



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΕΩΝ ΤΟΥ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ
ΟΡΙΑΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΗΣ ΣΤΗΝ
ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ

ΓΕΩΡΓΙΟΣ ΕΥΣΤΑΘΙΟΥ

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2013



Ευρωπαϊκή Ένωση
Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο



ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ
ΕΙΔΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ

Με τη συγχρηματοδότηση της Ελλάδας και της Ευρωπαϊκής Ένωσης



**ΠΡΑΚΤΙΚΟ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗΣ, ΕΞΕΤΑΣΗΣ
ΚΑΙ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗΣ ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ**

Σήμερα Τρίτη 8 Οκτωβρίου 2013, ώρα 11:30, στην αίθουσα Σεμιναρίων του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με το άρθρο 12 § 5αβγ 2083/1992 η διαδικασία της δημόσιας παρουσίασης, εξέτασης και αξιολόγησης της διδακτορικής διατριβής του υποψήφιου διδάκτορα κ. Γεωργίου Ευσταθίου.

Την 7-μελή Εξεταστική Επιτροπή, που συγκροτήθηκε με απόφαση της Γενικής Συνέλευσης του Τμήματος Φυσικής (συν. 420/23-4-2013) αποτελούν οι: Παύλος Κασσωμένος, Αναπλ. Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (Επιβλέπων Καθηγητής), Δημήτριος Μελάς, Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, (μέλος της 3-μελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής), Νικόλαος Ζουμάκης, Καθηγητής Εφαρμοσμένης Φυσικής του Αλεξάνδρειου ΑΤΕΙ Θεσσαλονίκης, (μέλος της 3-μελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής), Θεόδωρος Καρακώστας Καθηγητής Μετεωρολογίας του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, Αριστείδης Μπαρτζώκας, Αναπλ. Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, Δημήτριος Μπαλής, Αναπλ. Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, Χρήστος Λώλης Λέκτορας του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Η παρουσίαση έγινε δημόσια, ενώπιον της Εξεταστικής Επιτροπής και ανοικτού ακροατηρίου με την παρουσία και άλλων επιστημόνων και φοιτητών.

Το θέμα της διατριβής που εκπόνησε ο κ. Ευσταθίου και που παρουσίασε σήμερα είναι: «Μελέτη των παραμετροποιήσεων του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος και της Μικροφυσικής στην προσομοίωση ισχυρών βροχοπτώσεων».

Διαπιστώθηκε η παρουσία και των 7 μελών της Εξεταστικής Επιτροπής. Ο υποψήφιος εκλήθη από τον Επιβλέποντα Καθηγητή κ. Παύλο Κασσωμένο να αναπτύξει το θέμα της διατριβής.

Ακολούθησε η ανάπτυξη και παρουσίαση του θέματος από τον υποψήφιο.

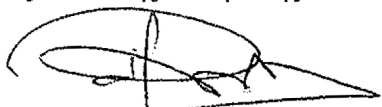
Στη συνέχεια, αφού ο υποψήφιος απάντησε σε σχετικές ερωτήσεις των μελών της Εξεταστικής Επιτροπής και άλλων, το ακροατήριο αποχώρησε και τα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής συνήλθαν σε κλειστή σύσκεψη και εισήλθαν στη διαδικασία αξιολόγησης της παρουσίασης της διατριβής και της τελικής της κρίσης.

Μετά από εκτεταμένη συζήτηση, η Επιτροπή κατέληξε στα ακόλουθα:

Όλα τα μέλη της Επιτροπής δήλωσαν ότι, έμειναν απόλυτα ικανοποιημένα τόσο από την ανάπτυξη, όσο και από τις απαντήσεις του υποψηφίου.

Τα μέλη της Επιτροπής, μετά από ψηφοφορία, έκριναν ομόφωνα με επτά (7) ψήφους υπέρ και μηδέν (0) κατά ότι, η διατριβή του κ. Ευσταθίου είναι πρωτότυπη και αποτελεί ουσιαστική συμβολή στην Επιστήμη και αποφάσισαν ομόφωνα να του απονεύμουν το βαθμό «άριστα».

Το πρακτικό αυτό συντάχθηκε την ίδια μέρα και υπογράφεται από τα μέλη της Εξεταστικής Επιτροπής.



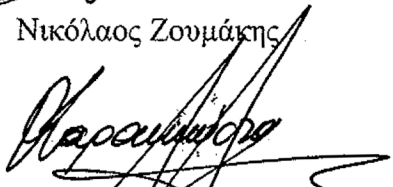
1. Παύλος Κασσωμένος



2. Δημήτριος Μελάς



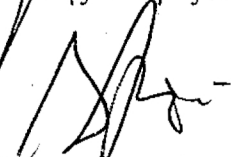
3. Νικόλαος Ζουμάκης



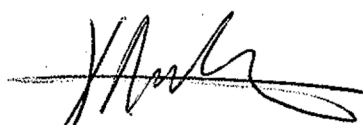
4. Θεόδωρος Καρακώστας



5. Αριστείδης Μπαρτζώκας



6. Δημήτριος Μπαλής



7. Χρήστος Λώλης

Πίνακας Περιεχομένων

ΠΡΟΛΟΓΟΣ	V
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	VII
SUMMARY	IX
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2. ΙΣΧΥΡΕΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΠΛΗΜΜΥΡΙΚΑ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ ΤΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ	9
2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	9
2.2 ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΚΑΙ ΠΛΗΜΜΥΡΩΝ	11
2.2.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	11
2.2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	12
2.3 ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΠΟΥ ΣΧΕΤΙΖΟΝΤΑΙ ΜΕ ΤΗΝ ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ - ΚΥΡΙΟΙ ΤΥΠΟΙ ΚΑΙΡΟΥ	17
2.3.1 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	17
2.3.2 ΤΥΠΟΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΠΟΥ ΕΥΝΟΟΥΝ ΤΗΝ ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΙΣΧΥΡΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΩΝ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ ΤΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ	22
2.3.3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΔΙΑΚΥΜΑΝΣΗΣ ΤΩΝ ΠΑΡΑΓΟΝΤΩΝ ΠΟΥ ΧΡΗΣΙΜΟΠΟΙΗΘΗΚΑΝ ΓΙΑ ΤΗΝ ΟΜΑΔΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΤΥΠΩΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ	37
2.4 ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ ΤΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ	38
3. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΠΟ ΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΤΩΝ ΝΕΦΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ – ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ	43
3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	43
3.2 ΘΕΡΜΑ ΝΕΦΗ	44
3.2.1 ΠΥΡΗΝΩΣΗ ΤΩΝ ΣΤΑΓΟΝΙΔΙΩΝ	44
3.2.2 ΣΥΜΠΥΚΝΩΣΗ ΚΑΙ ΕΞΑΤΜΙΣΗ	45
3.2.3 ΣΥΛΛΟΓΗ-ΣΥΝΕΝΩΣΗ	46

Πίνακας Περιεχομένων

3.3	ΨΥΧΡΑ ΝΕΦΗ	46
3.3.1	ΚΡΥΣΤΑΛΛΩΣΗ	47
3.3.2	ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ ΚΑΙ ΕΞΑΧΝΩΣΗ	47
3.3.3	ΣΤΕΦΑΝΩΜΑ (RIMING)	48
3.3.4	ΣΥΣΣΩΜΑΤΩΣΗ	49
3.4	ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ	50
3.4.1	ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΤΙΚΗ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΘΕΡΜΩΝ ΝΕΦΩΝ	50
3.4.2	ΈΝΑ ΕΠΙΧΕΙΡΗΣΙΑΚΟ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΤΙΚΟ ΣΧΗΜΑ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗΣ ΨΥΧΡΩΝ ΝΕΦΩΝ	52
4.	<u>ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ</u>	63
4.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	63
4.2	ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΟ WRF	65
4.2.1	ΜΗ-ΤΟΠΙΚΟ ΣΧΗΜΑ ΟΡΙΑΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ YSU	68
4.2.2	ΤΟΠΙΚΟ ΣΧΗΜΑ ΟΡΙΑΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ MYJ	71
5.	<u>ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ</u>	73
5.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	73
5.2	Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ ΤΗΝ 8^Η ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 2006	74
5.2.1	ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ	75
5.2.2	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΟΥ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΥ ΜΟΝΤΕΛΟΥ WRF	77
5.2.3	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ - ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΔΙΑΘΕΣΙΜΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	80
5.2.4	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΤΟΠΟΓΡΑΦΙΚΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ	86
5.3	Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΩΝ ΠΛΗΜΜΥΡΩΝ ΤΗΣ 10^{ΗΣ} ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ 2010	88
5.4	ΟΙ ΙΣΧΥΡΕΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ ΤΗΣ 7-8 ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 2000	91
5.5	ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ	96

6.	<u>ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΠΑΓΩΜΕΝΟΥ ΥΕΤΟΥ ΣΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ</u>	99
6.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	99
6.2	ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΩΝ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΗΣ	100
6.3	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ	104
6.3.1	ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	104
6.3.2	ΧΩΡΙΚΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΚΑΙ ΕΝΤΑΣΗ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	107
6.3.3	ΜΕΣΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΩΝ	110
6.4	ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΛΟΓΙΑ ΧΙΟΝΙΟΥ-ΜΑΛΑΚΟΥ ΧΑΛΑΖΙΟΥ	113
6.5	ΑΝΑΛΥΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	115
7.	<u>ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ</u>	121
7.1	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	121
7.2	ΕΞΙΔΑΝΙΚΕΥΜΕΝΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	123
7.2.1	ΤΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΣΤΗΛΗΣ (SINGLE COLUMN MODEL)	123
7.2.2	ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ	123
7.3	ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ	128
7.3.1	ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΩΝ ΚΑΙ ΜΕΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ	129
7.3.2	ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΜΕ ΤΟ ΣΥΝΟΠΤΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ	134
7.4	ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΩΝ ΚΑΙ ΣΤΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ	141
8.	<u>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΈΡΕΥΝΑΣ</u>	145
8.1	ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	145
8.2	ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	151
	<u>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ: ΤΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ WRF</u>	155

Πίνακας Περιεχομένων

Π.1. ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ	155
Π.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ	157
Π.3 ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ	159
Π.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ	160
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	165

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή, που εκπονήθηκε στο Εργαστήριο Μετεωρολογίας του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, πραγματεύεται τη μελέτη της επίδρασης των παραμετροποιήσεων ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου στην προσομοίωση επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης σε μια περιοχή πολύπλοκου ανάγλυφου. Οι παραμετροποιήσεις των φυσικών μηχανισμών που διέπουν τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα αποτελούν έναν από τους βασικότερους παράγοντες διαμόρφωσης της αριθμητικής πρόγνωσης καιρού. Η κατανόηση της συμπεριφοράς τους, ιδιαίτερα στην προσομοίωση έντονων καιρικών φαινομένων, μπορεί να βοηθήσει όχι μόνο στην εύρεση των καταλληλότερων επιλογών αλλά κυρίως στη βελτίωση των υφιστάμενων ή στη δημιουργία νέων παραμετροποιήσεων. Ως περιοχή μελέτης επιλέχτηκε η χερσόνησος της Χαλκιδικής εξαιτίας των ιδιόμορφων φυσιογραφικών χαρακτηριστικών της και της ιδιαίτερης κλιματολογίας της βροχόπτωσης που χαρακτηρίζεται από χαμηλά ετήσια ποσά βροχής που κατανέμονται όμως άνισα στο χρόνο παρουσιάζοντας μεγάλη ραγδικότητα.

Σε αυτό το σημείο, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Αν. Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων και επιβλέποντα της εν λόγω διατριβής κ. Κασσωμένο Παύλο για την ευκαιρία που μου έδωσε να υλοποιήσω αυτή την εργασία. Επίσης, ευχαριστώ το μέλος της τριμελούς επιτροπής κ. Δημήτρη Μελά, Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ., για την καθοδήγηση και τις πολύτιμες συμβουλές του. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω το μέλος της τριμελούς επιτροπής κ. Νικόλαο Ζουμάκη, Καθηγητή του Τμήματος Θετικών Επιστημών του Α.Τ.Ε.Ι. Θεσσαλονίκης καθώς χωρίς την ενεργό συμμετοχή του, αρωγή και αμέριστη συμπαράσταση, δεν θα ήταν δυνατή η εκπόνηση αυτής της εργασίας.

Ευχαριστώ θερμά και τα μέλη της επταμελούς εξεταστικής επιτροπής κ.κ. Θεόδωρο Καρακώστα, Καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Α.Π.Θ., Αριστείδη Μπαρτζώκα, Αν. Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων και Δημήτρη Μπαλή Αν. Καθηγητή του Τμήματος Φυσικής του Α.Π.Θ.

Ακόμα θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον Λέκτορα του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (και μέλους της επταμελούς εξεταστικής

επιτροπής) κ. Χρήστο Λώλη, για τη βοήθεια και συνεργασία μας κατά την ερευνητική διαδικασία καθώς και τις συζητήσεις μας από τις οποίες αποκόμισα σημαντικές γνώσεις σε θέματα Συνοπτικής Μετεωρολογίας. Πολύτιμη ήταν η βοήθεια του Α.Τ.Ε.Ι. Θεσσαλονίκης και ειδικά του Προέδρου του ιδρύματος κ. Κωνσταντίνου Βαρσαμίδη. Ευχαριστώ θερμά την κα. Χρυσούλα Παγκούρα για την επιμέλεια της διαμόρφωσης του κειμένου της διατριβής και των παρουσιάσεων στα πλαίσια της εργασίας αυτής καθώς και τον κ. Πασχάλη Κορόσογλου και την ομάδα του Υπολογιστικού Κέντρου Επιστημονικών Εφαρμογών του Α.Π.Θ. για την τεχνική υποστήριξη στην πραγματοποίηση των απαραίτητων προσομοιώσεων. Ευχαριστίες στην κ. Ντόβα Λευκοθέα και στην κ. Λίνα Βασδέκη για την άριστη συνεργασία και βοήθεια που προσέφεραν κατά τη διάρκεια του προγράμματος "Ηράκλειτος II".

Τέλος, ευχαριστώ το Περιφερειακό Κέντρο Προστασίας Φυτών και Ποιοτικού Ελέγχου Θεσσαλονίκης, το Εργαστήριο Γενικής και Γεωργικής Υδραυλικής και Βελτιώσεων του Τμήματος Γεωπονίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστήμιου Θεσσαλονίκης και την εταιρεία Ελληνικός Χρυσός την για την παροχή των βροχομετρικών δεδομένων και το Τμήμα Στατιστικής της Πυροσβεστικής Υπηρεσίας για τα στοιχεία πλημμυρών στην περιοχή της Χαλκιδικής.

Η παρούσα έρευνα έχει συγχρηματοδοτηθεί από την Ευρωπαϊκή Ένωση (Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο - ΕΚΤ) και από εθνικούς πόρους μέσω του Επιχειρησιακού Προγράμματος «Εκπαίδευση και Δια Βίου Μάθηση» του Εθνικού Στρατηγικού Πλαισίου Αναφοράς (ΕΣΠΑ) – Ερευνητικό Χρηματοδοτούμενο Έργο: Ηράκλειτος II. Επένδυση στην κοινωνία της γνώσης μέσω του Ευρωπαϊκού Κοινωνικού Ταμείου.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή, πραγματεύεται τη μελέτη της επίδρασης των παραμετροποιήσεων μικροφυσικής και οριακού στρώματος ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου στην προσομοίωση επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης σε μια περιοχή πολύπλοκου ανάγλυφου. Οι παραμετροποιήσεις των φυσικών μηχανισμών που διέπουν τα ατμοσφαιρικά φαινόμενα αποτελούν έναν από τους βασικότερους παράγοντες διαμόρφωσης της αριθμητικής πρόγνωσης καιρού. Ως περιοχή μελέτης επιλέχθηκε η χερσόνησος της Χαλκιδικής εξαιτίας των ιδιόμορφων φυσιογραφικών χαρακτηριστικών και της ιδιαίτερης κλιματολογίας των βροχοπτώσεων. Κύριο χαρακτηριστικό αυτής είναι η ραγδαιότητα των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης που προκαλούν εξαιρετικά μεγάλες τιμές 24ωρου υετού παρότι η ετήσια βροχόπτωση είναι χαμηλή. Αρχικά χρησιμοποιήθηκαν διαθέσιμα βροχομετρικά δεδομένα και στοιχεία πλημμυρών για την αναγνώριση των επεισοδίων βροχόπτωσης και πλημμυρικών συμβάντων κατά τη ψυχρή περίοδο του έτους την τελευταία δεκαπενταετία στην περιοχή. Στη συνέχεια με την εφαρμογή μιας πολυμεταβλητής στατιστικής μεθοδολογίας, 55 περιπτώσεις κατηγοριοποιήθηκαν σε 8 ομάδες ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που σχετίζονται με την εμφάνιση επεισοδίων βροχόπτωσης. Η πλειοψηφία των επεισοδίων προκαλούνται από οργανωμένες διαταραχές της μέσης τροπόσφαιρας που αποσταθεροποιούν τη δυνητικά ασταθή κατώτερη τροπόσφαιρα και επιβάλλουν μια συγκλίνουσα ροή πάνω από την περιοχή, που συνδέεται συνήθως με μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στη μέση τροπόσφαιρα. Το ανάγλυφο επιδρά μόνο τοπικά στη θέση και ένταση των παρατηρούμενων μεγίστων αθροιστικής βροχόπτωσης. Ακολούθησαν προσομοιώσεις των σημαντικότερων πλημμυρικών επεισοδίων με το μοντέλο WRF, το οποίο δύναται να αναπαράγει τα παρατηρούμενα ποσά βροχής εμφανίζοντας όμως σε ορισμένες περιπτώσεις μικρά σφάλματα που δημιουργούν αστοχίες στην πρόβλεψη της θέσης της μέγιστης βροχόπτωσης. Από την ανάλυση της συμπεριφοράς των προσομοιώσεων φαίνεται η σημαντική αλληλεπίδραση τυρβώδους διάχυσης και μικροφυσικής. Η μη-τοπική προσέγγιση στην παραμετροποίηση του οριακού στρώματος μεταφέρει περισσότερη υγρασία ψηλότερα παράγοντας μεγαλύτερη μάζα παγοσωματιδίων που εμφανίζουν την κύρια συνεισφορά στην επιφανειακή βροχόπτωση. Ο βαθμός στεφανώματος των παγοσωματιδίων που εκφράζεται στα περισσότερα σχήματα μικροφυσικής από την αναλογία μαλακού χαλαζιού-χιονιού, ορίζει στη συνέχεια τη χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης. Αυξημένη παραγωγή μαλακού χαλαζιού ενισχύει τη ραγδαιότητα όμως η υπερεκτίμηση του χιονιού μπορεί να οδηγήσει σε μεγάλα ποσά αθροιστικής βροχόπτωσης. Τέλος, είναι ιδιαίτερα σημαντική η εύρεση ενός έμμεσου μηχανισμού αλληλεπίδρασης της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης με το συνοπτικό περιβάλλον στην περίπτωση κυκλογένεσης στο Αιγαίο. Η ικανότητα μεταφοράς υγρασίας στα ψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα επηρεάζει το ρυθμό διαβατικής θέρμανσης από τις μικροφυσικές διεργασίες που με τη σειρά του τροποποιεί τη βαροκλιτικότητα στη μέση τροπόσφαιρα. Επιπλέον αποδείχτηκε ότι απουσία της διαβατικής θέρμανσης δεν σχηματίζεται επιφανειακή ύφεση, καταδεικνύοντας την καθοριστική σημασία της στην κυκλογένεση στον Ελληνικό χώρο.

SUMMARY

The aim of this study is to investigate the impact of microphysical and boundary layer parameterizations on the simulation of heavy rainfall events over the coastal complex terrain of Chalkidiki peninsula (Greece), using a state of the art regional meteorological model. Precipitation climatology over Chalkidiki is characterized by limited annual rainfall, but in the occurrence of heavy rainfall episodes daily accumulations are exceptional high with increased precipitation rates, leading often to severe flooding. At first, a database of cold-season heavy rainfall episodes was created from the available raingauge data and was used to identify the characteristics of the synoptic circulation patterns associated with heavy rainfall events and corresponding flooding over the area of interest. Applying a multivariate statistical methodology, 55 episodes were classified into 8 clusters. In the vast majority of the cases examined, intense rainfall is produced by the interaction of synoptic-scale disturbances and low level instability manifested by the convergence of potential unstable low level flow influenced by cyclonic vorticity advection at mid-levels. Next, selected cases were simulated using the WRF model and compared with raingauge measurements to examine the behavior of the microphysical and turbulent diffusion parameterizations in simulating exceptional heavy rainfall events. Results revealed that precipitating ice and especially the degree of riming of ice particles dominates the temporal and spatial distribution of heavy precipitation episodes. Sensitivity experiments indicated that this process seems to be the most important factor controlling the differences in surface precipitation between different microphysical parameterization approaches. Additionally, it was shown that snow overestimation can lead to high rainfall accumulations, even though rain is more evenly distributed over the 24h period, deteriorating precipitation forecasts. It was also identified that the ability of boundary layer parameterizations to humidify mid-tropospheric layers, strongly interacts with cloud microphysics. Local closure schemes, produce insufficient vertical mixing confining moisture to lower levels, greatly decreasing condensates and corresponding latent heating that resulted in surface precipitation reduction, compared to non-local parameterizations. Moreover, sensitivity runs indicated that condensational heating from the microphysical processes exhibit a pronounced contribution to the synoptic scale environment by increasing the intensity of larger-scale baroclinicity. Therefore, diabatic heating seems to be one of the most important factors affecting cyclogenesis and controlling the differences in the simulations between the local and non-local BL schemes, forced by their ability in transferring moisture to upper levels.

"Perhaps some day in the dim future it will be possible to advance the computations faster than the weather advances and at a cost less than the saving to mankind due to the information gained. But that is a dream."

Lewis Fry Richardson, Weather Prediction by Numerical Process (1922)

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η αριθμητική πρόγνωση καιρού (Numerical Weather Prediction) βασίζεται στη χρήση μαθηματικών μοντέλων που αναπαριστούν τις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα και περιγράφονται από θεμελιώδεις φυσικές αρχές. Η επίλυση των βασικών εξισώσεων (διατήρησης της ορμής, της μάζας, της ενέργειας, της μάζας των υδρατμών και της καταστατικής εξίσωσης του ατμοσφαιρικού αέρα) πραγματοποιείται με την εφαρμογή μεθόδων αριθμητικής ανάλυσης με τη βοήθεια ηλεκτρονικών υπολογιστών. Περίπου έναν αιώνα πριν ο Lewis F. Richardson έκανε την πρώτη προσπάθεια πρόβλεψης καιρού με αριθμητικές μεθόδους χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις της υδροδυναμικής (Richardson, 1922), η οποία παρότι δεν υπήρξε επιτυχημένη, έθεσε τις βάσεις για τη δημιουργία των σύγχρονων ατμοσφαιρικών μοντέλων. Σχεδόν 30 χρόνια αργότερα (1950) μία ομάδα ερευνητών στο Ινστιτούτο Προχωρημένων Ερευνών του Πανεπιστημίου του Princeton στις Η.Π.Α., που σύνεστησε ο John von Neumann εμπνευστής του πρώτου ηλεκτρονικού υπολογιστή (του αποκαλούμενου ENIAC), κατάφερε να ολοκληρώσει με επιτυχία την πρώτη αριθμητική πρόγνωση βασισμένη σε μία απλοποιημένη μορφή της εξίσωσης διατήρησης του απόλυτου στροβιλισμού (Charney et al., 1950). Με τον τρόπο αυτό έγινε αποδεκτή από την επιστημονική κοινότητα η ερευνητική αλλά και πρακτική χρησιμότητα των αριθμητικών μετεωρολογικών μοντέλων.

Τα τελευταία χρόνια με την αλματώδη αύξηση της ισχύος των ηλεκτρονικών υπολογιστών και την μεγαλύτερη κατανόηση των φυσικών μηχανισμών της

ατμόσφαιρας (Pielke, 2002), αναπτύχθηκαν πολλά επιχειρησιακά παγκόσμια μετεωρολογικά μοντέλα πρόγνωσης με δύο βασικούς πυλώνες σήμερα: Το GFS (Global Forecasting System) που δημιουργήθηκε από τα Κέντρα Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (NCEP - National Centers for Environmental Prediction) του NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) των Η.Π.Α. και το μοντέλο του ECMWF (Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων - European Center for Mesoscale Weather Forecasts). Ταυτόχρονα έγινε δυνατή η προσομοίωση των διεργασιών της μεσαίας κλίμακας με αποτέλεσμα την εξέλιξη σύγχρονων περιφερειακών αριθμητικών μοντέλων (regional models) πρόγνωσης (MM5, ETA, RAMS, WRF, ARPS κ.τ.λ.) που χρησιμοποιούνται σε επιχειρησιακή βάση (Dudhia, 1993; Black, 1994; Pielke et al., 1992; Kallos et al., 1997; Xue et al., 2000; Skamarock et al., 2001) από διάφορες μετεωρολογικές υπηρεσίες και ερευνητικές ομάδες στον κόσμο. Η δυνατότητα τους να παρέχουν προγνώσεις υψηλής χωρικής και χρονικής ανάλυσης τα καθιστά ιδιαίτερα χρήσιμα για την πρόβλεψη έντονων καιρικών φαινομένων στη μεσαία κλίμακα και αποτελεί σημαντικό πλεονέκτημα έναντι των μοντέλων παγκόσμιας κλίμακας που παρέχουν συνοπτική εικόνα της ατμόσφαιρας. Η κατανόηση της δυναμικής των φαινομένων στη μεσαία και μικρή κλίμακα παρουσιάζει μεγάλη πρακτική αξία για την πρόγνωση καιρικών καταστάσεων που έχουν άμεση επίδραση στην κοινωνική και οικονομική ζωή (Lin, 2007).

Τα περιφερειακά μοντέλα είναι κατά βάση μη – υδροστατικά και επιλύουν τις βασικές εξισώσεις με μεθόδους πεπερασμένων διαφορών για κλίμακες που κυμαίνονται από μερικά εκατοστά έως χιλιάδες χιλιόμετρα. Εμφανίζουν ένα ευρύ φάσμα επιλογών σχετικά με τη φυσική, τη δυναμική και τις παραμετροποιήσεις που μπορούν να χρησιμοποιηθούν ώστε να είναι δυνατή η προσαρμογή τους σε διάφορες συνθήκες και περιοχές. Πειραματικά δεδομένα που έχουν συλλεχθεί κατά καιρούς έδειξαν ικανοποιητική προσαρμογή των προγνώσεων στις μετρήσεις ενώ συνεχείς είναι οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων των μοντέλων με παρατηρήσεις για ένα μεγάλο εύρος μετεωρολογικών φαινομένων (Dudhia, 1989;1993; Grell et al., 2000; Skamarock, 2004; Xue et al., 2000; Kallos, 1993; Kallos et al., 2005; Kassomenos et al., 1999; Kassomenos and Karandeinos, 2005; Melas et al., 1998; 2001; Lagouvardos et al., 1994; Kotroni and Lagouvardos, 2004). Προσομοιώσεις

όμως έντονων καιρικών φαινομένων (ισχυροί υποτροπικοί κυκλώνες, τοπικές καταιγίδες, τροπικοί κυκλώνες, μουσώνες) που πραγματοποιήθηκαν τα τελευταία χρόνια, έδειξαν αδυναμία των μοντέλων να προβλέψουν ικανοποιητικά την ποσότητα και τη χωρική κατανομή της βροχής (Colle et al., 2000; Deb et al., 2008; Rao et al., 2007) ή την ένταση των ανέμων (Zhang et al., 2006; Ryerson et al., 2006). Ειδικά στον Ελληνικό χώρο αντίστοιχες μελέτες σε περιπτώσεις ισχυρών βροχοπτώσεων που συχνά συνοδεύονται από σημαντικές καταστροφές (πλημμύρες, καταστροφές αγροτικών καλλιεργειών κ.τ.λ.) κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι τα μαθηματικά πρότυπα υποεκτιμούν ποσοτικά τις βροχοπτώσεις που προέρχονται από οργανωμένα συστήματα καιρού τα οποία εμφανίζονται κυρίως τη ψυχρή περίοδο του έτους (Kotroni and Lagouvardos, 2001) ή ιδιαίτερα από τις ραγδαίες βροχοπτώσεις των θερινών μηνών (Kotroni and Lagouvardos, 2004).

Ακόμα και η χρήση υψηλότερης χωρικής ανάλυσης (ή η παροχή ακριβέστερων αρχικών και οριακών συνθηκών από τα παγκόσμια μοντέλα) φαίνεται ότι δεν μπορεί να βελτιώσει τα αποτελέσματα (Lagouvardos et al., 2003) αποδεικνύοντας ότι το πρόβλημα βρίσκεται στις παραμετροποιήσεις των φυσικών μηχανισμών που οι αδυναμίες τους αλληλεπιδρούν με τη δυναμική των μοντέλων περιορίζοντας τα οφέλη των υψηλής ανάλυσης προσομοιώσεων των περιφερειακών μοντέλων και κατά συνέπεια την πρακτική τους αξία (Colle et al., 2000; Kotroni and Lagouvardos, 2004). Η παραμετροποίηση μπορεί να οριστεί ως η *αναπαράσταση των επιδράσεων των φυσικών μηχανισμών σε ένα μοντέλο, χρησιμοποιώντας απλουστευμένα σχήματα συναρτήσεων βασικών παραμέτρων, χωρίς την προϋπόθεση οι επιδράσεις αυτές να είναι συνέπεια της δυναμικής του συστήματος* (Glossary of the American Meteorological Society). Συνήθως διαδικασίες που δεν είναι δυνατό να αναλυθούν από το πλέγμα των μετεωρολογικών μοντέλων (π.χ. τυρβώδης μεταφορά) ή δεν είναι πλήρως γνωστές (π.χ. μικροφυσική των νεφών) παραμετροποιούνται, χρησιμοποιώντας ημιεμπειρικές σχέσεις ή μαθηματικά σχήματα σε μορφή υπολογιστικών αλγορίθμων που συνδέονται με τον κώδικα του μοντέλου (Holtslag and Boville, 1993; Zoumakis, 1993; 1994; Zoumakis and Kelessis, 1991; Hong and Pan, 1996).

Στη βιβλιογραφία έχει μελετηθεί η επίδραση των παραμετροποιήσεων αυτών που αφορούν κυρίως το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Hong et al., 2006; Sorbjan, 2009) και τη δημιουργία νεφικών σχηματισμών (Hong et al., 2004; Hong and Lim, 2006) χρησιμοποιώντας μεθόδους ανάλυσης ευαισθησίας (sensitivity analysis) των μοντέλων στις διάφορες παραμέτρους. Τα τελευταίας γενιάς μετεωρολογικά μοντέλα (π.χ. WRF) διαθέτουν σειρά επιλογών για διαφορετικές παραμετροποιήσεις για την τυρβώδη διάχυση, την ανάπτυξη νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και τη μικροφυσική γενικότερα. Αυτές έχουν αναπτυχθεί κυρίως από ημιεμπειρικές σχέσεις, οι οποίες συχνά βασίζονται σε πειραματικά δεδομένα κάτω από διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Μια άλλη μέθοδος είναι η προσομοίωση της τυρβώδους ροής στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα αναλύοντας πλήρως τους μεγαλύτερους (θερμικούς) στροβίλους με αντίστοιχη χρήση παραμετροποιήσεων των μικρότερης κλίμακας μηχανικών αναταράξεων (Large Eddy Simulation) και η εξαγωγή αντίστοιχων σχέσεων για την περιγραφή της διάχυσης ορμής, θερμότητας και υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Άρα οι παραπάνω παραμετροποιήσεις έχουν δημιουργηθεί με βάση μέσες μετεωρολογικές συνθήκες και στις περισσότερες περιπτώσεις σε εξιδανικευμένο (ομαλό) ανάγλυφο

Η αύξηση της εμφάνισης έντονων καιρικών φαινομένων που συνοδεύονται από πολύ ισχυρές βροχοπτώσεις τα τελευταία χρόνια (IPCC, 2007) καθιστά επιτακτική την ανάγκη μελέτης της συμπεριφοράς των μετεωρολογικών μοντέλων σε συνθήκες πέρα των κλιματικών τιμών για την περιοχή της Μεσογείου (και ειδικά για τον Ελληνικό χώρο). Το πολύπλοκο ανάγλυφο σε συνδυασμό με την εναλλαγή ξηράς θάλασσας δημιουργεί ιδιαίτερες δυσκολίες στην πρόγνωση βασικών μετεωρολογικών παραμέτρων, ενώ δεν είναι πλήρως γνωστή η αλληλεπίδραση της δυναμικής των μοντέλων και των παραμετροποιήσεων που χρησιμοποιούνται, κυρίως όταν εφαρμόζονται σε περιοχές ιδιόμορφης τοπογραφίας ή όταν επικρατούν ακραίες μετεωρολογικές συνθήκες. Η πιθανολογούμενη κλιματική αλλαγή θα επηρεάσει ιδιαίτερα τη Μεσόγειο, που (παρά το γεγονός ότι παρουσιάζει μείωση των συνολικών τιμών βροχόπτωσης) εμφανίζει ιδιαίτερη αύξηση στη ραγδαιότητα των φαινομένων, δηλαδή στην ημερήσια ποσότητα βροχής σε αρκετές περιοχές (Alpert et al., 2002). Μελέτες στην περιοχή της

Μεσογείου και στην Ελλάδα ειδικότερα έδειξαν σημαντική πτώση στη συνολική ποσότητα βροχής την περίοδο 1961 – 1990 με προβλεπόμενη περαιτέρω μείωση στο μέλλον (Giorgi et al., 2004; Zanis et al., 2008). Η αναμενόμενη μείωση της βροχόπτωσης (Gibelin and Deque, 2003) φαίνεται ότι θα οδηγήσει σε ποσοτική ανακατανομή της βροχής με επακόλουθη αύξηση της ημερήσιας έντασης σε ορισμένες περιοχές (Alpert et al., 2002). Ταυτόχρονα στη βόρεια και κεντρική Ευρώπη υπάρχουν ενδείξεις για αυξητική τάση των βροχοπτώσεων. Αν τα σενάρια αυτά επιβεβαιωθούν, δεδομένης της αδυναμίας επαρκούς πρόβλεψης των ακραίων φαινομένων (π.χ. ισχυρών βροχοπτώσεων) από τα μετεωρολογικά μοντέλα, θα υποβαθμιστεί η επιχειρησιακή χρησιμότητά τους, σε συνθήκες που είναι ιδιαίτερα απαραίτητη μια ακριβής πρόγνωση σε υψηλές χωρικές και χρονικές κλίμακες.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η εν λόγω διδακτορική διατριβή έχει ως σκοπό να διερευνήσει αναλυτικά τη συμπεριφορά των παραμετροποιήσεων ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου σε συνθήκες εξαιρετικών καιρικών φαινομένων, σε μια περιοχή με ιδιαίζουσα τοπογραφία όπως είναι η χερσόνησος της Χαλκιδικής, στην κεντρική Μακεδονία. Η επιλογή αυτή βασίστηκε στην εμφάνιση σημαντικών επεισοδίων βροχόπτωσης που πλήττουν συχνά την περιοχή, παρότι τα ετήσια ποσά βροχόπτωσης είναι ιδιαίτερα περιορισμένα σε σχέση με τις περιοχές της δυτικής Ελλάδας. Η μεγάλη ραγδαιότητα του υετού, κυρίως στην κεντρική και ανατολική Χαλκιδική, οδηγεί στην εμφάνιση σοβαρών πλημμυρών που συνοδεύονται από καταστροφές σε υποδομές, κατοικίες και καλλιέργειες. Ως εκ τούτου η Χαλκιδική θεωρείται από τις περιοχές με μεγάλη συχνότητα πλημμυρικών γεγονότων ακόμα και αν ανήκει στη ζώνη χαμηλών βροχοπτώσεων του Ελληνικού χώρου (Στάθης, 2004). Η έρευνα θα επικεντρωθεί σε προσομοιώσεις υψηλής χωρικής ανάλυσης για επιλεγμένες περιπτώσεις ισχυρών βροχοπτώσεων που έχουν καταγραφεί τα τελευταία χρόνια. Βασικές μετεωρολογικές παράμετροι θα συγκριθούν με τα αποτελέσματα ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου ώστε να βρεθούν τυχόν αστοχίες στην πρόγνωση οι οποίες θα αποτελέσουν το έναυσμα για τη μελέτη της συμπεριφοράς και της αλληλεπίδρασης της δυναμικής του μοντέλου με τις παραμετροποιήσεις των φυσικών μηχανισμών της ατμόσφαιρας.

