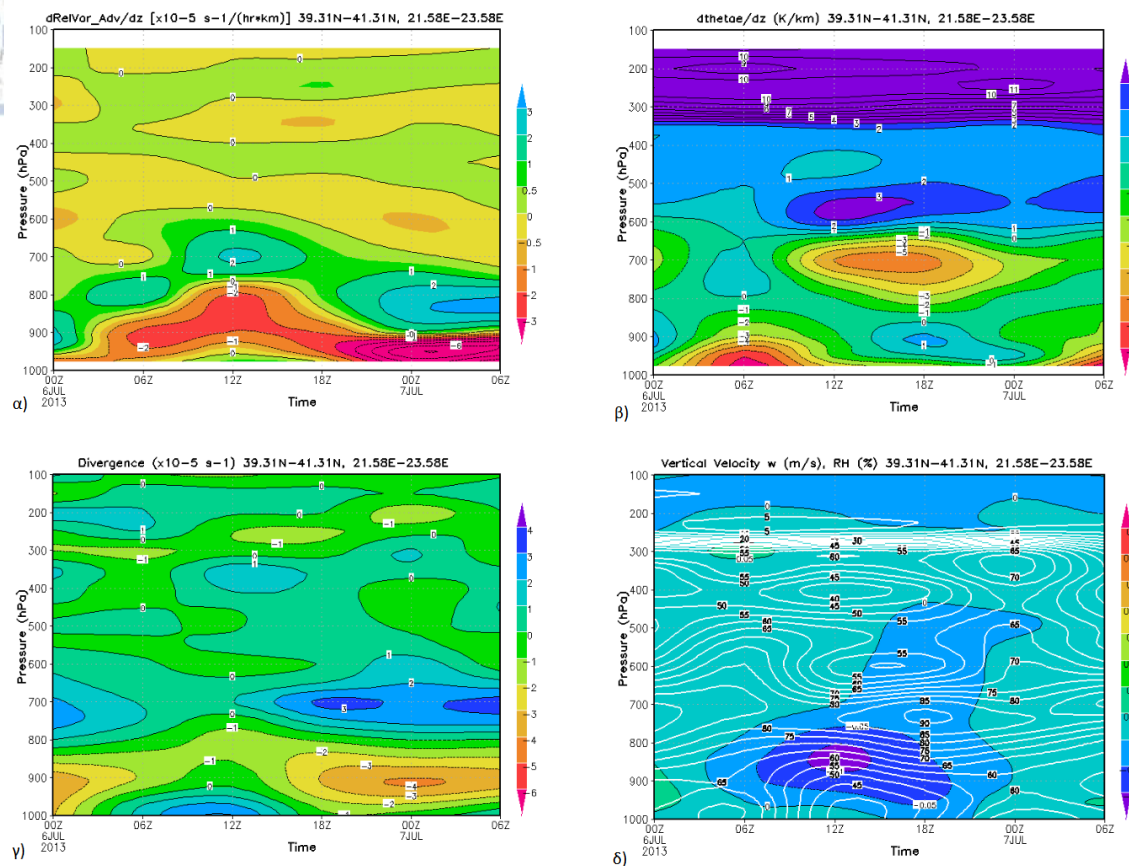
SLAT 40.51
SLON 22.96
SELV 4.00
SHOW 8.17
LIFT 2.46
LFTV 2.34
SWET 60.00
KINX 16.30
CTOT 11.10
VTOT 27.10
TOTL 38.20
CAPE 17.13
CAPV 21.16
CINS -187.
CINV -145.
EQLV 632.9
EQT V 632.3
LFCT 689.1
LFCV 696.2
BRCH 0.49
BRCV 0.60
LCLT 284.0
LCLP 937.0
MLTH 289.3
MLMR 8.79
THCK 5544.
PWAT 20.88

Σχήμα 3.19 ΠΑΔΕ 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC). Ισχύς : 22/5/2017 0600UTC. Διάγραμμα Skew-T για το σταθμό της Μίκρας LGTS (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>).

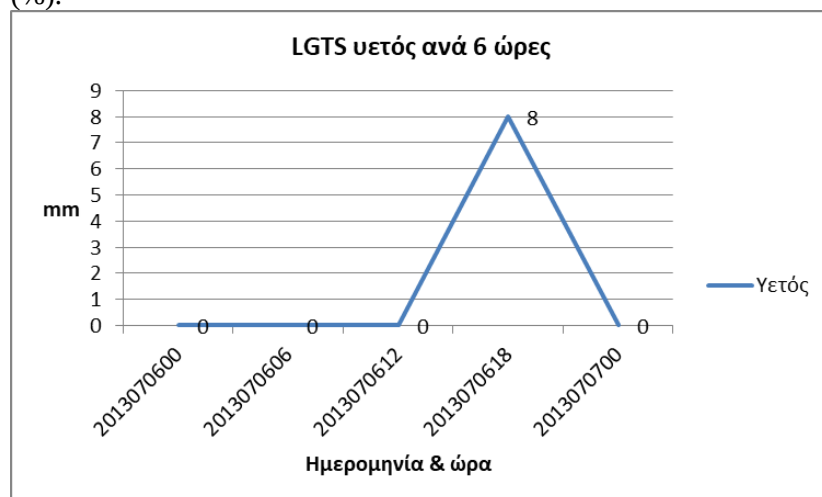
3.3.3. Δυναμική ανάλυση

Στην περίπτωση της **6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC)**, στο (Σχήμα 3.20.α), φαίνεται η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού, στις 1200UTC να είναι θετική από τα 750hPa έως τα 600hPa. Από την ίδια ώρα έως και τις 1800UTC, η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας παρουσιάζει αρνητικές τιμές από τα 850hPa έως τα 650hPa με μέγιστη βαθμίδα της τάξης των -5°K/km με -6°K/km (Σχήμα 3.20.β). Η σύγκλιση αερίων μαζών για το διάστημα 1200UTC έως 1800UTC (αυτό το διάστημα παρουσιάζει ενδιαφέρον εξαιτίας του υετού που παρατηρείται) αρχικά από τα 950hPa έως τα 800hPa με τιμή $-1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ επεκτείνεται σταδιακά προς την επιφάνεια και ενισχύεται λαμβάνοντας μέχρι το τέλος της περιόδου την τιμή $-3 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ (Σχήμα 3.20.γ). Οι ανοδικές κινήσεις είναι περιορισμένες σε έκταση και οι ταχύτητές τους δεν ξεπερνούν τα 10cm/s (Σχήμα 3.20.δ) με την υγρασία να φτάνει στο 90% στις 1800UTC στα 750hPa. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.21 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του υετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (6/7/2013 1200UTC έως 1800UTC : 8mm).

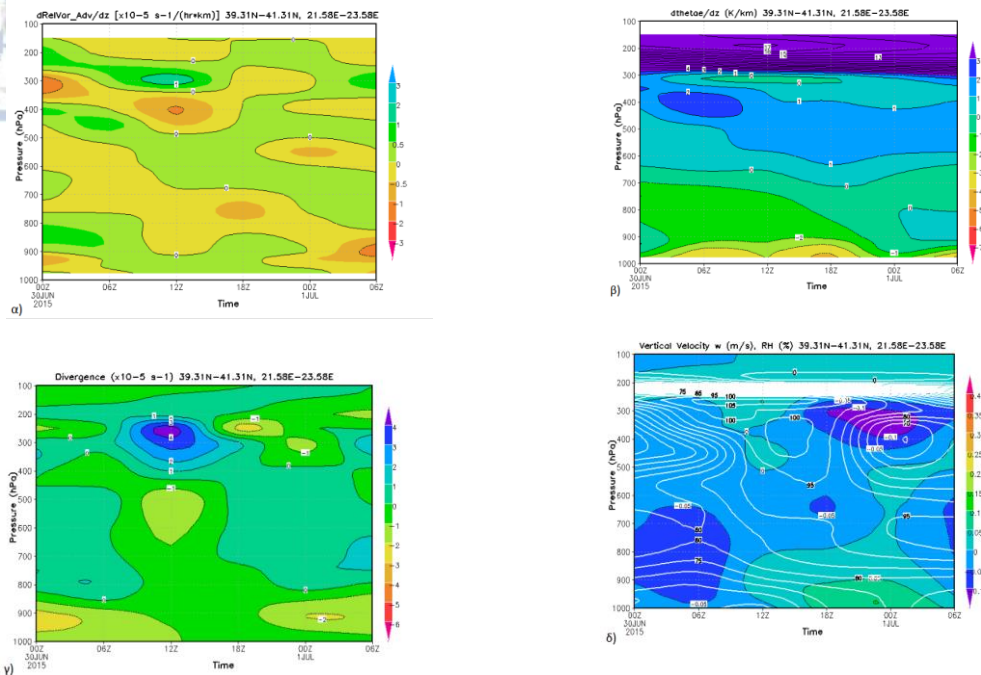
Στην περίπτωση της **30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC)**, στο (Σχήμα 3.22.α), φαίνεται ότι η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού δεν παρουσιάζει κάτι αξιόλογο. Η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας παρουσιάζει αρνητικές τιμές μέχρι τα 700hPa για το διάστημα 1200UTC έως 1800UTC (αυτό το διάστημα παρουσιάζει ενδιαφέρον εξαιτίας του υετού που παρατηρείται) με τη μέγιστη βαθμίδα της τάξης των -3°K/km με -4°K/km κοντά στην επιφάνεια (Σχήμα 3.22.β). Η ασθενής σύγκλιση αερίων μαζών για το διάστημα 1200UTC έως 1800UTC, μέχρι τα 450hPa με μέγιστη τιμή $-1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ συνδυάζεται με την απόκλιση (λόγω του αεροχειμάρρου) από τα 450hPa έως τα 200hPa (Σχήμα 3.22.γ). Οι ανοδικές κινήσεις δεν ξεπερνούν σε ταχύτητα τα 5cm/s (Σχήμα 3.22.δ) με την υγρασία να φτάνει στο 95%-100% από τα 550hPa έως τα 350hPa για το αναφερόμενο χρονικό διάστημα. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.23 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του υετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (30/6/2015 1200UTC έως 1800UTC : 36mm).



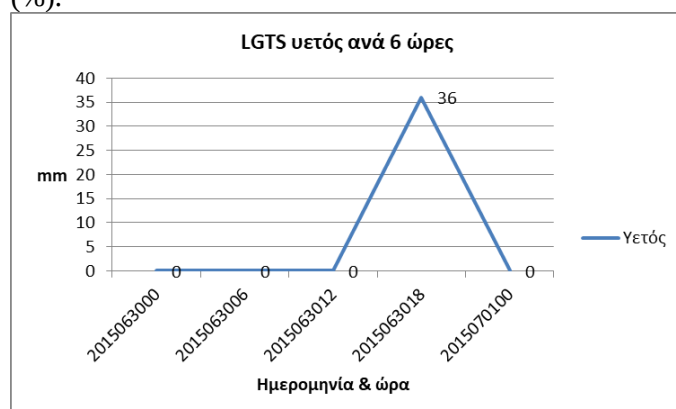
Σχήμα 3.20 ΠΑΔΕ 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC). Διαγράμματα Hovmoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N–41.31°N, 21.58°E–23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} s^{-1} h^{-1} km^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} s^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).



Σχήμα 3.21 ΠΑΔΕ 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).



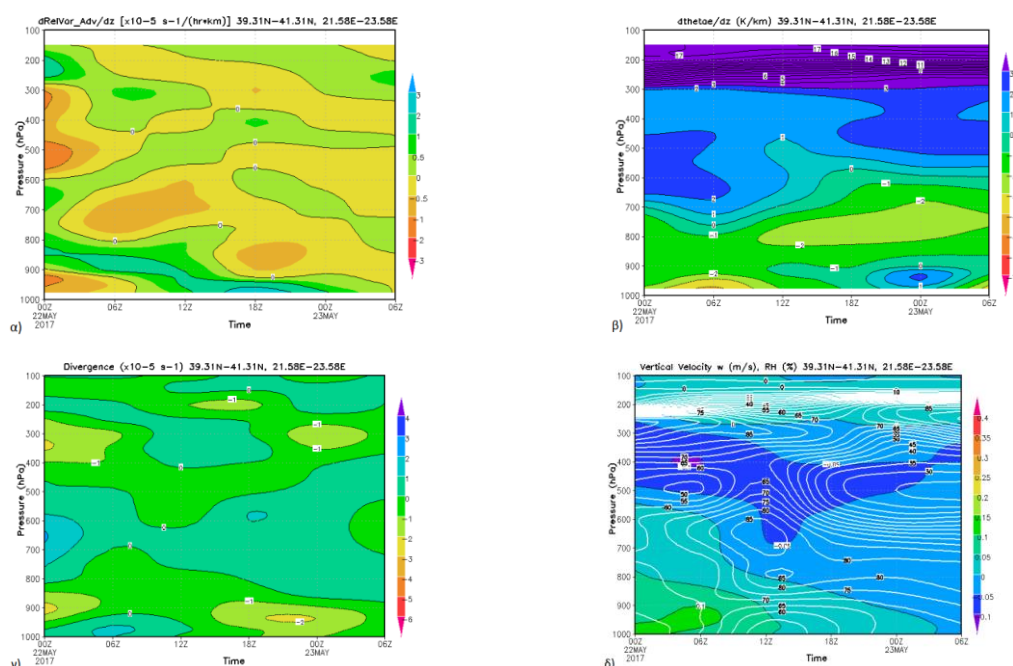
Σχήμα 3.22 ΠΑΔΕ 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC). Διαγράμματα Hovmoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N–41.31°N, 21.58°E–23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ km}^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).



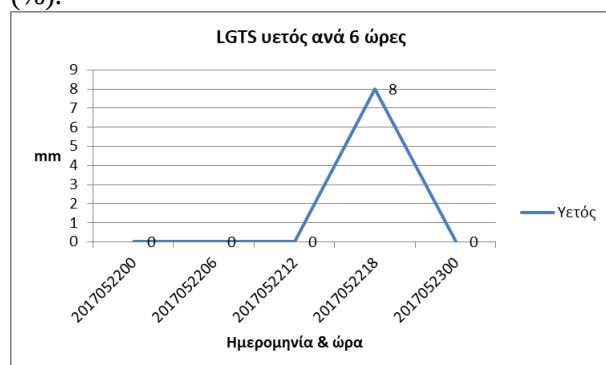
Σχήμα 3.23 ΠΑΔΕ 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).

Στην περίπτωση της **22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC)**, στο (Σχήμα 3.24.α), φαίνεται ότι η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού έχει θετικές τιμές για το διάστημα 1200UTC έως 1800UTC (αυτό το διάστημα παρουσιάζει ενδιαφέρον εξαιτίας του υετού που παρατηρείται) από την επιφάνεια έως τα 950hPa. Η κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας παρουσιάζει αρνητικές τιμές από την επιφάνεια μέχρι τα 600-700hPa για το αναφερόμενο διάστημα με τη μέγιστη βαθμίδα της τάξης των -2°K/km με -3°K/km στα

800hPa (Σχήμα 3.24.β). Η σύγκλιση αερίων μαζών για το διάστημα δεν παρουσιάζει κάτι αξιόλογο και μόνο κατά τις 1800UTC είναι $-1 \times 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ κοντά στην επιφάνεια (900-1000hPa) (Σχήμα 3.24.γ). Οι ανοδικές κινήσεις δεν ξεπερνούν σε ταχύτητα τα 5cm/s (Σχήμα 3.24.δ) με την υγρασία να φτάνει στο 85% από τα 800hPa έως τα 600hPa για το αναφερόμενο χρονικό διάστημα. Το αποτέλεσμα του συνδυασμού των παραπάνω δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων φαίνεται στο Σχήμα 3.25 όπου αποτυπώνεται η ποσότητα του νετού στο σταθμό LGTS όπως αυτός έχει καταγραφεί στις εξάωρες συνοπτικές (Synop) παρατηρήσεις του σταθμού (22/5/2017 1200UTC έως 1800UTC : 8mm).



Σχήμα 3.24 ΠΑΔΕ 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC). Διαγράμματα Hovmoller. Μεσοποιημένες τιμές στην περιοχή (39.31°N–41.31°N, 21.58°E–23.58°E) (GFS analyses). α) Κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ km}^{-1}$). β) Κατακόρυφη βαθμίδα της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (K/km). γ) Η Απόκλιση ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$). δ) Κατακόρυφη ταχύτητα w (m/s) (σκίαση) και οι ισοπληθείς της σχετικής υγρασίας (%).