Το περιφερειακό μετεωρολογικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε είναι το WRF (Weather Research and Forecasting) και ειδικά ο δυναμικός λύτης ARW (Advanced Research WRF) που ενδείκνυται για ερευνητικούς σκοπούς και για προσομοιώσεις υψηλής χωρικής ανάλυσης, ο οποίος αναπτύχθηκε από το Εθνικό Κέντρο για την Ατμοσφαιρική Έρευνα (NCAR - National Center for Atmospheric Research) των Η.Π.Α.. Το WRF αποτελεί ένα σύγχρονο (state of the art), νέας γενιάς, ολοκληρωμένο σύστημα προσομοίωσης ατμοσφαιρικών φαινομένων που περιλαμβάνουν από τις θερμικές αναταράξεις και τις τοπικές κυκλοφορίες μεσαίας κλίμακας έως τα πλανητικά κύματα.

Η διδακτορική διατριβή περιλαμβάνει τα εξής κεφάλαια:

- Καταγραφή εξαιρετικών (ισχυρών) βροχοπτώσεων σε μία περιοχή έντονου ανάγλυφου όπως η χερσόνησος της Χαλκιδικής. Για την επιλογή των περιπτώσεων χρησιμοποιήθηκαν μετεωρολογικά δεδομένα από το δίκτυο σταθμών δημοσίων και ιδιωτικών φορέων καθώς και δημοσιευμένα στοιχεία από προηγούμενες μελέτες. Επίσης, με βάση τα στοιχεία που περιλαμβάνονται στους χάρτες ανάλυσης επιφανείας και μέσης τροπόσφαιρας, διερευνήθηκαν οι αντίστοιχοι τύποι καιρού που σχετίζονται με επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης και πλημμυρικά φαινόμενα την ψυχρή περίοδο του έτους.
- Στοιχεία από τη φυσική των νεφών με αναφορά στους βασικούς μηχανισμούς παραγωγής σταγονιδίων και παγοσωματιδίων καθώς και τις μεταξύ τους αλληλεπιδράσεις. Ανάλυση της δομής και των μηχανισμών ενός επιχειρησιακού προσεγγιστικού σχήματος μικροφυσικής που περιλαμβάνει παραμετροποιήσεις όλων των φάσεων του νερού στην ατμόσφαιρα.
- Περιγραφή των παραμετροποιήσεων του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος στα σύγχρονα μετεωρολογικά μοντέλα. Μη-τοπικές και τοπικές προσεγγίσεις της τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης και διαφορές στη συμπεριφορά σχημάτων στην αναπαράσταση της μεταφοράς των μετεωρολογικών παραμέτρων από μη-αναλυόμενες κινήσεις.

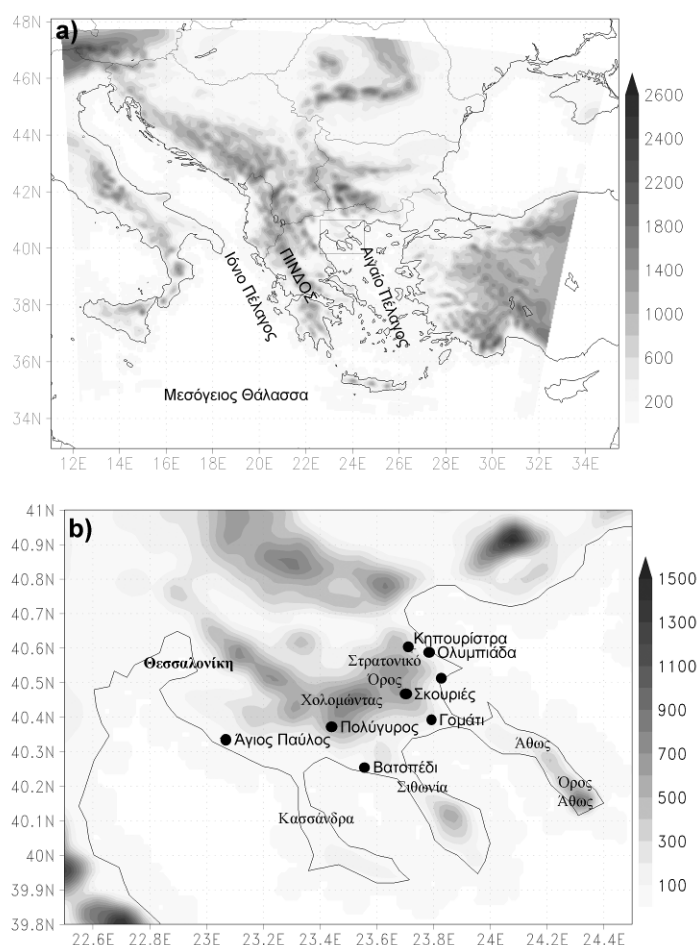
- Προσομοίωση επιλεγμένων επεισοδίων βροχόπτωσης με τη χρήση ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου (WRF). Η εφαρμογή του μοντέλου πραγματοποιήθηκε σε περιφερειακή και μεσαία κλίμακα χρησιμοποιώντας ένα πλέγμα υψηλής ανάλυσης με σκοπό να μελετηθεί η επίδραση των διαφόρων παραμετροποιήσεων στα αποτελέσματα. Ακόμα έγινε έλεγχος της προσαρμογής του μετεωρολογικού μοντέλου στα πειραματικά δεδομένα, με την εφαρμογή κατάλληλων στατιστικών μεθόδων.
- Μελέτη της επίδρασης της μικροφυσικής των παγοσωματιδίων στην προσομοίωση των ισχυρών βροχοπτώσεων. Συγκεκριμένα διερευνήθηκε η συμπεριφορά της βροχόπτωσης στα χαρακτηριστικά του παγωμένου υετού και ειδικότερα στην αναλογία μαλακού χαλαζιού-χιονιού.
- Ευαισθησία της επιφανειακής βροχόπτωσης στις παραμετροποιήσεις της τυρβώδους διάχυσης. Ανάλυση της επίδρασης των μηχανισμών μεταφοράς υγρασίας από το οριακό στρώμα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα στην παραγωγή των υδρομετεώρων και αλληλεπίδραση με τις μικροφυσικές διεργασίες. Ανατροφοδότηση του συνοπτικού περιβάλλοντος από τα χαρακτηριστικά της υγρασίας στο οριακό στρώμα.
- Συμπεράσματα της διατριβής και προοπτικές μελλοντικής έρευνας.

2. ΙΣΧΥΡΕΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΠΛΗΜΜΥΡΙΚΑ ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ ΤΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

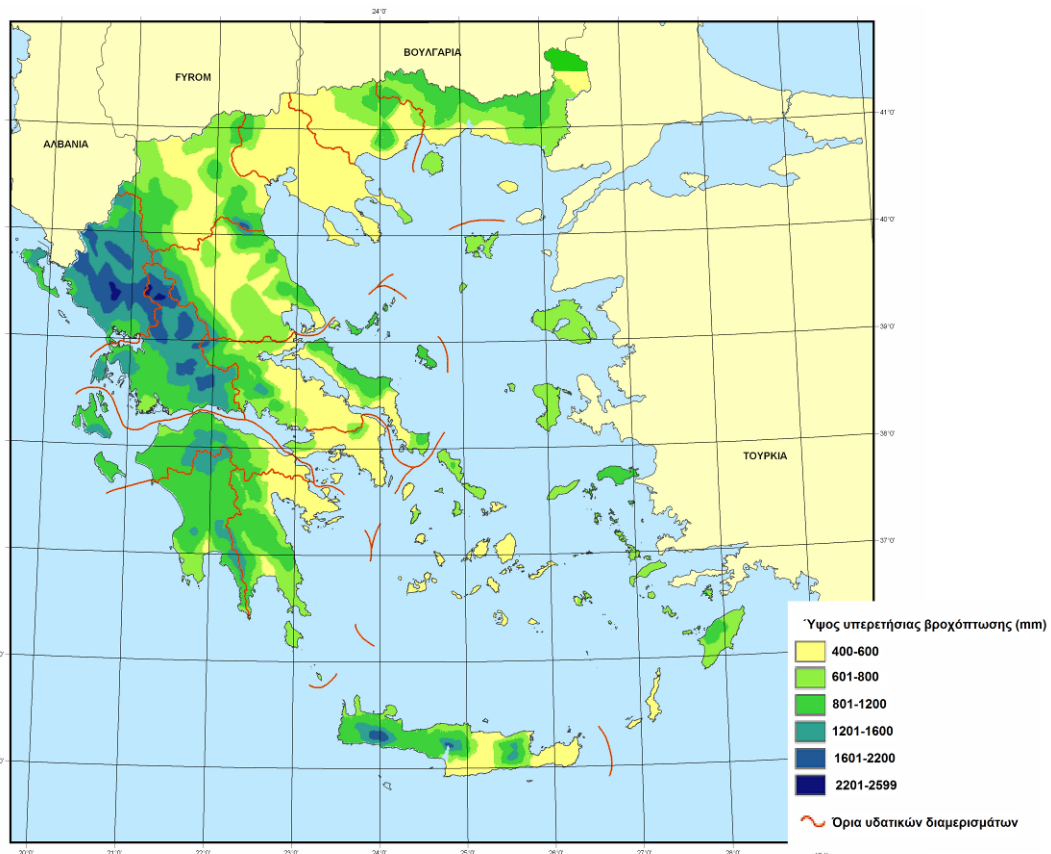
Η χερσόνησος της Χαλκιδικής βρίσκεται στην Βόρεια Ελλάδα και γεωγραφικά ανήκει στην Κεντρική Μακεδονία. Νότια περιβρέχεται από το Αιγαίο Πέλαγος ενώ καταλήγει σε τρεις μικρότερες χερσονήσους: την Κασσάνδρα, Σιθωνία και Άθως (Σχήμα 2.1), έχοντας συνολικά μια ακτογραμμή μεγαλύτερη των 500 Km. Το ανάγλυφο της περιοχής είναι ιδιαίτερα πολύπλοκο με το κεντρικό και ανατολικό τμήμα της χερσονήσου να καταλαμβάνεται από δύο βασικούς ορεινούς όγκους το Χολομώντα με υψόμετρο 1165 m από την επιφάνεια της θάλασσας και το Στρατωνικό Όρος με 918 m. Στο νότιο άκρο της χερσονήσου της Άθω απαντάται το ομώνυμο όρος με υψόμετρο 2033 m.

Το κλίμα της Χαλκιδικής είναι τυπικό εύκρατο Μεσογειακό, με λίγες βροχοπτώσεις, ήπιους χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια. Εξαιτίας της ιδιαίτερης γεωμορφολογίας της περιοχής παρουσιάζει μετάβαση από παραθαλάσσιο μεσογειακό στις χαμηλές περιοχές, σε χερσαίο μεσογειακό στις υψηλότερες και σε υγρό ηπειρωτικό στις ορεινές περιοχές. Οι παραθαλάσσιες περιοχές, χαρακτηρίζονται από ήπιους χειμώνες και δροσερά καλοκαίρια. Το μικροκλίμα των πεδινών περιοχών συμβάλλει στις απουσία παγετών ή υπερβολικά υψηλών θερμοκρασιών κατά τη διάρκεια του θέρους. Η Χαλκιδική, όπως και γενικότερα οι



Σχήμα 2.1. Υψόμετρο (σε m από τη στάθμη της θάλασσας) a) στην ανατολική Μεσόγειο και b) στη Χερσόνησο της Χαλκιδικής. Με μαύρους κύκλους σημειώνονται οι θέσεις των μετεωρολογικών σταθμών που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή.

ακτές της Ανατολικής ηπειρωτικής Ελλάδας, βρίσκεται στην ομβροσκιά του ορεινού όγκου τις Πίνδου καθώς οι ατμοσφαιρικές διαταραχές προσεγγίζουν συνήθως τον Ελληνικό χώρο από τη δύση με αποτέλεσμα την εκτόνωση τους ανάντη της οροσειράς (Fotiadi et al., 1999; Hatzianastassiou et al., 2008). Αυτό αντικατοπτρίζεται στην μέση ετήσια βροχόπτωση όπως απεικονίζεται στο Σχ. 2.2 όπου είναι φανερή η επίδραση της Πίνδου στη χωρική κατανομή της βροχόπτωσης ενώ στη Χαλκιδική οι μέσες τιμές κυμαίνονται από 400 - 600 mm.



Σχήμα 2.2 Μέση ετήσια βροχόπτωση στον Ελληνικό χώρο (Koutsoyiannis et al., 2008).

2.2 ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΚΑΙ ΠΛΗΜΜΥΡΩΝ

2.2.1 Δεδομένα Βροχόπτωσης

Για την μελέτη των βροχοπτώσεων στη Χαλκιδική, χρησιμοποιήθηκαν διαθέσιμα δεδομένα από μετεωρολογικούς σταθμούς της περιοχής. Επειδή δεν υφίσταται ένα οργανωμένο δίκτυο σταθμών στο Νομό και οι μετρήσεις βροχόπτωσης είναι δυσεύρετες, πραγματοποιήθηκε ενδελεχής έρευνα για την πρόσβαση σε βάσεις δεδομένων βροχόμετρων διαφόρων ιδιωτικών, τοπικών και εθνικών φορέων. Οι σταθμοί που τελικά χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία είναι οι εξής (βλ. Σχήμα 2.1):

- Οι μετεωρολογικοί σταθμοί του **Αγίου Παύλου** και του **Βατοπεδίου** που λειτουργούν υπό την ευθύνη του Περιφερειακού Κέντρου Προστασίας

Φυτών και Ποιοτικού Ελέγχου Θεσσαλονίκης, του Υπουργείου Αγροτικής Ανάπτυξης και Τροφίμων.

- Ο σταθμός του **Πολυγύρου** που ανήκει στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, Ινστιτούτο Ερευνών Περιβάλλοντος και Βιώσιμης Ανάπτυξης (www.meteo.gr/meteosearch).
- Ο σταθμός στο **Γομάτι** που λειτουργεί υπό την ευθύνη του Εργαστηρίου Γενικής και Γεωργικής Υδραυλικής και Βελτιώσεων του Τμήματος Γεωπονίας του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.
- Οι μετεωρολογικοί σταθμοί στο **Στρατώνι**, στην **Ολυμπιάδα**, στις **Σκουριές** και στην **Κηπουρίστρα** που ανήκουν στην εταιρεία Ελληνικός Χρυσός.

Οι παρατηρήσεις που παρέχουν οι παραπάνω σταθμοί καλύπτουν διάφορες χρονικές περιόδους που όμως δεν είναι συνεχείς και σε ορισμένες περιπτώσεις δεν ταυτίζονται. Ως εκ τούτου για την ανάλυση των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης χρησιμοποιήθηκαν τα περισσότερο ομογενή δεδομένα της Ελληνικός Χρυσός (Στρατώνι, Ολυμπιάδα, Κηπουρίστρα και Σκουριές) που αφορούν την περίοδο 1997-2010.

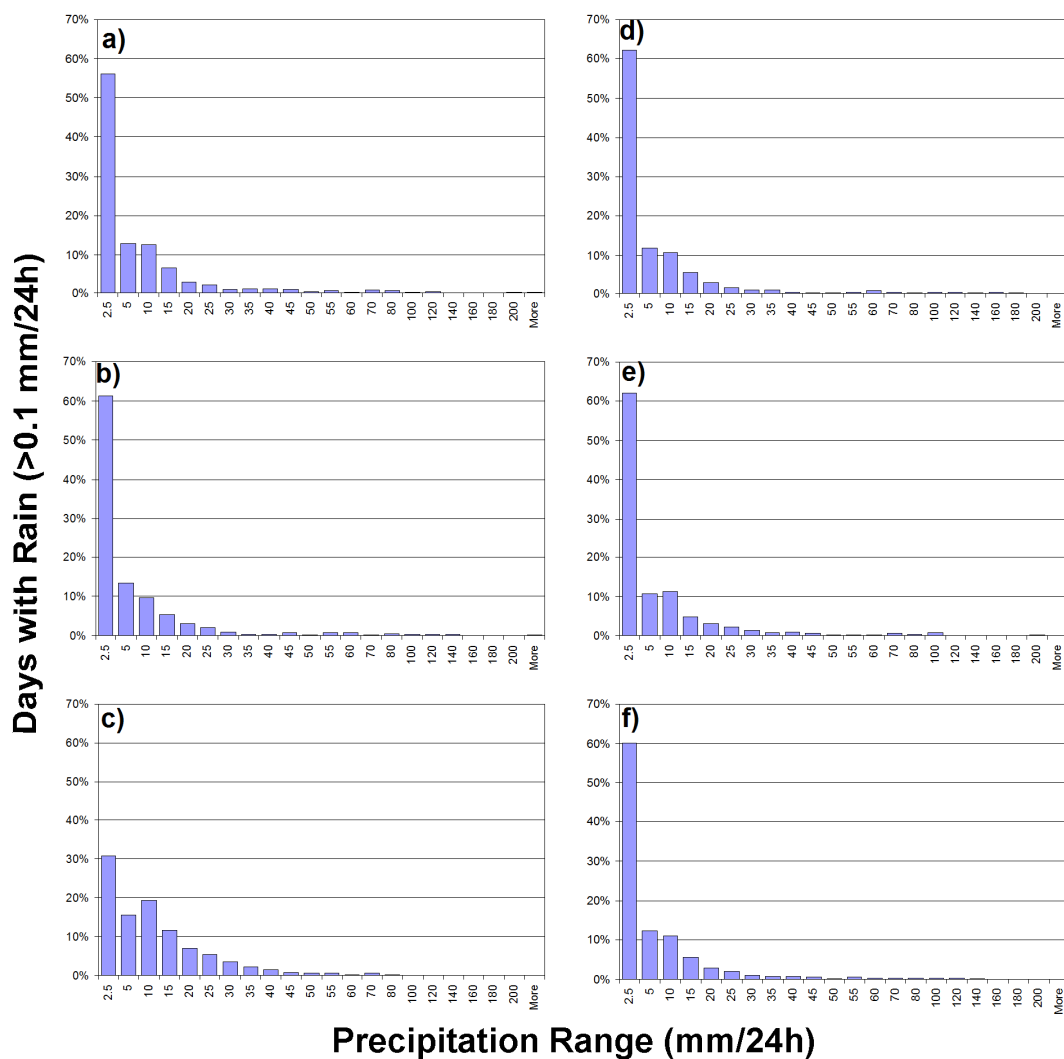
Ταυτόχρονα έγινε προσπάθεια να αναγνωριστούν τα πλημμυρικά επεισόδια στη Χαλκιδική με βάση τα συμβάντα άντλησης υδάτων που διαθέτει το Τμήμα Στατιστικής της Πυροσβεστικής Υπηρεσίας και αποφάσεων αποκατάστασης πληγέντων από πλημμύρες από την Υπηρεσία Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων του Υπουργείου Μεταφορών, Υποδομών και Δικτύων. Τα παραπάνω στοιχεία είναι διαθέσιμα για την περίοδο 2000-2010.

2.2.2 Ανάλυση Επεισοδίων Ισχυρής Βροχόπτωσης

Ο χαρακτηρισμός ενός συμβάντος βροχόπτωσης ως έντονου ή "ακραίου" είναι αυθαίρετος και συχνά υποκειμενικός. Στη βιβλιογραφία έχουν αναφερθεί διάφορα κριτήρια για την αναγνώριση επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης. Οι Karagiannidis et al., 2011 χρησιμοποίησαν το κατώφλι των $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ για το χαρακτηρισμό μιας περίπτωσης ως ακραίας (extreme) βροχόπτωσης ενώ οι Houssos and Bartzokas, 2006 και Houssos et al., 2008 έθεσαν ως όριο το 5% των υψηλότερων

καταγραφών στην κατανομή των ημερήσιων τιμών αθροιστικής βροχόπτωσης. Στην παρούσα εργασία ακολουθήθηκε η παραπάνω σύμβαση με αποτέλεσμα την εύρεση τεσσάρων οριακών τιμών για τους αντίστοιχους μετεωρολογικούς σταθμούς σύμφωνα με το Σχ. 2.3 όπου παρουσιάζεται η κατανομή συχνοτήτων της ημερήσιας βροχόπτωσης για τους 4 σταθμούς (Στρατώνι $32 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$, Ολυμπιάδα $28 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$, Κηπουρίστρα $26 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ και Σκουριές $24 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$). Ταυτόχρονα παρατίθεται για λόγους σύγκρισης η αντίστοιχη κατανομή από τον σταθμό του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Με βάση τα παραπάνω και με την προϋπόθεση ότι υφίσταται υπέρβαση των οριακών τιμών υετού σε τουλάχιστον 3 από τους 4 σταθμούς, αναγνωρίστηκαν 55 επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης για τη ψυχρή περίοδο (Οκτώβριο-Απρίλιο) στη Χερσόνησο της Χαλκιδικής για τα έτη 1997-2010. Η ψυχρή περίοδος επιλέχτηκε ώστε να μην συμπεριληφθούν τοπικές καταιγίδες θερμικής προέλευσης στην ανάλυση.

Στον Πίνακα 2.1 παρουσιάζονται τα επεισόδια με τις 10 υψηλότερες 24ωρες τιμές αθροιστικής βροχόπτωσης με την αντίστοιχη ετήσια βροχόπτωση του κάθε σταθμού. Από τον παραπάνω πίνακα αλλά και από τις κατανομές συχνοτήτων (Σχ. 2.3) είναι φανερό ότι τα επεισόδια στην περιοχή της Χαλκιδικής που εμφανίζει όπως αναφέρθηκε χαμηλά ποσά ετήσιου υετού, χαρακτηρίζονται από πολύ μεγάλη ραγδαιότητα με αποτέλεσμα η βροχή που παρατηρείται σε διάστημα 24 ωρών συχνά να καλύπτει ένα μεγάλο ποσοστό της ετήσιας βροχόπτωσης. Ως χαρακτηριστικό παράδειγμα μπορεί να αναφερθεί η περίπτωση τις 8/10/2006 όπου μετρήθηκαν $276 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ στο σταθμό Σκουριές και αποτελούν σχεδόν το 40% της ετήσιας βροχόπτωσης για το 2006. Αντίθετα στην περιοχή των Ιωαννίνων με σημαντικά μεγαλύτερη μέση ετήσια βροχόπτωση (1100 mm) η ψηλότερη παρατηρούμενη ημερήσια τιμή ήταν $125 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$. Επιπλέον η μέση 24ωρη βροχόπτωση των αντίστοιχων επεισοδίων στην περιοχή των Ιωαννίνων είναι $48 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ ενώ στη Χαλκιδική φτάνει τα $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ σε όλους τους σταθμούς.



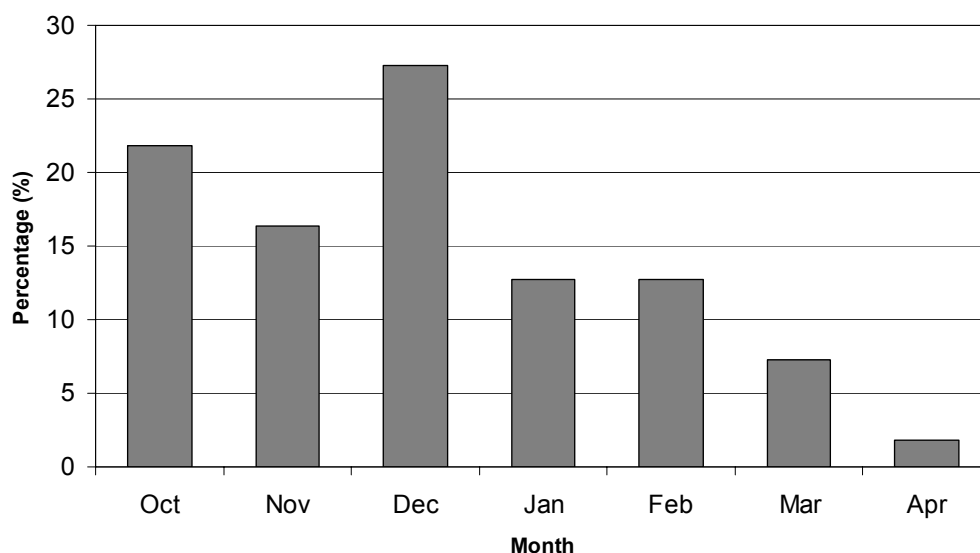
Σχήμα 2.3. Κατανομή συχνοτήτων 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης στους σταθμούς a) Στρατώνι, b) Σκουριές, c) Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, d) Ολυμπιάδα, e) Κηπουρίστρα, και f) των 4 σταθμών της Χαλκιδικής συνολικά.

Στο Σχ. 2.4 παρουσιάζεται η μηνιαία κατανομή των επεισοδίων βροχόπτωσης με την μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης τους μήνες Δεκέμβριο και Οκτώβριο. Ακολουθεί ο Νοέμβριος, ενώ Ιανουάριος και Φεβρουάριος έχουν μικρότερο αλλά σχεδόν κοινό αριθμό επεισοδίων. Οι ανοιξιάτικοι μήνες (Μάρτιος - Απρίλιος) χαρακτηρίζονται από την χαμηλότερη σχετική συχνότητα εμφάνισης ισχυρών βροχοπτώσεων (ένα επεισόδιο τον Απρίλιο).

Πίνακας 2.1. Οι 10 υψηλότερες τιμές 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης στους 4 σταθμούς της Ελληνικός Χρυσός με την αντίστοιχη ετήσια βροχόπτωση καθώς και το ποσοστό της ημερήσιας προς την ετήσια για την περίοδο 1997-2010.

Ημερομηνία	Σταθμός	24ωρη Αθροιστική	Ετήσια	Ποσοστό Ημερήσιας
		Βροχόπτωση (mm 24h ⁻¹)	Βροχόπτωση (mm)	στην Ετήσια βροχόπτωση (%)
8/10/2006	Σκουριές	276	700	40
10/2/2010	Στρατώνι	247	814	30
21/3/2009	Κηπουρίστρα	183	1390	13
8/10/2000	Ολυμπιάδα	149	487	31
10/12/2009	Σκουριές	130	1038	11
28/11/1998	Σκουριές	129	966	14
22/10/2007	Ολυμπιάδα	117	770	15
2/12/2002	Στρατώνι	110	1196	10
18/3/1999	Στρατώνι	107	590	18
8/11/1999	Σκουριές	105	650	16

Την περίοδο 2000-2010 αναγνωρίστηκαν 19 πλημμυρικά επεισόδια που έπληξαν τη Χαλκιδική σύμφωνα με τα περιστατικά άντλησης υδάτων που αντιμετώπισε η Πυροσβεστική Υπηρεσία του νομού και αποτυπώνονται στον Πίνακα 2.2. Όπως είναι αναμενόμενο τα εν λόγω επεισόδια εμπεριέχονται στις περιπτώσεις ισχυρής βροχόπτωσης στους 4 υπό εξέταση μετεωρολογικούς σταθμούς. Συγκεκριμένα η ελάχιστη τιμή 24ωρης βροχόπτωσης για την εμφάνιση πλημμυρών είναι 45 mm 24h⁻¹ ενώ η μέση τιμή 24ωρης βροχόπτωσης είναι 90, 77, 97 και 87 mm 24h⁻¹ για τους σταθμούς στο Στρατώνι, Ολυμπιάδα, Σκουριές και Κηπουρίστρα αντίστοιχα (μέση τιμή 87 mm 24h⁻¹). Από τα 19 επεισόδια πλημμυρών, 5 χαρακτηρίστηκαν ως ιδιαίτερα σοβαρά με βάση τις καταγραφές της Υπηρεσίας Αποκατάστασης Σεισμοπλήκτων, εξαιτίας των πολύ σημαντικών προβλημάτων και του εύρους των καταστροφών που δημιούργησαν. Σχεδόν όλα τα σημαντικά πλημμυρικά επεισόδια συνέβησαν τον Οκτώβριο.



Σχήμα 2.4 Μηνιαία κατανομή των επεισοδίων βροχόπτωσης στη Χαλκιδική.

Πίνακας 2.2. Πλημμυρικά επεισόδια στη χερσόνησο της Χαλκιδικής την περίοδο 2000-2010. Με έντονο χρώμα απεικονίζονται τα σημαντικά επεισόδια που είχαν ως αποτέλεσμα μεγάλες, ευρείας έκτασης καταστροφές.

Αρ. Επεισοδίου	Ημερομηνία	Περιοχή
1	31/12/1999	Κασσάνδρα, Σιθωνία, Άθως, Πολύγυρος
2	8/10/2000	Κασσάνδρα, Σιθωνία, Παναγία, Αρναία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
3	14/1/2001	Σιθωνία
4	7/10/2002	Μουδανιά, Πολύγυρος, Παναγία, Αρναία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
5	2/12/2002	Κασσάνδρα, Σιθωνία, Πολύγυρος, Αρναία
6	8/12/2002	Κασσάνδρα, Σιθωνία, Πολύγυρος
7	12/1/2003	Κασσάνδρα, Πολύγυρος, Αρναία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
8	24/12/2003	Κασσάνδρα, Αρναία, Παναγία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
9	21/9/2005	Άθως, Παναγία, Αρναία, Κασσάνδρα
10	1/10/2005	Αρναία, Πολύγυρος, Σιθωνία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
11	8/10/2006	Κασσάνδρα, Μουδανιά, Παναγία, Σιθωνία, Πολύγυρος, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου
12	18/11/2007	Κασσάνδρα, Σιθωνία
13	12/12/2008	Κασσάνδρα
14	15/12/2008	Μουδανιά, Κασσάνδρα
15	21/3/2009	Πολύγυρος, Σιθωνία
16	10/12/2009	Κασσάνδρα, Σιθωνία
17	15/12/2009	Κασσάνδρα
18	7/2/2010	Σιθωνία, Πολύγυρος, Κασσάνδρα
19	10/2/2010	Αρναία, Δήμος Σταγείρων-Ακάνθου, Παναγία, Πολύγυρος, Μουδανιά, Σιθωνία, Κασσάνδρα

2.3 ΣΥΝΟΠΤΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΠΟΥ ΣΧΕΤΙΖΟΝΤΑΙ ΜΕ ΤΗΝ ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ - ΚΥΡΙΟΙ ΤΥΠΟΙ ΚΑΙΡΟΥ

2.3.1 Μεθοδολογία

Με βάση τα δεδομένα των 4 μετεωρολογικών σταθμών όπως παρουσιάστηκαν παραπάνω, όπου αναγνωρίστηκαν 55 επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης στη χερσόνησο της Χαλκιδικής, έγινε προσπάθεια καθορισμού των κύριων τύπων εξέλιξης της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που ευνοούν την εμφάνιση επεισοδίων στην υπό μελέτη περιοχή. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ανάλυσης από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (European Center for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF) και ειδικότερα από το ERA - Interim Reanalysis (1.5° x 1.5°) που περιλαμβάνουν: Πίεση στην επιφάνεια (MSL), γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa (Z500), θερμοκρασία στα 850 hPa (T850), σχετική υγρασία στα 850 hPa (RH850), απόκλιση στα 1000 hPa (DIV1000) και μεταφορά του σχετικού στροβιλισμού στα 500 hPa (VADV500). Η τελευταία παράμετρος δεν υφίσταται στα δεδομένα ανάλυσης οπότε υπολογίστηκε σύμφωνα με τη σχέση:

$$VADV = -u \frac{\partial \zeta_r}{\partial x} - v \frac{\partial \zeta_r}{\partial y} \quad (2.1)$$

όπου ζ_r ο σχετικός στροβιλισμός, u και v η ζωνική και η μεσημβρινή συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου αντίστοιχα. Η παραπάνω σχέση επιλύθηκε στο πλέγμα των δεδομένων ανάλυσης με τη μέθοδο κεντρικών διαφορών.

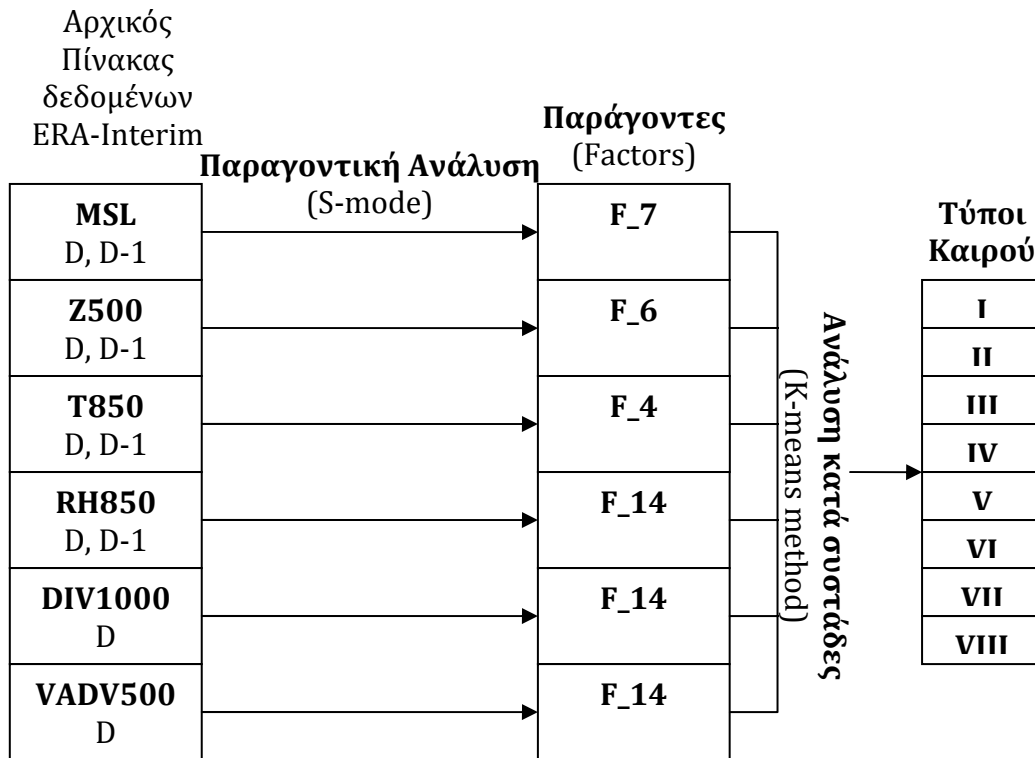
Οι παράμετροι MSL και Z500 απεικονίζονται στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης (10° W - 40° E και 25° N - 60° N) ενώ οι υπόλοιπες στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (12° E - 29° E και 33° N - 43° N). Ακόμα οι μεταβλητές MSL, Z500, T850 και RH850 περιγράφουν τη δομή της κατώτερης και μέσης τροπόσφαιρας την χρονική στιγμή της μέγιστης βροχόπτωσης (ημέρα D) καθώς και 24 ώρες νωρίτερα (ημέρα D-1). Αντίθετα οι παράμετροι DIV1000 και VADV500 χρησιμοποιούνται μόνο για την ημέρα D όπου είναι μετεωρολογικά σημαντικές.

Αρχικά χρησιμοποιήθηκε η Παραγοντική Ανάλυση (S-Mode Factor Analysis) για τη μείωση του πλήθους των αρχικών δεδομένων (MSL, Z500, T850, RH850,

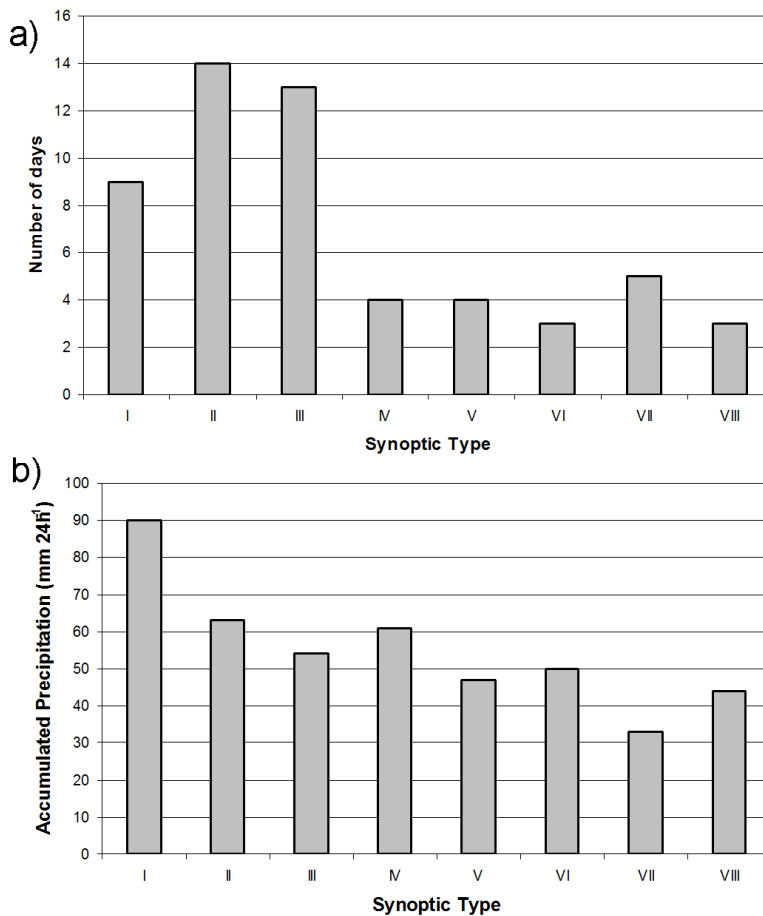
DIV1000 και VADV500) με αποτέλεσμα να προκύψει ένας ικανός (αλλά σαφώς μικρότερος) αριθμός παραμέτρων που να χαρακτηρίζει την δομή της μέσης και κατώτερης τροπόσφαιρας (βλ. αντίστοιχα εργασίες των Kassomenos et al., 2003; Houssos and Bartzokas, 2006; Houssos et al., 2008; Aran et al., 2011). Συγκεκριμένα οι παράγοντες αυτοί πρέπει να εξηγούν τουλάχιστον το 80% της διακύμανσης (variance) των αρχικών δεδομένων. Η Παραγοντική Ανάλυση είναι μία πολυμεταβλητή στατιστική μέθοδος που βασίζεται στην υπόθεση ότι οι μεταβλητές μπορούν να ομαδοποιηθούν με βάση τις συσχετίσεις που υπάρχουν μεταξύ τους. Είναι παρόμοια με την Ανάλυση Κύριων Συνιστωσών (Principal Component Analysis) και τις Εμπειρικές Ορθογωνικές Συναρτήσεις (Empirical Orthogonal Functions), που εφαρμόζονται συχνά στη Μετεωρολογία και Κλιματολογία. Οι παραπάνω μεθοδολογίες γίνονται ουσιαστικά ισοδύναμες αν οι όροι σφάλματος της ανάλυσης κατά παράγοντες (δηλαδή η διακύμανση που δεν μπορεί να εξηγηθεί από τους κοινούς παράγοντες) μπορεί να θεωρηθεί ότι έχουν όλοι μία κοινή διακύμανση. Στην υπό μελέτη περίπτωση το επιλεγόμενο ορθογώνιο μοντέλο της Παραγοντικής Ανάλυσης, υποθέτει ότι οι όποιες συσχετίσεις μεταξύ των αρχικών μεταβλητών οφείλονται αποκλειστικά στην ύπαρξη κάποιων κοινών παραγόντων οι οποίοι πρέπει να εκτιμηθούν.

Στη συνέχεια εφαρμόστηκε ανάλυση κατά συστάδες (Cluster Analysis) με τη μέθοδο K-means στα αποτελέσματα της Παραγοντικής Ανάλυσης ώστε να προκύψει μία αντικειμενική κατάταξη 8 τύπων καιρού που ευνοούν την εμφάνιση ισχυρών βροχοπτώσεων στη Χαλκιδική. Ο αριθμός των 8 συστάδων επιλέχθηκε χρησιμοποιώντας έναν ιεραρχικό αλγόριθμο ομαδοποίησης βασιζόμενο στη μέθοδο Ward's που παρέχει μία γενική εικόνα της διαδικασίας βήμα προς βήμα με την σχεδίαση ενός δενδρογράμματος (βλ. ακόμα Aran et al. 2011). Στο Σχ. 2.5 απεικονίζεται με τη μορφή ενός διαγράμματος ροής η δομή της χρησιμοποιούμενης μεθοδολογίας. Ταυτόχρονα δίνεται ο αριθμός των εξαγομένων παραγόντων (Factors) από την κάθε παράμετρο που αποτέλεσαν τη βάση για την ομαδοποίηση των 55 περιπτώσεων, έχοντας ως κριτήριο το ποσοστό της συνολικής διακύμανσης του αρχικού πίνακα δεδομένων που ερμηνεύεται από αυτούς.

Στο Σχ. 2.6 παρουσιάζεται ο αριθμός των επεισοδίων βροχόπτωσης ανάλογα με τον τύπο καιρού καθώς και η αντίστοιχη αντίστοιχη μέση τιμή της



Σχήμα 2.5. Δομή της μεθοδολογίας ομαδοποίησης των τύπων καιρού



Σχήμα 2.6. a) Αριθμός επεισοδίων βροχόπτωσης για κάθε τύπο καιρού και b) μέση βροχόπτωση για κάθε τύπο καιρού.

βροχόπτωσης στο σύνολο των σταθμών τις ημέρες ισχυρών βροχοπτώσεων για τον κάθε τύπο καιρού. Όπως είναι εμφανές οι τύποι καιρού με τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης είναι ο II και III ενώ ακολουθεί ο I με σημαντική διαφορά από τους υπόλοιπους (Σχ. 2.6a). Αντίθετα οι τύποι VI και VIII είναι περισσότερο σπάνιοι. Όσον αφορά τη μέση βροχόπτωση (Σχ. 2.6b), ο τύπος κυκλοφορίας I συνδέεται με τις ισχυρότερες βροχοπτώσεις με τους υπόλοιπους να εμφανίζουν περίπου κοινές τιμές, ενώ ο VII την χαμηλότερη. Τέλος στο Σχ. 2.7 παρουσιάζεται η κατανομή του αριθμού πλημμυρικών επεισοδίων για κάθε τύπο καιρού. Όπως είναι αναμενόμενο οι τρεις πρώτοι τύποι συνδέονται με τα περισσότερα πλημμυρικά και με όλα τα σοβαρά πλημμυρικά επεισόδια.

Ταυτόχρονα δύο ακόμα μεταβλητές οι οποίες δεν συμπεριλήφθηκαν στην ανάλυση αλλά περιγράφουν την στατική ευστάθεια (K_{index}) και την δυναμική επίδραση του πεδίου ροής (Vertical Integrated Moisture Flux Convergence – $VIMFC$), χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που συνδέεται με ισχυρές βροχοπτώσεις στην περιοχή μελέτης. Ο K_{index} αποτελεί ένα δείκτη πρόγνωσης καταιγίδων και υπολογίζεται από τη σχέση (βλ. Jacovides and Yonetani, 1990):

$$K_{index} = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (2.2)$$

όπου T_{850} , T_{700} και T_{500} είναι η θερμοκρασία ($^{\circ}\text{C}$) στο επίπεδο των 850, 700 και 500 hPa από τα δεδομένα του ERA-Interim αντίστοιχα και T_{d850} και T_{d700} είναι η θερμοκρασία του σημείου δρόσου ($^{\circ}\text{C}$) στα 850 και 700 hPa όπως υπολογίστηκε επιλύοντας μία προσεγγιστική σχέση της εξίσωσης των Clausius-Clapeyron (Lawrence, 2005):

$$e_s = 6.11 \exp \left[\frac{17.625 T}{T + 243.04} \right] \quad (2.3)$$

όπου e_s η τάση υδρατμών (hPa) της κορεσμένης ατμόσφαιρας και T η θερμοκρασία σε $^{\circ}\text{C}$. Με βάση ότι στην κορεσμένη από υδρατμούς ατμόσφαιρα η τάση των υδρατμών (e) είναι $e=e_s$ τότε έχουμε $T=T_d$ οπότε επιλύοντας την (2.3) ως προς T_d :

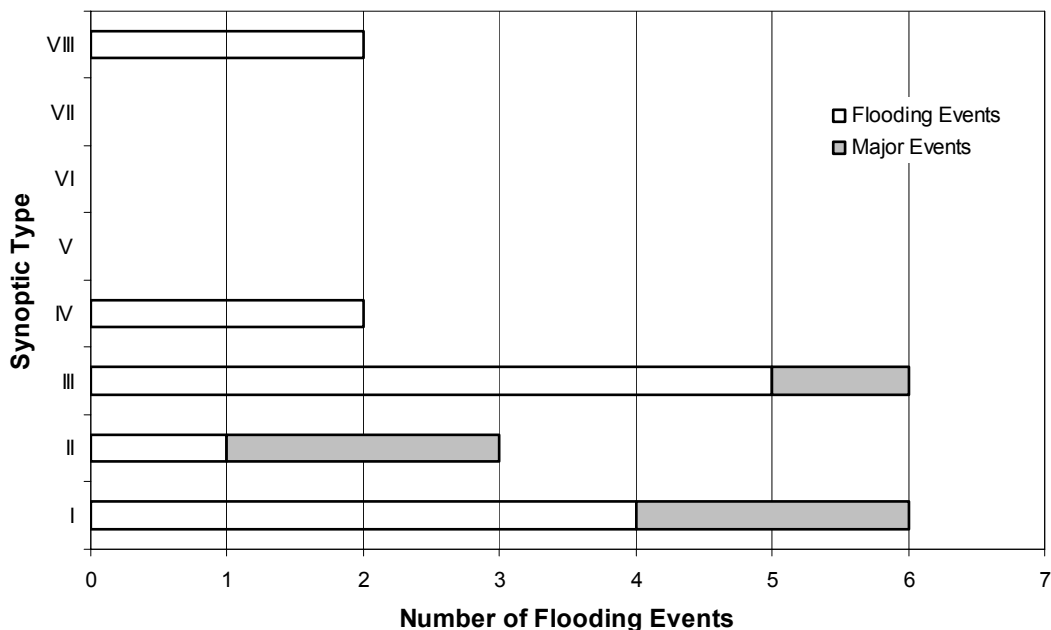
$$T_d = \frac{243.04}{\frac{17.625}{\ln\left(\frac{e}{6.11}\right)} - 1} \quad (2.4)$$

όπου για τον υπολογισμό της τάσης των υδρατμών χρησιμοποιείται η σχετική υγρασία (RH) από τα δεδομένα του ERA-Interim και η σχέση $RH = e/e_s$. Τιμές του δείκτη μεγαλύτερες από $20^{\circ}C$ υποδεικνύουν σημαντική πιθανότητα για εμφάνιση καταιγίδων.

Αντίθετα, η παράμετρος της κάθετα ολοκληρωμένης σύγκλισης της ροής υγρασίας ($VIMFC$) που έχει χρησιμοποιηθεί και αυτή ως δείκτης πρόγνωσης καταιγίδων, (Banacos and Schultz, 2005; van Zomeren and van Delden, 2007), παρέχεται από τα δεδομένα του ERA-Interim και έχει τη μορφή:

$$VIMFC = -\frac{1}{g} \int_{P_{top}}^{P_{sf}} \left(\frac{\partial q_u}{\partial x} + \frac{\partial q_v}{\partial y} \right) dP \quad (2.5)$$

όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας, P η ατμοσφαιρική πίεση ως κατακόρυφη συντεταγμένη και q είναι η ειδική υγρασία (van Zomeren and van Delden, 2007). Όπως είναι εμφανές από την εξίσωση (2.5), η παράμετρος $VIMFC$ αποτελείται από δύο όρους: τη σύγκλιση του οριζόντιου πεδίου ροής και την οριζόντια μεταφορά υγρασίας με τον πρώτο όρο να είναι συνήθως μεγαλύτερος έως και μία τάξη μεγέθους (Banacos and Schultz, 2005; van Zomeren and van Delden, 2007).



Σχήμα 2.7. Αριθμός πλυμμηρικών συμβάντων για κάθε τύπο καιρού.

2.3.2 Τύποι ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που ευνοούν την εμφάνιση ισχυρών βροχοπτώσεων στη χερσόνησο της Χαλκιδικής

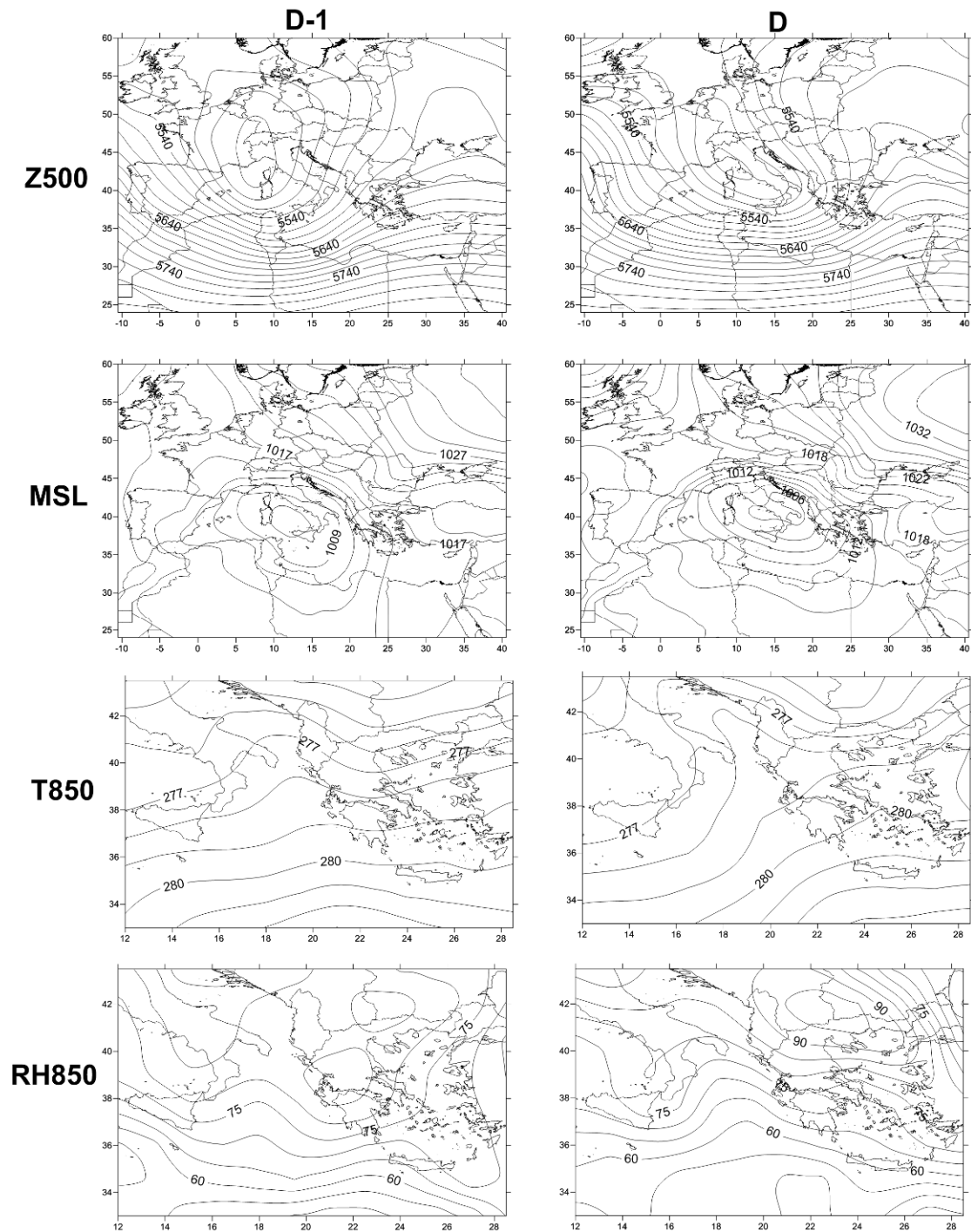
Στη συνέχεια παρατίθενται η αναλυτική περιγραφή των 8 τύπων καιρού που περιγράφουν τις συνοπτικές συνθήκες που συνδέονται με ισχυρές βροχοπτώσεις στη Χαλκιδική καθώς και οι αντίστοιχοι μεσοποιημένοι χάρτες για κάθε συστάδα, για τις παραμέτρους που αναφέρθηκαν παραπάνω (Σχ. 2.8-2.19).

- ΤΥΠΟΣ Ι

Ένα κλειστό σύστημα χαμηλών γεωδυναμικών υψών (closed circulation system) παρατηρείται στα 500 hPa πάνω από τον κόλπο της Γένοβα, με τον άξονα του αυλώνα να εμφανίζει έναν ΝΑ-ΒΔ προσανατολισμό (negative tilted) υποδεικνύοντας την ενίσχυση της επιφανειακής ύφεσης που βρίσκεται στη νότια Ιταλία κατά τη διάρκεια της ημέρας D (Σχ. 2.8). Μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού παρατηρείται στη βόρεια Ελλάδα (Σχ. 2.17a) καθώς το σύστημα χαμηλών πιέσεων επιβάλλει μία ισχυρή, συγκλίνουσα νοτιοανατολική επιφανειακή ροή πάνω από τη Χαλκιδική (Σχ. 2.16a) με υψηλές τιμές του K_{index} και $VIMFC$ (Σχ. 2.18a και 2.19a). Την προηγούμενη μέρα (D-1) η διαταραχή βρισκόταν δυτικότερα με μία ανατολική-νοτιοανατολική ροή πάνω από τη βόρεια Ελλάδα, αυξάνοντας την σχετική υγρασία (βλ. Σχ. 2.8). Ο συγκεκριμένος τύπος καιρού συνδέεται με πολύ ισχυρές βροχοπτώσεις και παρουσιάζει την υψηλότερη μέση βροχόπτωση κατά την εμφάνιση επεισοδίων συμπεριλαμβανομένων και δύο σοβαρών πλυμμηρικών συμβάντων (Σχ. 2.7), με χαρακτηριστικό παράδειγμα την περίπτωση στις 10/2/2010 όπου μετρήθηκαν $247 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ (Πίνακας 2.1) βροχής στο σταθμό του Στρατωνίου.

- ΤΥΠΟΣ ΙΙ

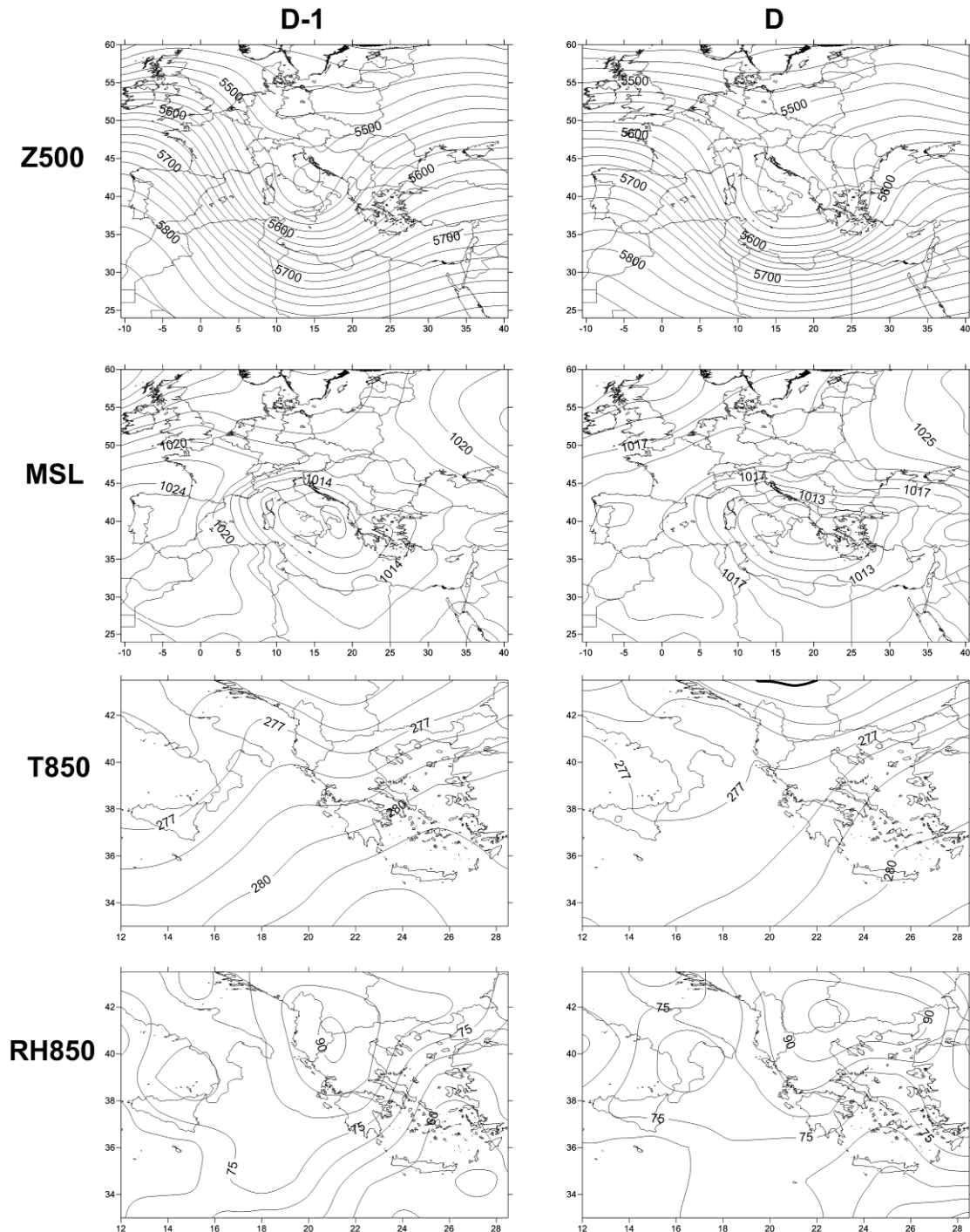
Κατά τη διάρκεια της ημέρας D-1 ένας αυλώνας στη μέση τροπόσφαιρα βρίσκεται πάνω από την Ιταλία με ένα επιφανειακό σύστημα χαμηλών πιέσεων στον κόλπο του Ταράντο, που οδηγεί σε αύξηση των επιπέδων υγρασίας στη βόρεια Ελλάδα (Σχ. 2.9). Την ημέρα D η επιφανειακή ύφεση παρουσιάζει μια δομή διπλού πυρήνα με ένα πρωτεύον ελάχιστο πίεσης στο Ιόνιο και ένα δευτερεύον στο Αιγαίο Πέλαγος, δημιουργώντας μια νοτιοανατολική ροή πάνω από τη βόρεια Ελλάδα. Το



Σχήμα 2.8. Μεσοποιημένοι χάρτες για τις παραμέτρους Z500 (gpm - ισοπληθείς κάθε 20 gpm), MSL (hPa - ισοπληθείς κάθε 2 hPa), T850 (K - ισοπληθείς κάθε 1 K) και RH850 (% - ισοπληθείς κάθε 5%) για τις ημέρες D-1 και D για τον τύπο καιρού Ι.

ελάχιστο στο Αιγαίο Πέλαγος συνδέεται με δύο περιπτώσεις κυκλογένεσης στην ανατολική Μεσόγειο και το Αιγαίο (Flocas and Karacostas, 1996; Trigo et al., 2002) που συμπεριλαμβάνονται στον συγκεκριμένο τύπο καιρού. Υψηλή αστάθεια παρατηρείται στη Χαλκιδική και το βόρειο Αιγαίο με τιμές του K_{index} μεγαλύτερες

από 26°C (Σχ. 2.18b) ενώ η επιφανειακή σύγκλιση και η μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στα 500 hPa ενισχύονται πάνω από την ίδια περιοχή (Σχ. 2.16b και 2.17b). Ο εν λόγω συνοπτικός τύπος παράγει μεγάλα ποσά βροχής συμπεριλαμβανομένων 2 σοβαρών πλημμυρών από σύνολο 3 πλημμυρικών



Σχήμα 2.9. Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο II αντίστοιχα.

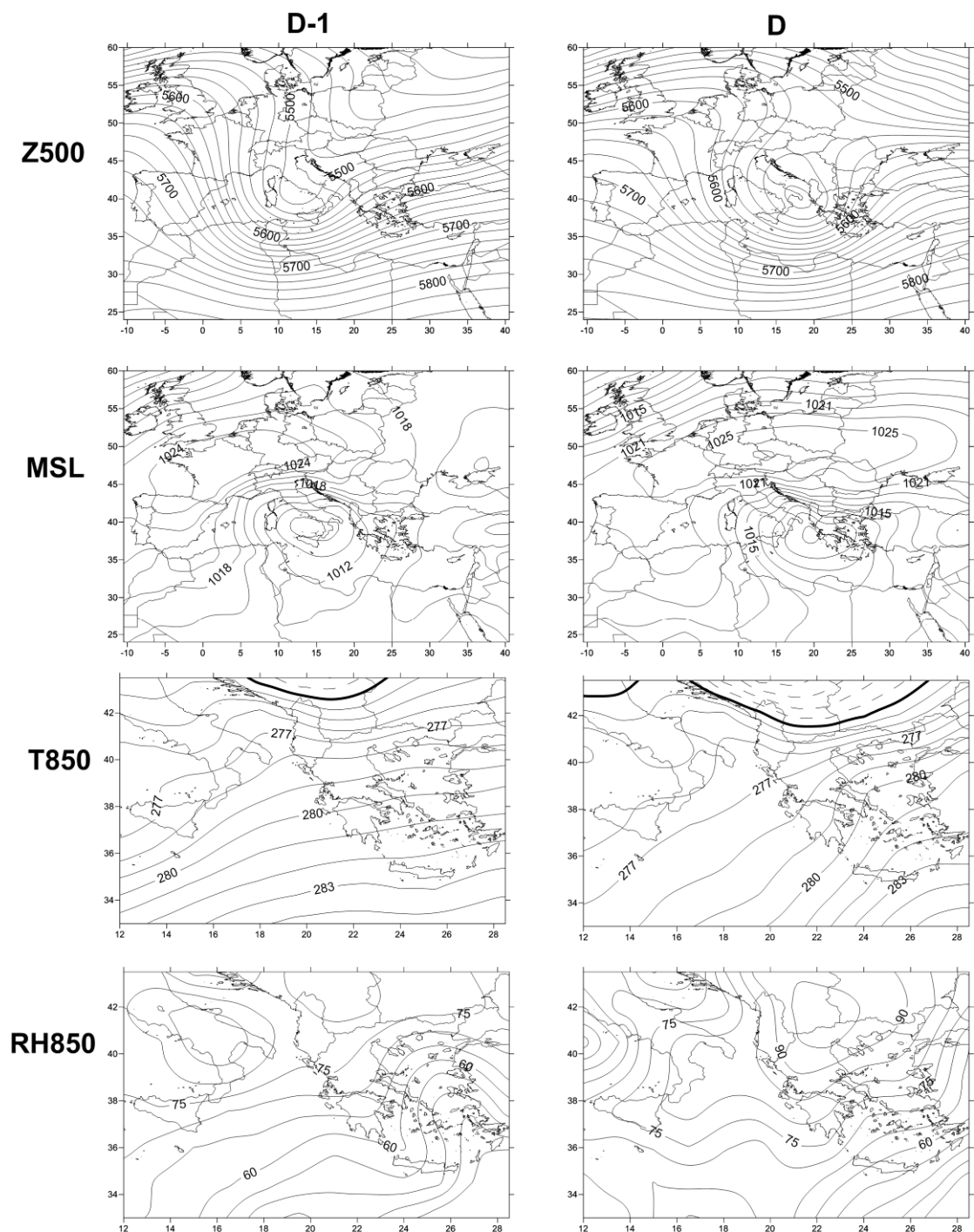
επεισοδίων, ενώ ταυτόχρονα περιλαμβάνει και την μεγαλύτερη 24ωρη βροχόπτωση που καταγράφηκε με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα: $276 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ στο σταθμό των Σκουριών (8/10/2006).