Σχήμα 3.25 ΠΑΔΕ 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC). Υετός του LGTS (κατακόρυφη στήλη – mm) ανά 6 ώρες με βάση τις παρατηρήσεις Synop. Ο χρόνος έχει τη μορφή YYYYMMDDHH (YYYY:έτος, MM:μήνας, DD:ημέρα, HH:ώρα σε UTC).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

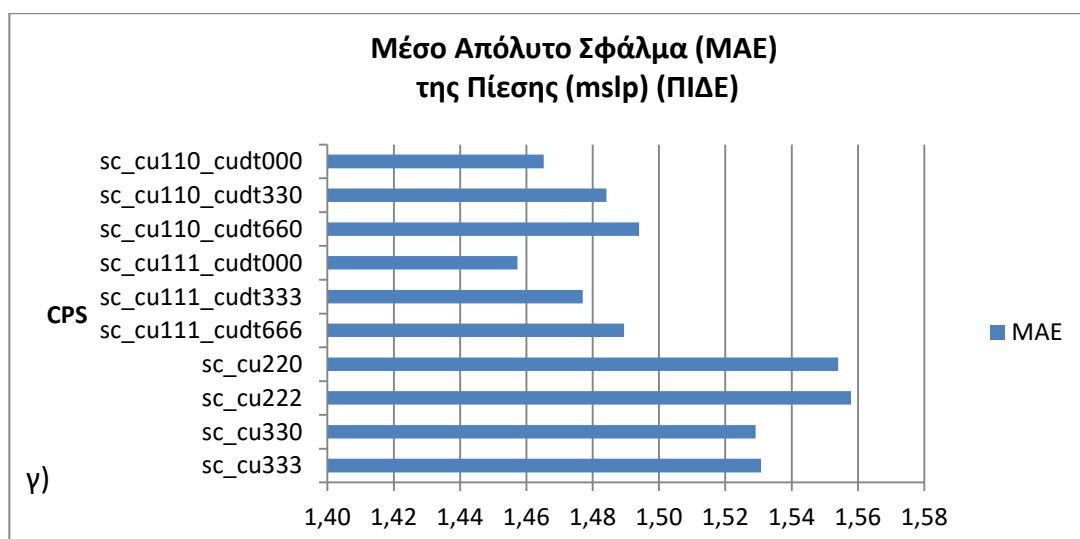
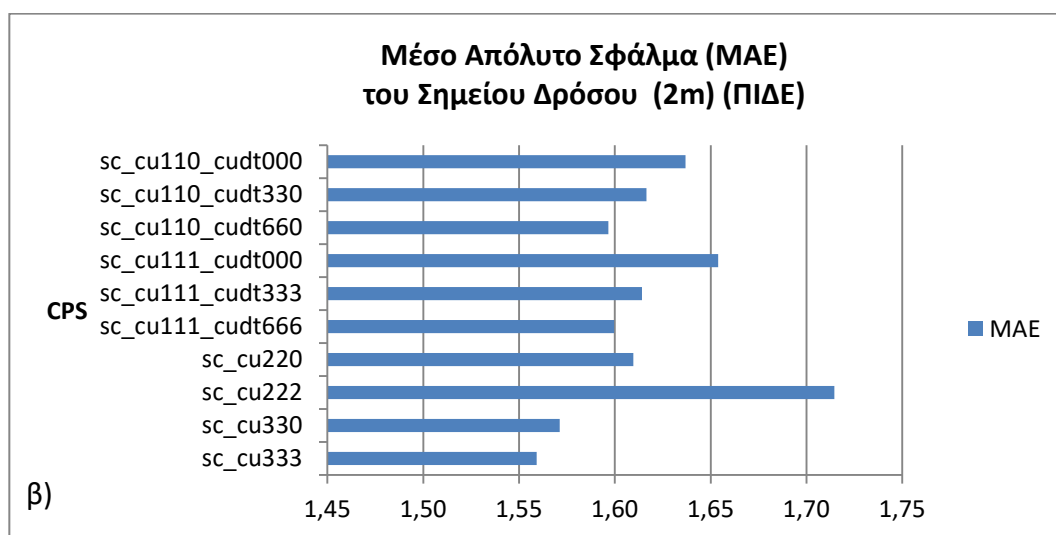
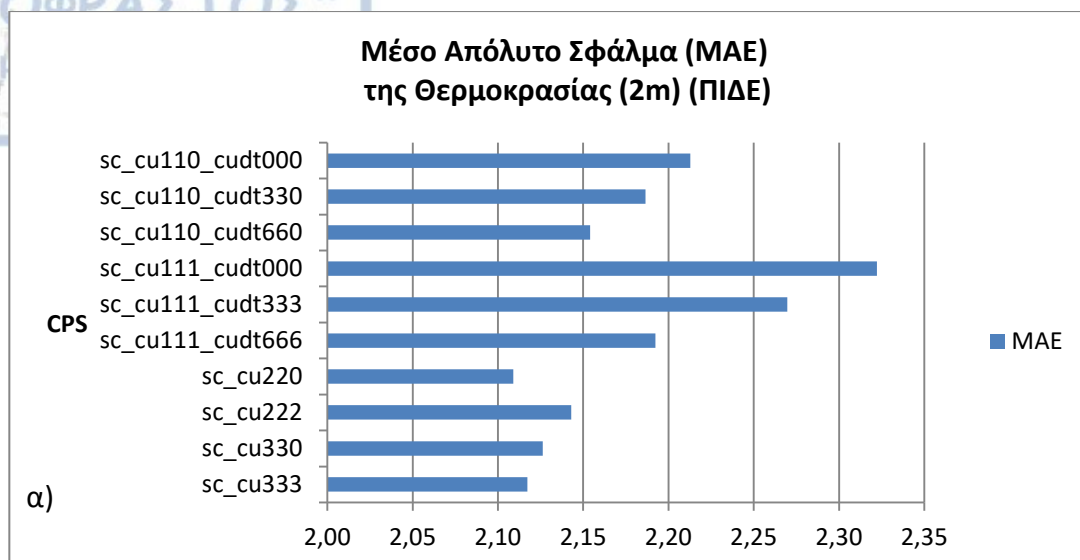
4. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΩΝ

4.1. Συνεχείς μεταβλητές

Οι συνεχείς μεταβλητές οι οποίες εξετάζονται στο παρόν κεφάλαιο, είναι η θερμοκρασία στα δύο μέτρα, η θερμοκρασία σημείου δρόσου στα δύο μέτρα και η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας. Οι πραγματικές τιμές των μεταβλητών αυτών ελήφθησαν από το σταθμό LGTS και από εικοσιπέντε σταθμούς του ΕΑΑ (Σχήμα 2.1) οι οποίοι βρίσκονται μέσα στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης d03 ενώ οι προγνωστικές τιμές από τις προσομοιώσεις του μοντέλου για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης d03. Αρχικά, τόσο για τις ΠΙΔΕ (sc: strong cases) όσο και τις ΠΑΔΕ (wc: weak cases), παρουσιάζεται το μέσο απόλυτο σφάλμα (MAE) για τους δέκα συνδυασμούς των σχημάτων παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς (Convection Parameterization Schemes, CPS) και στη συνέχεια αναλύονται σε πίνακες οι τρεις συνδυασμοί με την καλύτερη επίδοση ως προς αυτό το στατιστικό μέγεθος, παρέχοντας ταυτόχρονα και πληροφορίες του μέσου σφάλματος (ME) και της ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE). Τα διαστήματα εμπιστοσύνης σε επίπεδο σημαντικότητας 95% προέρχονται από τη στατιστική μέθοδο bootstrapping.

4.1.1. Συνεχείς μεταβλητές για τις ΠΙΔΕ

Τα στατιστικά αποτελέσματα, στις ΠΙΔΕ, προέρχονται από την επεξεργασία των δεδομένων των συνεχών μεταβλητών για διάστημα 24 ωρών από την κάθε περίπτωση : α) 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC – 5/5/2011 1800UTC), β) 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC – 15/7/2014 1800UTC) και γ) 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC – 7/9/2016 0600UTC). Στο Σχήμα 4.1 φαίνεται το ραβδόγραμμα για το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (MAE) για τους δέκα συνδυασμούς των σχημάτων παραμετροποίησης (CPS). Αναφορικά με τη **θερμοκρασία** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 2,11K (sc_cu220) και η μέγιστη τιμή είναι 2,32K (sc_cu111_cudt000) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,22K. Για τη **θερμοκρασία σημείου δρόσου** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 1,55K (sc_cu333) και η μέγιστη τιμή είναι 1,71K (sc_cu222) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,16K. Για την **πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 1,45hPa (sc_cu111_cudt000) και η μέγιστη τιμή 1,55hPa (sc_cu222) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,10hPa.



Σχήμα 4.1 Το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (ΜΑΕ) για τους δέκα συνδυασμούς παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς (CPS - κατακόρυφος άξονας) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης, για τις τρεις περιπτώσεις ΠΙΔΕ (sc: strong cases). α) θερμοκρασία στα 2m (K), β) θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 2m (K), γ) πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (hPa).

Στον Πίνακα 4.1, για τη **θερμοκρασία** φαίνεται ότι ο συνδυασμός sc_cu220 δηλαδή το σχήμα BMJ στο d01 και d02 (όχι στο d03) δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 2,11K και τη μικρότερη υπερεκτίμηση (ME:0,76K). Για τη **θερμοκρασία σημείου δρόσου** φαίνεται ότι ο συνδυασμός sc_cu333 δηλαδή το σχήμα GF στο d01, στο d02 και στο d03 δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 1,56K και τη μικρότερη υποεκτίμηση (ME: -0,71K). Για την **πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας** φαίνεται ότι ο συνδυασμός sc_cu111cudt000 δηλαδή το σχήμα KF στο d01, στο d02 και στο d03 το οποίο ενεργοποιείται σε κάθε χρονικό βήμα του εκάστοτε πλέγματος, δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 1,46hPa και τη μικρότερη υπερεκτίμηση (ME:0,22hPa).

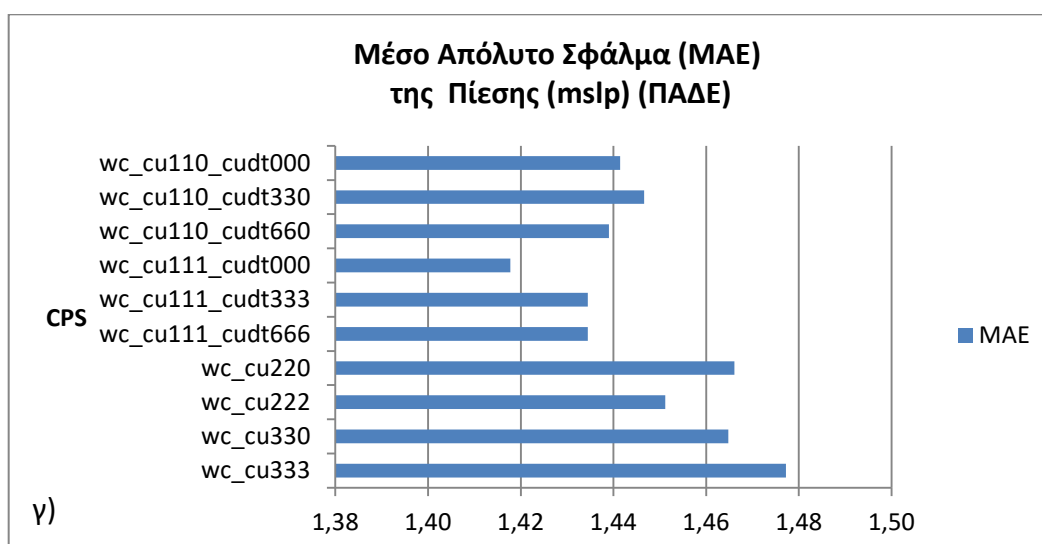
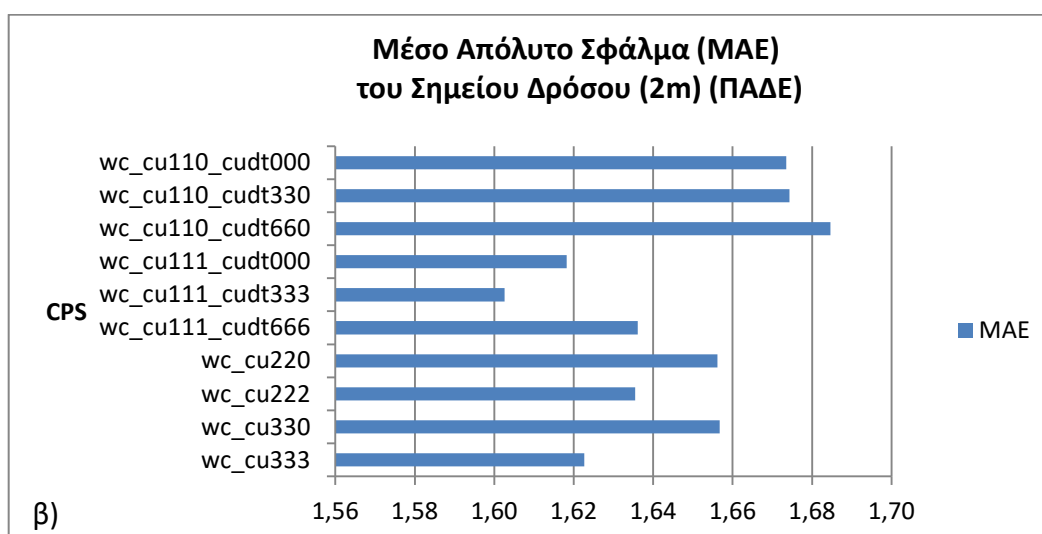
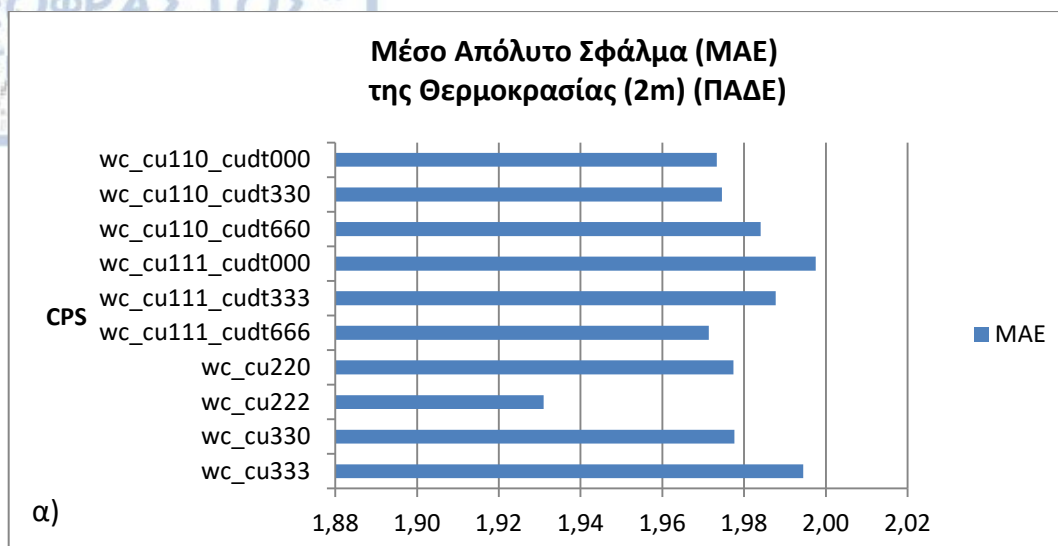
Πίνακας 4.1 Το Μέσο Σφάλμα (ME : μοντέλο — παρατήρηση), το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (MAE) και η Ρίζα του Μέσου Τετραγωνικού Σφάλματος (RMSE) καθώς και τα διαστήματα εμπιστοσύνης αυτών, μέσα στις παρενθέσεις, σε επίπεδο σημαντικότητας 95% για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης, για τις τρεις ΠΙΔΕ (sc: strong cases), για τις μεταβλητές της θερμοκρασίας στα 2m (K), της θερμοκρασίας σημείου δρόσου στα 2m (K) και της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (hPa). Η γραφή με έντονο μαύρο (**Bold**) δείχνει το σχήμα με το καλύτερο αποτέλεσμα.

ΠΙΔΕ	ME	MAE	RMSE
Θερμοκρασία			
sc_cu220 BMJ/BMJ/-	0,76 (0,62 έως 0,89)	2,11 (2,02 έως 2,19)	2,81 (2,70 έως 2,92)
sc_cu333 GF/GF/GF	0,81 (0,68 έως 0,93)	2,12 (2,02 έως 2,21)	2,86 (2,73 έως 2,99)
sc_cu330 GF/GF/-	0,81 (0,68 έως 0,94)	2,13 (2,04 έως 2,22)	2,87 (2,76 έως 2,99)
Σημείο δρόσου			
sc_cu333 GF/GF/GF	-0,71(-0,81 έως -0,62)	1,56 (1,48 έως 1,63)	2,20 (2,08 έως 2,31)
sc_cu330 GF/GF/-	-0,75(-0,84 έως -0,65)	1,57 (1,50 έως 1,64)	2,21 (2,10 έως 2,31)
sc_cu110_cudt660 KF6/KF6/-	-0,78(-0,88 έως -0,67)	1,60 (1,52 έως 1,68)	2,24 (2,13 έως 2,35)
Πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας			
sc_cu111_cudt000 KF0/KF0/KF0	0,22(0,14 έως 0,30)	1,46 (1,41 έως 1,50)	1,80 (1,75 έως 1,85)
sc_cu110_cudt000 KF0/KF0/-	0,32(0,25 έως 0,39)	1,47 (1,42 έως 1,51)	1,81 (1,76 έως 1,87)
sc_cu111_cudt333 KF3/KF3/KF3	0,31(0,23 έως 0,39)	1,48 (1,43 έως 1,52)	1,82 (1,77 έως 1,87)

Εκτενής σχολιασμός των συνεχών μεταβλητών για τις τρεις ΠΔΕ που αναφέρθηκαν και για τις τρεις ΠΔΕ που ακολουθούν θα γίνει στο τέλος του παρόντος Κεφαλαίου.