- ΤΥΠΟΣ III

Στη μέση τροπόσφαιρα ένας αυλώνας βρίσκεται πάνω από την Ιταλία με εμφανή νοτιοδυτικό-βορειοανατολικό προσανατολισμό (D-1), ο οποίος εξελίχθηκε σε ένα κλειστό σύστημα χαμηλών γεωδυναμικών υψών (D). Αντίστοιχα στην επιφάνεια μία ύφεση κινείται από την Ιταλία στο Ιόνιο Πέλαγος (Σχ. 2.10), επιβάλλοντας μία νοτιοανατολική-ανατολική ροή πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής με υψηλές τιμές επιφανειακής σύγκλισης και μεταφοράς υγρασίας (VIMFC) στο βόρειο Αιγαίο και τη Χαλκιδική (Σχ. 2.16c και 2.19c). Η στατική αστάθεια είναι ενισχυμένη πάνω από την περιοχή όπως φαίνεται από τον K_{index} (Σχ. 2.18c), ενώ σημαντική μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού παρατηρείται στον Ελληνικό χώρο (Σχ. 2.17c). Αυτός ο τύπος ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας παράγει ελαφρώς χαμηλότερη μέση βροχόπτωση συγκριτικά με τον τύπο II και περιλαμβάνει 6 πλημμυρικά επεισόδια.

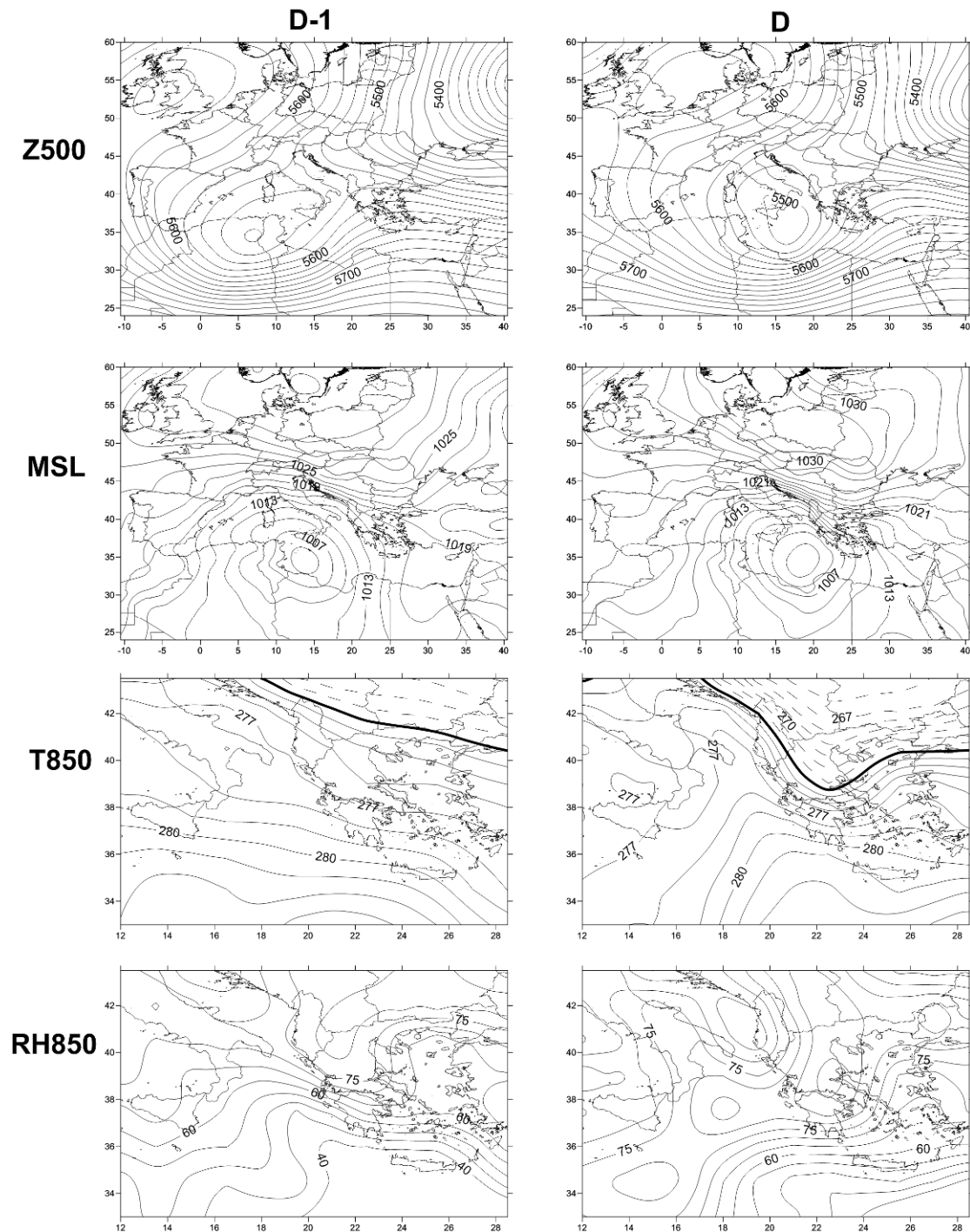
- ΤΥΠΟΣ IV

Την ημέρα D-1, ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων που εκτείνεται από τα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα έως την επιφάνεια, βρίσκεται πάνω από τις ακτές της βορειοδυτικής Αφρικής (Σχ. 2.11) το οποίο πιθανόν δημιουργήθηκε κατά μήκος της οροσειράς του Άτλαντα (Σαχαριανές υφέσεις-βλ. Prezerakos, 1990). Κατά τη διάρκεια των επόμενων 24 ωρών, το σύστημα κινείται ανατολικά καθώς η επιφανειακή ύφεση που βρίσκεται πάνω από τον κόλπο της Sidra βαθιάει, με αποτέλεσμα την εμφάνιση μιας ανατολικής, θερμής και υγρής ροής στην ανατολική Ελλάδα. Ταυτόχρονα, ένας αντικυκλώνας πάνω από την ανατολική Ευρώπη επιβάλλει ισχυρή ψυχρή μεταφορά στη βόρεια Ελλάδα. Ο συνδυασμός των δύο συστημάτων δημιουργεί μια ισχυρή μετωπική ζώνη σύγκλισης όπως φαίνεται στα Σχ. 2.11 και 2.16d, με μία ιδιαίτερα βαθιά βαροβαθμίδα πάνω από το Αιγαίο. Η χερσόνησο της Χαλκιδικής επηρεάζεται από τη σύγκλιση του πεδίου ροής και από τη μεταφορά υγρασίας, εμφανίζοντας 4 επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης σε αυτόν



Σχήμα 2.10. Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο III αντίστοιχα. Θερμοκρασίες (T850) χαμηλότερες των 0°C (έντονη γραμμή) συμβολίζονται με διακεκομμένες ισοπληθείς.

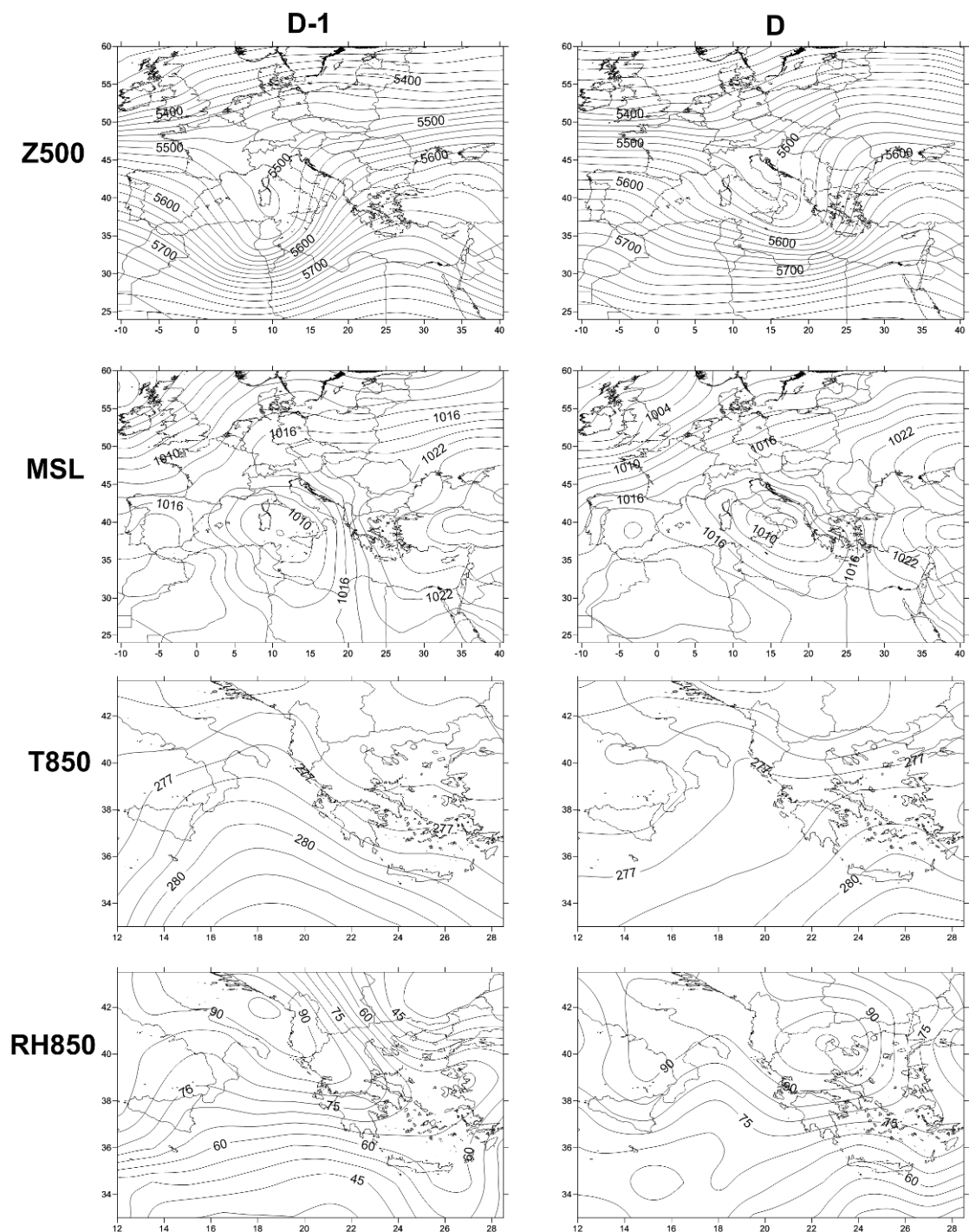
τον τύπο καιρού από τα οποία δύο οδήγησαν σε πλημμυρικά φαινόμενα (δεν παρατηρήθηκαν σοβαρά συμβάντα-βλ. Σχ. 2.6α και 2.7). Πρέπει να σημειωθεί ότι η στατική ευστάθεια παρουσιάζεται σημαντικά ενισχυμένη πάνω από τη βόρεια Ελλάδα και το Αιγαίο Πέλαγος (Σχήμα 2.18d) κατά την εμφάνιση των ισχυρών βροχοπτώσεων στη Χαλκιδική.



Σχήμα 2.11. Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο IV αντίστοιχα. Θερμοκρασίες (T850) χαμηλότερες των 0°C (έντονη γραμμή) συμβολίζονται με διακεκομμένες ισοπληθείς.

- ΤΥΠΟΣ V

Την ημέρα D-1, ένας αυλώνας εμφανίζεται στα 500 hPa με ένα σύστημα επιφανειακών πιέσεων πάνω από τη δυτική Μεσόγειο (Σχ. 2.12). Κατά τη διάρκεια της ημέρας D, η διαταραχή στη μέση τροπόσφαιρα κινείται ανατολικά και



Σχήμα 2.12. Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο V αντίστοιχα.

η επιφανειακή ύφεση βρίσκεται στον κόλπο της Sidra, επιβάλλοντας νοτιο-ανατολική ροή πάνω από τις ακτές της ανατολικής Ελλάδας. Η επιφανειακή σύγκλιση και η αστάθεια είναι σημαντικά ενισχυμένες ιδιαίτερα στην κεντρική Ελλάδα (Σχ. 2.16e και 2.18e) όπου παρατηρείται ισχυρή μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (Σχ. 2.17e). Στη Χαλκιδική, η υγρή και συγκλίνουσα ροή (Σχ. 2.16e και

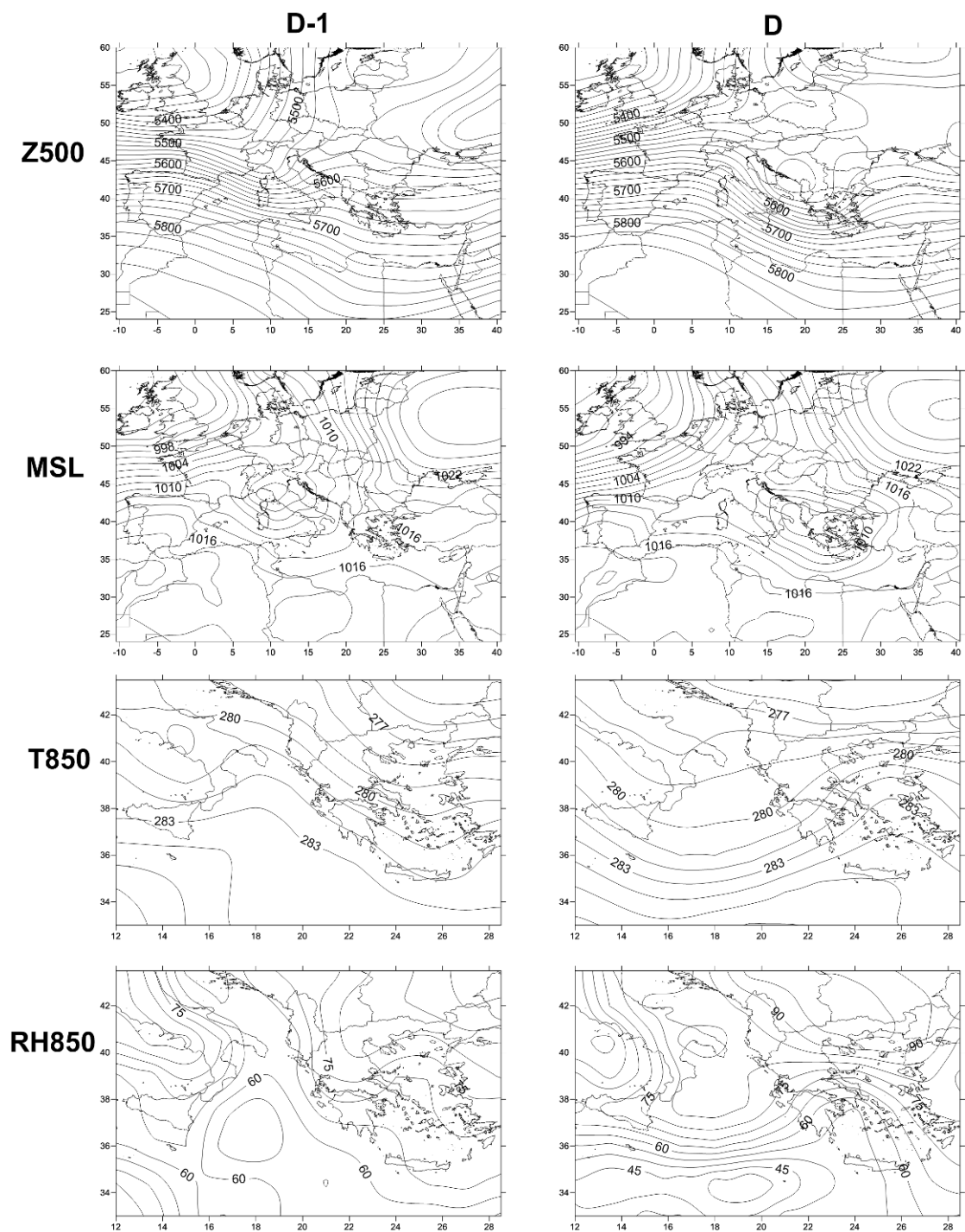
2.19e) δημιούργησε 4 επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης, με την μέση βροχόπτωση ανά επεισόδιο όμως να εμφανίζεται ελαφρώς μειωμένη συγκριτικά με τους άλλους τύπους καιρού ενώ δεν παρατηρήθηκαν πλημμυρικά γεγονότα.

- ΤΥΠΟΣ VI

Ο εν λόγω τύπος καιρού συνδέεται με φαινόμενα κυκλογένεσης στον κόλπο της Γένοβα (Trigo et al., 2002). Την ημέρα D-1, ένας αυλώνας μικρού μήκους κύματος (short wave) στη μέση τροπόσφαιρα βρίσκεται πάνω από τις Άλπεις με μία ράχη υψηλών γεωδυναμικών υψών στα δυτικά Βαλκάνια (Σχ. 2.13). Στην επιφάνεια, ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων παρατηρείται στον κόλπο της Γένοβα. Στις επόμενες 24 ώρες, η ταχέως κινούμενη διαταραχή βρίσκεται πάνω από τις ακτές της Αδριατικής ενώ η επιφανειακή ύφεση στο βόρειο Αιγαίο (βλ. Σχ. 2.13). Σε όλες τις περιπτώσεις που συνθέτουν αυτή την ομάδα, το σύστημα κινήθηκε κατά μήκος των ακτών της Αδριατικής που είναι μία από τις δύο διαδρομές για τους κυκλώνες που δημιουργούνται στον κόλπο της Γένοβα (Trigo et al., 2002). Χαμηλή στατική ευστάθεια παρατηρείται πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος (Σχ. 2.18f) όπου εμφανίζεται η μέγιστη επιφανειακή σύγκλιση και μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (Σχ. 2.16f και 2.17f). Παρότι η μέση βροχόπτωση για τον συγκεκριμένο τύπο καιρού είναι $50 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$, δεν αναφέρθηκαν πλυμμηρικά γεγονότα.

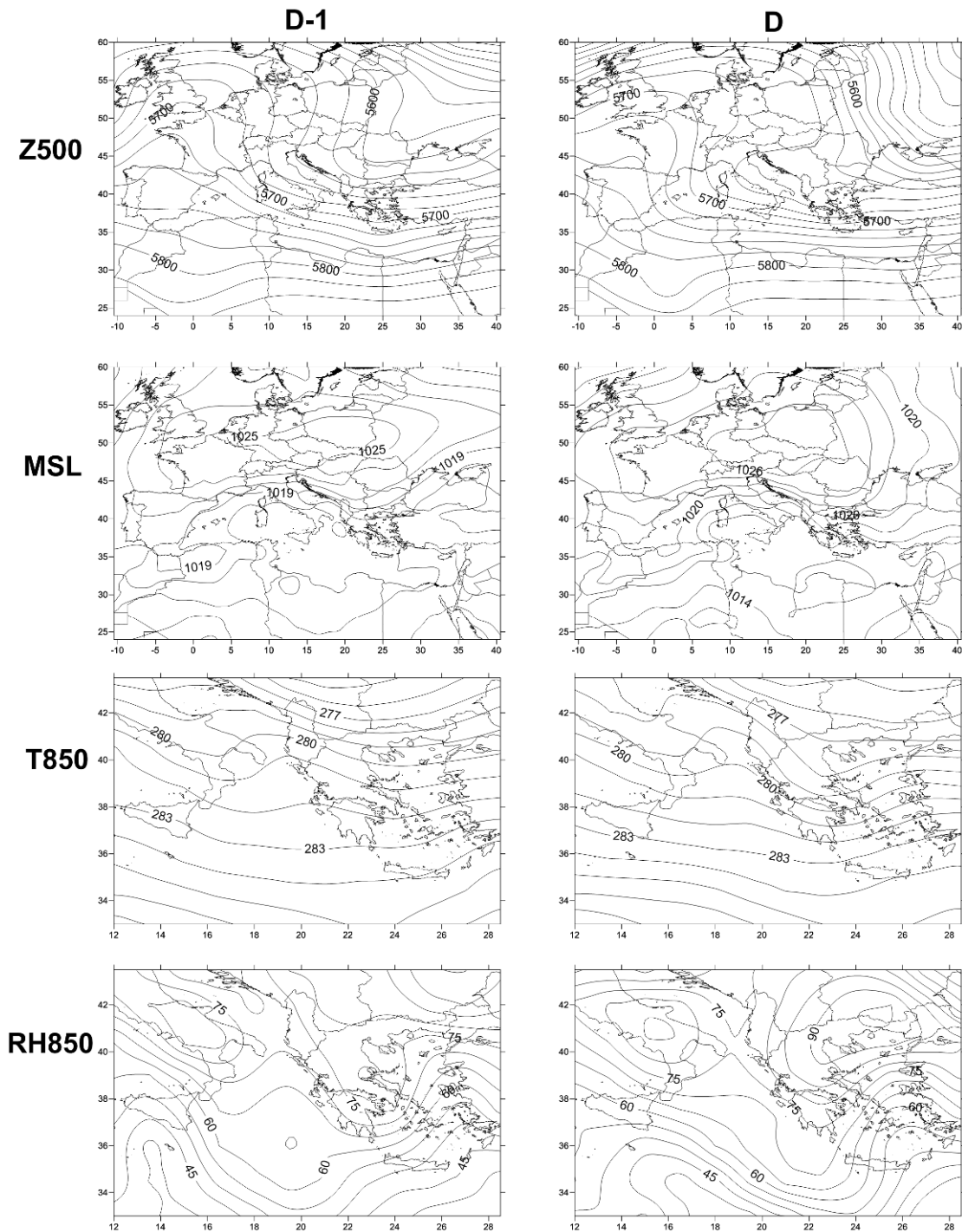
- ΤΥΠΟΣ VII

Ένας αντικυκλώνας έχει εδραιωθεί πάνω από την κεντρική Ευρώπη με χαμηλότερες πιέσεις στη βόρεια Αφρική. (Σχ. 2.14). Την ημέρα D, το επιφανειακό πεδίο πιέσεων επιβάλλει μία ανατολική ροή που συγκλίνει στις ακτές της ανατολικής Ελλάδας και στη χερσόνησο της Χαλκιδικής (Σχ. 2.16g). Στα 500 hPa μία μικρής κλίμακας διαταραχή διακρίνεται πάνω από τον Ελληνικό χώρο (Σχ. 2.14)



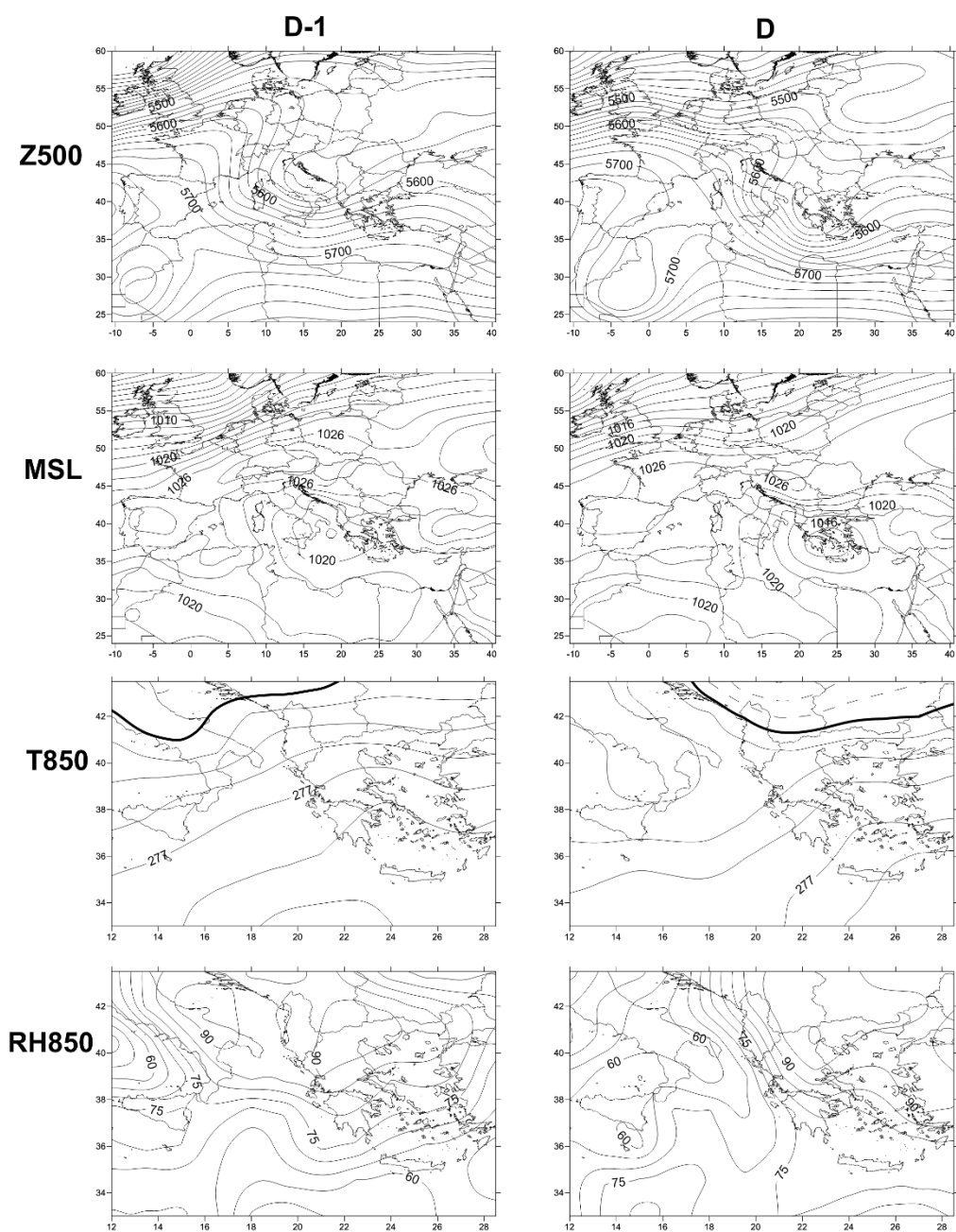
Σχήμα 2.13. Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο VI αντίστοιχα.

με αποτέλεσμα τη μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στο νότιο Αιγαίο και τις ακτές της Τουρκίας (Σχήμα 2.17g). Η στατική ευστάθεια ελαττώνεται πάνω από τη Χαλκιδική και τη κεντρική Ελλάδα (Οι τιμές του K_{index} είναι οι χαμηλότερες συγκριτικά με τις υπόλοιπες συστάδες - βλ. Σχήμα 2.18), ενώ η VIMFC ενισχύεται πάνω από τη βόρεια Ελλάδα με το μέγιστο στα νησιά του Ιόνιου πελάγους (Σχήμα 2.19g).



Σχήμα 2.14 Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο VII αντίστοιχα.

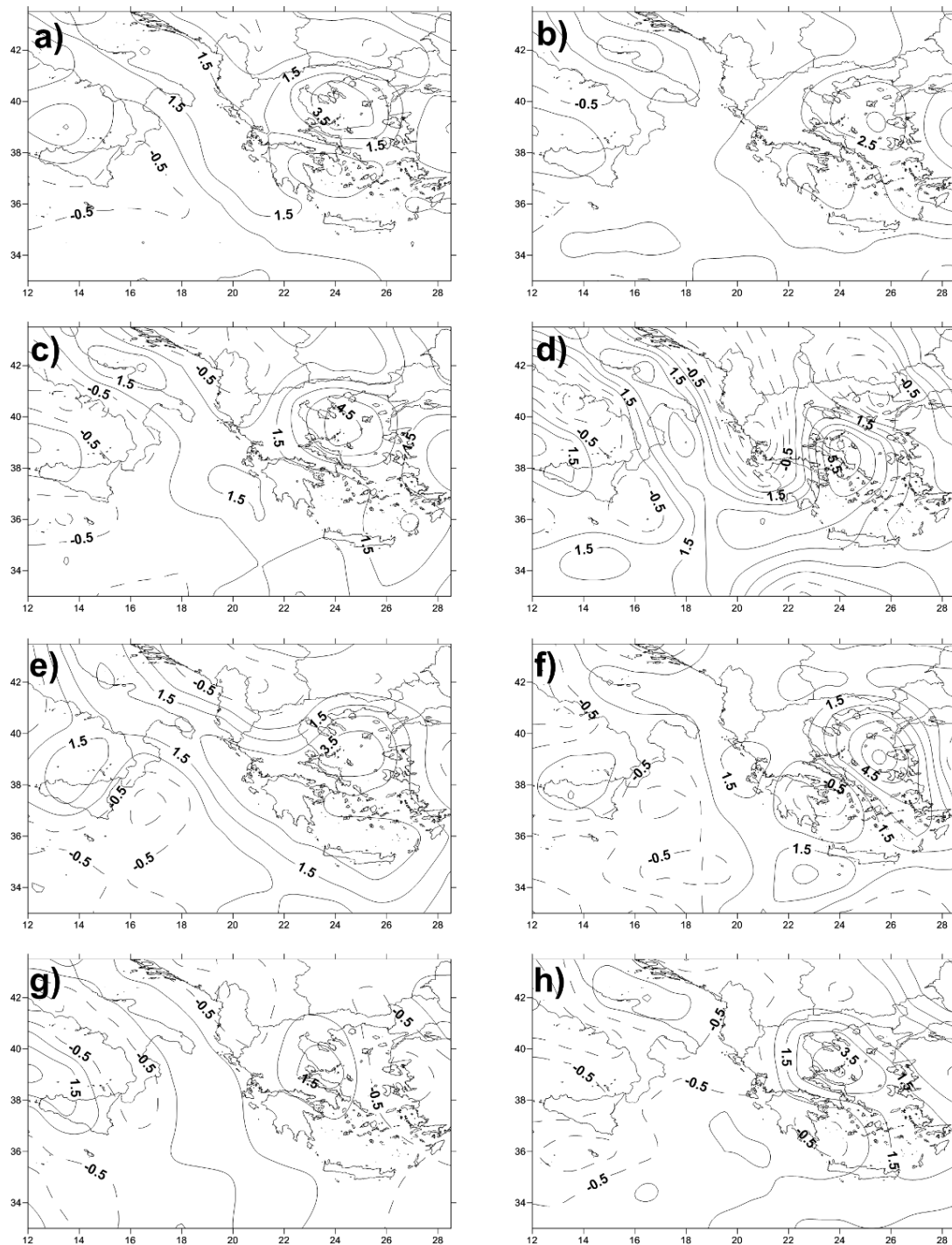
Οι συνοπτικές συνθήκες που σχετίζονται με τον εν λόγω τύπο καιρού και απαντώνται συνήθως τον Οκτώβριο και Απρίλιο (μία περίπτωση), συνδέονται με τα χαμηλότερα ποσά βροχόπτωσης και όπως είναι αναμενόμενο δεν παρατηρούνται πλημμυρικά φαινόμενα.



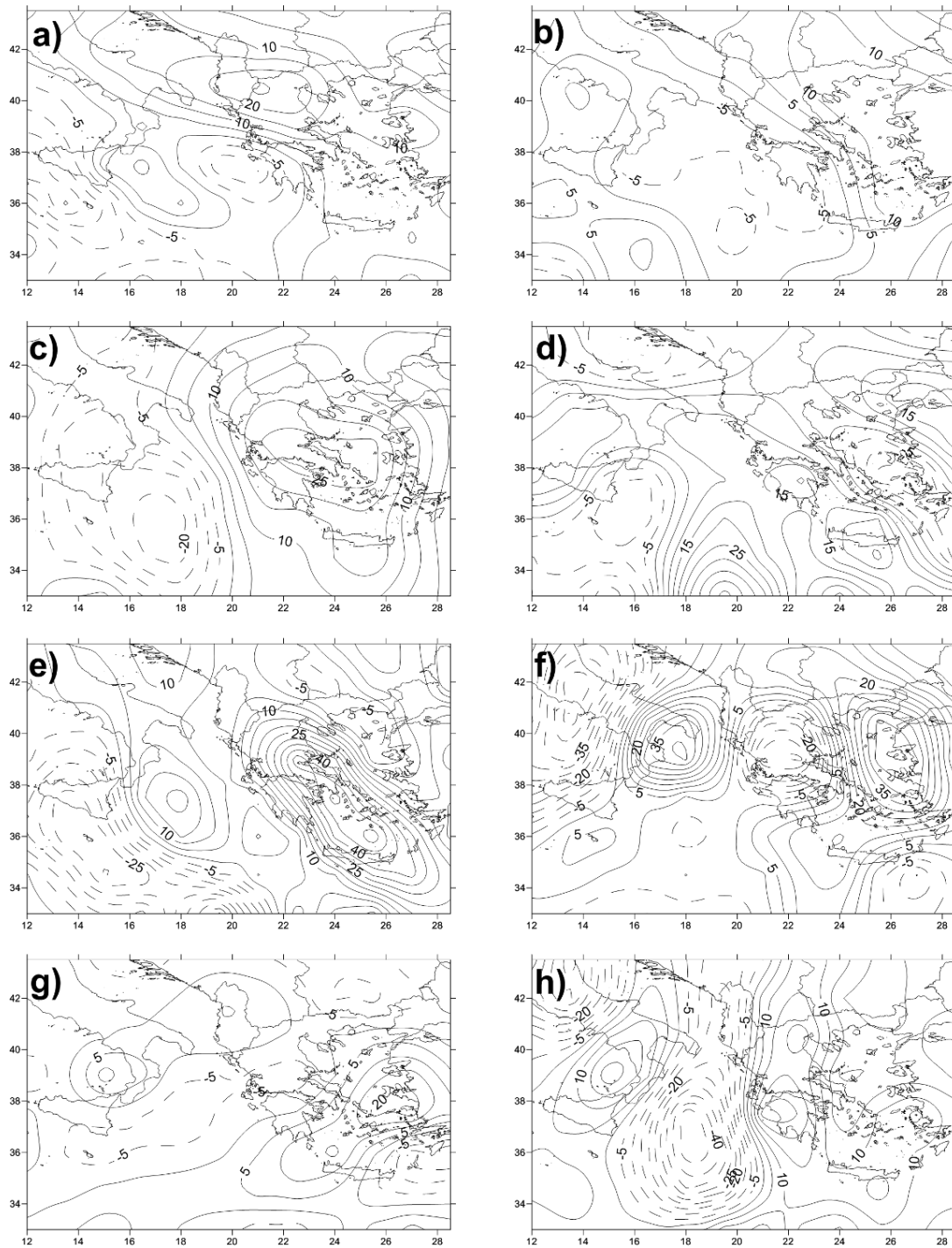
Σχήμα 2.15 Όπως το σχήμα 2.8 για τον τύπο VIII αντίστοιχα. Θερμοκρασίες (T850) χαμηλότερες των 0°C (έντονη γραμμή) συμβολίζονται με διακεκομμένες ισοπληθείς.

- ΤΥΠΟΣ VIII

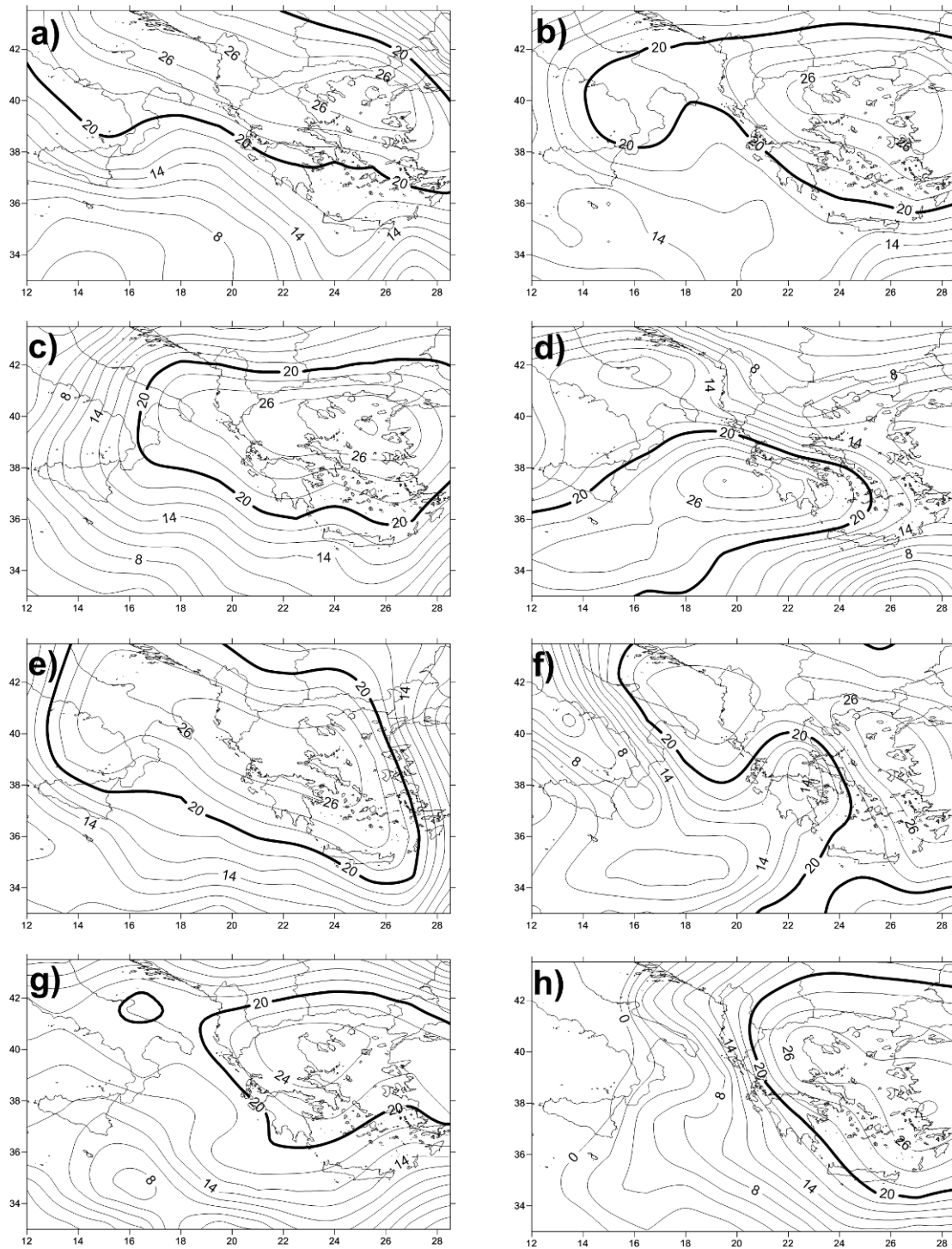
Την ημέρα D-1, ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων βρίσκεται στο Ιόνιο πέλαγος με έναν αυλώνα στη μέση τροπόσφαιρα να διακρίνεται πάνω από τη νότια Ιταλία και υψηλές πιέσεις στην κεντρική Ευρώπη. Στην κατώτερη τροπόσφαιρα η νοτιοανατολική ροή πάνω από το Αιγαίο αυξάνει την υγρασία στη βόρεια Ελλάδα



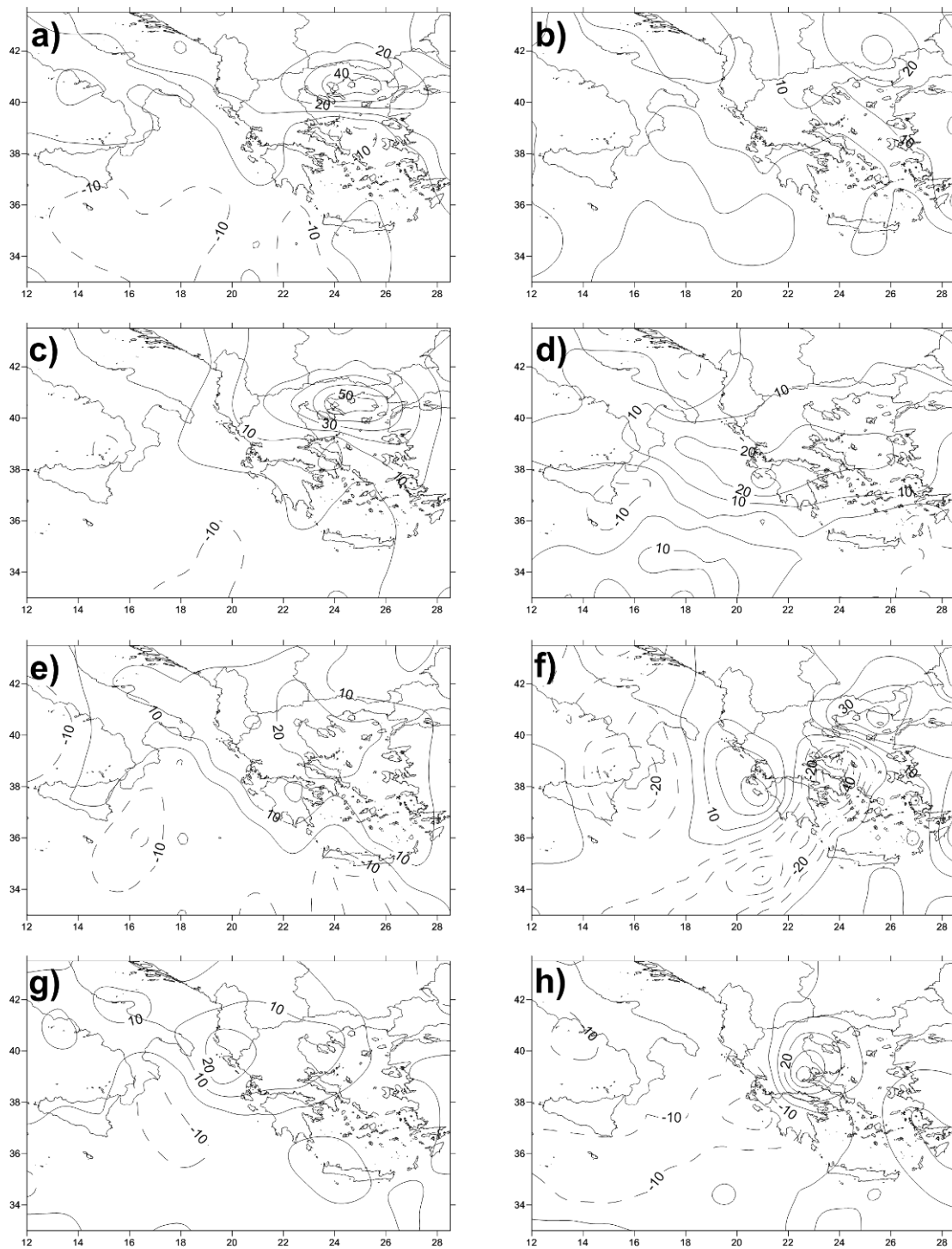
Σχήμα 2.16. Μεσοποιημένοι χάρτες της παραμέτρου $DIV1000$ ($10^{-5} s^{-1}$) για τον a) I, b) II, c) III, d) IV, e) V, f) VI, g) VII και h) VIII συνοπτικό τύπο καιρού. Θετικές τιμές εκφράζουν τη σύγκλιση του πεδίου ροής ενώ οι αρνητικές (διακεκομμένη) την απόκλιση. Ισοπληθείς κάθε $1 \times 10^{-5} s^{-1}$.



Σχήμα 2.17. Μεσοποιημένοι χάρτες της παραμέτρου VADV500 (10^{-10} s^{-2}) για τον a) I, b) II, c) III, d) IV, e) V, f) VI, g) VII και h) VIII συνοπτικό τύπο καιρού. Θετικές τιμές εκφράζουν τη μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού ενώ οι αρνητικές (διακεκομμένη) την μεταφορά αρνητικού στροβιλισμού. Ισοπληθείς κάθε $5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$.



Σχήμα 2.18. Μεσοποιημένοι χάρτες της παραμέτρου K_{index} ($^{\circ}\text{C}$) για τον a) I, b) II, c) III, d) IV, e) V, f) VI, g) VII και h) VIII συνοπτικό τύπο καιρού. Η ισοπληθής των 20°C παρουσιάζεται παχύτερη. Ισοπληθείς κάθε 2°C .



Σχήμα 2.19. Μεσοποιημένοι χάρτες της παραμέτρου $VIMFC$ ($10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$) για τον a) I, b) II, c) III, d) IV, e) V, f) VI, g) VII και h) VIII συνοπτικό τύπο καιρού. Θετικές τιμές εκφράζουν τη σύγκλιση της ροής υγρασίας. Ισοπληθείς κάθε $10 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

(Σχ. 2.15). Στις επόμενες 24 ώρες το σύστημα ενισχύεται και κινείται ανατολικά πάνω από την Πελοπόννησο επιβάλλοντας ένα ισχυρό πεδίο σύγκλισης με υψηλές τιμές των παραμέτρων *DIV1000* και *VIMFC* στις ακτές της ανατολικής Ελλάδας και το Αιγαίο (βλ. Σχ. 2.16h και 2.19h). Ενισχυμένη αστάθεια παρατηρείται στη Χαλκιδική (Σχ. 2.18h) με μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα (Σχ. 2.17h). Αυτός ο τύπος ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας παράγει μέση βροχόπτωση ανά επεισόδιο $44 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ ενώ καταγράφηκαν και δύο πλημμυρικά γεγονότα.

2.3.3 Ανάλυση διακύμανσης των παραγόντων που χρησιμοποιήθηκαν για την ομαδοποίηση των τύπων ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας

Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε σύγκριση των μέσων τιμών του κάθε παράγοντα (factor) που προήλθε από τη μείωση του πλήθους των αρχικών δεδομένων (βλ. Παρ. 2.2.1) για κάθε τύπο ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας χρησιμοποιώντας τη στατιστική μεθοδολογία της μονόδρομης ανάλυσης διακύμανσης (one-way ANOVA). Ουσιαστικά, έγινε έλεγχος της μηδενικής υπόθεσης που θεωρεί ότι οι τιμές των εν λόγω παραγόντων δεν διαφοροποιούνται ανάμεσα στις ομάδες (τύπους καιρού) για ένα δεδομένο διάστημα εμπιστοσύνης (99%). Τα αποτελέσματα του ελέγχου με βάση το κριτήριο F παρουσιάζονται στον Πίνακα 2.3.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μεθόδου, πέντε παράγοντες διαφοροποιούνται σημαντικά ανάμεσα τους οκτώ τύπους καιρού και είναι αυτοί που κύρια ορίζουν την ομαδοποίηση των συνοπτικών καταστάσεων με βάση την αρχική επιλογή του αριθμού των συστάδων. Τρεις παράγοντες αφορούν το γεωδυναμικό ύψος των 500 hPa (Z500), ένας την επιφανειακή απόκλιση του πεδίου ροής (*DIV1000*) και ένας την θερμοκρασία στη στάθμη των 850 hPa (T850). Ως εκ τούτου φαίνεται ότι τα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης διαμορφώνονται κυρίως από την ύπαρξη διαταραχών στη μέση τροπόσφαιρα που συνδυάζονται όμως και αλληλεπιδρούν με τη δυνητικά ασταθή κατώτερη τροπόσφαιρα και με την ισχυρή επιφανειακή σύγκλιση πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής. Τα παραπάνω έρχονται σε συμφωνία με την ανάλυση και την κατηγοριοποίηση των χαρακτηριστικών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που συνδέονται με την εμφάνιση επεισοδίων βροχοπτώσεων και πλημμυρικών συμβάντων στην περιοχή.

Πίνακας 2.3. Ανάλυση διακύμανσης (ANOVA) των παραγόντων που χρησιμοποιήθηκαν για την ομαδοποίηση των τύπων καιρού. Παρουσιάζονται μόνο οι παράγοντες για τους οποίους δεν ισχύει η μηδενική υπόθεση με πιθανότητα σφάλματος ($p < 0.01$).

		Άθροισμα Τετραγώνων	Βαθμοί Ελευθερίας	Μέσα Τετράγωνα	F	p
FAC3_Z500	Διαδειγματικό	23.390	7	3.341	5.191	.000
	Ενδοδειγματικό	29.610	46	.644		
	Συνολικό	53.000	53			
FAC5_Z500	Διαδειγματικό	23.721	7	3.389	5.324	.000
	Ενδοδειγματικό	29.279	46	.636		
	Συνολικό	53.000	53			
FAC6_Z500	Διαδειγματικό	26.166	7	3.738	6.408	.000
	Ενδοδειγματικό	26.834	46	.583		
	Συνολικό	53.000	53			
FAC11_DIV1000	Διαδειγματικό	24.139	7	3.448	5.496	.000
	Ενδοδειγματικό	28.861	46	.627		
	Συνολικό	53.000	53			
FAC1_T850	Διαδειγματικό	23.471	7	3.353	5.223	.000
	Ενδοδειγματικό	29.529	46	.642		
	Συνολικό	53.000	53			

2.4 ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΓΙΑ ΤΗΝ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΤΩΝ ΕΠΙΣΟΔΙΩΝ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗ ΧΕΡΣΟΝΗΣΟ ΤΗΣ ΧΑΛΚΙΔΙΚΗΣ

Η βροχόπτωση στη χερσόνησο της Χαλκιδικής χαρακτηρίζεται από χαμηλά ποσά ετήσιου υετού, κατά τη διάρκεια όμως επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης η ένταση του είναι συχνά καταρακτώδης με αποτέλεσμα να παρατηρούνται ακραίες τιμές 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης που μπορεί να προκαλέσουν σημαντικά πλημμυρικά γεγονότα. Για τον λόγο αυτό διερευνήθηκαν οι τύποι συνοπτικής κυκλοφορίας που συνδέονται με επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης κατά την ψυχρή περίοδο του έτους και κατηγοριοποιήθηκαν σε 8 ομάδες (clusters), χρησιμοποιώντας μία πολυμεταβλητή στατιστική μεθοδολογία. Το κύριο κοινό χαρακτηριστικό ανάμεσα στους 8 τύπους καιρού είναι η παρουσία ενός

νοτιοανατολικού, υγρού ρεύματος που συγκλίνει πάνω από το ορεινό ανάγλυφο της Χαλκιδικής και επιβάλλεται από την σχετική θέση μιας επιφανειακής ύφεσης. Το σύστημα χαμηλών πιέσεων συνήθως βρίσκεται στη νότια Ιταλία, το Ιόνιο Πέλαγος και σπανιότερα στο Αιγαίο. Ενισχυμένη επιφανειακή σύγκλιση παρατηρείται σε όλες τις περιπτώσεις, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται πάνω από Χαλκιδική για τους τύπους I και III που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη μέση βροχόπτωση και τα περισσότερα πλημμυρικά γεγονότα. Ταυτόχρονα, η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού στα 500 hPa είναι έντονη πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα και το Αιγαίο Πέλαγος, ενώ στην πλειοψηφία των περιπτώσεων η σύγκλιση στα 1000 hPa συνδέεται με την αύξηση της μεταφοράς στροβιλισμού στη μέση τροπόσφαιρα καταδεικνύοντας την σημασία της συνοπτικής κυκλοφορίας στην εμφάνιση των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης στην περιοχή της Χαλκιδικής.

Η στατική αστάθεια είναι έκδηλη πάνω από τη Χαλκιδική σε όλους τους τύπους καιρού εκτός από τον IV. Όπως φάνηκε από τα αποτελέσματα της ανάλυσης κατά συστάδες, οι ισχυρές βροχοπτώσεις κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου σχετίζονται συνήθως με συνοπτικές διαταραχές στη μέση τροπόσφαιρα που τείνουν να αποσταθεροποιήσουν την ατμοσφαιρική στήλη, ενώ η αυξημένη αστάθεια της υγρής κατώτερης τροπόσφαιρας ενισχύει τη διαδικασία αυτή κυρίως τους φθινοπωρινούς μήνες (βλ. Lolis et al., 2012; Flocas and Karacostas, 1996). Ως εκ τούτου παρατηρούνται ισχυρές βροχοπτώσεις στις ακτές της ανατολικής Ελλάδας και στη χερσόνησο της Χαλκιδικής. Ακόμα πρέπει να σημειωθεί ότι 4 από τα 5 μεγάλα πλυμμηρικά επεισόδια της ψυχρής περιόδου 2000-2010 έλαβαν χώρα τον Οκτώβριο. Αντίθετα, ο τύπος IV χαρακτηρίζεται κυρίως από εξαναγκασμένες ανοδικές κινήσεις που προκαλούνται από μία μετωπική ζώνη που δημιουργείται από τον συνδυασμό ενός χαμηλού βαρομετρικού συστήματος στο νότιο Ιόνιο και ενός αντικυκλώνα στην βορειοανατολική Ευρώπη. Σε κάθε περίπτωση, καθώς οι αέριες μάζες στην κατώτερη τροπόσφαιρα κινούνται πάνω από το θερμά νερά του Αιγαίου γίνονται δυνητικά ασταθείς (potentially unstable), οπότε με την παρουσία δυναμικής ή/και ορογραφικής κατακόρυφης μεταφοράς πάνω από το ορεινό ανάγλυφο της Χαλκιδικής με αποτέλεσμα συχνά την δημιουργία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (βλ. παράδειγμα Lolis et al., 2012).

Η μεσοποιημένη πίεση στην επιφάνεια όπως απεικονίζεται στο Σχ. 2.9 για τον τύπο κυκλοφορίας II, παρουσιάζει δύο ελάχιστα πίεσης στο Ιόνιο και Αιγαίο Πέλαγος. Το ελάχιστο στο Αιγαίο σχετίζεται με δύο περιπτώσεις κυκλογένεσης στην ανατολική Μεσόγειο που συμπεριλαμβάνονται σε αυτή την ομάδα. Καθώς ο αριθμός αυτών των περιπτώσεων είναι σημαντικά μικρότερος από τον συνολικό αριθμό των επεισοδίων της ομάδας II και η χωρική τους κλίμακα (των περιπτώσεων κυκλογένεσης στην ανατολική Μεσόγειο και γενικότερα στο Αιγαίο) είναι περιορισμένη (βλ. Flocas and Karacostas, 1996), δεν είναι συνοπτικά ευδιάκριτα με αποτέλεσμα η αντικειμενική κατηγοριοποίηση να τα συμπεριλαμβάνει σε άλλες ομάδες (Aran et al., 2011).

Τα πλημμυρικά γεγονότα στη Χαλκιδική σχετίζονται όπως είναι αναμενόμενο με τους τύπους ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που παράγουν τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης. Τέτοια συστήματα καιρού κινούνται συνήθως αργά προκαλώντας μία νοτιοανατολική υγρή ροή στη βόρεια Ελλάδα, αυξάνοντας τα ποσά υγρασίας πριν την ημέρα εμφάνισης της μέγιστης βροχόπτωσης (ημέρα D-1). Το πολύπλοκο, ορεινό ανάγλυφο της περιοχής καθώς και η εγγύτητα του με τη θάλασσα, διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη χωρική κατανομή της βροχής και τη θέση των τοπικών μεγίστων βροχόπτωσης. Τα πλημμυρικά επεισόδια όμως δεν περιορίζονται στην ανατολική και κεντρική ορεινή Χαλκιδική, αλλά συνήθως επηρεάζουν την ευρύτερη περιοχή καλύπτοντας σχεδόν ολόκληρη τη χερσόνησο.

Εν κατακλείδι, στη μεγάλη πλειοψηφία των περιπτώσεων που εξετάστηκαν, η έντονη βροχόπτωση παράγεται από την επίδραση ατμοσφαιρικών διαταραχών που δημιουργούν και διατηρούν κυκλωνική δραστηριότητα στη νότια Ιταλία, το Ιόνιο και σπανιότερα στο Αιγαίο Πέλαγος. Αυτό επιβεβαιώνεται κι από την στατιστική ανάλυση η οποία έδειξε ότι οι παράγοντες που διαφοροποιούν τους 8 τύπους καιρού είναι αυτοί που σχετίζονται κυρίως με την κυκλοφορία στη στάθμη των 500 hPa, ενώ ακολουθεί η θερμοκρασία στην κατώτερη τροπόσφαιρα (T850) και η επιφανειακή σύγκλιση. Μόνο ο συνοπτικός τύπος καιρού (VII) που απαντάται κυρίως στις μεταβατικές εποχές παρουσιάζει διαφορετική συμπεριφορά. Επιπλέον, η ανατολική-νοτιοανατολική υγρή ροή πάνω από τη Χαλκιδική (που προκαλείται από την σχετική θέση της επιφανειακής ύψησης) σε συνδυασμό με την δυναμικά

ασταθή κατώτερη τροπόσφαιρα που επηρεάζεται από την μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού (στη μέση τροπόσφαιρα) και την αυξημένη επιφανειακή σύγκλιση πάνω από το πολύπλοκο ανάγλυφο, είναι τα βασικά συστατικά των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης. Οι υψηλότερες τιμές 24ωρης βροχόπτωσης σχετίζονται με τους τύπους κυκλοφορίας I, II και III, όπου μία οργανωμένη επιφανειακή ύφεση βρίσκεται δυτικά του Ελληνικού χώρου, ενώ τα περισσότερα πλημμυρικά γεγονότα και όλα τα σοβαρά πλημμυρικά επεισόδια συμπεριλαμβάνονται στις παραπάνω ομάδες.

3. ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΑΠΟ ΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΤΩΝ ΝΕΦΙΚΩΝ ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΩΝ

– ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ

3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Τα νέφη στην ατμόσφαιρα σχηματίζονται όταν ο αέρας καταστεί υπερκορεσμένος από υδρατμούς όπως συνήθως συμβαίνει όταν αέριες μάζες ψύχονται λόγω αδιαβατικής εκτόνωσης καθώς ανέρχονται μέσα στην τροπόσφαιρα. Οι ανοδικές κινήσεις μπορεί να είναι ιδιαίτερα ισχυρές υπό συνθήκες έντονης στατικής αστάθειας με αποτέλεσμα τη δημιουργία νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (convective clouds) όπως σωρείτες (cumulus) και σωρειτομελανίες (cumulonimbus) που συχνά οδηγούν σε ισχυρές βροχοπτώσεις και έντονα καιρικά φαινόμενα. Οι σχηματισμοί αυτοί εμφανίζουν σημαντικές ποσότητες νερού σε υγρή ή στερεή μορφή με μεγάλες διαμέτρους σταγονιδίων και πάγου. Αντίθετα εάν οι αέριες μάζες παρουσιάζουν αργή αλλά σταθερή άνοδο παρατηρούνται στρωματώδη νέφη (stratus) με μικρότερη μάζα νερού και κατανομή της διαμέτρου των σταγονιδίων που καλύπτει μικρότερες τιμές. Γενικά, οι νεφικοί σχηματισμοί μπορούν να διαχωριστούν στα θερμά νέφη (warm clouds) όπου η κορυφή τους βρίσκεται κάτω από την ισόθερμη των 0°C και στα ψυχρά νέφη (cold clouds) με θερμοκρασίες στο νέφος μικρότερες των 0°C με αποτέλεσμα την ταυτόχρονη συνύπαρξη πάγου και υδροσταγονιδίων σε αυτό (βλ. Houze, 1993; Wallace and Hobbs, 2006; Cotton et al., 2011).

3.2 ΘΕΡΜΑ ΝΕΦΗ

3.2.1 Πυρήνωση των σταγονιδίων

Όταν η ατμόσφαιρα δεν περιέχει αιωρούμενα σωματίδια και ιόντα (είναι ουσιαστικά απολύτως "καθαρή") είναι δυνατή η δημιουργία πολύ μικρών σταγονιδίων διαμέσου της τυχαίας σύγκρουσης των μορίων υδρατμών, μια διεργασία που ονομάζεται ομογενής πυρήνωση. Τα σταγονίδια που δημιουργούνται εξατμίζονται αν το μέγεθος τους είναι μικρότερο από μια κρίσιμη τιμή, η οποία καθορίζεται από την ισορροπία του ρυθμού αύξησης μέσω συμπύκνωσης και του ρυθμού απομάκρυνσης μέσω εξάτμισης. Το κρίσιμο μέγεθος δίνεται από τη σχέση (βλ. Houze, 1993):

$$R_c = \frac{2\sigma_{vl}}{n_l k_b T \ln\left(\frac{e}{e_s}\right)} \quad (3.1)$$

όπου σ_{vl} είναι η επιφανειακή τάση που εκφράζεται ως το έργο ανά μονάδα επιφάνειας που χρειάζεται για την επέκταση της επιφάνειας του υγρού υπό σταθερή θερμοκρασία, n_l ο αριθμός των μορίων νερού ανά μοναδιαίου όγκου της σταγόνας, k_b η σταθερά Boltzmann και T η θερμοκρασία. Όπως είναι εμφανές η κρίσιμη ακτίνα (R_c) εξαρτάται από τη σχετική υγρασία ($RH = e/e_s \times 100$) ενώ είναι αδύνατη η δημιουργία ενός υδροσταγονιδίου υπό συνθήκες κορεσμού ($RH = 100\%$) αφού όταν $e/e_s \rightarrow 1$ η $R_c \rightarrow \infty$. Ως εκ τούτου ο αέρας πρέπει να είναι υπερκορεσμένος ($e/e_s > 1$) από υδρατμούς ώστε η R_c να είναι θετική. Όσο μεγαλύτερος είναι ο υπερκορεσμός τόσο μικρότερη πρέπει να είναι αρχική ακτίνα της σταγόνας. Ο ρυθμός πυρήνωσης που εκφράζει το ρυθμό σχηματισμού σταγόνων μεγαλύτερων από το κρίσιμο μέγεθος υπολογίζεται με βάση σχέσεις της στατιστικής θερμοδυναμικής και έχει βρεθεί ότι αυξάνεται δραματικά σε ένα πολύ μικρό εύρος τιμών του λόγου e/e_s που είναι περίπου 4-5 (Houze, 1993). Δηλαδή για τη δημιουργία μιας σταγόνας καθαρού νερού διαμέσου της ομογενούς πυρήνωσης απαιτείται υπερκορεσμός της τάξης του 400-500%. Τιμές τόσο υψηλές δεν παρατηρούνται στην ατμόσφαιρα όπου υπερκορεσμός φτάνει το 1 με 2% με

αποτέλεσμα η ομογενής πυρήνωση να μην διαδραματίζει ρόλο στη δημιουργία των πραγματικών νεφών.

Η δημιουργία νεφοσταγόνων στην ατμόσφαιρα πραγματοποιείται διαμέσου της ετερογενούς πυρήνωσης. Τα υγροσκοπικά ατμοσφαιρικά αιωρήματα που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα δρουν ως πυρήνες συμπύκνωσης (cloud condensation nuclei) και ουσιαστικά μειώνουν την τάση κόρου του διαλύτη αυξάνοντας τον λόγο e/e_s και κατά συνέπεια μειώνουν την κρίσιμη ακτίνα σύμφωνα με τη σχέση (3.1). Με τον τρόπο αυτό η πυρήνωση είναι ευκολότερο να επιτευχθεί με τάσεις ατμών που παρατηρούνται στο ατμοσφαιρικό περιβάλλον. Στην ατμόσφαιρα υπάρχει μεγάλη συγκέντρωση αιωρούμενων σωματιδίων το μέγεθος και η διαλυτότητα των οποίων επηρεάζει σημαντικά την κατανομή των σταγονιδίων στα νέφη.

3.2.2 Συμπύκνωση και εξάτμιση

Μετά το σχηματισμό των μικρών σταγονιδίων διαμέσου της ετερογενούς πυρήνωσης λαμβάνει χώρα η αύξηση του μεγέθους της σταγόνας μέσω της διάχυσης των υδρατμών σε αυτά με τη διαδικασία της συμπύκνωσης (condensation). Κατά τη διεργασία αυτή οι υδρατμοί που συμπυκνώνονται στη σταγόνα απελευθερώνουν λανθάνουσα θερμότητα αυξάνοντας τη θερμοκρασία γύρω από τη σταγόνα. Με την πάροδο του χρόνου επέρχεται μία κατάσταση ισορροπίας όπου οι υδρατμοί διαχέονται προς τη σταγόνα ενώ η θερμότητα μακριά από αυτή. Όπως αναφέρθηκε η αδιαβατική ψύξη των αερίων μαζών καθώς ανέρχονται στην τροπόσφαιρα οδηγεί σε κορεσμό ενώ η περαιτέρω άνοδος προκαλεί υπερκορεσμό των μαζών που ο ρυθμός του είναι ανάλογος των ανοδικών ρευμάτων. Καθώς ο υπερκορεσμός αυξάνεται ενεργοποιούνται οι πυρήνες συμπύκνωσης και όταν ο ρυθμός με τον οποίο η περίσσεια των υδρατμών (λόγω του υπερκορεσμού) ισούται με τον ρυθμό συμπύκνωσης τους στους πυρήνες συμπύκνωσης και τα υδροσταγονίδια, ο υπερκορεσμός στο νέφος φτάνει τη μέγιστη τιμή του. Η συγκέντρωση των υδροσταγονιδίων ισούται με τη συγκέντρωση των πυρήνων συμπύκνωσης που ενεργοποιήθηκαν από την μέγιστη τιμή του υπερκορεσμού. Ως εκ τούτου η αύξηση του μεγέθους των σταγόνων καταναλώνει μεγαλύτερη ποσότητα υδρατμών από τη διαθέσιμη εξαιτίας της ψύξης του αέρα, με

αποτέλεσμα τη μείωση του υπερκορεσμού. Ένας αριθμός σταγόνων εξατμίζεται ενώ οι ενεργοποιημένες συνεχίζουν να αυξάνονται μέσω της συμπύκνωσης. Επειδή ο ρυθμός αύξησης λόγω συμπύκνωσης είναι αντιστρόφως ανάλογος της ακτίνας (Wallace and Hobbs, 2006) όσο μικρότερη είναι η ενεργοποιημένη σταγόνα τόσο γρηγορότερα θα αυξάνει το μέγεθος της σε βάρος των μεγαλύτερων σταγονιδίων. Σύμφωνα με τα παραπάνω η κατανομή του μεγέθους των σταγόνων στο νέφος είναι ομοιόμορφη με τιμές που δεν ξεπερνούν τα 15-20 μm (Χαλδούπης, 2000).

3.2.3 Συλλογή-συνένωση

Στα θερμά νέφη η αύξηση της ακτίνας των σταγόνων ώστε να φτάσουν το μέγεθος των βροχοσταγόνων πραγματοποιείται με τη συλλογή (collection) και συνένωση (coalescence) των σταγόνων καθώς οι μεγαλύτερες στο νέφος έχουν υψηλότερη τερματική ταχύτητα (terminal velocity) σε σχέση με τις μικρότερες σταγόνες με τις οποίες συγκρούονται και συνενώνονται με αποτέλεσμα την αύξηση του μεγέθους τους. Η τερματική ταχύτητα (V_T) εκφράζει την ισορροπία των δυνάμεων τριβής και βαρύτητας πάνω σε μια σφαιρική σταγόνα και περιγράφεται από το νόμο του Stokes σύμφωνα με τη σχέση:

$$V_T = \frac{2}{9} \frac{g \rho_d r^2}{\eta} \quad (3.2)$$

όπου ρ_d είναι η πυκνότητα της σταγόνας, r η ακτίνα της και η ο συντελεστής ιξώδους του αέρα. Για τιμές $r > 50 \mu\text{m}$ η (3.2) υπερεκτιμά την τερματική ταχύτητα επειδή καθώς αυξάνεται το μέγεθος της σταγόνας γίνεται μη-σφαιρική με αποτέλεσμα να ενισχύεται η δύναμη τριβής που ασκείται σε αυτή. Σημαντικό ρόλο στην αύξηση του μεγέθους των σταγόνων λόγω συλλογής-σύγκρουσης (εξαιτίας της διαφορετικής σχετικής ταχύτητας των σταγονιδίων) διαδραματίζει η ικανότητα συλλογής (collection efficiency) που χαρακτηρίζει την ενεργό διατομή κρούσης και συνένωσης των σταγόνων και η οποία αυξάνει σημαντικά για τις μεγαλύτερες σταγόνες.