4.1.2. Συνεχείς μεταβλητές για τις ΠΔΕ

Τα στατιστικά αποτελέσματα, στις ΠΔΕ, προέρχονται από την επεξεργασία των δεδομένων των συνεχών μεταβλητών για διάστημα 18 ωρών από την κάθε περίπτωση : α) 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC – 7/7/2013 0000UTC), β) 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC – 1/7/2015 0000UTC) και γ) 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC – 23/5/2017 0000UTC). Στο Σχήμα 4.2 φαίνεται το ραβδόγραμμα για το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (MAE) για τους δέκα συνδυασμούς των σχημάτων παραμετροποίησης (CPS). Αναφορικά με τη **θερμοκρασία** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 1,93K (wc_cu222) και η μέγιστη τιμή είναι 1,99K (wc_cu111_cudt000) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,06K. Για τη **θερμοκρασία σημείου δρόσου** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 1,60K (wc_cu111_cudt333) και η μέγιστη τιμή είναι 1,69K (wc_cu110_cudt660) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,09K. Για την **πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας** παρατηρείται ότι η ελάχιστη τιμή MAE είναι 1,41hPa (wc_cu111_cudt000) και η μέγιστη τιμή 1,48hPa (wc_cu333) δηλαδή έχουμε μια πολύ μικρή διαφορά του 0,07hPa.



Σχήμα 4.2 Το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (ΜΑΕ) για τους δέκα συνδυασμούς παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς (CPS - κατακόρυφος άξονας) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης, για τις τρεις περιπτώσεις ΠΑΔΕ (wc: weak cases). α) θερμοκρασία στα 2m (K), β) θερμοκρασία σημείου δρόσου στα 2m (K), γ) πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας (hPa)

Στον Πίνακα 4.2, για τη **θερμοκρασία** φαίνεται ότι ο συνδυασμός wc_cu222 δηλαδή το σχήμα BMJ στο d01, στο d02 και στο d03 δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 1,93K υποεκτιμώντας ελαφρώς αυτήν (ME: -0,10K). Για τη **θερμοκρασία σημείου δρόσου** φαίνεται ότι ο συνδυασμός wc_cu111_cudt333 δηλαδή το σχήμα KF στο d01, στο d02 και στο d03, ενεργοποιημένο ανά τρία λεπτά, δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 1,60K υποεκτιμώντας ελαφρώς αυτήν (ME: -0,51K). Για την **πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας** φαίνεται ότι ο συνδυασμός wc_cu111cudt000 δηλαδή το σχήμα KF στο d01, στο d02 και στο d03 το οποίο ενεργοποιείται σε κάθε χρονικό βήμα του εκάστοτε πλέγματος, δίνει το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE με τιμή 1,42hPa και τη μικρότερη υπereκτίμηση (ME:0,31hPa).

Πίνακας 4.2 Το Μέσο Σφάλμα (ME : μοντέλο — παρατήρηση), το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (MAE) και η Ρίζα του Μέσου Τετραγωνικού Σφάλματος (RMSE) καθώς και τα διαστήματα εμπιστοσύνης αυτών, μέσα στις παρενθέσεις, σε επίπεδο σημαντικότητας 95% για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης, για τις τρεις ΠΑΔΕ, για τις μεταβλητές της θερμοκρασίας στα 2m (K), της θερμοκρασίας σημείου δρόσου στα 2m (K) και της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (hPa). Η γραφή με έντονο μαύρο (**Bold**) δείχνει το σχήμα με το καλύτερο αποτέλεσμα.

ΠΑΔΕ	ME	MAE	RMSE
Θερμοκρασία			
wc_cu222 BMJ/BMJ/BMJ	-0,10(-0,24 έως 0,04)	1,93(1,83 έως 2,03)	2,68(2,53 έως 2,83)
wc_cu111_cudt666 KF6/KF6/KF6	0,07(-0,07 έως 0,22)	1,97(1,87 έως 2,08)	2,80(2,64 έως 2,95)
wc_cu110_cudt000 KF0/KF0/-	0,16(0,01 έως 0,30)	1,97(1,87 έως 2,08)	2,77(2,62 έως 2,92)
Σημείο δρόσου			
wc_cu111_cudt333 KF3/KF3/KF3	-0,51(-0,61 έως -0,39)	1,60(1,53 έως 1,68)	2,15(2,05 έως 2,25)
wc_cu111_cudt000 KF0/KF0/KF0	-0,43(-0,54 έως -0,33)	1,62(1,54 έως 1,70)	2,14(2,04 έως 2,23)
wc_cu333 GF/GF/GF	-0,54(-0,65 έως -0,42)	1,62(1,55 έως 1,70)	2,16(2,05 έως 2,26)
Πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας			
wc_cu111_cudt000 KF0/KF0/KF0	0,31(0,22 έως 0,40)	1,42(1,36 έως 1,47)	1,75(1,69 έως 1,80)
wc_cu111_cudt333 KF3/KF3/KF3	0,40(0,31 έως 0,50)	1,43(1,38 έως 1,49)	1,78(1,71 έως 1,84)
wc_cu111_cudt666 KF6/KF6/KF6	0,40(0,31 έως 0,50)	1,43(1,38 έως 1,49)	1,78(1,71 έως 1,84)

Εκτενής σχολιασμός των συνεχών μεταβλητών για τις τρεις ΠΑΔΕ καθώς και για τις τρεις ΠΙΔΕ που αναφέρθηκαν πιο πάνω θα γίνει στο τέλος του παρόντος Κεφαλαίου.

4.2. Υετός

Α. Για τη μελέτη του υετού δημιουργήθηκαν συγκριτικοί πίνακες με τα καλύτερα αποτελέσματα (scores) των μέγιστων τιμών ETS, όλων των συνδυασμών των σχημάτων παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς για τα καθορισμένα κατώφλια υετού (thresholds). Στη συνέχεια, για το συνδυασμό με τα περισσότερα καλύτερα αποτελέσματα, δημιουργήθηκαν διαγράμματα του ETS, του POD και του FAR σε σχέση με το μέγεθος της περιοχής ελέγχου («ακτίνας»). Παρακάτω θα παρουσιαστούν οι προαναφερόμενοι συγκριτικοί πίνακες, τα διαγράμματα καθώς και η χωρική κατανομή του υετού όπως εκτιμήθηκε από το μετεωρολογικό ραντάρ και προσομοιώθηκε από το αριθμητικό μοντέλο για τις περιπτώσεις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ.

4.2.1. Υετός για τις ΠΙΔΕ

Για τις περιπτώσεις ισχυρού δυναμικού εξαναγκασμού παρατηρούμε στον Πίνακα 4.3 ότι ο συνδυασμός KF/KF/- (sc_cu110_cudt000) με ενεργοποιημένο το σχήμα AM σε κάθε χρονικό βήμα του μοντέλου στα d01 και d02 (όχι στο d03) παρουσιάζει μέγιστες τιμές για τα κατώφλια 0,1mm, 5mm και 80mm. Ο συνδυασμός KF/KF/- (sc_cu110_cudt660) με ενεργοποίηση του σχήματος AM κάθε έξι λεπτά στα d01 και d02 (όχι στο d03) παρουσιάζει μέγιστες τιμές για τα κατώφλια 10mm και 20mm. Ο συνδυασμός KF/KF/KF (sc_cu111_cudt000) με ενεργοποίηση σε κάθε χρονικό βήμα στα d01, d02 και d03 παρουσιάζει μέγιστη τιμή για το κατώφλι των 60mm. Ο συνδυασμός GF/GF/GF (sc_cu333) με ενεργοποίηση του σχήματος AM σε κάθε χρονικό βήμα στα d01, d02 και d03 παρουσιάζει μέγιστη τιμή για το κατώφλι των 40mm. Η διαφορά που παρατηρείται μεταξύ του πειράματος με το καλύτερο max ETS και εκείνου με το χειρότερο max ETS (σε όλες τις «ακτίνες» ελέγχου έως τα 51km) είναι μικρότερη από 0,3.

Πίνακας 4.3. Μέγιστες τιμές του ETS (ανεξάρτητα της «ακτίνας» ελέγχου) για τα διάφορα κατώφλια του υετού και όλα τα πειράματα. **Πράσινο και με έντονη γραφή (Bold) : μέγιστη τιμή** στο συγκεκριμένο κατώφλι υετού για όλα τα πειράματα και για έλεγχο σε όλες τις «ακτίνες». Η διαφορά του ETS των υπολοίπων πειραμάτων από τη μέγιστη τιμή ανά κατώφλι δίνεται με κίτρινο (διαφορά<0,1), με πορτοκαλί (διαφορά<0,2) και σκούρο πορτοκαλί (διαφορά<0,3). Τα στατιστικά είναι συγκεντρωτικά και για τις τρεις περιπτώσεις ΠΙΔΕ (sc).

Κατώφλια υετού	Μέγιστες τιμές ETS για τις τρεις ΠΙΔΕ									
	sc_cu110 _cudt000	sc_cu110 _cudt330	sc_cu110 _cudt660	sc_cu111 _cudt000	sc_cu111 _cudt333	sc_cu111 _cudt666	sc_cu220	sc_cu222	sc_cu330	sc_cu333
0,1mm	0,152	0,063	0,078	0,046	0,037	0,053	0,071	0,044	0,078	0,065
5mm	0,351	0,309	0,343	0,237	0,231	0,255	0,208	0,137	0,231	0,224
10mm	0,364	0,351	0,423	0,258	0,212	0,202	0,211	0,162	0,247	0,246
20mm	0,326	0,320	0,341	0,221	0,248	0,227	0,237	0,136	0,206	0,226
40mm	0,147	0,168	0,141	0,163	0,147	0,167	0,183	0,205	0,219	0,228
60mm	0,187	0,196	0,156	0,212	0,181	0,152	0,187	0,150	0,149	0,209
80mm	0,270	0,212	0,140	0,175	0,211	0,144	0,096	0,123	0,243	0,194

Εκτενής ανάλυση των βέλτιστων συνδυασμών που αναφέρθηκαν για τις τρεις ΠΙΔΕ θα γίνει παρακάτω ενώ περαιτέρω σχολιασμός θα γίνει στο τέλος του Κεφαλαίου.

4.2.2. Υετός για τις ΠΑΔΕ

Για τις περιπτώσεις ασθενούς δυναμικού εξαναγκασμού παρατηρούμε στον Πίνακα 4.4 ότι ο συνδυασμός BMJ/BMJ/- (wc_cu220) με ενεργοποιημένο το σχήμα AM στα d01 και d02 (όχι στο d03) παρουσιάζει μέγιστες τιμές για τα κατώφλια 0,1mm, 10mm, 20mm και 40mm. Ο συνδυασμός KF/KF/- (sc_cu110_cudt660) με ενεργοποίηση του σχήματος AM κάθε έξι λεπτά στο d01 και d02 (όχι στο d03) παρουσιάζει μέγιστη τιμή για το κατώφλι των 5mm. Ο συνδυασμός KF/KF/KF (wc_cu111_cudt666) με ενεργοποίηση στα έξι λεπτά στο d01, d02 και d03 παρουσιάζει μέγιστη τιμή για το κατώφλι των 80mm. Ο συνδυασμός GF/GF/- (wc_cu330) με ενεργοποίηση σε κάθε χρονικό βήμα στα d01 και d02 (όχι στο d03) παρουσιάζει μέγιστη τιμή για το κατώφλι των 60mm. Η διαφορά που παρατηρείται μεταξύ του πειράματος με το καλύτερο max ETS και εκείνου με το χειρότερο max ETS (σε όλες τις «ακτίνες» ελέγχου έως τα 51km) είναι μικρότερη από 0,2.

Πίνακας 4.4. Μέγιστες τιμές του ETS (ανεξάρτητα της «ακτίνας» ελέγχου) για τα διάφορα κατώφλια του υετού και όλα τα πειράματα. **Πράσινο και με έντονη γραφή (Bold) : μέγιστη τιμή** στο συγκεκριμένο κατώφλι υετού για όλα τα πειράματα και για έλεγχο σε όλες τις «ακτίνες». Η διαφορά του ETS των υπολοίπων πειραμάτων από τη μέγιστη τιμή ανά κατώφλι δίνεται με κίτρινο (διαφορά<0,1) και πορτοκαλί (διαφορά<0,2). Τα στατιστικά είναι συγκεντρωτικά και για τις τρεις περιπτώσεις ΠΑΔΕ (wc).

Μέγιστες τιμές ETS για τις τρεις ΠΑΔΕ

Κατώφλια υετού	wc_cu110 cudt000	wc_cu110 cudt330	wc_cu110 cudt660	wc_cu111 cudt000	wc_cu111 cudt333	wc_cu111 cudt666	wc_cu220	wc_cu222	wc_cu330	wc_cu333
0,1mm	0,120	0,144	0,146	0,105	0,128	0,142	0,172	0,045	0,134	0,104
5mm	0,217	0,198	0,276	0,131	0,117	0,127	0,221	0,152	0,228	0,221
10mm	0,198	0,192	0,229	0,139	0,137	0,130	0,270	0,160	0,193	0,205
20mm	0,184	0,192	0,184	0,207	0,209	0,208	0,288	0,269	0,210	0,202
40mm	0,226	0,259	0,202	0,287	0,282	0,267	0,319	0,205	0,291	0,224
60mm	0,203	0,246	0,226	0,274	0,283	0,264	0,273	0,147	0,291	0,249
80mm	0,000	0,131	0,025	0,043	0,068	0,151	0,140	0,061	0,065	0,023

Εκτενής ανάλυση των βέλτιστων συνδυασμών που αναφέρθηκαν για τις τρεις ΠΑΔΕ και για τις τρεις ΠΑΔΕ θα γίνει παρακάτω ενώ περαιτέρω σχολιασμός θα γίνει στο τέλος του Κεφαλαίου.

4.2.3. Ανάλυση των βέλτιστων συνδυασμών για τον υετό

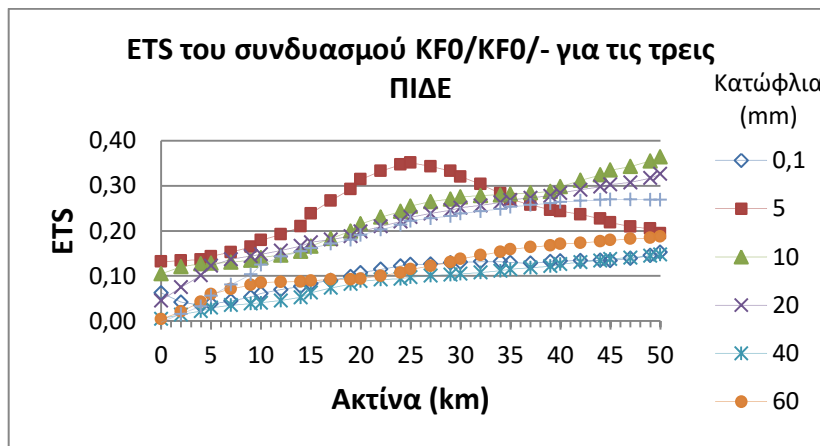
Για τις τρεις ΠΑΔΕ, για το συνδυασμό KF/KF/- (sc_cu110_cudt000) με τα καλύτερα αποτελέσματα μέγιστων ETS για τα 0,1, 5 και 80mm παραθέεται το σχήμα 4.3 με τα αποτελέσματα ETS σε σχέση με την ακτίνα, το σχήμα 4.4 με την πιθανότητα πρόγνωσης POD και το σχήμα 4.5 με την εσφαλμένη πρόγνωση FAR και τα Σχήματα 4.6, 4.7 και 4.8 όπου, για την κάθε ΠΑΔΕ φαίνεται η χωρική κατανομή του υετού από το μοντέλο (α), από το Ραντάρ (β) και η διαφορά μεταξύ τους (γ) (24ωρος υετός του μοντέλου-24ωρος υετός από το Ραντάρ).