3.3 ΨΥΧΡΑ ΝΕΦΗ

Τα ψυχρά νέφη όπως προαναφέρθηκε εκτείνονται πάνω από την ισόθερμη των 0°C και αποτελούνται από σωματίδια πάγου που προέρχονται από την

κρυστάλλωση υδροσταγονιδίων και από υπέρψυχρες (supercooled) σταγόνες (σταγονίδια σε υπέρτηξη) ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί. Η ανάπτυξη των παγοκρυστάλλων πραγματοποιείται με τη διάχυση και εναπόθεση των υδρατμών, την προσκόλληση και παγοποίηση υπέρψυχρων σταγόνων καθώς και με την συσσωμάτωση των παγοκρυστάλλων.

3.3.1 Κρυστάλλωση

Η δημιουργία σωματιδίων πάγου στα νέφη μπορεί να προέλθει από κρυστάλλωση της υγρής ή αέριας φάσης. Η ομογενής κρυστάλλωση των υδροσταγονιδίων είναι ανάλογη με την ομογενή πυρήνωση όπως περιγράφεται στην παράγραφο 3.2.1 και από τη σχέση (3.1). Θεωρητικές και πειραματικές μελέτες έδειξαν ότι η ομογενής κρυστάλλωση λαμβάνει χώρα σε θερμοκρασίες μικρότερες των -35 και -40 °C ανάλογα με το μέγεθος της σταγόνας (Houze, 1993). Άρα είναι δυνατή η παρουσία υπέρψυχρων σταγόνων στο νέφος σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από τους 0 °C έως τους -40 °C. Η ομογενής κρυστάλλωση των υδρατμών είναι δυνατή αλλά δεν παρατηρείται στη φύση αφού απαιτεί θερμοκρασίες < -65 °C και υπερκορεσμό της τάξης του 1000% (Houze, 1993).

Πρακτικά η κρυστάλλωση πραγματοποιείται σε μικρότερες από τις προαναφερόμενες θερμοκρασίες μέσω της ετερογενούς κρυστάλλωσης σε πυρήνες πάγου (ice nuclei). Τέτοιοι πυρήνες διευκολύνουν τη δημιουργία των παγοκρυστάλλων οι οποίοι ενεργοποιούνται ανά μονάδα όγκου σε ορισμένη θερμοκρασία. Πειραματικές έρευνες (Houze, 1993) έδειξαν ότι ο μέσος αριθμός των πυρήνων πάγου ανά λίτρο αέρα (N_i) αυξάνει εκθετικά με τη μείωση της θερμοκρασίας σύμφωνα με τη σχέση:

$$\ln(N_i) = a_i(253 - T) \quad (3.3)$$

όπου ο συντελεστής a_i παίρνει τιμές από 0.3 έως 0.8 και T η θερμοκρασία σε Κ.

3.3.2 Εναπόθεση και εξάχνωση

Η αύξηση του μεγέθους των παγοκρυσταλλιδίων μπορεί να επιτευχθεί με τη διάχυση των υδρατμών σε ένα σωματίδιο πάγου και την εναπόθεση (deposition) τους σε αυτό. Η αντίθετη διαδικασία (απώλεια μάζας των παγοκρυστάλλων με

διάχυση των υδρατμών προς το περιβάλλον) ονομάζεται εξάχνωση (sublimation). Στα ψυχρά νέφη ο αέρας είναι κοντά στο κορεσμό σε σχέση με το νερό σε υγρή μορφή ενώ είναι υπερκορεσμένος σε σχέση με τον πάγο. Για το λόγο αυτό, τα σωματίδια πάγου αυξάνουν την μάζα τους με την εναπόθεση των υδρατμών σε αυτά γρηγορότερα από ότι τα υδροσταγονίδια με τη διαδικασία της συμπύκνωσης, με αποτέλεσμα την αύξηση των παγοκρυστάλλων σε βάρος των σταγονιδίων (διεργασία Bergeron-Findeisen).

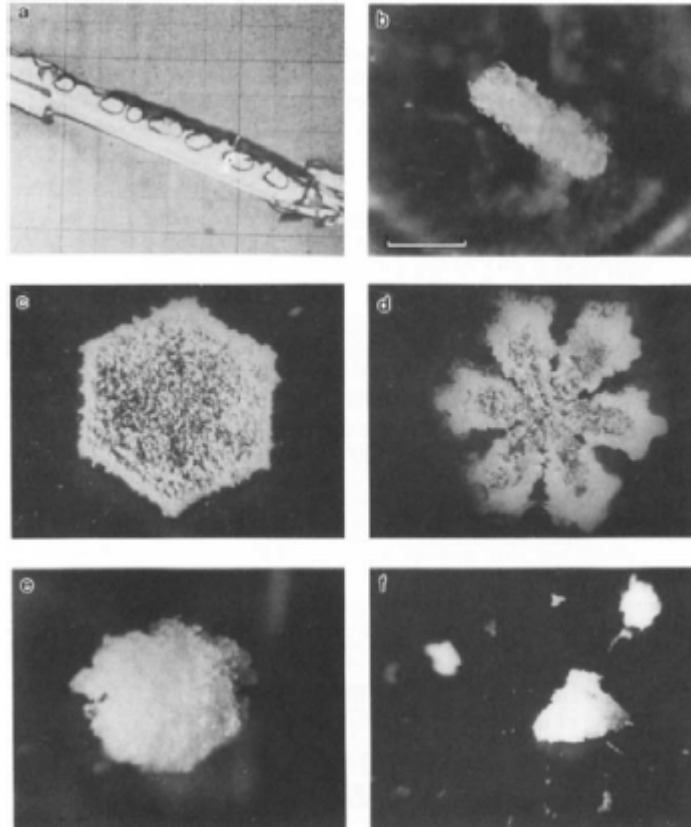
Οι παράγοντες που ελέγχουν την εναπόθεση των υδρατμών στα παγοκρυσταλλίδια είναι παρόμοιοι με τους αντίστοιχους μηχανισμούς συμπύκνωσης των υδροσταγονιδίων (βλ. Παρ. 3.2.2). Η πολυπλοκότητα του προβλήματος όμως αυξάνεται επειδή οι παγοκρύσταλλοι δεν σφαιρικοί. Για την ειδική περίπτωση σφαιρικού κρυστάλλου έχουμε (Wallace and Hobbs, 2006):

$$\frac{dm_{dep}}{dt} = \frac{C}{\varepsilon_0} D \rho_v(\infty) S_i \quad (3.4)$$

όπου m_{dep} η μάζα των παγοκρυστάλλων όπως διαφοροποιείται μέσα από τον μηχανισμό της εναπόθεσης υδρατμών, C είναι ένας παράγοντας σχήματος, ε_0 ο συντελεστής διαπερατότητας του κενού (ίσως με $8.82 \times 10^{-12} \text{ C}^2 \text{ N}^{-1} \text{ m}^{-2}$), D είναι ο συντελεστής διάχυσης των υδρατμών, $\rho_v(\infty)$ είναι η πυκνότητα των υδρατμών σε απόσταση αρκετά μακρύτερα από το σωματίδιο πάγου και S_i ο υπερκορεσμός ως κλάσμα σε σχέση με τον πάγο. Η μορφή και το μέγεθος των παγοκρυστάλλων εξαρτάται από τη θερμοκρασία και τον υπερκορεσμό στο νέφος που συχνά εξαιτίας ακραίων μεταβολών των παραμέτρων αυτών δημιουργούν ιδιαίτερως πολύπλοκα σχήματα.

3.3.3 Στεφάνωμα (Riming)

Τα σωματίδια πάγου δύναται να αυξήσουν την μάζα τους με την διεργασία του στεφανώματος (Χαλδούπης, 2000) δηλαδή την προσκόλληση και παγοποίηση υπέρψυχρων σταγόνων καθώς κινούνται καθοδικά στο νέφος. Οι παγοκρύσταλλοι με τον τρόπο αυτό αυξάνουν σημαντικά σε μέγεθος παγοσφαιριδίου (Σχ. 3.1) που ονομάζεται μαλακό χαλάζι (graupel) και αποτελείται από παγωμένες σταγόνες με διάκενα αέρα μεταξύ αυτών.



Σχήμα 3.1. Μορφές σταφανώματος: a) βελόνα, b) στήλη, c) εξαγωνικός κρύσταλλος, d) αστερίας, e) σφαιρικό μαλακό χαλάζι και f) κωνικό μαλακό χαλάζι (από Wallace and Hobbs, 2006).

Παράδειγμα "ακραίου" στεφανώματος είναι η δημιουργία του χαλαζιού (hail) όπου το μαλακό χαλάζι αποτελεί το έμβρυο μίας ταχύτερης αύξησης μάζας ενός παγοσφαιριδίου όταν επικρατούν πολύ ισχυρές ανοδικές ταχύτητες στο νέφος όπως συμβαίνει στα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης. Το μέγεθος των χαλαζόκοκκων μπορεί να φτάσει και τα 15 cm υπό κατάλληλες συνθήκες.

3.3.4 Συσσωμάτωση

Με το μηχανισμό της συσσωμάτωσης παρατηρείται συνένωση σωματιδίων πάγου και αύξηση της μάζας τους κατά τη σύγκρουση παγοκρυστάλλων που κινούνται με διαφορετική τερματική ταχύτητα. Τα παγοσωματίδια με τη μορφή στήλης (μη-σταφανωμένα) παρουσιάζουν αύξηση της τερματικής τους ταχύτητας συναρτήσει του μήκους τους σε αντίθεση με τα εξαγωνικά που η ταχύτητα είναι ανεξάρτητη της διαμέτρου τους (Wallace and Hobbs, 2006). Αυτό έχει ως

αποτέλεσμα οι εξαγωνικοί παγοκρύσταλλοί να μην συσσωματώνονται μεταξύ τους. Η ταχύτητα πτώσης των στεφανωμένων παγοσωματιδίων είναι ισχυρά εξαρτώμενη από τον βαθμό στεφανώματος ενισχύοντας την συχνότητα σύγκρουσης των παγοκρυστάλλων ανάλογα με αυτόν. Ένας ακόμα παράγοντας που επηρεάζει την συσσωμάτωση είναι η ικανότητα προσκόλλησης ανάμεσα σε δύο σωματίδια πάγου η οποία εξαρτάται με τη σειρά της από τον τύπο του κρυσταλλου και τη θερμοκρασία όπου για τιμές χαμηλότερες των -5°C η ικανότητα αυτή αυξάνεται σημαντικά.

3.4 ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΩΝ ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ

Η παραμετροποίηση της μικροφυσικής ακολουθεί δύο βασικές προσεγγίσεις: Οι φασματικές παραμετροποιήσεις (Bin/Spectral Microphysics) που αναλύουν πλήρως όλο το φάσμα των μεγεθών των σταγόνων και των παγοκρυστάλλων και οι προσεγγιστικές παραμετροποιήσεις (Bulk Microphysics) όπου η κατανομή των υδρομετεώρων εκφράζεται από μία συνάρτηση κατανομής οι ροπές της οποίας υπολογίζονται ανάλογα με τον βαθμό προσέγγισης της κάθε παραμετροποίησης. Τα φασματικά μοντέλα βασίζονται σε ολοκληρο-διαφορικές εξισώσεις για να περιγράψουν την εξέλιξη μιας σταγόνας υποθέτοντας ένα συνεχές φάσμα υδρομετεώρων στην κλίμακα εφαρμογής του σχήματος (Cotton et al., 2011). Η μεγάλη πολυπλοκότητα και οι υψηλές απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ των φασματικών παραμετροποιήσεων τις καθιστά δύσχρηστες με αποτέλεσμα τα περισσότερα μετεωρολογικά περιφερειακά μοντέλα να χρησιμοποιούν προσεγγιστικές παραμετροποιήσεις.

3.4.1 Προσεγγιστική παραμετροποίηση θερμών νεφών

Η πρώτη παραμετροποίηση των μηχανισμών ανάπτυξης θερμών νεφών και βροχόπτωσης πραγματοποιήθηκε από τον Kessler (1969, 1974) υποθέτοντας ότι το φάσμα της διαμέτρου μιας σταγόνας μπορεί να αναπαρασταθεί από μία συνάρτηση κατανομής. Οι προγνωστικές εξισώσεις του σχήματος αυτού περιγράφουν το περιεχόμενο του αέρα σε βροχοσταγονίδια (M_r) και νεφοσταγόνες (m_c) σε μία ατμοσφαιρική στήλη (χωρίς να λαμβάνεται υπόψη η οριζόντια μεταφορά). Οι

σταγόνες που έχουν μικρή μάζα και κατ' επέκταση μικρές τερματικές ταχύτητες θεωρούνται ότι κινούνται μαζί με τις αέριες μάζες οπότε χαρακτηρίζονται ως νέφος (cloud). Αντίθετα όταν οι σταγόνες αυξηθούν σε μέγεθος και αποκτήσουν μία σημαντική ταχύτητα πτώσης, θεωρούνται βροχή (rain). Οι σχέσεις του σχήματος δίνονται από (Kessler, 1974):

$$\frac{\partial M_r}{\partial t} = -(V + w) \frac{\partial M_r}{\partial z} - M_r \frac{\partial V}{\partial z} + M_r w \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} + AC + CC - EP - k_5 M_r \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial m_c}{\partial t} = -w \frac{\partial m_c}{\partial z} + wG + M_r \frac{\partial V}{\partial z} + m_c w \frac{\partial \ln \rho}{\partial z} - AC - CC + EP - k_5 (m_c - m_e) \quad (3.6)$$

όπου V η τερματική ταχύτητα των σταγονιδίων, w η κατακόρυφη ταχύτητα του αέρα, ρ η πυκνότητα του αέρα, G η συνάρτηση συμπύκνωσης, m_e το έλλειμμα κορεσμού και k_5 μία σταθερά (βλ. Kessler, 1974). Οι όροι AC , CC και EP εκφράζουν τις μικροφυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα και σχετίζονται με την συμπύκνωση, συλλογή και εξάτμιση των σταγόνων αντίστοιχα.

Μία απλή παραμετροποίηση του ρυθμού αυτομετατροπής (AC) των συμπυκνωμένων υδροσταγονιδίων σε μεγαλύτερα σταγονίδια βροχής βασίζεται στην υπόθεση ότι ο μηχανισμός αυτός παρουσιάζει γραμμική εξάρτηση με το περιεχόμενο του αέρα σε νεφοσταγονίδια (m_c) για τιμές μεγαλύτερες του 1 g m^{-3} . Δηλαδή,

$$AC = k_1 (m_c - a_{th}) \quad (3.7)$$

όπου k_1 είναι σταθερά και a_{th} το κατώφλι πάνω από το οποίο ξεκινά η δημιουργία των σταγονιδίων βροχής (1 g m^{-3}). Όταν τα εμβρυακά σταγονίδια υετού σχηματιστούν η κατανομή της διαμέτρου τους (D) θεωρείται ότι είναι της μορφής (κατανομή Marshall-Palmer):

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (3.8)$$

με $N(D)$ τον αριθμό των σταγόνων με διάμετρο D , N_0 είναι μία σταθερά και λ είναι η παράμετρος κλίσης. Με βάση την παραπάνω κατανομή ο Kessler (1969) οδηγήθηκε στη σχέση για τη διεργασία συλλογής των σταγόνων (CC):

$$CC = 2S_3 k_2 E_{col} \frac{N_0^{0.125}}{H} m_c M_0^{0.875} \quad (3.9)$$

όπου S_3 , k_2 και M_0 είναι σταθερές, E_{col} είναι η ικανότητα συλλογής (τιμές 0-1) και H το ύψος του νέφους. Τέλος η εξάτμιση των σταγόνων (EP) δίνεται από τη σχέση:

$$EP = 0.826k_3 N_0^{0.35} |m_c| M_0^{0.65} \quad (3.10)$$

όπου k_3 σταθερά. Είναι προφανές από τα παραπάνω, ότι απαιτείται ο καθορισμός σειράς σταθερών ώστε να προσεγγιστούν οι μικροφυσικές διεργασίες σε ένα θερμό νέφος, οι οποίες παρουσιάζονται εδώ στην πιο απλή τους μορφή, καταδεικνύοντας έτσι την πολυπλοκότητα των φαινομένων. Αν και το σχήμα θερμής βροχής του Kessler είναι ιδιαίτερα απλό και δεν μπορεί να περιγράψει ικανοποιητικά της φυσικές διαδικασίες στα νέφη, εντούτοις αποτέλεσε τη βάση πάνω στην οποία δημιουργήθηκαν πολύπλοκες προσεγγιστικές παραμετροποιήσεις της μικροφυσικής που χρησιμοποιούνται στα σύγχρονα μετεωρολογικά μοντέλα.

3.4.2 Ένα επιχειρησιακό προσεγγιστικό σχήμα παραμετροποίησης ψυχρών νεφών

Στα σύγχρονα μετεωρολογικά περιφερειακά μοντέλα χρησιμοποιούνται διάφορα προσεγγιστικά σχήματα μικροφυσικής όπου προβλέπουν μία ή δύο ροπές της συνάρτησης κατανομής του μεγέθους των υδρομετεώρων. Παρακάτω παρουσιάζεται ένα βασικό σχήμα μικροφυσικής που μπορεί να προγνώσει την αναλογία μίγματος (μονής ροπής - single moment) 6 κλάσεων (6-class) υδρομετεώρων περιλαμβάνοντας όλες τις φάσεις του νερού στη ατμόσφαιρα. Ο αλγόριθμος αυτός αναπτύχθηκε από τους Lin et al., (1983) και έχει εφαρμοστεί σε μετεωρολογικά μοντέλα όπως το WRF (Chen and Sun, 2002), ενώ σε αυτόν στηρίχθηκαν πολλές από τις μετέπειτα παραμετροποιήσεις.

Το εν λόγω σχήμα (PLIN εφεξής) διαθέτει προγνωστικές εξισώσεις διατήρησης της αναλογίας μίγματος των υδρατμών (q_v), νεφοσταγόνων (q_c), παγοκρυστάλλων (q_i), βροχής (q_r), χιονιού (q_s) και μαλακού χαλαζιού (q_g):

$$\frac{\partial q_{np}}{\partial t} = -\nabla \cdot q_{np} + \nabla \cdot K_h \nabla q_{np} - P_R - P_S - P_G \quad (3.11)$$

$$\frac{\partial q_r}{\partial t} = -\nabla \cdot q_r + \nabla \cdot K_m \nabla q_r + P_R + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (V_R q_r \rho) \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial t} = -\nabla \cdot q_s + \nabla \cdot K_m \nabla q_s + P_S + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (V_S q_s \rho) \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial q_g}{\partial t} = -\nabla \cdot q_g + \nabla \cdot K_m \nabla q_g + P_G + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (V_G q_g \rho) \quad (3.14)$$

όπου $q_{np} = q_c + q_i + q_v$, K_h και K_m είναι οι συντελεστές τυρβώδους διάχυσης για τη θερμότητα και την ορμή αντίστοιχα, V_R , V_S και V_G είναι η τερματική ταχύτητα της βροχής, του χιονιού και του μαλακού χαλαζιού ενώ P_R , P_S και P_G ο ρυθμός παραγωγής βροχής, χιονιού και μαλακού χαλαζιού αντίστοιχα. Οι κατανομές μεγέθους των υδρομετεώρων έχουν την μορφή (βλ. Παρ. 3.4.1):

$$n_R(D) = n_{0R} \exp(-\lambda_R D_R) \quad (3.15)$$

$$n_S(D) = n_{0S} \exp(-\lambda_S D_S) \quad (3.16)$$

$$n_G(D) = n_{0G} \exp(-\lambda_G D_G) \quad (3.17)$$

όπου όπως έχει προαναφερθεί οι δείκτες R, S και G υποδεικνύουν βροχή, χιόνι και μαλακό χαλάζι αντίστοιχα. Οι παράμετροι κλίσης (λ) έχουν τη μορφή:

$$\lambda_R = \left(\frac{\pi \rho_w n_{0R}}{\rho q_r} \right)^{0.25} \quad (3.18)$$

$$\lambda_S = \left(\frac{\pi \rho_S n_{0S}}{\rho q_s} \right)^{0.25} \quad (3.19)$$

$$\lambda_G = \left(\frac{\pi \rho_G n_{0G}}{\rho q_g} \right)^{0.25} \quad (3.20)$$

ρ_w , ρ_S και ρ_G είναι η πυκνότητα του νερού, χιονιού και μαλακού χαλαζιού. Η σταθμισμένη με τη μάζα των υδρομετεώρων τερματική ταχύτητα (V) υπολογίζεται από:

$$V = \int V(D) q(D) dD / q \quad (3.21)$$

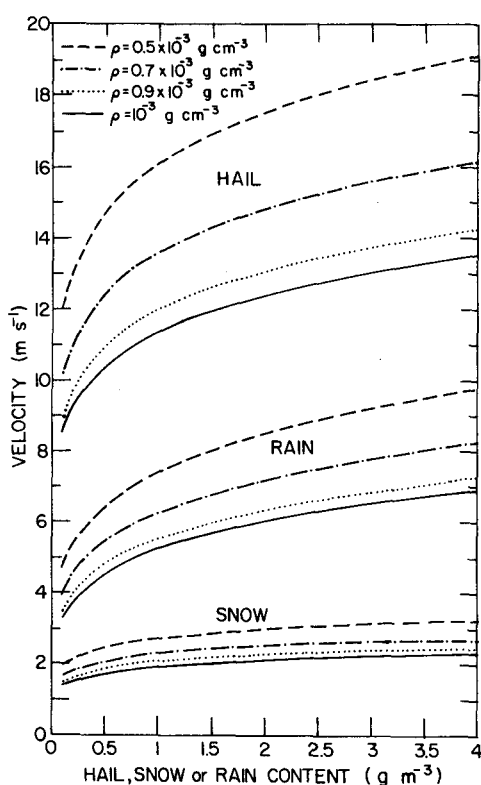
όπου η $V(D)$ τερματική ταχύτητα σωματιδίου διαμέτρου D και αναλογίας μίγματος $q(D)$. Με βάση τη σχέση (3.21) έχουμε:

$$V_R = \frac{\alpha \Gamma(4+b)}{6 \lambda_R^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.22)$$

$$V_S = \frac{c \Gamma(4+b)}{6 \lambda_S^b} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.23)$$

$$V_G = \frac{\Gamma(4.5)}{6 \lambda_G^{0.5}} \left(\frac{4g \rho_g}{3 C_D \rho} \right)^{1/2} \quad (3.24)$$

με V_R , V_S και V_G θερματικές ταχύτητες για βροχή, χιόνι και μαλακό χαλάζι αντίστοιχα, a , b και c είναι σταθερές, Γ η συνάρτηση γάμμα, C_D ο συντελεστής τριβής και ρ_0 η πυκνότητα του αέρα στην επιφάνεια ίση με 1.29 kg m^{-3} . Στο Σχ. 3.2 παρουσιάζονται η θερματικές ταχύτητες των υδρομετεώρων για διάφορες τιμές του περιεχομένου του αέρα σε βροχή, χιόνι και μαλακό χαλάζι. Είναι φανερό ότι τα ιδιαίτερος στεφανωμένα σωματίδια πάγου (όπως μαλακό χαλάζι - χαλάζι) έχουν μεγάλες θερματικές ταχύτητες που οδηγούν σε αυξημένη ραγδιότητα υετού. Οι σταγόνες βροχής και πολύ περισσότερο οι χιονονιφάδες χαμηλής πυκνότητας εμφανίζουν αρκετά χαμηλότερες ταχύτητες πτώσης.



Σχήμα 3.2. Θερματικές ταχύτητες βροχής (rain), χιονονιφάδων (snow) και χαλαζιού (hail) σύμφωνα με τις σχέσεις 3.22-3.24, ως συνάρτηση του περιεχομένου στα παραπάνω υδρομετέωρα (από Lin et al., 1983).

Παρακάτω παρουσιάζεται η συνολική δομή του σχήματος PLIN με ένα διάγραμμα ροής όλων των διεργασιών (Πίνακας 3.1 - Σχ. 3.3). Από την πολύπλοκη διαδικασία πρόγνωσης της αναλογίας μίγματος των υδρομετεώρων και το σύνολο των μηχανισμών που αναπαριστούν την φυσική των νεφικών σχηματισμών, έμφαση

θα δοθεί στους μηχανισμούς παραγωγής των κατακρημνισμάτων και ιδιαίτερα αυτούς που αφορούν το χιόνι και μαλακό χαλάζι.

α) Σχηματισμός Χιονιού

Οι παγοκρύσταλλοι όπως αναφέρθηκε, αυξάνονται αρχικά με την εναπόθεση των υδρατμών μέχρι να φτάσουν στο κατάλληλο μέγεθος όπου η συσσωμάτωση και το στεφάνωμα γίνονται σημαντικά για την περαιτέρω ανάπτυξη τους και δημιουργία των χιονονιφάδων. Το σχήμα θεωρεί ότι το χιόνι σχηματίζεται από την σύγκρουση και συσσωμάτωση μικρότερων σωματιδίων πάγου, την πήξη με επαφή μικρών σταγόνων βροχής και την εναπόθεση και στεφάνωμα των παγοκρυστάλλων. Μετά τη δημιουργία των χιονονιφάδων η περαιτέρω ανάπτυξη τους επέρχεται διαμέσου της συλλογής-συνένωσης και της εναπόθεσης. Εξάχνωση και τήξη μειώνουν το περιεχόμενο του νέφους σε χιόνι. Ο συνολικός ρυθμός παραγωγής χιονιού (P_S) περιγράφεται από τη σχέση:

Αν η θερμοκρασία είναι μικρότερη από $T_0 = 0^\circ\text{C}$ ($T < T_0$)

$$P_S = P_{SAUT} + P_{SACI} + P_{SACW} + P_{SFW} + P_{SFI} + P_{RACI}(\delta_3) + P_{LACR}(\delta_3) - P_{GACS} - P_{GAUT} - P_{RACS}(1 - \delta_2) + P_{SACR}(\delta_2) + P_{SSUR}(1 - \delta_1) + P_{SDEP}(\delta_1) \quad (3.25)$$

Αν η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από $T_0 = 0^\circ\text{C}$ ($T \geq T_0$)

$$P_S = P_{SMLT} - P_{GACS} \quad (3.26)$$

όπου οι επί μέρους μικροφυσικές διεργασίες που εκφράζονται μέσα από τους μηχανισμούς παραγωγής ή καταστροφής του χιονιού περιγράφονται στον Πίνακα 3.1. Τα δ_1 , δ_2 και δ_3 ορίζονται σύμφωνα με τους Lin et al. (1983) και σχετίζονται με διάφορες οριακές τιμές των υδρομετεώρων (βλ. Πίνακα 3.1).

Στη συνέχεια περιγράφονται παραμετροποιήσεις βασικών μηχανισμών παραγωγής χιονονιφάδων.

- Συσσωμάτωση παγοκρυστάλλων

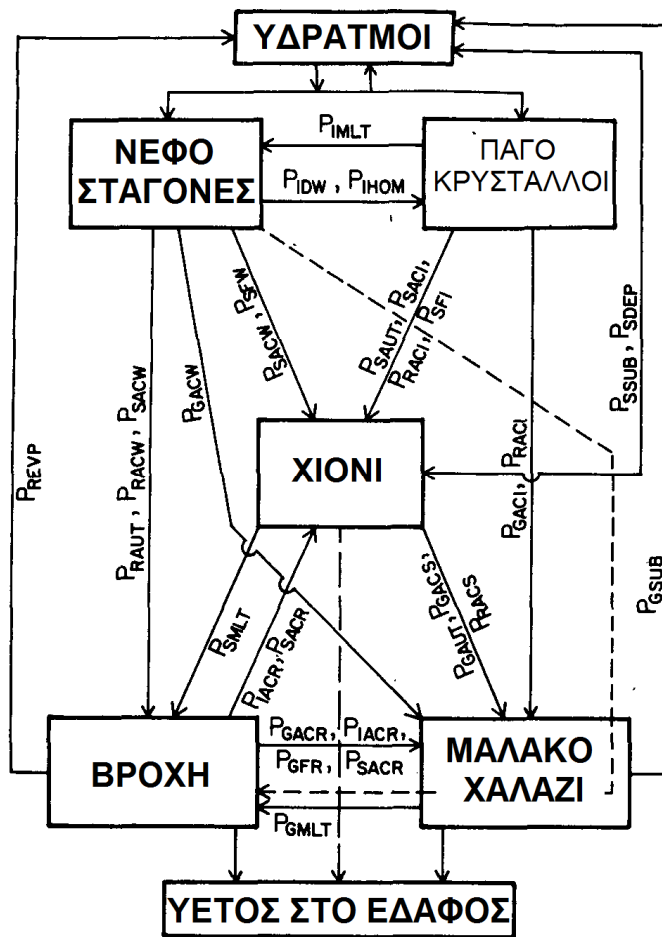
Ο ρυθμός συσσωμάτωσης των παγοκρυστάλλων για το σχηματισμό χιονιού ακολουθεί την παραμετροποίηση του Kessler (1969) για τη δημιουργία βροχής μέσω αυτομετατροπής των νεφοσταγονιδίων (όπως αναφέρθηκε στην Παρ. 3.4.1):

$$P_{SAUT} = \alpha_1(q_i - q_{i0}) \quad (3.27)$$

όπου $\alpha_1 = 10^{-3} \exp[0.025(T - T_0)]$ και q_{i0} το όριο για να ξεκινήσει η συσσωμάτωση των παγοκρυστάλλων.

Πίνακας 3.1 Μικροφυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο σχήμα PLIN.

Σύμβολο	Μηχανισμός
P_{IMLT}	Τήξη παγοκρυστάλλων-Σχηματισμός νεφοσταγόνων ($T \geq T_0$)
P_{IDW}	Εναπόθεση υδρατμών-Αύξηση παγοκρυστάλλων εις βάρος νεφοσταγονιδίων
P_{IHOM}	Ομογενής κρυστάλλωση
P_{IACR}	Συνένωση της βροχής με παγοκρυστάλλους-Αύξηση χιονιού ή μαλακού χαλαζιού (εξαρτάται από την ποσότητα βροχής)
P_{RACI}	Συλλογή-συνένωση των παγοκρυστάλλων από τη βροχή. Αύξηση χιονιού ή μαλακού χαλαζιού (εξαρτάται από την ποσότητα βροχής)
P_{RAUT}	Αυτομετατροπή των νεφοσταγόνων σε βροχή
P_{RACW}	Συλλογή-συνένωση των νεφοσταγόνων από τη βροχή
P_{REVP}	Εξάτμιση της βροχής
P_{RACS}	Συλλογή χιονιού από τη βροχή. Παραγωγή μαλακού χαλαζιού εάν βροχή και χιόνι ξεπεράσουν ένα συγκεκριμένο κατώφλι και εάν $T < T_0$
P_{SACW}	Συλλογή νεφοσταγονιδίων από το χιόνι. Παραγωγή χιονιού εάν $T < T_0$ ή βροχής εάν $T \geq T_0$
P_{SACR}	Συλλογή βροχής από το χιόνι. Παραγωγή μαλακού χαλαζιού ή χιονιού εάν $T < T_0$ ανάλογα με την ποσότητα βροχής ή χιονιού
P_{SACI}	Συλλογή παγοκρυστάλλων από το χιόνι
P_{SAUT}	Συσσωμάτωση παγοκρυστάλλων-Σχηματισμός χιονιού
P_{SFW}	Σχηματισμός χιονιού διαμέσου εναπόθεσης και στεφανώματος των νεφοσταγονιδίων
P_{SFI}	Ρυθμός μετατροπής παγοκρυστάλλων σε χιονονιφάδες
P_{SDEP}	Εναπόθεση-Σχηματισμός χιονιού
P_{SSUB}	Εξάχνωση χιονιού
P_{SMLT}	Τήξη χιονιού-Σχηματισμός βροχής ($T \geq T_0$)
P_{GAUT}	Συσσωμάτωση χιονονιφάδων-Σχηματισμός μαλακού χαλαζιού
P_{GFR}	Πήξη βροχής-Σχηματισμός μαλακού χαλαζιού
P_{GACW}	Συλλογή-συνένωση των νεφοσταγόνων από το μαλακό χαλάζι
P_{GACI}	Συλλογή-συνένωση παγοκρυστάλλων από το μαλακό χαλάζι
P_{GACR}	Συλλογή-συνένωση της βροχής από το μαλακό χαλάζι
P_{GACS}	Συλλογή-συνένωση του χιονιού από το μαλακό χαλάζι
P_{GSUB}	Εξάχνωση μαλακού χαλαζιού
P_{GMLT}	Τήξη μαλακού χαλαζιού-Σχηματισμός βροχής ($T \geq T_0$)
P_{GWET}	Υγρή αύξηση μαλακού χαλαζιού



Σχήμα 3.3. Διάγραμμα ροής του σχήματος μικροφυσικής PLIN (Lit et al., 1983). Όλες οι διεργασίες που παρουσιάζονται στο διάγραμμα και οδηγούν στις μετατροπές και αλλαγές φάσεων των υδρομετεώρων παρουσιάζονται στον Πίνακα 3.1.

- Συλλογή-Συνένωση

Διάφοροι μηχανισμοί συλλογής άλλων υδρομετεώρων από το χιόνι υιοθετούνται στο σχήμα. Η συλλογή παγοκρυστάλλων από το χιόνι (P_{SACI}) είναι ουσιαστικά μία διαδικασία συσσωμάτωσης των κρυστάλλων από όλα τα μεγέθη χιονονιφάδων που βασίζεται στην ολοκλήρωση (βλ. Cotton et al., 2011) της κατανομής του χιονιού (Σχέση 3.16) με αποτέλεσμα:

$$P_{SACI} = \frac{\pi E_{SI} n_{0S} c q_i \Gamma(3+d)}{4 \lambda_S^{3+d}} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.28)$$

όπου E_{SI} η ικανότητα συλλογής παγοκρυστάλλων:

$$E_{SI} = \exp[0.025(T - T_0)] \quad (3.29)$$

Η συλλογή νεφροσταγόνων από τις χιονονιφάδες (P_{SACW}) δίνεται από τη σχέση:

$$P_{SACW} = \frac{\pi E_{SC} n_{0S} c q_c \Gamma(3+d)}{4 \lambda_S^{3+d}} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.30)$$

E_{SC} η ικανότητα συλλογής νεφροσταγόνων που στο σχήμα αυτό θεωρείται ίση με 1. Αντίστοιχη σχέση για την συλλογή παγοκρυστάλλων από τη βροχή (P_{RACI}) που αποτελεί μηχανισμό παραγωγής χιονιού ή μαλακού χαλαζιού:

$$P_{RACI} = \frac{\pi E_{RI} n_{0R} \alpha q_c \Gamma(3+b)}{4 \lambda_R^{3+b}} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.31)$$

με $E_{RI} = 1$. Παρόμοια παραμετροποίηση και για το μηχανισμό P_{IACR} . Η συλλογή των σταγόνων βροχής από τις χιονονιφάδες (P_{RACS}) ή το αντίστροφο (P_{SACR}), μπορεί να οδηγήσει σε δημιουργία χιονιού ή μαλακού χαλαζιού ανάλογα με την αναλογία μίγματος της βροχής στο νέφος. Υψηλό περιεχόμενο σε βροχή άρα μεγαλύτερες σταγόνες προκαλούν το στεφάνωμα των συσσωματωμένων παγοκρυστάλλων και την παραγωγή μαλακού χαλαζιού. Αντίθετα μικρότερα σταγονίδια βροχής δημιουργούν χαμηλής πυκνότητας σωματίδια (χιόνι). Στο υπό εξέταση σχήμα το όριο αυτό είναι $q_r = 10^{-4} \text{ g g}^{-1}$. Τα παραπάνω περιγράφονται από τη σχέση:

$$P_{RACS} = \pi^2 E_{SR} n_{0R} n_{0S} |V_R - V_S| \left(\frac{\rho_S}{\rho} \right) \left(\frac{5}{\lambda_R \lambda_S} + \frac{2}{\lambda_R^5 \lambda_S^2} + \frac{0.5}{\lambda_R^4 \lambda_S^3} \right) \quad (3.32)$$

όπου $E_{SR} = 1$.

- Εναπόθεση-Εξάχνωση

Ο ρυθμός αύξησης του χιονιού μέσω εναπόθεσης (P_{SDEP}) δίνεται από:

$$P_{SDEP} = \frac{2\pi(S_i - 1)}{\rho(A'' + B'')} n_{0S} \left[0.78 \lambda_S^{-2} + 0.31 S_C^{1/3} \Gamma\left(\frac{d+5}{2}\right) c^{1/2} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4} v^{-1/2} \lambda_S^{-(d+5)/2} \right] \quad (3.33)$$

όπου οι συναρτήσεις των A'' και B'' δίνονται από τους Lin et al., 1983, S_i είναι ο υπερκορεσμός σχετικά με τον πάγο, S_C ο αριθμός Schmidt (v/ψ) και v το κινηματικό ιξώδες του αέρα. Όταν $S_i > 1$ τότε έχουμε παραγωγή χιονονιφάδων μέσω εναπόθεσης υδρατμών ενώ στην αντίθετη περίπτωση ($S_i < 1$) παρατηρείται εξάχνωση (P_{SSUB}).

- Τήξη χιονονιφάδων

Ο ρυθμός τήξης του χιονιού βασίζεται σε θεωρήσεις του ισοζυγίου θερμότητας σύμφωνα με τη σχέση:

$$P_{SMLT} = \frac{2\pi}{\rho L_f} (K_\alpha T - L_u \psi \rho \Delta q_v) n_{0S} \left[0.78 \lambda_S^{-2} + 0.31 S_C^{1/3} \Gamma \left(\frac{d+5}{2} \right) c^{1/2} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/4} v^{-1/2} \lambda_S^{-(d+5)/2} \right] - \frac{C_w T}{L_f} (P_{SACW} - P_{SACR}) \quad (3.34)$$

όπου L_f και L_u η λανθάνουσα θερμότητα συμπύκνωσης και εξάτμισης αντίστοιχα, ψ ο συντελεστής διάχυσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα, Δq_v η διαφορά της αναλογίας μίγματος των υδρατμών ανάμεσα στον κορεσμό και το περιβάλλον, K_α η θερμική αγωγιμότητα του αέρα και C_w η ειδική θερμότητα του νερού.

β) Σχηματισμός μαλακού χαλαζιού

Αν η θερμοκρασία είναι μικρότερη από $T_0 = 0^\circ\text{C}$ ($T < T_0$)

$$P_G = P_{GAUT} + P_{GFR} + P_{GDRY} + P_{SACR}(1 - \delta_2) + P_{RACS}(1 - \delta_2) + P_{RACI}(1 - \delta_3) + P_{IACR}(1 - \delta_3) + P_{GSUB}(1 - \delta_1) \quad (3.35)$$

Αν η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από $T_0 = 0^\circ\text{C}$ ($T \geq T_0$)

$$P_G = P_{GMLT} + P_{GACS} \quad (3.36)$$

- Συσσωμάτωση χιονονιφάδων

Αντίστοιχα με τη συσσωμάτωση των παγοκρυστάλλων για το σχηματισμό χιονιού (Σχέση 3.27) έχουμε:

$$P_{GAUT} = \alpha_2 (q_s - q_{s0}) \quad (3.37)$$

όπου $\alpha_2 = 10^{-3} \exp[0.09(T - T_0)]$ και q_{s0} το όριο για να ξεκινήσει η συσσωμάτωση των χιονονιφάδων σε μαλακό χαλάζι.

- Συλλογή-Συνένωση

Το μαλακό χαλάζι αναπτύσσεται στους νεφικούς σχηματισμούς με τη συλλογή συνένωση των άλλων μορφών νερού. Η ξηρή αύξηση του (P_{GDRY}) προέρχεται από τους παρακάτω μηχανισμούς συλλογής:

$$P_{GACW} = \frac{\pi E_{GC} n_{0G} c q_c \Gamma(3.5)}{4 \lambda_G^{3.5}} \left(\frac{4g\rho_g}{3C_D\rho} \right)^{1/2} \quad (3.38)$$

$$P_{GACI} = \frac{\pi E_{GI} n_{0G} c q_i \Gamma(3.5)}{4 \lambda_G^{3.5}} \left(\frac{4g\rho_g}{3C_D\rho} \right)^{1/2} \quad (3.39)$$

$$P_{GACR} = \pi^2 E_{GR} n_{0G} n_{0R} |V_G - V_R| \left(\frac{\rho_w}{\rho} \right) \left(\frac{5}{\lambda_R^6 \lambda_G} + \frac{2}{\lambda_R^5 \lambda_G^2} + \frac{0.5}{\lambda_R^4 \lambda_G^3} \right) \quad (3.40)$$

όπου οι συντελεστές E_{GR} και E_{GW} θεωρούνται ίση με τη μονάδα ενώ ο E_{GI} είναι ίσος με 0.1 για την ξηρή και με 1 για την υγρή ανάπτυξη. Ειδικά ο μηχανισμός συλλογής και συνένωσης των χιονονιφάδων από το μαλακό χαλάζι (P_{GACS}) συνεισφέρει πάντα στη δημιουργία του χαλαζιού σε θερμοκρασίες μεγαλύτερες από 0°C , ουσιαστικά επιτρέποντας στις χιονονιφάδες που λιώνουν να συλλεχθούν και να συνενωθούν με το υπό τήξη χαλάζι (στεφάνωμα).

$$P_{GACS} = \pi^2 E_{GS} n_{0G} n_{0S} |V_G - V_S| \left(\frac{\rho_S}{\rho} \right) \left(\frac{5}{\lambda_S^6 \lambda_G} + \frac{2}{\lambda_S^5 \lambda_G^2} + \frac{0.5}{\lambda_S^4 \lambda_G^3} \right) \quad (3.41)$$

με την ικανότητα συλλογής E_{GS} να ισούται με $\exp[0.09(T - T_0)]$ για θερμοκρασίες μικρότερες των 0°C και ίση με την μονάδα για $T \geq T_0$. Κατά την υγρή ανάπτυξη του μαλακού χαλαζιού έχουμε $E_{GS} = 1$. Η τήξη και εξάχνωση περιγράφονται όπως αντίστοιχα για το χιόνι από τις σχέσεις (3.32) και (3.33) (βλ. Lin et al., 1983).

γ) Σχηματισμός βροχής

Αν η θερμοκρασία είναι μικρότερη από $T_0 = 0^{\circ}\text{C}$ ($T < T_0$)

$$P_R = P_{RAUT} + P_{RACW} - P_{IACR} - P_{SACR} - P_{GACR} - P_{GFR} + P_{REVP} (1 - \delta_1) \quad (3.42)$$

Αν η θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από $T_0 = 0^{\circ}\text{C}$ ($T \geq T_0$)

$$P_R = P_{RAUT} + P_{RACW} + P_{SACW} + P_{GACW} - P_{GMLT} - P_{SMLT} + P_{REVP} (1 - \delta_1) \quad (3.43)$$

Η αυτομετατροπή των νεφοσταγονιδίων σε βροχή ακολουθεί την παραμετροποίηση του Kessler (1969) για θερμή βροχή (βλ. αντίστοιχα Σχέση 3.7), όπως τροποποιήθηκε σε σχέση με το αρχικό σχήμα (Chen and Sun, 2002):

$$P_{RAUT} = 0.001(q_c - q_{c0}) \quad (3.44)$$

με κατώφλι για την εκκίνηση της διαδικασίας $q_{c0} = 7 \times 10^{-4} \text{ g g}^{-1}$. Τα μικρά σταγονίδια βροχής αυξάνουν την μάζα τους στη συνέχεια με τη συλλογή των νεφοσταγόνων:

$$P_{RACW} = \frac{\pi E_{RC} n_{0R} \alpha q_c \Gamma(3+b)}{4 \lambda_R^{3+b}} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.45)$$

όπου $E_{RC} = 1$. Όταν η θερμοκρασία παρουσιάζει αρνητικές τιμές οι όροι συλλογής P_{IACR} , P_{SACR} και P_{GACR} μειώνουν το πεδίο βροχής καθώς σωματίδια πάγου συγκρούονται και συλλέγουν τις σταγόνες βροχής. Τέλος η εξάτμιση της βροχής δίνεται από τη σχέση:

$$P_{REVP} = 2\pi(S-1)n_{0R} \left[0.78\lambda_R^{-2} + 0.31S_C^{1/3} \Gamma\left(\frac{b+5}{2}\right) \alpha^{1/2} \left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^{1/4} \nu^{-1/2} \lambda_R^{-(b+5)/2} \right] \times \left(\frac{1}{\rho}\right) \left(\frac{L_v^2}{K_\alpha R_w T^2} + \frac{1}{\rho q_{vs} \psi}\right)^{-1} \quad (3.46)$$

S ο υπερκορεσμός, R_w η ειδική θερμότητα των υδρατμών και q_{vs} η αναλογία μίγματος των κορεσμένων υδρατμών.

Το σχήμα PLIN που παρουσιάστηκε παραπάνω αποτελεί μία από τις βασικότερες παραμετροποιήσεις μικροφυσικής πάνω στην οποία βασίζονται πολλά από τα μετέπειτα σχήματα που χρησιμοποιούνται κυρίως σε περιφερειακά μετεωρολογικά μοντέλα. Ειδικά στο WRF η εφαρμογή του εν λόγω σχήματος, όπως όλων των παραμετροποιήσεων μικροφυσικής, γίνεται με την μορφή ξεχωριστών αλγορίθμων όπου πραγματοποιούνται όλοι οι παραπάνω υπολογισμοί (μηχανισμοί παραγωγής και καταστροφής, κατακρήμνιση υδρομετεώρων, προσαρμογή κορεσμού) στο τέλος κάθε χρονικού βήματος (time step) του μοντέλου ως διαδικασία προσαρμογής της θερμοκρασίας και της υγρασίας στη συμπύκνωση, χωρίς να παρέχει τάσεις των ποσοτήτων αυτών όπως η οριζόντια μεταφορά ή η παραμετροποίηση του οριακού στρώματος. Αυτό γίνεται ώστε το τελικό ισοζύγιο του κορεσμού να ανταποκρίνεται πάντα στις νέες (προσομοιωμένες) τιμές θερμοκρασίας και υγρασίας.

4. ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ

ΔΙΑΧΥΣΗΣ

4.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η επιφάνεια της γης αποτελεί το κατώτερο όριο της ατμόσφαιρας και επηρεάζει άμεσα τα υπερκείμενα στρώματα διαμέσου της τυρβώδους μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υγρασίας. Η τροποποίηση του πεδίου ροής εξαιτίας της ύπαρξης του στερεού ορίου (έδαφος) παρατηρείται μέχρι κάποιο ύψος στην τροπόσφαιρα πέρα από το οποίο η ροή μπορεί να θεωρηθεί αδιατάρακτη. Γενικά το τμήμα της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία του εδάφους και ανταποκρίνεται στις επιδράσεις αυτές σε χρονική κλίμακα μίας ώρας ή λιγότερο, ονομάζεται ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Atmospheric Boundary Layer – ABL) (Stull, 1988). Το πάχος του οριακού στρώματος παρουσιάζει ιδιαίτερη μεταβλητότητα στο χώρο και στο χρόνο κυμαινόμενο από μερικές εκατοντάδες μέτρα ως μερικά χιλιόμετρα. Έμμεσα δύναται να παρουσιαστούν αλλαγές σε όλη την τροπόσφαιρα εξαιτίας των χαρακτηριστικών του εδάφους όμως η διαδικασία αυτή είναι σχετικά αργή εκτός του οριακού στρώματος. Για το λόγο αυτό ο παραπάνω ορισμός εμπεριέχει τον περιορισμό της χρονικής κλίμακας χωρίς να υπονοείται ότι το οριακό στρώμα φτάνει σε ισορροπία στο διάστημα της μίας ώρας, παρά μόνο ότι οι εν γένει διαφοροποιήσεις έχουν αρχίσει.

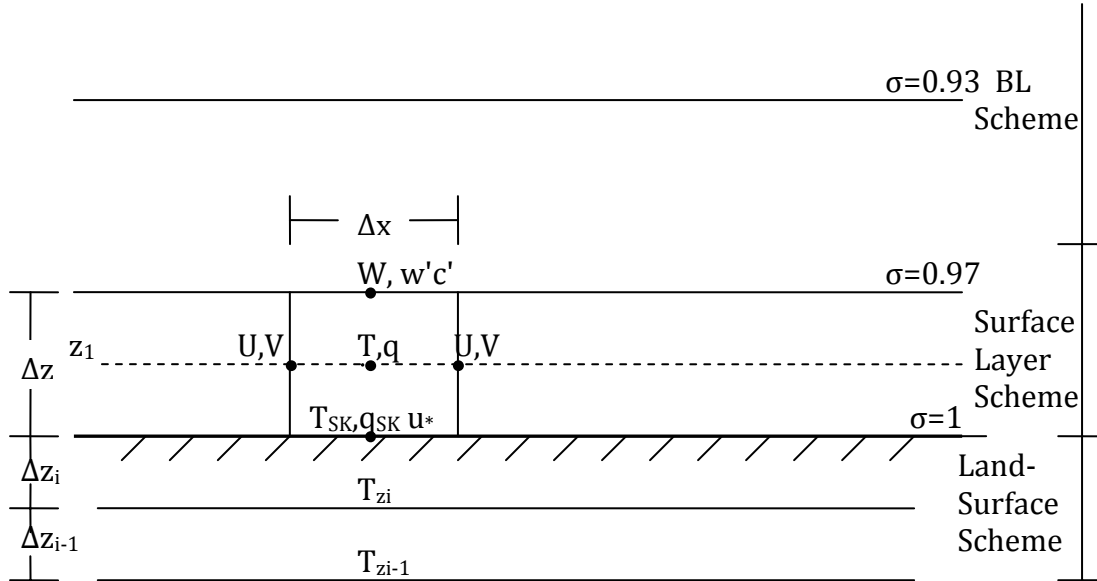
Η τύρβη μπορεί να ορισθεί ως η στοχαστική διακύμανση των μεταφερόμενων ιδιοτήτων του ρευστού στο χώρο και στο χρόνο εκφραζόμενη από στροβίλους διαφόρων μεγεθών οι οποίοι δημιουργούν συνολικά το φάσμα των αναταράξεων (turbulence spectrum). Η θέρμανση του εδάφους από την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας, προκαλεί τη παραγωγή θερμικής τύρβης (thermals) δηλαδή αναγκάζει τον θερμότερο και κατά συνέπεια μικρότερης πυκνότητας αέρα, κοντά στο έδαφος να ανέλθει στα ανώτερα στρώματα. Οι στροβίλοι αυτοί παρουσιάζουν μεγάλο μέγεθος ως προς τον κατακόρυφο άξονα. Η τριβή του ανέμου με την επιφάνεια της γης δημιουργεί διατμητικές τάσεις (wind shear) που σύντομα γίνονται τυρβώδης, με αποτέλεσμα την παραγωγή μηχανικής τύρβης. Έντονο ανάγλυφο και εμπόδια στη ροή του ανέμου προκαλούν μηχανικές αναταράξεις στην υπήνεμη πλευρά αυτών. Το τυρβώδες οριακό στρώμα παρουσιάζει έντονη ανάμιξη των ιδιοτήτων του ρευστού δείγμα της διαφοράς αρκετών τάξεων μεγέθους της ικανότητας μεταφοράς που εμφανίζει η τύρβη σε σχέση με την μοριακή διάχυση.

Στα σύγχρονα μετεωρολογικά μοντέλα οι τυρβώδεις κινήσεις δεν αναλύονται συνήθως εξαιτίας του μεγέθους των κελιών του πλέγματος που σπανίως είναι χαμηλότερο από 3-5 Km κυρίως στις επιχειρησιακές εφαρμογές μεσαίας κλίμακας. Ουσιαστικά οποιεσδήποτε κινήσεις κλίμακας μικρότερης από την χωρική ανάλυση του μοντέλου αυξάνουν την τυρβώδη κινητική ενέργεια και επηρεάζουν άμεσα τις βασικές μεταβλητές που εκφράζουν την μέση τιμή αυτών στο πλαίσιο ενός υπολογιστικού κελιού. Ως εκ τούτου είναι απαραίτητο να ληφθεί υπόψη η επίδραση της μεταφοράς ορμής, θερμότητας και υδρατμών, που συντελείται από μη-αναλυόμενες ροές (unresolved fluxes), στην πρόγνωση των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας που με τη σειρά τους διαμορφώνουν το τρισδιάστατο πεδίο των υδρομετεώρων και της βροχόπτωσης στο έδαφος. Οι επιδράσεις αυτές συνήθως παραμετροποιούνται με τη βοήθεια ημι-εμπειρικών σχημάτων κυρίως στο ατμοσφαιρικό οριακό σώμα όπου κυριαρχεί η τυρβώδης διάχυση.

4.2 ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΟ WRF

Το μετεωρολογικό μοντέλο WRF διαθέτει σειρά επιλογών για την αντιμετώπιση του προβλήματος της τυρβώδους διάχυσης και του κλεισίματος των βασικών εξισώσεων. Τη διάχυση κατά τον κατακόρυφο άξονα αναλαμβάνει ένα από τα διαθέσιμα σχήματα οριακού στρώματος. Οι παραμετροποιήσεις αυτές υπολογίζουν τον συντελεστή κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης στο οριακό στρώμα αλλά και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, εάν η ροή αναγνωρίζεται σε κάποια σημεία ως τυρβώδης. Ο οριζόντιος συντελεστής διάχυσης τότε ορίζεται βάση της οριζόντιας δυσδιάστατης παραμόρφωσης (deformation) του πεδίου ροής χρησιμοποιώντας μία προσέγγιση κλεισίματος πρώτης τάξης (βλ. Skamarock et al., 2008 - Παράρτημα). Υπάρχει όμως η δυνατότητα εφαρμογής του WRF χωρίς τη χρήση σχήματος οριακού στρώματος οπότε είναι δυνατή η προσομοίωση των μεγάλης κλίμακας στροβίλων (Large Eddy Simulation-LES) στο οριακό στρώμα εφόσον η χωρική ανάλυση είναι αρκετά υψηλή. Στην πράξη απαιτείται μέγεθος κελιών μικρότερο από 500 m (50 - 100 m) ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν. Στην περίπτωση αυτή οι μεγάλης κλίμακας στροβίλοι (εμπεριέχουν μεγαλύτερα ποσά ενέργειας) αναλύονται ενώ οι μικρότεροι παραμετροποιούνται είτε από την τρισδιάστατη εξίσωση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (TKE closure) είτε από ένα τρισδιάστατο σχήμα παραμόρφωσης του πεδίου ροής (3D Smagorinsky).

Στο σχήμα 4.1 παρουσιάζεται η εφαρμογή ενός σχήματος οριακού στρώματος και η αλληλεπίδραση του με τα σχήματα του επιφανειακού στρώματος (surface layer scheme) και το σχήμα του ενεργειακού ισοζυγίου στο έδαφος (land surface scheme). Ουσιαστικά το σχήμα του οριακού στρώματος έχει ως κατώτερο όριο (οριακή συνθήκη) το επιφανειακό στρώμα που με τη σειρά του ανατροφοδοτείται από το σχήμα του ενεργειακού ισοζυγίου.



Σχήμα 4.1. Κατακόρυφη δομή του σχήματος παραμετροποίησης οριακού στρώματος (BL scheme) και αλληλεπίδραση με το σχήμα επιφανειακού στρώματος (Surface layer scheme) και του ενεργειακού ισοζυγίου του εδάφους (Land-Surface scheme). Το σ εκφράζει τα επίπεδα πίεσης κανονικοποιημένα ως προς την πίεση στην επιφάνεια ενώ αποτελούν και το άνω όριο των κελιών του πλέγματος (βλ. Κείμενο και Παράρτημα).

Η επιφανειακή θερμοκρασία (T_{SK}) υπολογίζεται με την εφαρμογή ενός ισοζυγίου ακτινοβολίας, συναγωγής, λανθάνουσας θερμότητας και ροής θερμότητας με αγωγή στα κατώτερα στρώματα του εδάφους. Αυτό επιτυγχάνεται χρησιμοποιώντας βασικές σχέσεις της θεωρίας ομοιότητας για το επιφανειακό στρώμα, λαμβάνοντας υπόψη τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας στο πρώτο σημείο από το έδαφος, που βρίσκεται στο μέσο του πρώτου κελιού (half σ levels z_1 -βλ. Παράρτημα), με στόχο των υπολογισμών των ροών στην επιφάνεια ($\overline{w'c'_s}$) ορμής, θερμότητας και υγρασίας που τροφοδοτούν όπως προαναφέρθηκε το σχήμα του οριακού στρώματος. Οι ροές αυτές υπολογίζονται σύμφωνα με:

$$\tau_0 = -\rho \left(\overline{u'w'_s} + \overline{v'w'_s} \right)^{1/2} = \rho u_*^2 \quad (4.1)$$

$$Q_H = \rho c_p \overline{w'\theta'_s} = \rho c_p C_H U_1 (\theta_1 - \theta_{SK}) \quad (4.2)$$

$$Q_{\lambda E} = \rho c_p \overline{w'q'_s} = \rho c_p L_v U_1 (q_1 - q_{SK}) \quad (4.3)$$

όπου τ_0 η διατμητική τάση του ανέμου στο στερεό όριο, u^* η ταχύτητα τριβής, Q_H και Q_{LE} η ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, c_p η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση, C_H ο συντελεστής συναγωγής. Ο δείκτης 1 συμβολίζει τις τιμές των παραμέτρων στο z_1 (βλ. Σχήμα 4.1). Οι τιμές συντελεστών όπως και της ταχύτητας τριβής υπολογίζονται με βάση τις παραμετροποιήσεις του επιφανειακού στρώματος. Πρέπει να σημειωθεί ότι κάθε σχήμα οριακού στρώματος χρησιμοποιεί συγκεκριμένες παραμετροποιήσεις επιφανειακού στρώματος.

Η αρχική προσέγγιση της τυρβώδους μεταφοράς και κλεισίματος των βασικών εξισώσεων βασίζεται στην αναλογία με την μοριακή διάχυση:

$$\overline{w'c'} = -K \frac{\partial \bar{c}}{\partial z} \quad (4.4)$$

όπου K όπως έχει προαναφερθεί είναι ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης. Η παραμετροποίηση αυτή ονομάζεται θεωρία των K (K-theory). Στο ασταθές οριακό στρώμα όπου κυριαρχούν στρόβιλοι μεγάλης κλίμακας (θερμικές αναταράξεις - thermals) η προσέγγιση αυτή αποτυγχάνει να αναπαραστήσει τα βασικά χαρακτηριστικά του στρώματος αναμίξεως. Οι μεγάλοι μεγέθους στρόβιλοι μεταφέρουν τις διάφορες ποσότητες από το υπεραδιαβατικό επιφανειακό στρώμα σχεδόν ως την ζώνη εισόδου (entrainment zone) στην κορυφή του οριακού στρώματος πριν οι μικρότεροι στρόβιλοι καταφέρουν να αναμίξουν τις αέριες μάζες. Για να αντιμετωπιστεί το πρόβλημα της τοπικής περιγραφής της τυρβώδους διάχυσης στη σχέση (4.4) προστίθεται ένας όρος (γ_c) που εκφράζει την επίδραση των μεγάλης κλίμακας στροβίλων (countergradient term - Deardorff, 1966; Troen and Mahrt, 1986)):

$$\overline{w'c'} = -K \left(\frac{\partial \bar{c}}{\partial z} - \gamma_c \right) \quad (4.5)$$

όπου η σχέση για τη μεταβλητή γ_c θα αναφερθεί παρακάτω. Στη συνέχεια θα ακολουθήσει η περιγραφή δύο βασικών σχημάτων παραμετροποίησης του οριακού στρώματος που εμπεριέχονται στο αριθμητικό μοντέλο WRF και αντιπροσωπεύουν τις δύο διαφορετικές προσεγγίσεις (τοπική, μη-τοπική) της τυρβώδους διάχυσης με διαφορετική ταυτόχρονα αντιμετώπιση του συντελεστή τυρβώδους μεταφοράς.

4.2.1 Μη-τοπικό σχήμα οριακού στρώματος YSU

Η "μη-τοπική" προσέγγιση της θεωρίας των K που αναπτύχθηκε από τους Troen and Mahrt (1986) αποτέλεσε τη βάση του σχήματος οριακού στρώματος MRF (Medium Range Forecast) που χρησιμοποιήθηκε στο μετεωρολογικό μοντέλο MM5 (Hong and Pan, 1996) και το οποίο εξελίχθηκε σε YSU (Yonsei University) για το WRF (Hong et al., 2006; Hong, 2010). Η χρονική μεταβολή των βασικών ποσοτήτων C (u , v , θ , q_v , q_c , q_i) εξαιτίας της τυρβώδους μεταφοράς στο οριακό στρώμα δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{\partial C}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K_c \left(\frac{\partial C}{\partial z} - \gamma_c \right) - \overline{w'c'_h} \left(\frac{z}{h} \right)^3 \right] \quad (4.6)$$

όπου όπως προαναφέρθηκε γ_c είναι η διόρθωση της τοπικής βαθμίδας που εκφράζει τη συνεισφορά των μεγάλης κλίμακας στροβίλων στην τυρβώδη μεταφορά, $\overline{w'c'_h}$ η ροή της ποσότητας C από το στρώμα της αναστροφής και h το ύψος του οριακού στρώματος που ορίζεται ως το ύψος όπου η ροή αισθητής θερμότητας παρουσιάζει την ελάχιστη τιμή της. Ο τελευταίος ασυμπτωτικός όρος της σχέσης (4.6) περιγράφει την ροή από τη ζώνη εισόδου εξαιτίας της εισροής των στροβίλων στο στρώμα αναστροφής (Noh et al., 2003). Πρέπει να σημειωθεί ότι ο όρος γ_c δεν εφαρμόζεται στη διάχυση παθητικών μεταβλητών (όπως π.χ. οι υδρατμοί) που δεν θεωρείται ότι συσχετίζονται με θερμικής φύσης στροβίλους. Κύρια υπόθεση του σχήματος είναι ότι ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης της ορμής ακολουθεί μία συγκεκριμένη κατακόρυφη κατανομή στο οριακό στρώμα (Troen and Mahrt, 1986) όπως απεικονίζεται στο σχήμα 4.2:

$$K_m = kw_s z \left(1 - \frac{z}{h} \right)^p \quad (4.7)$$

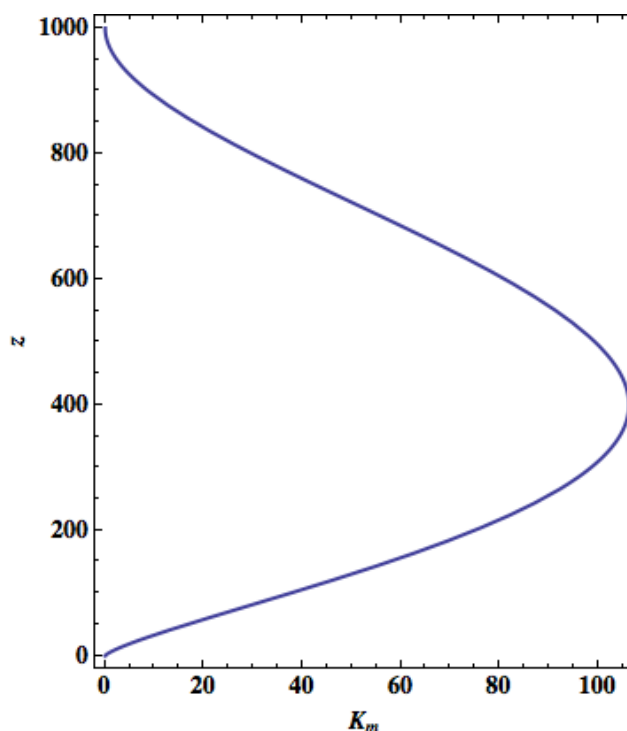
k είναι η σταθερά von Karman, $p = 2$, w_s η κλίμακα ταχύτητας του οριακού στρώματος:

$$w_s = \left(u_*^3 + \frac{8kw_*^3 z}{h} \right)^{1/3} \quad (4.8)$$

η κλίμακα ανοδικής ταχύτητας του υγρού αέρα (w_{*b}) δίνεται από τη σχέση:

$$w_{*b} = \left(\frac{g}{\theta_v} \overline{w' \theta'_s} h \right)^{1/3} \quad (4.9)$$

όπου θ_v είναι η αντίστοιχη δυνητική θερμοκρασία.



Σχήμα 4.2. Ενδεικτική κατακόρυφη κατανομή (z σε m) του συντελεστή τυρβώδους διάχυσης ορμής (K_m σε $m^2 s^{-1}$) από τη σχέση 4.7 στο οριακό στρώμα ($h = 1000m$).

Ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης για την θερμότητα (K_h) και τους υδρατμούς (K_q) δίνεται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$K_h = \frac{K_m}{Pr} \quad (4.10)$$

$$K_q = \frac{K_m}{Pr \left(1 - \frac{z}{h} \right)^{(p_q - p)}} \quad (4.11)$$

όπου Pr ο αριθμός Prandtl. Επειδή $p_q = 2$ στο σχήμα, έχουμε στην πράξη $K_h = K_q$. Ο όρος που εκφράζει τη μη-τοπική συνεισφορά των στροβίλων στην τυρβώδη διάχυση ισούται με:

$$\gamma_c = b \frac{\overline{w' c'_s}}{w_{s0}} \quad (4.12)$$

b είναι συντελεστής και w_{s0} η κλίμακα ταχύτητας οριακού στρώματος σε $z = 0.5 h$. Η ροή στη ζώνη εισόδου από τη θερμοκρασιακή αναστροφή είναι ανάλογη του "άλματος" (jump) της ποσότητας C στο στρώμα της αναστροφής (βλ. Ζουμάκης, 2000):

$$\overline{w'c'}_h = w_e \Delta c |_h \quad (4.13)$$

όπου w_e είναι ο ρυθμός εισροής από τη ζώνη εισόδου.

Το ύψος του οριακού στρώματος υπολογίζεται με βάση μια προσέγγιση του αριθμού Richardson:

$$h = Ri_{b,cr} \frac{\theta_v |U(h)|^2}{g[\theta_v(h) - \theta_s]} \quad (4.14)$$

$Ri_{b,cr}$ η κρίσιμη τιμή του αριθμού Richardson που εκφράζει τη μετάβαση από στρωτή σε τυρβώδη ροή. Η θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια του εδάφους είναι:

$$\theta_s = \theta_v + a \frac{\overline{w'\theta'_s}}{w_{s0}} \quad (4.15)$$

όπου a είναι συντελεστής (βλ. Hong et al., 2006). Το σχήμα όπως παρουσιάστηκε εφαρμόζεται στο ασταθές οριακό στρώμα. Υπό συνθήκες ευστάθειας (νυχτερινό οριακό στρώμα ακολουθεί την ίδια βασική δομή χρησιμοποιώντας κάποιες διαφορετικές παραμετροποιήσεις κατάλληλες για την περιγραφή του ευσταθούς οριακού στρώματος (Hong, 2010).