Στα Σχήματα 4.3 και 4.9 φαίνεται ότι το αποτέλεσμα ETS είναι ανάλογο της ακτίνας της περιοχής που ελέγχεται για κάθε σημείο πλέγματος και για κάθε κατώφλι υετού. Όσο μεγαλύτερη γίνεται η ακτίνα ελέγχου γύρω από ένα σημείο πλέγματος, για ένα συγκεκριμένο κατώφλι υετού, τόσο μεγαλύτερες τιμές παίρνει ο στατιστικός δείκτης ETS. Ουσιαστικά, μπορεί να ειπωθεί πως, για μια τιμή υετού που εμφανίζεται από το μοντέλο σε ένα σημείο πλέγματος, η πιθανότητα να επαληθευτεί το μοντέλο γίνεται μεγαλύτερη όσο μεγαλώνει η ακτίνα ελέγχου γύρω από το σημείο αυτό. Εξαίρεση αποτελεί το κατώφλι υετού των 5mm για τις ΠΑΔΕ, το οποίο παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή ETS στα 25km

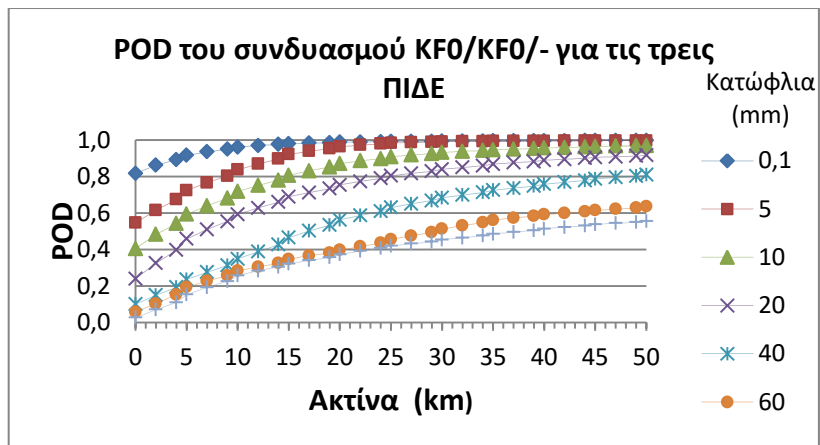
περίπου και το κατώφλι υετού των 40mm για τις ΠΑΔΕ, το οποίο παρουσιάζει τη μέγιστη τιμή ETS στα 20km περίπου. Επίσης, στο Σχήμα 4.9 οι τιμές του ETS για το κατώφλι των 80mm είναι αρχικά αρνητικές και μετά τα 30km περίπου γίνονται θετικές. Αυτό οφείλεται, κατά την εκτίμηση του ερευνητή, στον μικρό αριθμό ζευγαριών με κατώφλι 80mm που υπάρχουν, κάτι που φαίνεται και οπτικά βλέποντας την εκτίμηση του υετού του Ραντάρ (Σχήματα 4.6, 4.7, 4.8, 4.12, 4.13, 4.14). Παρατηρώντας τα Σχήματα 4.3 και 4.9 που απεικονίζουν το αποτέλεσμα ETS και τα Σχήματα 4.4 και 4.10 που απεικονίζουν την πιθανότητα πρόγνωσης (POD) διαπιστώνεται ότι οι τιμές του ETS είναι μικρότερες ή και πολύ μικρότερες από αυτές της POD. Το αποτέλεσμα αυτό της σύγκρισης είναι αναμενόμενο διότι ο στατιστικός δείκτης ETS λαμβάνει υπόψη του και την τυχαιότητα. Με τον τρόπο αυτό γίνεται πιο «δίκαιος» και χρησιμοποιείται για τη σύγκριση διαφορετικών αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης. Εξετάζοντας τις τιμές του POD (Σχήμα 4.4 και 4.10) για τα κατώφλια υετού 0.1, 5, 10, 20, 40, 60 και 80mm φαίνεται σε σχέση με την απόσταση σε km φαίνεται ότι η πιθανότητα πρόγνωσης σε απόσταση μικρής ακτίνας από ένα τυχόν σημείο ενδιαφέροντος είναι μεγαλύτερη για τα μικρότερα κατώφλια. Όσο μεγαλύτερο είναι το κατώφλι τόσο μεγαλύτερη ακτίνα θα πρέπει να εξετάσουμε για να έχουμε όσο το δυνατόν μεγαλύτερη πιθανότητα. Παρατηρούμε ότι για ακτίνα μικρότερη του 1km (δηλαδή με χρήση του ίδιου σημείου πλέγματος), η πιθανότητα για το κατώφλι 0,1mm είναι πολύ μεγαλύτερη από την πιθανότητα για το κατώφλι των 80mm. Στο Σχήμα 4.5 και 4.11 φαίνεται η εσφαλμένη πρόγνωση (FAR) των κατωφλίων 0.1, 5, 10, 20, 40, 60 και 80mm σε σχέση με την απόσταση σε km. Συγκρίνοντας τις καμπύλες τιμών του POD με τις καμπύλες τιμών του FAR φαίνεται ότι αυτές είναι αντίστροφες. Όσο μεγαλύτερο είναι το POD τόσο μικρότερο είναι το FAR για ένα συγκεκριμένο κατώφλι και αντίστροφα..

Στα Σχήματα 4.6, 4.7 και 4.8 φαίνεται α) ο συσσωρευμένος υετός 24 ωρών του μοντέλου για τις ΠΑΔΕ 4-5/5/2011, 14-15/7/2014 και 6-7/9/2016 αντίστοιχα με τη χρήση του καλύτερου συνδυασμού του σχήματος παραμετροποίησης KF0/KF0/- , β) ο συσσωρευμένος υετός 24 ωρών του Ραντάρ αντίστοιχα για τις ημέρες που αναφέρθηκαν και γ) η διαφορά του υετού του Ραντάρ από τον υετό του μοντέλου (υετός μοντέλου-υετός Ραντάρ). Στην πρώτη περίπτωση της 4-5/5/2011 το μοντέλο, στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής στην οποία αξιολογείται (κύκλος με κέντρο τη θέση του Ραντάρ και ακτίνα 100km) υποεκτιμά τον υετό. Η υποεκτίμηση συμβαίνει κυρίως στην περιοχή νότια της πόλης της Θεσσαλονίκης – δυτική Χαλκιδική και θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Χαλκιδικής και Κατερίνης-Λάρισας. Στη δεύτερη περίπτωση της 14-15/7/2014, το μοντέλο υπερεκτιμά τον υετό στα βορειότερα ηπειρωτικά τμήματα καθώς και στα δυτικά

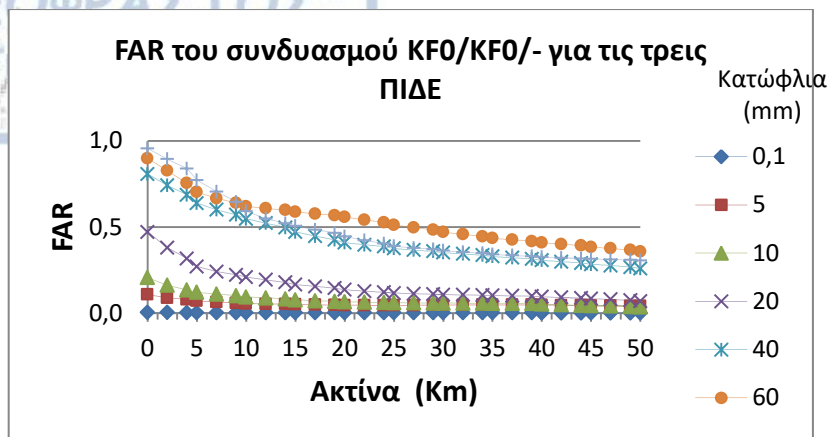
ηπειρωτικά ενώ υποεκτιμά αυτόν στη δυτική Χαλκιδική και στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Χαλκιδικής και Κατερίνης-Λάρισας. Στην Τρίτη περίπτωση της 6-7/9/2016, το μοντέλο μετατοπίζει και υπερεκτιμά τον νετό στα δυτικά τμήματα και υποεκτιμά αυτόν στα υπόλοιπα. Διαπιστώνεται, από την παραπάνω οπτική εξέταση, ότι το μοντέλο με εξαίρεση την πρώτη περίπτωση, προσομοίωσε την ποσοτική κατανομή του νετού και την ύπαρξη του μέγιστου νετού καλά έως πολύ καλά ενώ η χωρική κατανομή ήταν λίγο έως αρκετά μετατοπισμένη.



Σχήμα 4.3 Τιμές του ETS για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΙΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu110_cudt000.

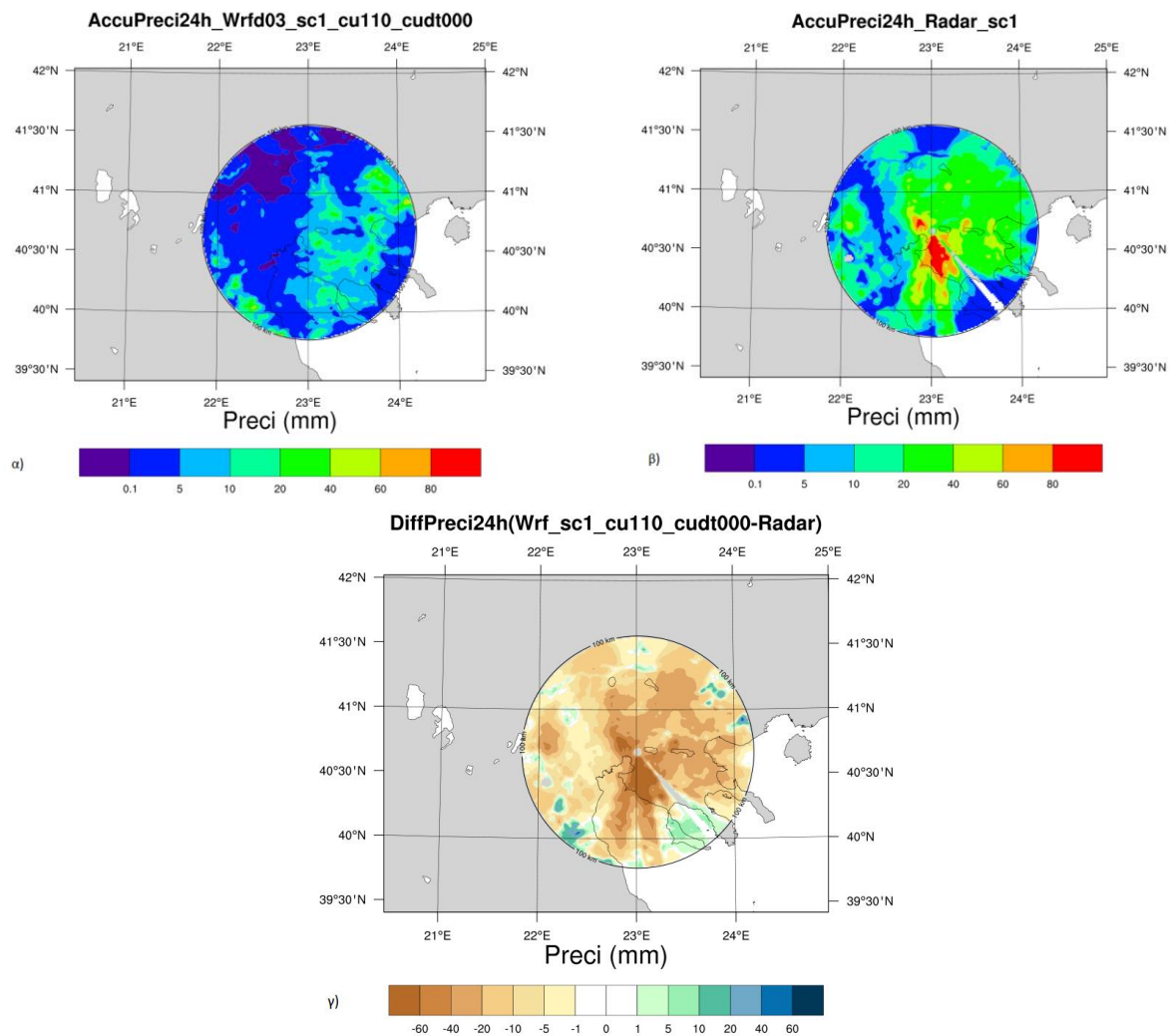


Σχήμα 4.4 Τιμές του ETS για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΙΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu110_cudt000.



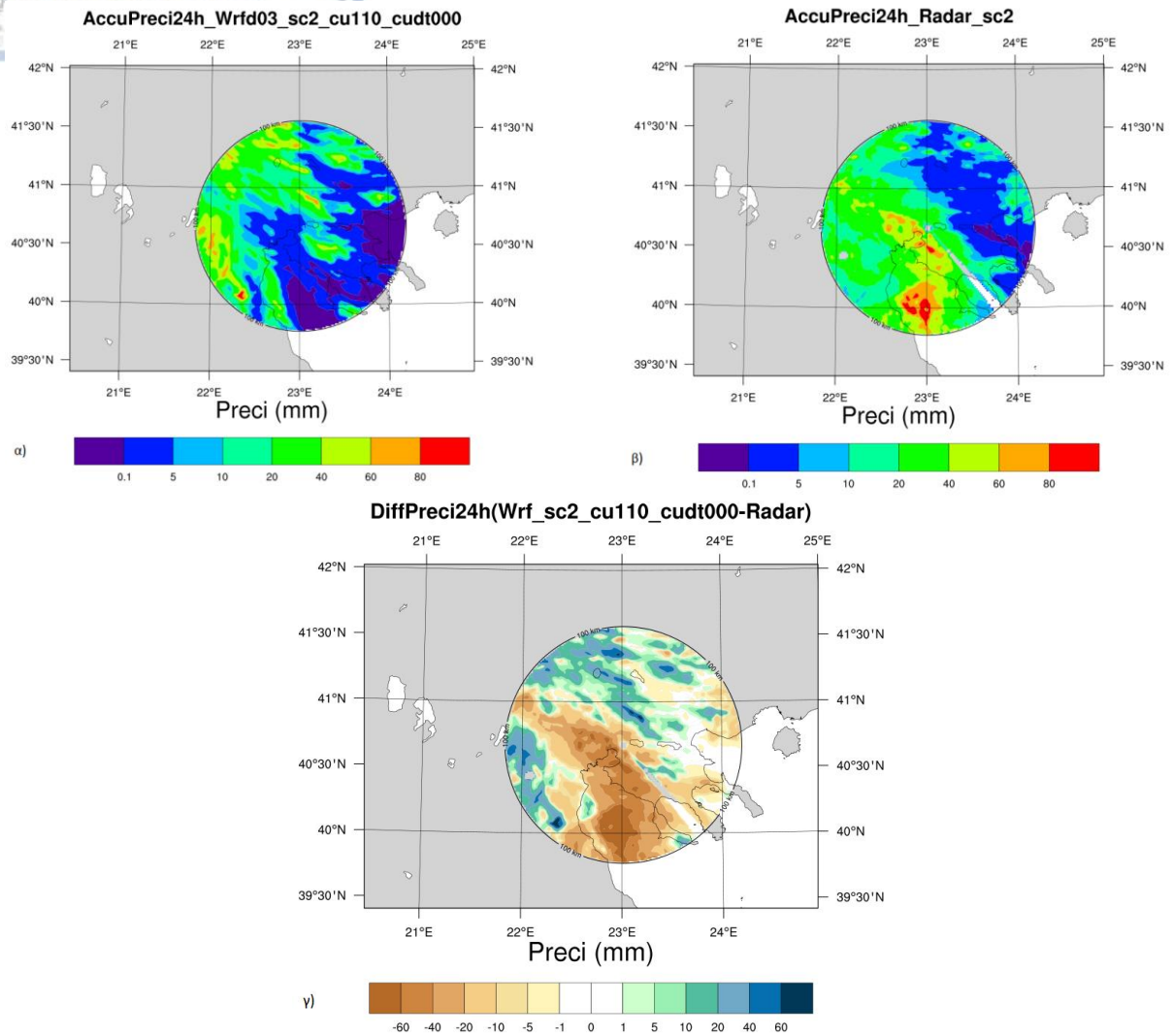
Σχήμα 4.5 Τιμές του ETS για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΙΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu110_cudt000.

**ΠΙΔΕ 4/5/2011 1800UTC - 5/5/2011 1800UTC
KF0/KF0/-**



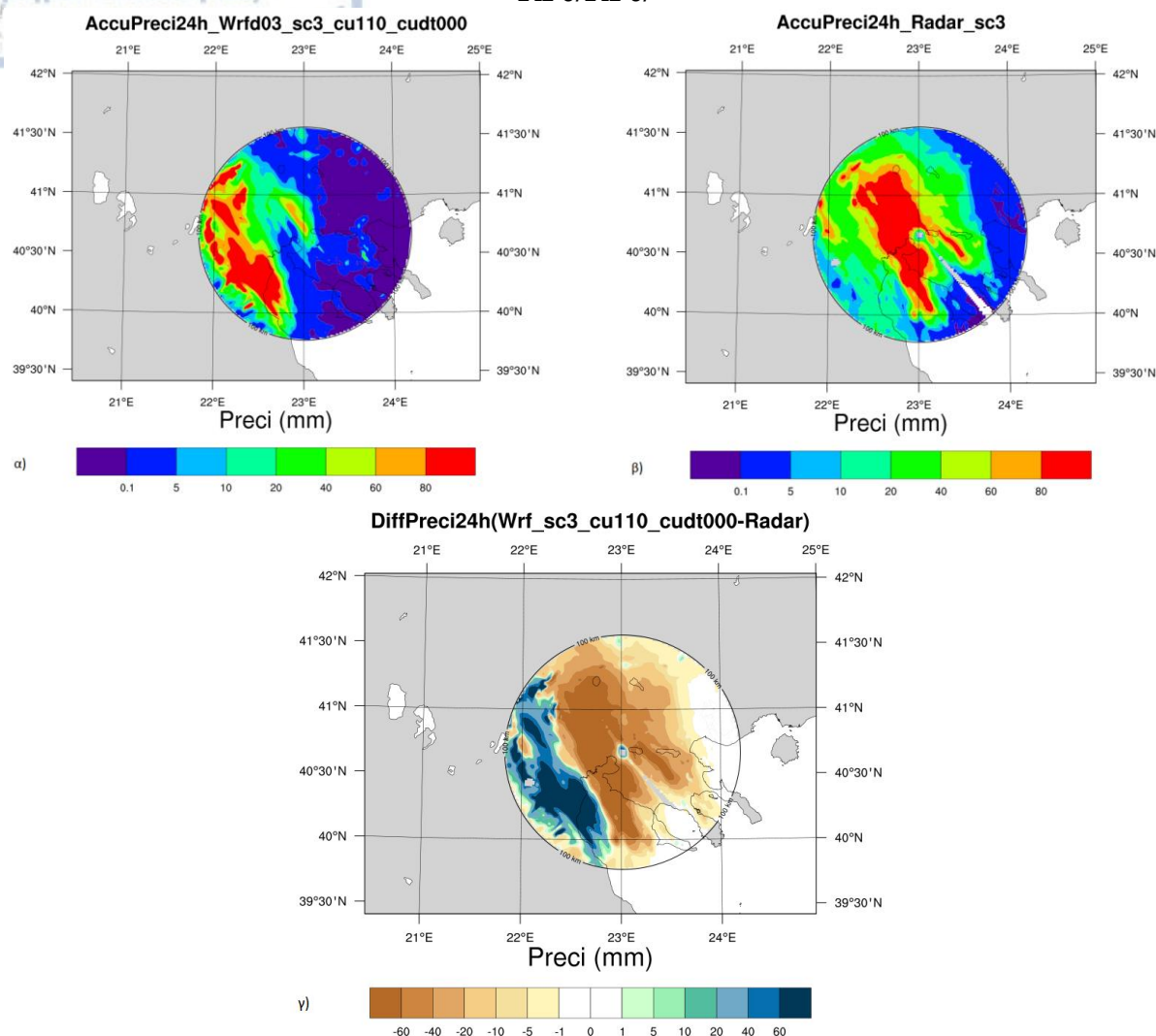
Σχήμα 4.6 Χωρική κατανομή του 24ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος KF με το συνδυασμό KF0/KF0/- για την ΠΙΔΕ της 4-5/5/2011 (4/5/2011 1800UTC - 5/5/2011 1800UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

ΠΙΔΕ 14/7/2014 1800UTC - 15/7/2014 1800UTC
KF0/KF0/-



Σχήμα 4.7 Χωρική κατανομή του 24ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος KF με το συνδυασμό KF0/KF0/- για την ΠΙΔΕ της 14-15/7/2014 (14/7/2014 1800UTC - 15/7/2014 1800UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

ΠΙΔΕ 6/9/2016 0600UTC - 7/9/2016 0600UTC
KF0/KF0/-

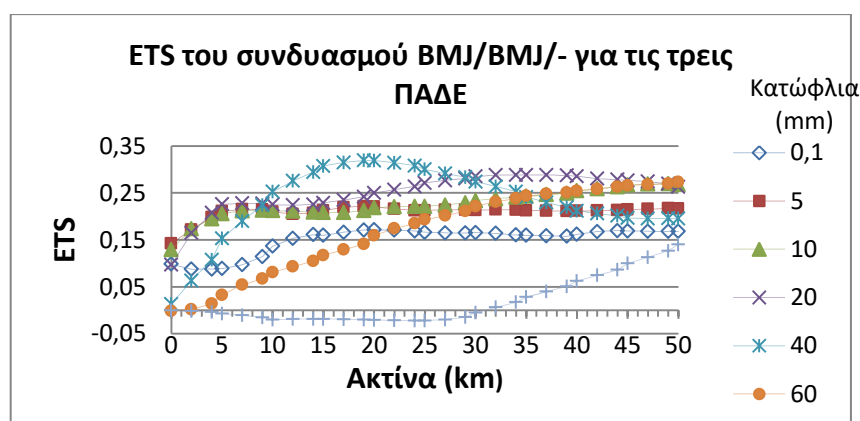


Σχήμα 4.8 Χωρική κατανομή του 24ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος KF με το συνδυασμό KF0/KF0/- για την ΠΙΔΕ της 6-7/9/2016 (6/9/2016 0600UTC - 7/9/2016 0600UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

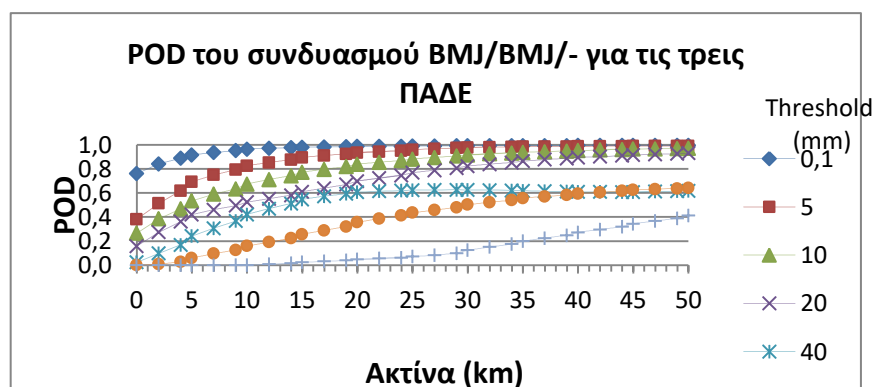
Για τις τρεις ΠΙΔΕ, για το συνδυασμό BMJ/BMJ/- (wc_cu220) με τα καλύτερα αποτελέσματα μέγιστων ETS για 0.1, 10, 20 και 40mm παραθέεται το Σχήμα 4.9 με τα αποτελέσματα ETS σε σχέση με την ακτίνα, το Σχήμα 4.10 με την πιθανότητα πρόγνωσης POD και το Σχήμα 4.11 με την εσφαλμένη πρόγνωση FAR και τα Σχήματα 4.12, 4.13 και 4.14 όπου, για την κάθε ΠΙΔΕ φαίνεται η χωρική κατανομή του νετού από το μοντέλο (α), από το Ραντάρ (β) και η διαφορά μεταξύ τους (γ) (18ωρος νετός του μοντέλου-18ωρος νετός από το Ραντάρ).

Στα Σχήματα 4.12, 4.13 και 4.14 φαίνεται α) ο συσσωρευμένος νετός 18 ωρών του μοντέλου για τις ΠΙΔΕ 6/7/2013, 30/6/2015 και 22/5/2017 αντίστοιχα με τη χρήση του

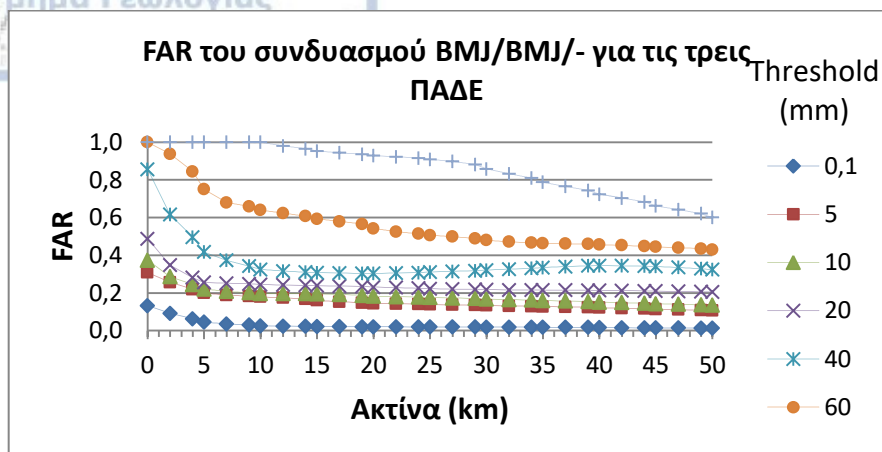
καλύτερου συνδυασμού του σχήματος παραμετροποίησης BMJ/BMJ/- , β) ο συσσωρευμένος υετός 18 ωρών του Ραντάρ αντίστοιχα για τις ημέρες που αναφέρθηκαν και γ) η διαφορά του υετού του Ραντάρ από τον υετό του μοντέλου (υετός μοντέλου-υετός Ραντάρ). Στην πρώτη περίπτωση της 6/7/2013 το μοντέλο υποεκτιμά τον υετό στα βορειότερα ηπειρωτικά (ορεινοί όγκοι) ενώ στα υπόλοιπα τμήματα φαίνεται γενικά μια ισορροπία στην ποσοτική και χωρική κατανομή. Στη δεύτερη περίπτωση της 30/6/2015 το μοντέλο υποεκτιμά αρκετά σημαντικά τον υετό μιας αρκετά μεγάλης έκτασης των βορειοδυτικών τμημάτων της περιοχής ελέγχου (ορεινοί όγκοι) ενώ στα υπόλοιπα τμήματα φαίνεται γενικά μια ισορροπία στην ποσοτική κατανομή και μία αρκετά σημαντική διαφορά στη χωρική κατανομή του υετού. Στην τρίτη περίπτωση της 22/5/2017 στο μοντέλο φαίνεται γενικά μια ισορροπία στην ποσοτική και στη χωρική κατανομή του υετού με πρόγνωση έντονου υετού μόνο στη Χαλκιδική και όχι στη Θεσσαλονίκη (μικρή μετατόπιση).



Σχήμα 4.9 Τιμές του ETS για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΑΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu220.

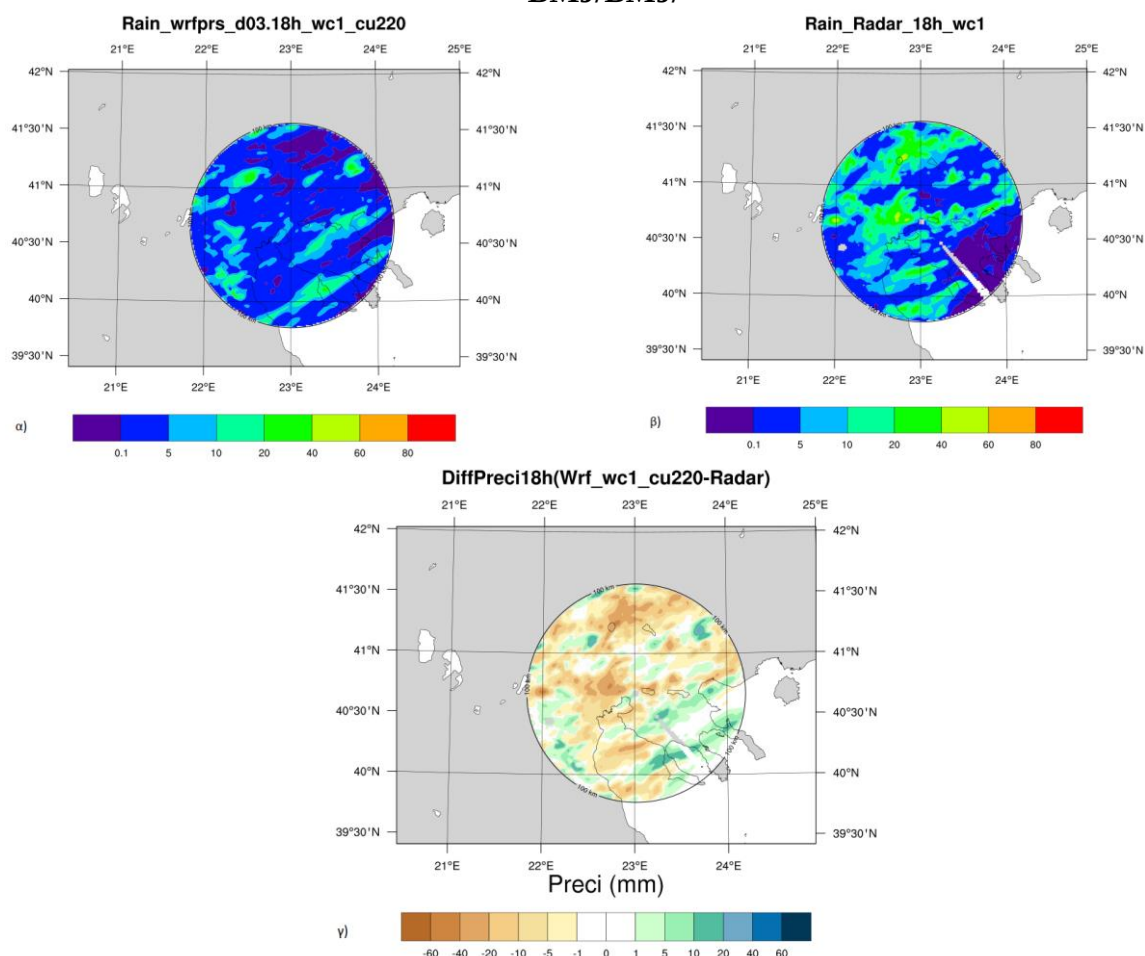


Σχήμα 4.10 Η πιθανότητα πρόγνωσης (POD) για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΑΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu220.



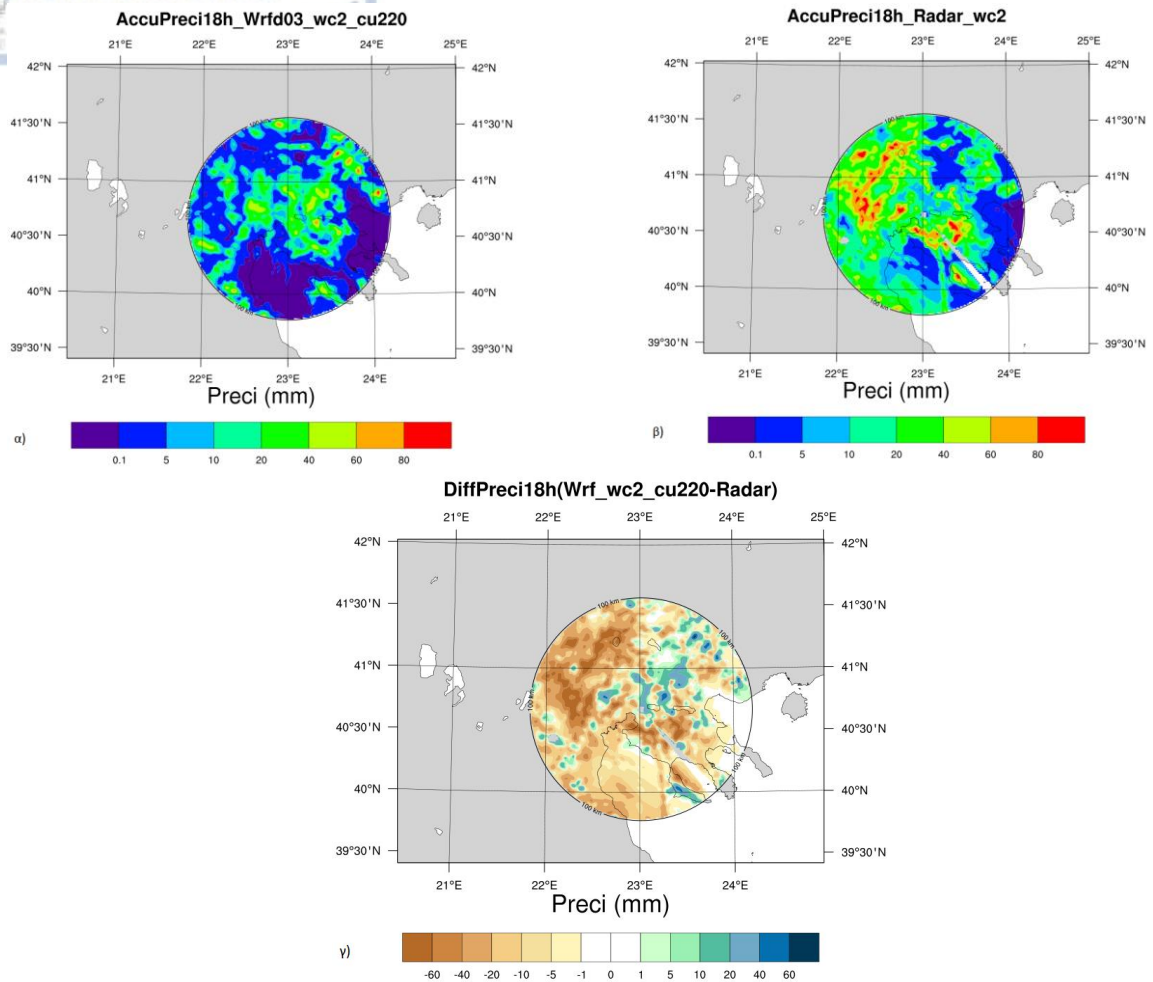
Σχήμα 4.11 Η εσφαλμένη πρόγνωση (FAR) για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60, 80mm σε σχέση με την απόσταση για τις τρεις ΠΑΔΕ για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης για το πείραμα cu220.

**ΠΑΔΕ 6/7/2013 0600UTC - 7/7/2013 0000UTC
BMJ/BMJ/-**



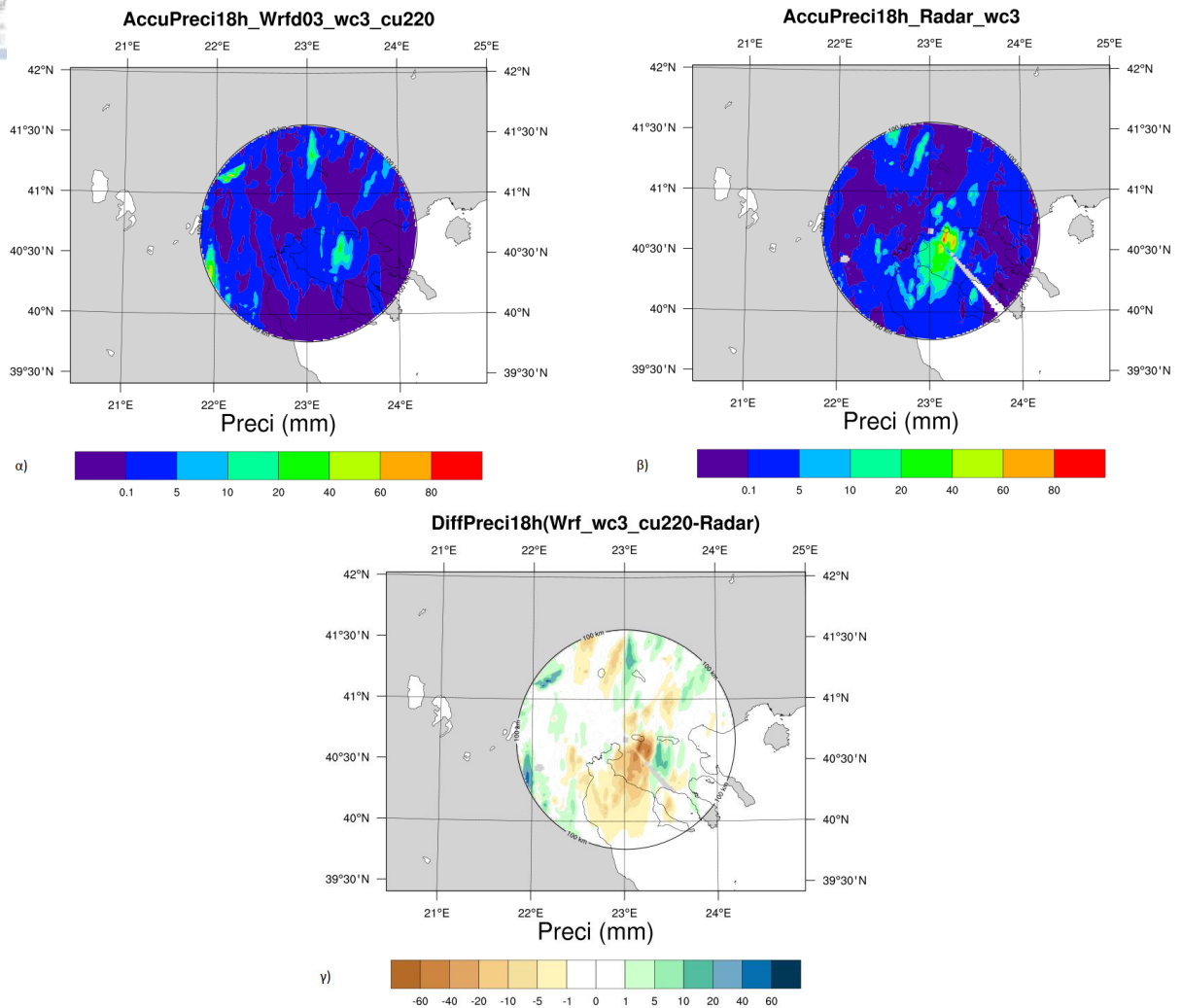
Σχήμα 4.12 Χωρική κατανομή του 18ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος BMJ με το συνδυασμό BMJ/BMJ/- για την ΠΑΔΕ της 6/7/2013 (6/7/2013 0600UTC - 7/7/2013 0000UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

ΠΑΔΕ 30/6/2015 0600UTC - 1/7/2015 0000UTC
BMJ/BMJ/-



Σχήμα 4.13 Χωρική κατανομή του 18ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος BMJ με το συνδυασμό BMJ/BMJ/- για την ΠΑΔΕ της 30/6/2015 (30/6/2015 0600UTC - 1/7/2015 0000UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

ΠΑΔΕ 22/5/2017 0600UTC - 23/5/2017 0000UTC
BMJ/BMJ/-



Σχήμα 4.14 Χωρική κατανομή του 18ωρου νετού από το μοντέλο α) από το Ραντάρ β) και της διαφοράς τους (μοντέλο-Ραντάρ) γ) με εφαρμογή του σχήματος BMJ με το συνδυασμό BMJ/BMJ/- για την ΠΑΔΕ της 22/5/2017 (22/5/2017 0600UTC - 23/5/2017 0000UTC) για το πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

4.3. Σχολιασμός – Επιμέρους Συμπεράσματα

Α. Συνοδείας μεταβλητές. Οι στατιστικές τιμές του μέσου απόλυτου σφάλματος (MAE) και της ρίζας του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (RMSE) των συνεχών μεταβλητών της θερμοκρασίας, του σημείου δρόσου και της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας (Πίνακες 4.1 και 4.2) για τις περιπτώσεις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ αντίστοιχα, συμφωνούν με την υπάρχουσα βιβλιογραφία για τα σύγχρονα μοντέλα αριθμητικής πρόγνωσης υψηλής ανάλυσης για την Ελλάδα και την ανατολική Μεσόγειο. Οι [Pytharoulis et al., \(2016\)](#) έδειξαν ότι για την ισχυρή βροχόπτωση της 14-15/7/2014 στη Μακεδονία, με το μη υδροστατικό μοντέλο WRF-ARW, με ανάλυση 1,667km×1,667km και δίχως τη χρήση CPS σε αυτό το πλέγμα, οι τιμές MAE και RMSE για τη θερμοκρασία ήταν 1,8K και 2,3K, για το σημείο δρόσου ήταν 1,8K και 2,2K και για την πίεση 1,4hPa και 1,8hPa. Οι [Papadopoulos and Katsafados, \(2009\)](#) αξιολογώντας το προγνωστικό σύστημα POSEIDON, ανάλυσης $0.05^\circ \times 0.05^\circ$, για την ανατολική Μεσόγειο από το Νοέμβριο του 2007 έως τον Οκτώβριο του 2008 βρήκαν τιμές RMSE μεταξύ 1,2-1,8hPa για την πίεση και 2,3-2,9K για τη θερμοκρασία για τις πρώτες δύο ημέρες. Οι [Pytharoulis et al., \(2014\)](#) αξιολόγησαν το επιχειρησιακό μοντέλο WRF-ARW του τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του ΑΠΘ με ανάλυση 5km×5km και υπολόγισαν τα σφάλματα του μοντέλου για το 2013 για την Ελλάδα. Οι τιμές MAE ήταν μεταξύ 1,1-1,8hPa για την πίεση, 1,8-2,1K για τη θερμοκρασία για τις δύο πρώτες ημέρες πρόγνωσης. Οι [Tymvios et al., \(2018\)](#) αξιολόγησαν το μοντέλο WRF-ARW ανάλυσης 1km, για την Κύπρο, σε δέκα σχήματα του πλανητικού οριακού στρώματος και κατάλληλων σχημάτων παραμετροποίησης του επιφανειακού στρώματος και μέσα από ένα σύνολο εικοσι-δύο προσομοιώσεων βρήκαν τιμές ME και MAE για τη θερμοκρασία 0,41K και 1,39K αντίστοιχα. Οι [Kotroni and Lagouvardos, \(2004\)](#) χρησιμοποιώντας το μοντέλο μέσης κλίμακας (Mesoscale Model - MM5), για το έτος 2002, για την Αθήνα, εξετάζοντας τέσσερις σταθμούς, διαπίστωσαν ότι η προγνωστική ικανότητα του μοντέλου αυξανόταν όταν αντίστοιχα αυξανόταν και η ανάλυση του μοντέλου από τα 8km στα 2km.

Από τους Πίνακες 4.1 και 4.2, εξετάζοντας το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος του μέσου απόλυτου σφάλματος (MAE) φαίνεται πως :

α1) τα καλύτερα δυνατά αποτελέσματα δίνονται για τη θερμοκρασία από το συνδυασμό BMJ/BMJ/- για τις ΠΙΔΕ και BMJ/BMJ/BMJ για τις ΠΑΔΕ, για το σημείο δρόσου από το συνδυασμό GF/GF/GF για τις ΠΙΔΕ και KF3/KF3/KF3 για τις ΠΑΔΕ και

για την πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας από το συνδυασμό KF0/KF0/KF0 για τις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ.

β1) Η επιλογή ενός σχήματος και ενός συνδυασμού, για όλες τις μεταβλητές και για όλες τις περιπτώσεις (ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ), είναι αδύνατη, αφού οι τρεις μεταβλητές εμφανίζουν το καλύτερο αποτέλεσμα με διαφορετικά σχήματα και διαφορετικούς συνδυασμούς με εξαίρεση το συνδυασμό KF0/KF0/KF0 που είναι κοινός για την πίεση σε όλες τις περιπτώσεις

γ1) για τις ΠΙΔΕ, οι περισσότεροι από τους βέλτιστους συνδυασμούς (2 στους 3) **εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS** στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης ενώ για τις ΠΑΔΕ όλοι οι συνδυασμοί (3 στους 3) **εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS**. Στο σύνολο των έξι περιπτώσεων (ΠΙΔΕ+ΠΑΔΕ) φαίνεται ότι από τους έξι βέλτιστους συνδυασμούς οι **πέντε εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS** στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

Με τη χρήση των διαστημάτων εμπιστοσύνης φάνηκε ότι οι τρεις πρώτοι συνδυασμοί με το καλύτερο αποτέλεσμα ως προς το στατιστικό μέγεθος MAE για τη θερμοκρασία, τόσο για τις ΠΙΔΕ όσο και για τις ΠΑΔΕ, στατιστικά δεν παρουσιάζουν σημαντική διαφορά. Το ίδιο συμβαίνει και για τους τρεις πρώτους συνδυασμούς για το σημείο δρόσου καθώς και για την πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας. Αποδεχόμενοι αυτό το στατιστικό συμπέρασμα από τα διαστήματα εμπιστοσύνης προκύπτει ότι :

α2) Τα CPS της κάθε τριάδας για την κάθε μεταβλητή, μπορούν εξίσου να χρησιμοποιηθούν για την πρόγνωση αυτής της μεταβλητής, ανεξάρτητα αν εφαρμόζονται στο πλέγμα πολύ υψηλής ανάλυσης (1,667kmX1,667km) ή όχι.

β2) Η επιλογή ενός σχήματος και ενός συνδυασμού, για βέλτιστη απόδοση για όλες τις μεταβλητές και για όλες τις περιπτώσεις (ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ), είναι αδύνατη, αφού οι τρεις μεταβλητές εμφανίζουν το καλύτερο αποτέλεσμα με διαφορετικά σχήματα και διαφορετικούς συνδυασμούς με εξαίρεση το συνδυασμό KF0/KF0/KF0 που είναι κοινός για την πίεση σε όλες τις περιπτώσεις.

γ2) Στις ΠΙΔΕ, οι περισσότεροι συνδυασμοί (5 στους 9 (3 για τη θερμοκρασία, 3 για το σημείο δρόσου και 3 για την πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας)) δεν εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης ενώ στις ΠΑΔΕ οι περισσότεροι συνδυασμοί (8 στους 9) εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS. Στο σύνολο των έξι περιπτώσεων (ΠΙΔΕ+ΠΑΔΕ) φαίνεται ότι από τους δεκαοχτώ συνδυασμούς οι **δώδεκα εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS** στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

Υετός. Για τον υετό οι στατιστικές τιμές του ETS, όπως φαίνονται στους Πίνακες 4.3 και 4.4 για τις περιπτώσεις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ αντίστοιχα, συμφωνούν με την υπάρχουσα

βιβλιογραφία για τα σύγχρονα μοντέλα αριθμητικής πρόγνωσης υψηλής ανάλυσης. Τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα ETS άλλων εργασιών ([Clark et al., 2010](#); [Weusthoff et al., 2010](#)) που υπολογίστηκαν για τον υετό με μέθοδο της γειτνίασης (neighborhood-based method) όπως και στην παρούσα εργασία και με χρήση μετεωρολογικού Ραντάρ. Στην περιοχή της βόρειας Αμερικής, οι [Clark et al., \(2010\)](#) αξιολόγησαν το μοντέλο NCAR WRF, με χωρική διακριτοποίηση 3 km, για την περίοδο Απρίλιος-Ιούλιος των ετών 2004-2005 και 2007-2008 σε σχέση με το επιχειρησιακό μέσης κλίμακας μοντέλο NAM του NCEP (ανάλυσης 4km) χρησιμοποιώντας τον υετό από Ραντάρ. Στο κατώφλι των 0,25in (6,35mm) ανά 3 ώρες βρήκε τιμές ETS μεταξύ 0,30-0,46 σε ακτίνα 40-60km. Στην περιοχή της Ευρώπης οι [Weusthoff et al., \(2010\)](#) αξιολόγησαν το μοντέλο COSMO-2, με χωρική διακριτοποίηση 2,2 km με βάση τις παρατηρήσεις ενός ελβετικού μετεωρολογικού Ραντάρ και βρήκαν τιμές ETS 0,14-0,15 σε ακτίνα 6,6-33km και τιμές έως 0,17 στα 99km για υετό 5mm/3h. Επίσης, σε σύγκριση του COSMO-2 με το COSMO-7 (ανάλυσης 6,6km) έδειξαν ότι το δεύτερο έδινε τα ίδια αποτελέσματα ή ξεπερνούσε το πρώτο. Στην Ελλάδα, οι [Pytharoulis et al., \(2016\)](#) στην αξιολόγηση του μοντέλου WRF ως προς τον υετό, για την ίδια περιοχή και την ίδια χωρική διακριτοποίηση (1,667kmX1,667km) όπως στην παρούσα εργασία, με το σχήμα των KF μόνο στο αμέσως μεγαλύτερο πλέγμα (5kmX5km), με διαφορετικό όμως σχήμα για το οριακό στρώμα και τη μικροφυσική, για την περίπτωση της 14-15/7/2014 (ΠΙΔΕ 2 για την παρούσα εργασία) βρήκαν τιμές ETS 0,50 για τα 60mm στα 50km. Ο [Μαζαράκης, \(2010\)](#) εξετάζοντας την ευαισθησία του μοντέλου MM5 σε δύο εμφωλευμένα πλέγματα των 24km και 8km, για τα σχήματα KF, BMJ και GF, σε είκοσι περιπτώσεις εμφάνισης υετού κατά τη θερμή περίοδο, κάνοντας χρήση των παρατηρήσεων σταθμών επιφανείας, έδειξε ότι το σχήμα KF με βάση το δείκτη Critical Skill Score (CSI) έδωσε τα καλύτερα αποτελέσματα. Όπως αναφέρει ο ίδιος ερευνητής, οι Mahoney and Lackman (2006) χρησιμοποιώντας το αριθμητικό μοντέλο ETA πραγματοποίησαν δύο προσομοιώσεις για μία χειμερινή περίπτωση έντονης παράκτιας κυκλογένεσης στις Η.Π.Α. χρησιμοποιώντας τα σχήματα των Betts - Miller (1986, 1993) και Kain - Fritsch (1990, 1993). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων εντόπισε μεγάλες διαφορές μεταξύ των δύο προσομοιώσεων στο πεδίο της βροχής, στη θέση και το μέγεθος της διαταραχής, με το δεύτερο σχήμα να δίνει πιο ρεαλιστικά αποτελέσματα. Οι [Katragkou et al., \(2014\)](#) αξιολογώντας το κλιματικό μοντέλο WRF για την περίοδο 1990-2008 για τον υετό στην Ευρώπη, βρήκαν ότι το σχήμα των KF υπερεκτιμούσε τον υετό πάνω από τη Μεσόγειο. Οι [Gofa et al., 2008](#)) αξιολογώντας το περιοχικό μοντέλο COSMO-GR με χωρική

διακριτοποίηση 0.0625° ($\sim 7\text{km}$), το περιοχικό προγνωστικό σύστημα SKIRON/Eta με το σχήμα BMJ και το φασματικό μοντέλο μεσοπρόθεσμης πρόγνωσης του Ευρωπαϊκού Κέντρου ECMWF IFS με χωρική διακριτοποίηση 0.5×0.5 degrees, για τον υετό πάνω από την Ελλάδα, για 72 ώρες, βρήκαν τιμές ETS 0,26/0,33/0,25 για τα αντίστοιχα μοντέλα για υετό από 0-0,1mm. Για υετό $>5\text{mm}$ βρήκε τιμές ETS 0,28/0,27/0,286 για τα αντίστοιχα τρία μοντέλα. Οι Yu and Lee, (2010) αξιολογώντας το μοντέλο μέσης κλίμακας (Mesoscale Model - MM5) στη γκριζας ζώνη (grey-zone) ανάλυσης (3, 6 και 9km grid spacing) (Gerard, 2007), για μια περίπτωση ζώνης σύγκλισης που έλαβε χώρα στο κεντρικό τμήματα της χερσονήσου της Κορέας, έδειξαν ότι η χρήση των CPS δεν βελτιώνουν την ικανότητα πρόγνωσης του μοντέλου. Όμως, αναφέρουν ότι οι Niemelä and Fortelius (2005) σε προσομοιώσεις διαφόρων CPS στη Φιλανδία έδειξαν ότι η χρήση αυτών βελτιώναν τα αποτελέσματα του μοντέλου. Οι Kotroni and Lagouvardos, (2004) χρησιμοποιώντας το μοντέλο μέσης κλίμακας (Mesoscale Model - MM5), για το έτος 2002, για την Αθήνα, εξετάζοντας τέσσερις σταθμούς, διαπίστωσαν ότι η προγνωστική ικανότητα του μοντέλου αυξανόταν όταν χρησιμοποιήθηκαν CPS στο πλέγμα με ανάλυση 2km.

Από τους Πίνακες 4.3 και 4.4 εξετάζοντας τις μέγιστες τιμές του στατιστικού μεγέθους «Equitable Threat Score» (ETS) (ανεξάρτητα της ακτίνας ελέγχου) για τα κατώφλια 0.1, 5, 10, 20, 40, 60 και 80mm διαπιστώνεται ότι :

α) Η επιλογή ενός σχήματος για βέλτιστη απόδοση σε όλες τις περιπτώσεις είναι αδύνατη αφού τα καλύτερα αποτελέσματα εμφανίζονται είτε με διαφορετικά σχήματα είτε με το ίδιο σχήμα αλλά ενεργοποιημένα σε διαφορετικά πλέγματα ή σε διαφορετικούς χρόνους.

β) Στις ΠΙΔΕ οι περισσότεροι βέλτιστοι συνδυασμοί (5 στα 7 κατώφλια) δεν εμφανίζουν ενεργοποίηση του σχήματος στο πλέγμα πολύ υψηλής ανάλυσης ενώ στις ΠΑΔΕ οι περισσότεροι βέλτιστοι συνδυασμοί (6 στα 7 κατώφλια) δεν εμφανίζουν ενεργοποίηση του σχήματος. Στο σύνολο των έξι περιπτώσεων (ΠΙΔΕ+ΠΑΔΕ) φαίνεται ότι από τους δεκατέσσερις καλύτερους συνδυασμούς σε διάφορα κατώφλια οι **έντεκα δεν εμφανίζουν ενεργοποίηση του CPS** στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης.

γ) Στις ΠΙΔΕ υπερισχύει το σχήμα των KF με το συνδυασμό KF0/KF0/- (ενεργοποιημένο μόνο στο d01 και d02 στο χρονικό βήμα του πλέγματος) να εμφανίζεται τρεις φορές ως ο καλύτερος, με το συνδυασμό KF6/KF6/- (ενεργοποιημένο μόνο στο d01 και d02 ανά έξι λεπτά) να εμφανίζεται δύο φορές και το συνδυασμό KF0/KF0/KF0 (ενεργοποιημένο σε όλα τα πλέγματα στο χρονικό βήμα του κάθε πλέγματος) να

εμφανίζεται μία φορά. Συνολικά λοιπόν ο συνδυασμός με το σχήμα των KF εμφανίζεται έξι φορές (6 στα 7 κατώφλια) εκ των οποίων οι πέντε από αυτούς (5 στα 6 κατώφλια) **εμφανίζουν ενεργοποίηση του σχήματος μόνο στα εξωτερικά πλέγματα** (5kmX5km 15kmX15km).

δ) Στις ΠΑΔΕ υπερσχύει το σχήμα των BMJ με το συνδυασμό BMJ/ BMJ/- δηλαδή το **σχήμα ενεργοποιείται μόνο στα εξωτερικά πλέγματα** (5kmX5km 15kmX15km).

Για τις ΠΙΔΕ, εκτιμάται ότι η ενεργοποίηση του σχήματος KF γίνεται εύκολα εξαιτίας των ανοδικών ταχυτήτων που παρατηρούνται λόγω της συνοπτικής κλίμακας κυκλοφορίας (σύγκλιση αερίων μαζών). Το κατώφλι ανοδικών ταχυτήτων που χρειάζεται το σχήμα των KF για τα πρώτα 3-4km πάνω από τη βάση του νέφους για να ενεργοποιηθεί, φαίνεται πως προσφέρεται από τη σύγκλιση.

Στις ΠΑΔΕ οι περιορισμένες έκτασης και έντασης ανοδικές ταχύτητες, δεν επιτρέπουν την εύκολη ενεργοποίηση του σχήματος KF. Επιπλέον, οι μεγαλύτερες θερμοκρασίες που αναπτύσσονται στο έδαφος και κοντά σε αυτό, εξαιτίας της ηλιακής ακτινοβολίας (λιγότερη νέφωση - περισσότερη ηλιοφάνεια) μπορούν και επιτρέπουν την εύκολη ανύψωση του αέρα που βρίσκεται κοντά στο έδαφος μέχρι το επίπεδο LCL δίνοντας έτσι στο σχήμα BMJ τη δυνατότητα εύκολης ενεργοποίησης.

Τα καλύτερα αποτελέσματα των σχημάτων παραμετροποίησης όταν αυτά δεν ενεργοποιούνται στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης, πιθανόν να οφείλονται στην υπόθεση ότι, η οριζόντια έκταση των φαινομένων που έλαβαν χώρα στις ΠΙΔΕ και ΠΑΔΕ που εξετάστηκαν, ήταν μεγαλύτερη από τη χωρική διακριτοποίηση του πλέγματος με υψηλή ανάλυση (1,667kmX1,667km) καθώς και στο ότι οι διάφορες παραδοχές που έγιναν για τη δημιουργία τους ισχύουν για μεγαλύτερες χωρικές κλίμακες.

Στα πλαίσια της παρούσας εργασίας επιχειρήθηκε η μελέτη της ευαισθησίας ενός αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης σε διαφορετικά σχήματα παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς (ΑΜ) κατά τη θερμή περίοδο, για την περιοχή κυρίως της κεντρικής Μακεδονίας, για έξι περιπτώσεις οι οποίες ανήκουν σε έξι διαφορετικά χρόνια. Οι έξι επιλεγμένες περιπτώσεις χωρίστηκαν στην κατηγορία με ισχυρό δυναμικό εξαναγκασμό (ΠΙΔΕ) και στην κατηγορία με ασθενές δυναμικό εξαναγκασμό (ΠΑΔΕ). Το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε είναι το WRF με το δυναμικό πυρήνα ARW το οποίο χρησιμοποιείται επιχειρησιακά από τον Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Τα σχήματα που χρησιμοποιήθηκαν είναι αυτά των Kain-Fritsch (KF), των Betts-Miller-Janjic (BMJ) που χρησιμοποιείται επιχειρησιακά στον τομέα Μετεωρολογίας Κλιματολογίας και των Grell-Freitas (GF) διότι παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης στη διεθνή βιβλιογραφία.

Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα από παρατηρήσεις επίγειων μετεωρολογικών σταθμών, το μοντέλο WRF αξιολογήθηκε ως προς τις συνεχείς μεταβλητές της θερμοκρασίας στα 2m, της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου στα 2m και της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας, ενώ με τη χρήση των δεδομένων ενός μετεωρολογικού Ραντάρ αξιολογήθηκε ως προς τον υετό, σε διαφορετικούς συνδυασμούς των σχημάτων παραμετροποίησης που αναφέρθηκαν σε τρία πλέγματα (15kmX15km, 5kmX5km και 1,667kmX1,667km).

Διαπιστώθηκε ότι, παρόλη την εξέλιξη της τεχνολογίας, των μέσων και της επιστήμης της Μετεωρολογίας, η δυνατότητα ακριβούς πρόγνωσης των ατμοσφαιρικών μεταβλητών και ιδιαίτερα του υετού είναι περίπλοκη και «δύσκολη» υπόθεση. Η **ενεργοποίηση** των σχημάτων παραμετροποίησης στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης (1,667kmX1,667km) επιτρέπει στο μοντέλο να κάνει καλύτερη πρόγνωση των **συνεχών μεταβλητών** τόσο για τις ΠΙΔΕ όσο και για τις ΠΑΔΕ, χωρίς όμως να εμφανίζεται ένα σχήμα που να καλύπτει όλες τις περιπτώσεις. Όσον αφορά τον υετό, το μοντέλο δίνει καλύτερη πρόγνωση όταν τα σχήματα παραμετροποίησης δεν ενεργοποιούνται στο πλέγμα υψηλής ανάλυσης (1,667kmX1,667km). Επίσης για τον υετό, φαίνεται ότι το σχήμα **KF**

επιτρέπει τη βελτίωση του μοντέλου στις *ΠΔΕ* ενώ το σχήμα *BMJ* βελτιώνει το μοντέλο στις *ΠΔΕ*.

Είναι φανερό πως τα σχήματα παραμετροποίησης της ανοδικής μεταφοράς δεν αποτελούν από μόνα τους πανάκεια για τη βελτίωση της ακρίβειας της πρόγνωσης. Ο κατάλληλος συνδυασμός αυτών με άλλα σχήματα όπως της μικροφυσικής και του οριακού στρώματος, εκτιμάται ότι μπορεί να δώσει καλύτερα αποτελέσματα.

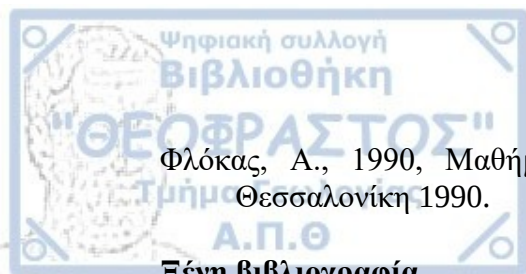
Η περαιτέρω ανάπτυξη των μετεωρολογικών δορυφόρων και Ραντάρ καθώς και η αφομοίωση (assimilation) των δεδομένων τους από τα προγνωστικά μοντέλα θα βοηθήσουν στη βελτίωση των σχημάτων παραμετροποίησης και στην προγνωστική ικανότητα του μοντέλου κυρίως για μικρές χρονικές κλίμακες (nowcasting).

Όμως, πέραν των παραπάνω, η βελτίωση της προγνωστικής ικανότητας των μοντέλων και ιδιαίτερα των περιοχικών είναι αδιαμφισβήτητη. Με βάση τα αποτελέσματα της παρούσας εργασίας, η δημιουργία ενός αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης με μία φιλοσοφία αλλαγής σχημάτων ή εύρεσης των βέλτιστων σχημάτων για διαφορετικά μέρη ή για διαφορετικής κλίμακας φαινόμενα θα δώσει σημαντική ώθηση προς τη βελτίωση της πρόγνωσης.

Η χρήση του «ensemble forecasting» (runs με διαφορετικούς συνδυασμούς σχημάτων παραμετροποίησης) και η εύρεση της πιθανότητας πρόγνωσης του υετού για διαφορετικά κατώφλια σε συνδυασμό με την ακτίνα μέσα στην οποία μπορεί να συμβεί το κάθε κατώφλι, αποτελεί σπουδαία λύση για την υποστήριξη διαφόρων επαγγελματικών ομάδων, της υδρολογίας καθώς και της Πολιτείας στα πλαίσια της Πολιτικής Προστασίας.

Ελληνική βιβλιογραφία

- Ζάνης, Π., 2016. Θερμοδυναμική και Στατική της Ατμόσφαιρας. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Καρακώστας, Θ., 2017a. Δυναμική Μετεωρολογία. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Καρακώστας, Θ., 2017b. Φυσική Νεφών και Τροποποίηση Καιρού. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Καρακώστας Θ., Α. Φλόκας, Ε. Φλόκα, Ο. Κακαλιάγκου και Χ. Ρίζου, 1992: Μελέτη των συνοπτικών καταστάσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Πρακτικά 1ου Πανελληνίου Επιστημονικού Συνεδρίου Μετεωρολογίας Κλιματολογίας-Φυσικής της Ατμόσφαιρας, 21-23 Μαΐου, Θεσσαλονίκη, 469-477.
- Καρούτσος, Γ., 2013. Εφαρμογή φίλτρου Kalman σε προγνώσεις θερμοκρασίας τριών αριθμητικών μοντέλων πρόγνωσης καιρού. Μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Σελίδες 91.
- Κάρτσιος, Σ., 2013. Αμεση σύζευξη αριθμητικών μοντέλων για τη μελέτη δασικών πυρκαγιών. Μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Σελίδες 130.
- Κορνάρος, Γ., 1999. Κλιματολογικά στοιχεία των ελληνικών μετεωρολογικών σταθμών. Διεύθυνση Κλιματολογίας της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας. Σελίδα 148.
- Μαζαράκης, Ν., 2010. Παρατηρησιακή και αριθμητική μελέτη των δυναμικών και φυσικών διεργασιών που συνδέονται με τη θερινή καταιγιδόφορο δραστηριότητα στον ελλαδικό χώρο. Διδακτορική διατριβή στο Εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας. Τμήμα Φυσικής, Πανεπιστήμιο Πατρών. Σελίδες 176.
- Μπαμπζέλης, Δ., 2013. Διερεύνηση συνθηκών εφαρμογής προγραμμάτων αύξησης βροχής, εφαρμογή στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλίας. Διδακτορική διατριβή στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Σελίδες 290.
- Μυστακίδης, Σ., 2011. Αξιολόγηση και βελτιστοποίηση ενός περιοχικού κλιματικού μοντέλου. Μεταπτυχιακή διπλωματική εργασία στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Σελίδες 197.
- Πυθαρούλης, Ι., 2017a. Συνοπτική Μετεωρολογία. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Πυθαρούλης, Ι., 2017b. Αριθμητική Πρόγνωση Καιρού. Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών στη «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον». Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ.
- Πυθαρούλης, Ι., Φείδας, Χ., Καρακώστας, Θ., 2012. Μελέτη ενός επεισοδίου αστραπών-κεραυνών με τη βοήθεια υψηλής ανάλυσης προσομοιώσεων. Τομέας Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας. Τμήμα Γεωλογίας, Α.Π.Θ. Περιοδικό ΓΕΩΓΡΑΦΙΕΣ, Ν° 20, 2012, 51-78.



Φλόκας, Α., 1990, Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας. Εκδόσεις Ζήτη. Θεσσαλονίκη 1990.

Ξένη βιβλιογραφία

- American Meteorological Society (AMS), Glossary of Meteorology, http://glossary.aKmetSOC.org/wiki/Stability_index
- Anagnostopoulou, C., 2009. A study of weather types at Athens and Thessaloniki and their relationship to circulation types for the cold-wet period, part II: discriminant analysis. Theor. Appl. Climatol. 97, 179–194.
- Anagnostopoulou, C., Tolika, K., Maheras, P., 2009. Classification of circulation types: a new flexible automated approach applicable to NCEP and GCM datasets. Theor. Appl. Climatol. 96, 3–15.
- Anagnostopoulou, C., Tolika, K., 2012. Extreme precipitation in Europe: statistical threshold selection based on climatological criteria. Theor. Appl. Climatol. 107, 479–489.
- Arakawa, A., 1969. Parameterization of cumulus convection, Proc. WMO/IUGG symposium on Numerical Weather Prediction in Tokyo. Jpn. Meteor Agency 8–1.
- Arakawa, A., Schubert, W.H., 1974. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. J. Atmospheric Sci. 31, 674–701.
- Baldwin, M.E., Kain, J.S., Kay, M.P., 2002. Properties of the convection scheme in NCEP's Eta Model that affect forecast sounding interpretation. Weather Forecast. 17, 1063–1079.
- Bauer, P., Thorpe, A., Brunet, G., 2015. The quiet revolution of numerical weather prediction. Nature 525, 47.
- Betts, A.K., 1975. Parametric interpretation of trade-wind cumulus budget studies. J. Atmospheric Sci. 32, 1934–1945.
- Betts, A.K., 1986. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. Q. J. R. Meteorol. Soc. 112, 677–691.
- Betts, A.K., Miller, M.J., 1986. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets. Q. J. R. Meteorol. Soc. 112, 693–709.
- Betts, A.K., Miller, M.J., 1993. The Betts-Miller scheme, in: The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Springer, pp. 107–121.
- Bukovsky, M.S., Karoly, D.J., 2009. Precipitation simulations using WRF as a nested regional climate model. J. Appl. Meteorol. Climatol. 48, 2152–2159.
- Carbone, R.E., Tuttle, J.D., 2008. Rainfall occurrence in the US warm season: The diurnal cycle. J. Clim. 21, 4132–4146.
- Charney, J.G., Fjørtoft, R., Neumann, J. von, 1950. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. Tellus 2, 237–254.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State–NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon. Weather Rev. 129, 569–585.
- Clark, A.J., Gallus Jr, W.A., Weisman, M.L., 2010. Neighborhood-based verification of precipitation forecasts from convection-allowing NCAR WRF model simulations and the operational NAM. Weather Forecast. 25, 1495–1509.
- Doswell III, C.A., Brooks, H.E., Maddox, R.A., 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. Weather Forecast. 11, 560–581.
- Doswell, C.A., Bosart, L.F., 2001. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection, in: Severe Convective Storms. Springer, pp. 27–69.

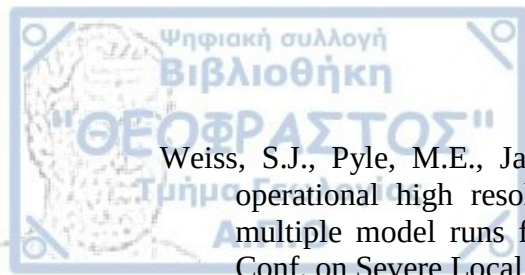
- Dudhia, J., 1993. A nonhydrostatic version of the Penn State–NCAR Mesoscale Model: Validation tests and simulation of an Atlantic cyclone and cold front. *Mon. Weather Rev.* 121, 1493–1513.
- Ebert, E.E., 2008. Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Meteorol. Appl.* 15, 51–64.
- Ferrier, B.S., Jin, Y., Lin, Y., Black, T., Rogers, E., DiMego, G., 2002. Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model, in: *Conference on Weather Analysis and Forecasting*. AMS, pp. 280–283.
- Fowler, L.D., Skamarock, W.C., Grell, G.A., Freitas, S.R., Duda, M.G., 2016. Analyzing the Grell–Freitas convection scheme from hydrostatic to nonhydrostatic scales within a global model. *Mon. Weather Rev.* 144, 2285–2306.
- Fritsch, J.M., Kane, R.J., Chelius, C.R., 1986. The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 1333–1345.
- Fritsch, J.M., Houze Jr, R.A., Adler, R., Bluestein, H., Bosart, L., Brown, J., Carr, F., Davis, C., Johnson, R.H., Junker, N., 1998. Quantitative precipitation forecasting: Report of the eighth prospectus development team, US Weather Research Program. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 285–299.
- Fritsch, J.M., Carbone, R.E., 2004. Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season: A USWRP research and development strategy. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 955–966.
- Gallus Jr, W.A., Segal, M., 2001. Impact of improved initialization of mesoscale features on convective system rainfall in 10-km Eta simulations. *Weather Forecast.* 16, 680–696.
- Gerard, L., 2007. An integrated package for subgrid convection, clouds and precipitation compatible with meso-gamma scales. *Q. J. R. Meteorol. Soc. J. Atmospheric Sci. Appl. Meteorol. Phys. Oceanogr.* 133, 711–730.
- Gofa, F., Pytharoulis, I., Andreadis, T., Papageorgiou, I., Fragkouli, P., Louka, P., Avgoustoglou, E., Tyrli, V., 2008. Evaluation of the operational numerical weather forecasts of the Hellenic National Meteorological Service, in: *Proceedings of the 9th Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, Thessaloniki, Greece. pp. 28–31.
- Grell, G.A., 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Weather Rev.* 121, 764–787.
- Grell, G.A., Dudhia, J., Stauffer, D.R., 1994. A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5).
- Grell, G.A., Dévényi, D., 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys. Res. Lett.* 29, 38–1.
- Grell, G.A., Freitas, S.R., 2014. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. *Atmos Chem Phys* 14, 5233–5250.
- Hess, P., Brezovsky, H., 1977. *Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–1976)* Berichte des Deutschen Wetterdienstes, Nr. 113 Bd. 15. Selbstverlag Deutschen Wetterdienstes Offenb. Am Main.
- Hong, S.-Y., Dudhia, J., 2012. Next-generation numerical weather prediction: Bridging parameterization, explicit clouds, and large eddies. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 93, ES6–ES9.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., Robertson, A.W., 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 877–946.

- Houssos, E.E., Bartzokas, A., 2006. Extreme precipitation events in NW Greece. *Adv. Geosci.* 7, 91–96.
- Iacono, M.J., Delamere, J.S., Mlawer, E.J., Shephard, M.W., Clough, S.A., Collins, W.D., 2008. Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER radiative transfer models. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 113.
- Janjić, Z.I., 1994. The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Weather Rev.* 122, 927–945.
- Jansa, A., Garcia-Moya, J.A., Rodriguez, E., 1991. Numerical experiments on heavy rain and Mediterranean cyclones. *WMO/TD 420*, 37–47.
- Jansa, A., Genoves, A., Garcia-Moya, J.A., 2000. Western Mediterranean cyclones and heavy rain. Part 1: Numerical experiment concerning the Piedmont flood case. *Meteorol. Appl.* 7, 323–333.
- Jansa, A., Alpert, P., Arbogast, P., Buzzi, A., Ivancan-Picek, B., Kotroni, V., Llasat, M.C., Ramis, C., Richard, E., Romero, R., 2014. MEDEX: a general overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 1965–1984.
- Kain, J.S., Fritsch, J.M., 1990. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J. Atmospheric Sci.* 47, 2784–2802.
- Kain, J.S., Fritsch, J.M., 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme, in: *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. Springer, pp. 165–170.
- Kain, J.S., Baldwin, M.E., Weiss, S.J., 2003. Parameterized updraft mass flux as a predictor of convective intensity. *Weather Forecast.* 18, 106–116.
- Kain, J.S., 2004. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.* 43, 170–181.
- Karacostas, T.S., 1984. The design of the Greek national hail suppression program, in: *Proc. 9th Conf. on Weather Modif.* pp. 26–27.
- Karacostas, T.S., Flocas, A.A., Flocas, H.A., Kakaliagou, O., Rizou, C., 1992. A study of the synoptic situations over the area of Eastern Mediterranean, in: *Proceedings, 1st Greek Conf. On Meteorology-Climatology-Physics of the Atmosphere*. pp. 21–23.
- Karacostas, T., Kartsios, S., Pytharoulis, I., Tegoulas, I., Bampzelis, D., 2018. Observations and modelling of the characteristics of convective activity related to a potential rain enhancement program in central Greece. *Atmospheric Res.* 208, 218–228.
- Karagiannidis, A.F., Karacostas, T., Maheras, P., Makrogiannis, T., 2012. Climatological aspects of extreme precipitation in Europe, related to mid-latitude cyclonic systems. *Theor. Appl. Climatol.* 107, 165–174.
- Kartsios, S., Karacostas, T.S., Pytharoulis, I., Dimitrakopoulos, A.P., 2017. The Role of Heat Extinction Depth Concept to Fire Behavior: An Application to WRF-SFIRE Model, in: *Perspectives on Atmospheric Sciences*. Springer, pp. 137–142.
- Kassomenos, P., Flocas, H.A., Lykoudis, S., Petrakis, M., 1998. Analysis of Mesoscale Patterns in Relation to Synoptic Conditions over an Urban Mediterranean Basin. *Theor. Appl. Climatol.* 59, 215–229.
- Katragkou, E., García Díez, M., Vautard, R., Sobolowski, S.P., Zanis, P., Alexandri, G., Cardoso, R.M., Colette, A., Fernández Fernández, J., Gobiet, A., 2015. Regional climate hindcast simulations within EURO-CORDEX: evaluation of a WRF multi-physics ensemble.
- Koletsis, I., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Soukissian, T., 2016. Assessment of offshore wind speed and power potential over the Mediterranean and the Black Seas under future climate changes. *Renew. Sustain. Energy Rev.* 60, 234–245.

- Kostopoulou, E., Jones, P.D., 2007. Comprehensive analysis of the climate variability in the eastern Mediterranean. Part I: map-pattern classification. *Int. J. Climatol.* 27, 1189–1214.
- Kotroni, V., Lagouvardos, K., 2001. Precipitation forecast skill of different convective parameterization and microphysical schemes: application for the cold season over Greece. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1977–1980.
- Kotroni, V., Lagouvardos, K., 2004. Evaluation of MM5 high-resolution real-time forecasts over the urban area of Athens, Greece. *J. Appl. Meteorol.* 43, 1666–1678.
- Kuo, H.-L., 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. *J. Atmospheric Sci.* 31, 1232–1240.
- Lamb, H.H., 1972. British Isles weather types and a register of the daily sequence of circulation patterns 1861–1971. Her Majesty's stationery office.
- Limsakul, A., Singhruck, P., 2016. Long-term trends and variability of total and extreme precipitation in Thailand. *Atmospheric Res.* 169, 301–317.
- Maheras, P., Patrikas, I., Karacostas, T., Anagnostopoulou, C., 2000. Automatic classification of circulation types in Greece: methodology, description, frequency, variability and trend analysis. *Theor. Appl. Climatol.* 67, 205–223.
- Maheras, P., Tolika, K., Anagnostopoulou, C., Vafiadis, M., Patrikas, I., Flocas, H., 2004. On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. *Int. J. Climatol. J. R. Meteorol. Soc.* 24, 1695–1712.
- Mahoney, K.M., Lackmann, G.M., 2006. The sensitivity of numerical forecasts to convective parameterization: A case study of the 17 February 2004 East Coast cyclone. *Weather Forecast.* 21, 465–488.
- Mapes, B.E., 1997. Equilibrium vs. activation control of large-scale variations of tropical deep convection, in: *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*. Springer, pp. 321–358.
- Mass, C.F., Ovens, D., Westrick, K., Colle, B.A., 2002. Does increasing horizontal resolution produce more skillful forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 407–430.
- Matsangouras, I.T., Nastos, P.T., Pytharoulis, I., 2016. Study of the tornado event in Greece on March 25, 2009: Synoptic analysis and numerical modeling using modified topography. *Atmospheric Res.* 169, 566–583.
- Mazarakis, N., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Argiriou, A.A., 2008. Storms and lightning activity in Greece during the warm periods of 2003–06. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 47, 3089–3098.
- Mazarakis, N., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Argiriou, A.A., 2009. The sensitivity of numerical forecasts to convective parameterization during the warm period and the use of lightning data as an indicator for convective occurrence. *Atmospheric Res.* 94, 704–714.
- Mazarakis, N., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Argiriou, A.A., Anderson, C.J., 2011. The sensitivity of warm period precipitation forecasts to various modifications of the Kain-Fritsch Convective Parameterization scheme. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1327–1339.
- Michailidou, C., Maheras, P., Arseni-Papadimitriou, A., Kolyva-Machera, F., Anagnostopoulou, C., 2009. A study of weather types at Athens and Thessaloniki and their relationship to circulation types for the cold-wet period, part II: discriminant analysis. *Theor. Appl. Climatol.* 97, 179–194.
- Molinari, J., Dudek, M., 1992. Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: A critical review. *Mon. Weather Rev.* 120, 326–344.

- Muller, R.A., 1977. A synoptic climatology for environmental baseline analysis: New Orleans. *J. Appl. Meteorol.* 16, 20–33.
- Nastos, P.T., Zerefos, C.S., 2007. On extreme daily precipitation totals at Athens, Greece. *Adv. Geosci.* 10, 59–66.
- Nastos, P.T., Zerefos, C.S., 2008. Decadal changes in extreme daily precipitation in Greece. *Adv. Geosci.* 16, 55–62.
- Pakalidou, N., Karacosta, P., 2018. Study of very long-period extreme precipitation records in Thessaloniki, Greece. *Atmospheric Res.* 208, 106–115.
- Papadopoulos, A., Katsafados, P., 2009. Verification of operational weather forecasts from the POSEIDON system across the Eastern Mediterranean. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 1299–1306.
- Papagiannaki, K., Lagouvardos, K., Kotroni, V., 2013. A database of high-impact weather events in Greece: a descriptive impact analysis for the period 2001–2011. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 727–736.
- Partal, T., Kahya, E., 2006. Trend analysis in Turkish precipitation data. *Hydrol. Process.* 20, 2011–2026.
- Pissimanis, D.K., Notaridou, V.A., Spyrou, C.K., 2006. On the main characteristics of synoptic weather conditions associated with thunderstorm activity during the months of July and August in the city of Thessaloniki (Northern Greece). *Theor. Appl. Climatol.* 83, 153–167.
- Pytharoulis, I., Karagiannidis, A.F., Brikas, D., Katsafados, P., Papadopoulos, A., Mavromatidis, E., Kotsopoulos, S., Karacostas, T.S., 2010. Sensitivity of WRF precipitation on microphysical and boundary layer parameterizations during extreme events in Eastern Mediterranean, in: 12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Held September 1-4, 2010 in Corfu Island, Greece. [Http://Meetings.Copernicus.Org/Plinius12](http://Meetings.Copernicus.Org/Plinius12), Id. Plinius12-76.
- Pytharoulis I., I. Tegoulis, S. Kotsopoulos, D. Bampzelis, Th. Karacostas and E. Katragkou, 2014a: Evaluation of the operational numerical weather predictions of the WaveForUs project. *Proceedings of the 12th international conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics (COMECAP2014)*, 28-31 May, Heraklion, Crete, Greece, Vol. 3, 96-101
- Pytharoulis I., I. Tegoulis, S. Kotsopoulos, D. Bampzelis, E. Katragkou and T. Karacostas, 2014b: A high-resolution numerical weather prediction system for Greece: model setup and performance analysis. *Proceedings of the 10th International Congress of the Hellenic Geographical Society*, 22-24 October, Thessaloniki, Greece, 135-145
- Pytharoulis I., I. Tegoulis, S. Kotsopoulos, D. Bampzelis, T. Karacostas and E. Katragkou, 2015: Verification of the operational high-resolution WRF forecasts produced by WAVEFORUS project. *16th Annual WRF Users' Workshop*, 15-19 June, Boulder, Colorado, USA
- Pytharoulis, I., Kotsopoulos, S., Tegoulis, I., Kartsios, S., Bampzelis, D., Karacostas, T., 2016. Numerical modeling of an intense precipitation event and its associated lightning activity over northern Greece. *Atmospheric Res.* 169, 523–538.
- Pytharoulis, I., 2018. Analysis of a Mediterranean tropical-like cyclone and its sensitivity to the sea surface temperatures. *Atmospheric Res.* 208, 167–179.
- Randall, D.A., Abeles, J.A., Corsetti, T.G., 1985. Seasonal simulations of the planetary boundary layer and boundary-layer stratocumulus clouds with a general circulation model. *J. Atmospheric Sci.* 42, 641–676.
- Roberts, N.M., Lean, H.W., 2008. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. *Mon. Weather Rev.* 136, 78–97.

- Ruiz-Leo, A.M., Hernández, E., Queralt, S., Maqueda, G., 2013. Convective and stratiform precipitation trends in the Spanish Mediterranean coast. *Atmospheric Res.* 119, 46–55.
- Schwartz, C.S., Kain, J.S., Weiss, S.J., Xue, M., Bright, D.R., Kong, F., Thomas, K.W., Levit, J.J., Coniglio, M.C., Wandishin, M.S., 2010. Toward improved convection-allowing ensembles: Model physics sensitivities and optimizing probabilistic guidance with small ensemble membership. *Weather Forecast.* 25, 263–280.
- Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., 2012. Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment.
- Sindosi, O.A., Batzokas, A., Kotroni, V., Lagouvardos, K., 2010. A study of MM5 model skill on precipitation over Epirus by using various horizontal resolutions and cumulus parameterization schemes, in: *Proceedings of the 10th Hellenic Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics*, University of Patra, Patra. pp. 158–168.
- Sindosi, O.A., Bartzokas, A., Kotroni, V., Lagouvardos, K., 2012. Verification of precipitation forecasts of MM5 model over Epirus, NW Greece, for various convective parameterization schemes. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 12, 1393–1405.
- Sioutas, M., Rudolph, R.C., 1993. Z–R relationships for summertime convective rainfall in northern Greece, in: *4th International Conference on Precipitation*, Sponsored by NASA, NOAA, The University of Iowa and AGU, AMS, Iowa City, April. pp. 26–28.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008. A description of the advanced research WRF Version 3, NCAR technical note, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. Natl. Cent. Atmospheric Res. Boulder Colo. USA.
- Stensrud, D.J., 1996. Effects of persistent, midlatitude mesoscale regions of convection on the large-scale environment during the warm season. *J. Atmospheric Sci.* 53, 3503–3527.
- Stensrud, D.J., Anderson, J.L., 2001. Is midlatitude convection an active or a passive player in producing global circulation patterns? *J. Clim.* 14, 2222–2237.
- Stolaki, S., Pytharoulis, I., Karacostas, T., 2012. A Study of Fog Characteristics Using a Coupled WRF–COBEL Model Over Thessaloniki Airport, Greece. *Pure Appl. Geophys.* 169, 961–981. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0393-0>
- Storm, B., Dudhia, J., Basu, S., Swift, A., Giammanco, I., 2009. Evaluation of the weather research and forecasting model on forecasting low-level jets: Implications for wind energy. *Wind Energy Int. J. Prog. Appl. Wind Power Convers. Technol.* 12, 81–90.
- Tolika, K., Maheras, P., Anagnostopoulou, C., 2017. The exceptionally wet year of 2014 over Greece: a statistical and synoptical-atmospheric analysis over the region of Thessaloniki. *Theor. Appl. Climatol.* 1–13.
- Tribbia, J.J., 1991. The rudimentary theory of atmospheric teleconnections associated with ENSO. Cambridge University Press Cambridge, UK.
- Tymvios, F., Charalambous, D., Michaelides, S., Lelieveld, J., 2018. Intercomparison of boundary layer parameterizations for summer conditions in the eastern Mediterranean island of Cyprus using the WRF-ARW model. *Atmospheric Res.* 208, 45–59.
- Wang, W., Bruyère, C., Duda, M., Dudhia, J., Gill, D., Kavulich, M., Keene, K., Lin, H.C., Michalakes, J., Rizvi, S., 2012. User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.4, Mesoscale and Microscale Meteorology Division. Natl. Cent. Atmospheric Reserach Boulder.



- Weiss, S.J., Pyle, M.E., Janjic, Z., Bright, D.R., Kain, J.S., DiMego, G.J., 2008. The operational high resolution window WRF model runs at NCEP: Advantages of multiple model runs for severe convective weather forecasting, in: Preprints, 24th Conf. on Severe Local Storms, Savannah, GA, Amer. Meteor. Soc. P.
- Weusthoff, T., Ament, F., Arpagaus, M., Rotach, M.W., 2010. Assessing the benefits of convection-permitting models by neighborhood verification: Examples from MAP D-PHASE. *Mon. Weather Rev.* 138, 3418–3433.
- Xoplaki, E., Luterbacher, J., Burkard, R., Patrikas, I., Maheras, P., 2000. Connection between the large-scale 500 hPa geopotential height fields and precipitation over Greece during wintertime. *Clim. Res.* 14, 129–146.
- Yair, Y., Lynn, B., Price, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Morin, E., Mugnai, A., Llasat, M. del C., 2010. Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the Weather Research and Forecasting (WRF) model dynamic and microphysical fields. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 115.
- Yu, X., Lee, T.-Y., 2010. Role of convective parameterization in simulations of a convection band at grey-zone resolutions. *Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 62, 617–632.
- Zhu, H., Smith, R.K., 2002. The importance of three physical processes in a minimal three-dimensional tropical cyclone model. *J. Atmospheric Sci.* 59, 1825–1840.
- Zilitinkevich, S., 1995. Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows, *Air Pollution III*, Vol. 1. *Air Pollution Theory and Simulation*, eds. H. Power, N. Moussiopoulos & CA Brebbia, Comp. Mech. Publ., Southampton, pp.-53-60.

Διαδίκτυο

<http://www.dtcenter.org/wrf-nmm/users>
<http://www.meted.ucar.edu>
<http://www.mmm.ucar.edu>
<http://www.wrf-model.org>
http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/#Contingency_table
<http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/BootstrapCIs.html>
<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>
<https://dtcenter.org/met/users/index.php>
http://glossary.ametsoc.org/wiki/Stability_index
<https://www.wunderground.com>
<http://www.ogimet.com/metars.phtml.en>
<http://www.jma.go.jp>