Στην ελεύθερη τροπόσφαιρα η περιγραφή της τυρβώδους μεταφοράς (σε περιπτώσεις όπου η ροή είναι ασταθής π.χ. λόγω παροδικών μηχανικών αναταράξεων ή σε νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης) ακολουθείται η τοπική προσέγγιση σύμφωνα με τη σχέση:

$$K_{m_loc} = l^2 f(Ri_g) \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) \quad (4.16)$$

l είναι το μήκος αναμίξεως (mixing length) και f είναι οι συναρτήσεις ευστάθειας που αναπαρίστανται συναρτήσει του αριθμού Richardson βαθμίδας (Ri_g). Η κλίμακα του μήκους αναμίξεως ισούται με:

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{kz} + \frac{1}{\lambda_0} \quad (4.17)$$

όπου λ_0 η ασυμπτωτική κλίμακα μήκους ίση με 30 m.

4.2.2 Τοπικό σχήμα οριακού στρώματος MYJ

Το σχήμα MYJ (Mellor and Yamada, 1982; Janjic, 1990) ακολουθεί μια διαφορετική προσέγγιση στην περιγραφή του συντελεστή τυρβώδους διάχυσης και στο κλείσιμο των βασικών εξισώσεων (2.5 level turbulence closure), χρησιμοποιώντας την εξίσωση πρόγνωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (ΤΚΕ). Ο συντελεστής τυρβώδους μεταφοράς υπολογίζεται τοπικά από τη σχέση:

$$K_c = l S_c e^{1/2} \quad (4.18)$$

όπου S_c συντελεστής και e η τυρβώδης κινητική ενέργεια. Η προγνωστική εξίσωση της ΤΚΕ έχει τη μορφή:

$$\frac{\partial e}{\partial t} = -U \nabla e - \overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} - \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' e'} - \varepsilon \quad (4.19)$$

όπου οι όροι στο δεύτερο μέρος της σχέσης (4.19) από αριστερά προς τα δεξιά εκφράζουν την μεταφορά της ΤΚΕ από το μέσο άνεμο, την παραγωγή τύρβης λόγω μηχανικών αναταράξεων κατά τη x και y διεύθυνση αντίστοιχα, την θερμική παραγωγή τύρβης και την μεταφορά της ΤΚΕ από τους στροβίλους ενώ ε είναι ο μοριακός διασκορπισμός (viscous dissipation) δηλαδή η μετατροπή της ΤΚΕ σε θερμότητα. Η μοριακή καταστροφή της τύρβης είναι μεγαλύτερη για τους μικρού μεγέθους στροβίλους η οποίοι τροφοδοτούνται διαδοχικά από τους μεγαλύτερους. Οι όροι τυρβώδους μεταφοράς ($\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'\theta'}$, $\overline{w'e'}$) αναπαρίστανται με βάση την τοπική προσέγγιση όπως παρουσιάζεται στη σχέση (4.4). Το μήκος αναμίξεως l στο οριακό στρώμα υπολογίζεται από:

$$l = l_0 \frac{kz}{kz + l_0} \quad (4.20)$$

όπου:

$$l_0 = 0.23 \frac{\int_0^h z e^{1/2} dz}{\int_0^h e^{1/2} dz} \quad (4.21)$$

με το βάθος του οριακού στρώματος (h) να ορίζεται στο ύψος όπου $e < 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

Ψηλότερα έχουμε:

$$l = 0.23 \Delta z \quad (4.22)$$

Ο συντελεστής S στη σχέση (4.18) έχει διαφορετική μορφή για την μεταφορά ορμής (S_m) και θερμότητας (S_h) που υπολογίζονται από το παρακάτω σύστημα εξισώσεων (Mellor and Yamada, 1982):

$$S_m(6A_1A_2G_m) + S_h(1 - 3A_2B_2G_h - 12A_1A_2G_h) = A_2 \quad (4.23)$$

$$S_m(1 + 6A_1^2G_m - 9A_1A_2G_h) + S_h(12A_1^2G_h - 9A_1A_2G_h) = A_1(1 - 3C_1) \quad (4.24)$$

Οι σταθερές A_1 , A_2 , B_2 και C_1 , υπολογίζονται από πειραματικά δεδομένα. Οι όροι G_m και G_h εκφράζουν την μηχανική και θερμική παραγωγή τύρβης αντίστοιχα:

$$G_m = \frac{l^2}{e} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] \quad (4.25)$$

$$G_h = -\frac{l^2}{e} \beta g \left(\frac{\partial \theta_v}{\partial z} \right) \quad (4.26)$$

όπου η σταθερά β έχει τιμή $1/273$.

Η παραμετροποίηση MYJ δεν διαχωρίζει το οριακό στρώμα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα όσον αφορά τον συντελεστή τυρβώδους διάχυσης και χρησιμοποιεί την τοπική μορφή του για την περιγραφή των μη-αναλυόμενων (από την χωρική ανάλυση του μοντέλου) κινήσεων οπουδήποτε στην ατμόσφαιρα. Ως εκ τούτου δεν θεωρεί μίξη αερίων μαζών ανάμεσα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα και στο οριακό στρώμα (εξαιτίας των μεγάλης κλίμακας στροβίλων) με αποτέλεσμα να παρουσιάζει μειωμένη ανάμιξη των διαφόρων ποσοτήτων όπως η υγρασία η οποία περιορίζεται στο οριακό στρώμα και δεν μεταφέρεται στα υψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Αντίθετα το σχήμα YSU εμφανίζει ισχυρή μεταφορά ιδιοτήτων στην ελεύθερη τροπόσφαιρα αφήνοντας συχνά ιδιαίτερα ξηρό το οριακό στρώμα διαβρώνοντας την θερμοκρασιακή αναστροφή και σύννεφα που βρίσκονται στην κορυφή του στρώματος αναμίξεως (COMET-www.met.ed.ucar.edu).

5. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΠΙΛΕΓΜΕΝΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ

5.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κατά την ψυχρή περίοδο του έτους εμφανίζονται στη Χαλκιδική επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης που μπορούν να προκαλέσουν πλυμμηρικά φαινόμενα στο πολύπλοκο ανάγλυφο της χερσονήσου. Όπως αναφέρθηκε στο Κεφ. 2 στις περιπτώσεις αυτές παρατηρούνται πολύ υψηλοί ρυθμοί βροχόπτωσης με μεγάλες τιμές 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης που συχνά αποτελούν ένα σημαντικό ποσοστό του ετήσιου υετού. Με τη χρήση του σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου WRF πραγματοποιήθηκε προσομοίωση των ισχυρότερων καταγεγραμμένων επεισοδίων βροχόπτωσης που προκάλεσαν μεγάλα προβλήματα με σημαντικό αντίκτυπο στην κοινωνική και οικονομική ζωή, καταστρέφοντας υποδομές και στοιχίζοντας ακόμα και σε ανθρώπινες ζωές. Διαμέσου της σύγκρισης με τα διαθέσιμα μετεωρολογικά δεδομένα στην περιοχή, μελετήθηκε η συμπεριφορά του μοντέλου σε σχέση με βασικές παραμετροποιήσεις μικροφυσικής και οριακού στρώματος όσον αφορά τη χωρική και χρονική κατανομή της προσομοιωμένης ποσότητας βροχής στη χερσόνησο της Χαλκιδικής.

5.2 Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ ΣΤΟ ΑΙΓΑΙΟ ΤΗΝ 8^Η ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 2006

Παρατεταμένη κακοκαιρία επηρέασε τον Ελληνικό χώρο το διάστημα 8-12 Οκτωβρίου 2006 πλήττοντας ιδιαίτερα τη βόρεια και κεντρική ανατολική χώρα, προκαλώντας εξαιρετικά ποσά ημερήσιας βροχόπτωσης στη χερσόνησο της Χαλκιδικής που δεν απαντώνται συχνά στην ομβροσκιά του ορεινού όγκου της Πίνδου αλλά και στην Ελλάδα γενικότερα. Ταυτόχρονα υπήρξαν εκτεταμένες καταστροφές σε υποδομές, αγροτικές εκτάσεις και ατομικές ιδιοκτησίες (βλ. Σχ. 5.1)



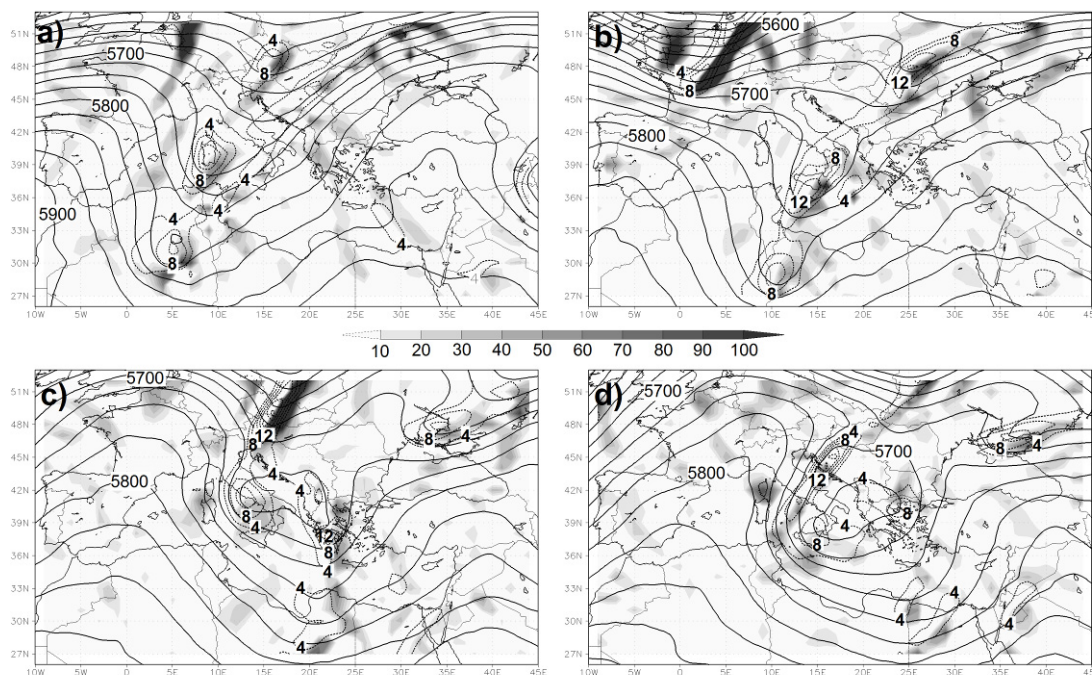
Σχήμα 5.1. Καταστροφές από τις πλημμύρες που έλαβαν χώρα την 8/10/2006 σε περιοχές της Χαλκιδικής.

Συγκεκριμένα την 8/10/2006 παρατηρήθηκαν $276 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ στις Σκουριές (βλ. Κεφ. 2.2.1 και σχήμα 2.1) όπου η ετήσια βροχόπτωση για το 2006 ήταν 700 mm με αποτέλεσμα σχεδόν το 39% του ετήσιου υετού να μετρείται μέσα σε 24h, με το 20% σε ένα διάστημα 3 ωρών αντίστοιχα. Ο μέγιστος ρυθμός έφτασε 61.4 mm h^{-1} ενώ για τους σταθμούς στο Στρατώνι και την Ολυμπιάδα ήταν 53.2 και 33.2 mm h^{-1} με

24ωρη αθροιστική βροχόπτωση 194 και 157 mm αντίστοιχα. Παράλληλα πλημμύρες αναφέρθηκαν στις περιοχές του Σταυρού, Βρασνών και Ολυμπιάδας (βλ. Έθνος on line) όπου σημειώθηκαν καταστροφές στο οδικό δίκτυο κυρίως της κεντρικής και ανατολικής ορεινής Χαλκιδικής όπου δρόμοι και γέφυρες κατέρρευσαν (Σχ. 5.1).

5.2.1 Συνοπτικές συνθήκες

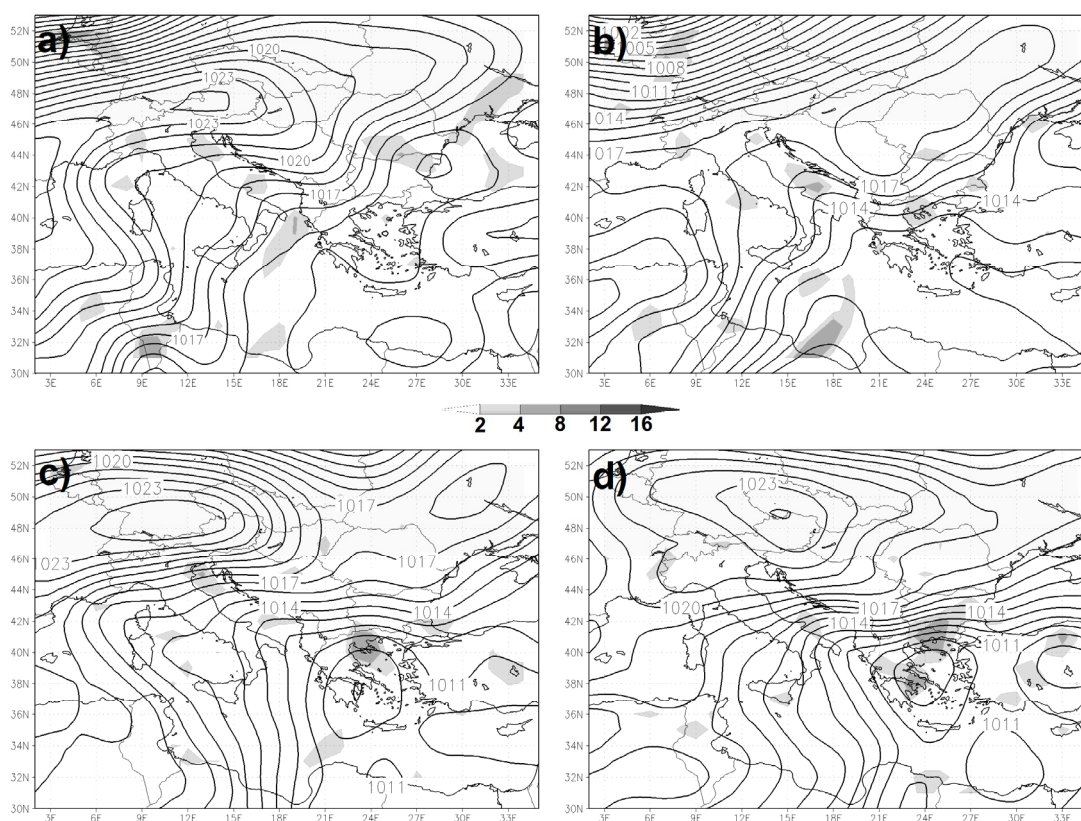
Η περιγραφή των συνοπτικών συνθηκών βασίζεται στην ανάλυση επιφανείας και γεωδυναμικού ύψους των 500 hPa από το παγκόσμιο μετεωρολογικό μοντέλο GFS (Global Forecasting System) σε χωρική ανάλυση $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ που παρέχονται από το NCEP (βλ. Κεφ. 1). Στις 0000 UTC 6 Οκτωβρίου 2006 ένας αυλώνας μεγάλου μήκους κύματος παρατηρείται δυτικά-νοτιοδυτικά της Βαλκανικής χερσονήσου ενώ μία ράχη είναι εμφανής ανατολικά-βορειοανατολικά στο επίπεδο των 500 hPa (Σχ. 5.2a). Αντίστοιχα μία μικρής κλίμακας διαταραχή υφίσταται πάνω από τον Ελληνικό χώρο πιθανόν λόγω της διαφοράς θερμοκρασίας ανάμεσα στα θερμά νερά του Αιγαίου και στην ηπειρωτική χώρα όπως είναι σύνηθες για στην αρχή του φθινοπώρου (Flocas and Karacostas, 1996). Στην επιφάνεια, ένας αντικυκλώνας παρατηρείται στην κεντρική Ευρώπη με χαμηλότερες πιέσεις στη νοτιοανατολική Μεσόγειο και στις ακτές της βόρειας Αφρικής (Σχ.5.3a). Κατά τη διάρκεια των επόμενων 48h ο αυλώνας κινήθηκε ανατολικά και εξελίχθηκε σε ένα κλειστό σύστημα γεωδυναμικών υψών (Σχ. 5.2b-5.2d). Στις 0000 UTC 8/10 αναπτύχθηκε μία επιφανειακή ύφεση ανατολικά του άξονα του αυλώνα (βλ. Σχ. 5.3b και 5.3c) στη περιοχή όπου παρατηρείται το μέγιστο του σχετικού στροβιλισμού (Σχ. 5.2c) καταδεικνύοντας την έναυση της επιφανειακής κυκλογένεσης (Prezerakos et al., 1997) ενώ το σύστημα υψηλών πιέσεων στην επιφάνεια έχει εγκατασταθεί πάνω από τη δυτική Ευρώπη (Σχ. 5.3c). Ταυτόχρονα, η μεταφορά απόλυτου στροβιλισμού είναι ενισχυμένη πάνω από τις ανατολικές ακτές της Ελλάδας (Σχ. 5.2c), όπου η ισχυρή νοτιοανατολική συγκλίνουσα ροή πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής (βλ. Σχ. 5.3c) προκάλεσε μέσα στις επόμενες 24h σημαντικά ποσά βροχής στη βόρεια Ελλάδα και κυρίως στη Χαλκιδική καθώς η επιφανειακή ύφεση κινήθηκε βορειοανατολικά σε συνδυασμό με το χαμηλό γεωδυναμικών υψών στα 500 hPa (Σχ. 5.2d και 5.3d).



Σχήμα 5.2. Γεωδυναμικό ύψος (ισοπληθείς κάθε 25 grm), σχετικός στροβιλισμός (διακεκομμένες ισοπληθείς κάθε $4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) και μεταφορά απόλυτου στροβιλισμού (10^{-10} s^{-2}) (ισοπληθείς πυκνότητας) στα 500 hPa από την ανάλυση του GFS στις a) 0000 UTC 6/10/2006, b) 0000 UTC 7/10/2006, c) 0000 UTC 8/10/2006 και d) 1200 UTC 8/10/2006. Απεικονίζονται μόνο θετικές τιμές σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς απόλυτου στροβιλισμού.

Σύμφωνα με τους Flocas and Karacostas (1996) η συνοπτική κατάσταση όπως περιγράφηκε παραπάνω ευνοεί την κυκλογένεση στο Αιγαίο πέλαγος η οποία συχνά παρερμηνεύεται στη συνοπτική ανάλυση επειδή αποτελεί χωρικά ουσιαστικά ένα υπο-συνοπτικό φαινόμενο (Flocas and Karacostas, 1996) με αποτέλεσμα να καθίσταται δύσκολη η αναγνώριση του. Στην εργασία τους, χρησιμοποίησαν δυναμικά και θερμοδυναμικά κριτήρια για την αναγνώριση και κατηγοριοποίηση των τύπων κυκλοφορίας στα 500 hPa και στην επιφάνεια, που σχετίζονται με περιπτώσεις κυκλογένεσης στο Αιγαίο. Τα κριτήρια αυτά είναι η πτώση του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στα 500 hPa μεγαλύτερη από 50 grm και 3°C αντίστοιχα σε διάστημα 12h. Στην υπό μελέτη περίπτωση τα κριτήρια αυτά ικανοποιούνται σε δύο σημεία του πλέγματος, στη βορειοανατολική Πελοπόννησο όπου παρατηρείται η μέγιστη τιμή της μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού (βλ. Σχ.

5.2c) και η ελάχιστη πίεση στην επιφάνεια (Σχ. 5.3c) στις 0000 UTC 8/10/2006. Τα παραπάνω ευρήματα δείχνουν μία ασθενή περίπτωση κυκλωνικής ανάπτυξης με μικρή διάρκεια ζωής. Εντούτοις, οι εν λόγω συνοπτικές συνθήκες επιβάλλουν μία νοτιοανατολική ροή στην κατώτερη τροπόσφαιρα με ισχυρή σύγκλιση που φτάνει τα $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ στη Χαλκιδική. Η μεταφορά θερμών και υγρών αερίων μαζών στο ορεινό ανάγλυφο της ανατολικής Χαλκιδικής (βλ. Σχ. 5.3c) δημιουργεί ένα ευνοϊκό περιβάλλον για ισχυρές βροχοπτώσεις στην περιοχή (βλ. Κεφ. 2 και Hong and Lee, 2009; Jansa et al., 2000).

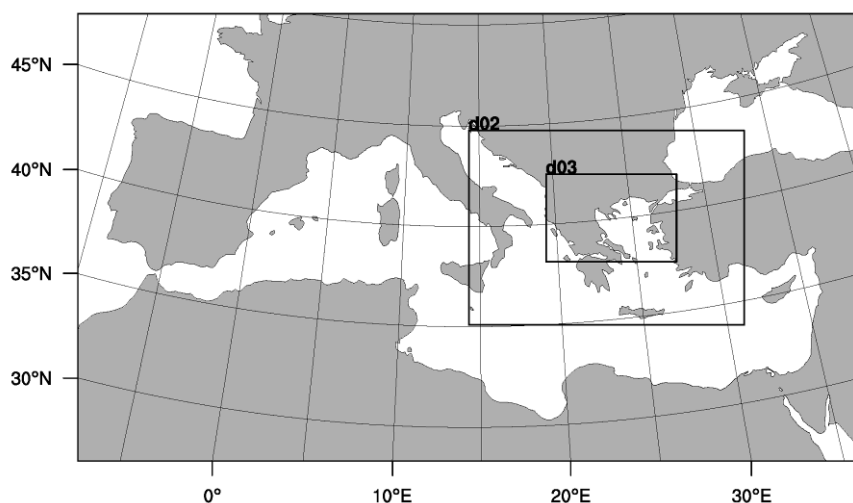


Σχήμα 5.3. Πίεση στην επιφάνεια (ισοπληθείς κάθε 1 hPa) και επιφανειακή (1000 hPa) σύγκλιση (10^{-5} s^{-1}) (ισοπληθείς πυκνότητας) από την ανάλυση του GFS στις a) 0000 UTC 6/10/2006, b) 0000 UTC 7/10/2006, c) 0000 UTC 8/10/2006 και d) 1200 UTC 8/10/2006. Απεικονίζονται μόνο θετικές τιμές που εκφράζουν σύγκλιση.

5.2.2 Εφαρμογή του μετεωρολογικού μοντέλου WRF

Για την προσομοίωση του επεισοδίου βροχόπτωσης χρησιμοποιήθηκε το μετεωρολογικό μοντέλο WRF v3.2 (βλ. Παράρτημα), επιλέγοντας ειδικότερα τον

πυρήνα ARW που είναι κατάλληλος κυρίως για ερευνητικούς σκοπούς. Το WRF είναι ένα σύγχρονο μη-υδροστατικό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης που επιλύει τις βασικές εξισώσεις με μεγάλο αριθμό επιλογών ως προς τις διάφορες παραμετροποιήσεις (Skamarock et al., 2008). Τρία πλέγματα ανάλυσης μονής εμφωλεύσεως (one-way nesting) ορίστηκαν για την προσομοίωση μετά από σειρά δοκιμών (Σχ. 5.4): Το πρώτο (d01) καλύπτει σχεδόν ολόκληρη την Ευρώπη, τη Μεσόγειο και τις ακτές της βόρειας Αφρικής με χωρική ανάλυση 27 km. Το δεύτερο (d02) με ανάλυση 9 km καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της ανατολικής Μεσογείου ενώ το εσωτερικό τρίτο πλέγμα (d03) περιλαμβάνει τη βόρεια και κεντρική Ελλάδα καθώς και ένα σημαντικό κομμάτι των Βαλκανίων με χωρική ανάλυση 3 km. Κατά τον κατακόρυφο άξονα, 28 ανόμοιου πάχους επίπεδα σ επιλέχθηκαν με την κορυφή του υπολογιστικού πλέγματος στα 50 hPa που αποτελεί την προκαθορισμένη επιλογή του μοντέλου και έχει χρησιμοποιηθεί σε πολλές περιφερειακές (μεσαίας κλίμακας) προσομοιώσεις (βλ. Shin and Hong, 2011).



Σχήμα 5.4. Απεικόνιση των πλεγμάτων της προσομοίωσης.

Αρχικά πραγματοποιήθηκαν 6 προσομοιώσεις χρησιμοποιώντας 3 σχήματα μικροφυσικής και 2 διαφορετικά σχήματα οριακού στρώματος με σκοπό τη μελέτη της συμπεριφοράς του μοντέλου και της αλληλεπίδρασης ανάμεσα στην κατακόρυφη τυρβώδη ανάμιξη και τις μικροφυσικές διεργασίες, στην προσομοίωση του ισχυρότερου καταγεγραμμένου επεισοδίου βροχόπτωσης στη Χαλκιδική από το 1997. Οι υπόλοιπες επιλογές για την εφαρμογή του WRF παρουσιάζονται στον

Πίνακα 5.1 καθώς και στο Παράρτημα. Πρέπει να σημειωθεί ότι στο υψηλής χωρικής ανάλυσης εσωτερικό πλέγμα (d03) δεν χρησιμοποιήθηκε σχήμα παραμετροποίησης ανωμεταφοράς (convective scheme) σύμφωνα με την διεθνή βιβλιογραφία (βλ. παρ. Skamarock et al., 2008; Hong et al., 2009). Οι προσομοιώσεις εκκινούν την 0000 UTC 7 Οκτωβρίου 2006 και διαρκούν 48 ώρες με τα δεδομένα ανάλυσης από το GFS ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) να παρέχουν αρχικές και οριακές συνθήκες ανά 6ωρα διαστήματα.

Πίνακας 5.1. Επιλογές για την εφαρμογή του μοντέλου WRF.

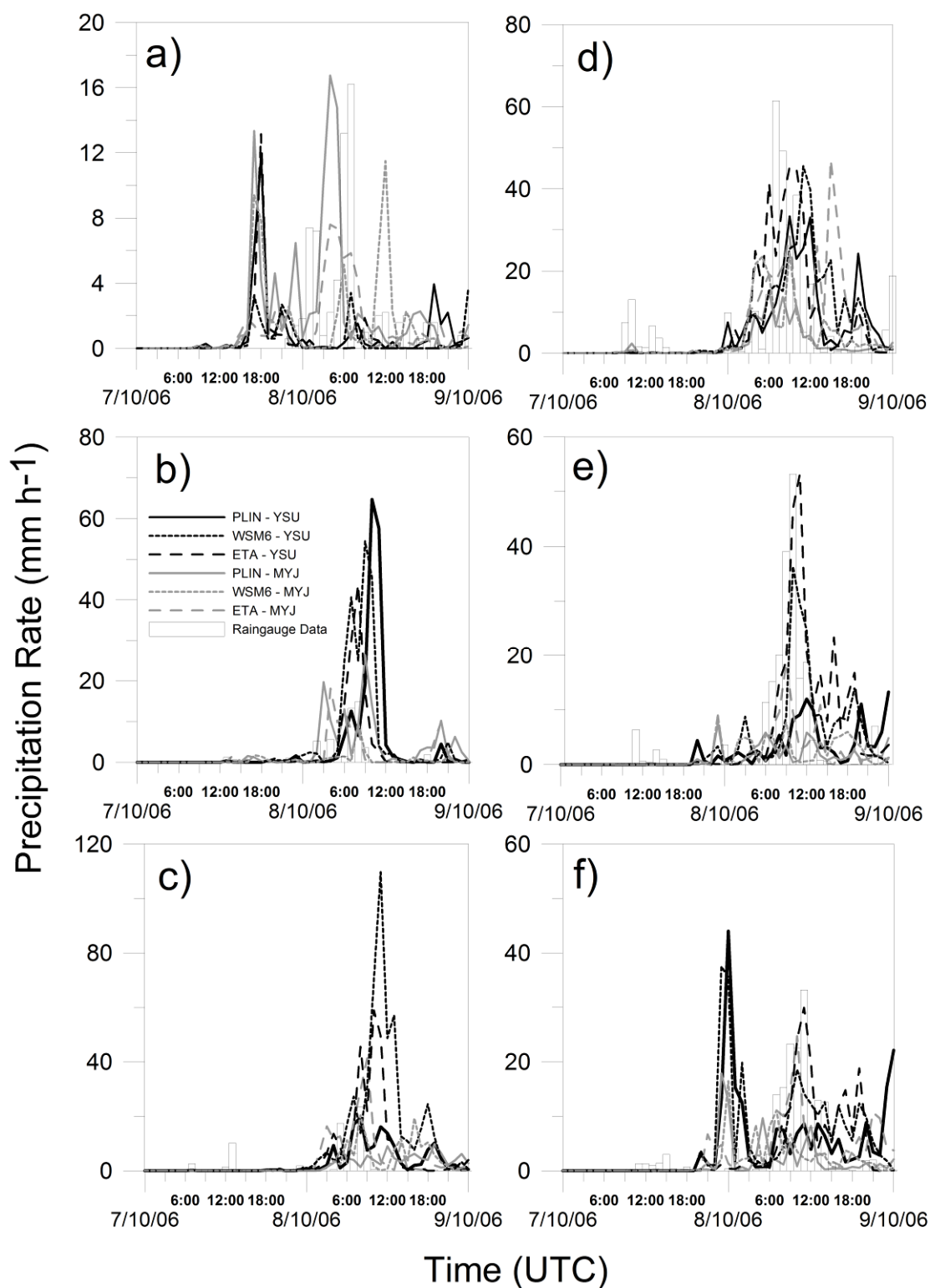
Παράμετρος	Επιλογή
Σχήμα Οριακού - Επιφανειακού Στρώματος	1) YSU – Similarity Theory (MM5) 2) MYJ – Similarity Theory (ETA)
Σχήμα Ενεργειακού Ισοζυγίου	Noah LSM
Σχήμα Ακτινοβολίας	Μικρού Μ.Κ.: MM5 (Dudhia) Μεγάλου Μ.Κ.: RRTM
Εμφώλευση	Μονόδρομη
Σχήμα Ανωμεταφοράς	Kain-Fritsch (Δεν χρησιμοποιείται στο Domain 3)
Μικροφυσική	1) PLIN 2) WSM6 3) ETA
Οριακές & Αρχικές Συνθήκες	GFS $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ analysis
Κατακόρυφα Επίπεδα	28
Χρόνος Προσομοίωσης	48h 07/10/2006 0000 UTC 09/10/2006 0000 UTC

Τα σχήματα μικροφυσικής που επιλέχθηκαν για τη μελέτη, αποτελούν επιχειρησιακές επιλογές από πολλές μετεωρολογικές υπηρεσίες και ερευνητικά ιδρύματα ανά τον κόσμο ενώ έχουν χρησιμοποιηθεί και αξιολογηθεί σε πολλές προσομοιώσεις ισχυρών καταιγίδων (Jankov et al., 2005; Jankov et al., 2007; Hong et al., 2009; Lin and Colle, 2009). Η παραμετροποίηση PLIN είναι ένα από τα βασικά

σχήματα όπως παρουσιάστηκε στην Παρ. 3.4.2 πάνω στην οποία βασίστηκαν διάφορες μετέπειτα παραμετροποιήσεις όπως το WSM6. Το σχήμα ETA προέρχεται από το ομώνυμο μοντέλο και χαρακτηρίζεται από απλουστευμένες δομές σε σχέση με τα παραπάνω σχήματα (βλ. Παράρτημα) ενώ εμπεριέχει λιγότερο χρονοβόρες παραμετροποιήσεις που το καθιστούν μία ιδιαίτερα αποδοτική επιλογή. Αντίστοιχα τα σχήματα YSU και MYJ αντιπροσωπεύουν τις δύο κύριες κατηγορίες των παραμετροποιήσεων της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης όπως αναφέρθηκαν νωρίτερα (τοπικά και μη-τοπικά σχήματα). Στα επόμενα κεφάλαια της εργασίας θα ακολουθήσει η αναλυτική μελέτη της συμπεριφοράς των προσεγγιστικών σχημάτων μικροφυσικής όπως αντίστοιχα και των σχημάτων του οριακού στρώματος με έμφαση στην αλληλεπίδραση των παραμετροποιήσεων ενώ στη συνέχεια θα παρουσιαστούν αρχικά τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων και η σύγκριση με τις διαθέσιμες μετρήσεις στην περιοχή.

5.2.3 Αποτελέσματα - Σύγκριση με διαθέσιμες μετρήσεις βροχόπτωσης

Στο Σχ. 5.5 απεικονίζεται η ωριαία μεταβολή της έντασης της βροχόπτωσης (mm h^{-1}) από τις διαθέσιμες μετρήσεις σε σύγκριση με τα αποτελέσματα του μοντέλου από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για τις διάφορες επιλογές παραμετροποιήσεων οριακού στρώματος - μικροφυσικής. Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν (βλ. Κεφ. 2) είναι από τους 6 μετεωρολογικούς σταθμούς του Αγίου Παύλου, Βατοπεδίου, Γοματίου, Στρατωνίου, Ολυμπιάδας και Σκουριών (Σχ. 2.1) για την 48ωρη περίοδο της προσομοίωσης. Για τη δημιουργία των ζευγών παρατήρησης-πρόγνωσης επιλέχθηκε το κοντινότερο κελί του πλέγματος στον κάθε σταθμό. Όπως είναι εμφανές στο Σχ. 5.5, όλες οι προσομοιώσεις αδυνατούν να αναπαράγουν την παρατηρούμενη βροχόπτωση το πρώτο 24h πιθανόν λόγω της ισχυρής εξάρτησης του μοντέλου από τις αρχικές συνθήκες τις πρώτες ώρες της προσομοίωσης ("spin up" errors). Την επόμενη μέρα (8 Οκτωβρίου) η εξέλιξη του επεισοδίου ισχυρής βροχόπτωσης αναπαρίσταται ικανοποιητικά από το μοντέλο αν και υπάρχουν κάποιες σημαντικές διαφορές. Αποτελέσματα με τη χρήση του σχήματος YSU ακολουθούν την ημερήσια διακύμανση των μετρήσεων εκτός από τον σταθμό του Αγίου Παύλου (Σχ. 5.5a) που βρίσκεται στη δυτική ακτή της Χαλκιδικής.

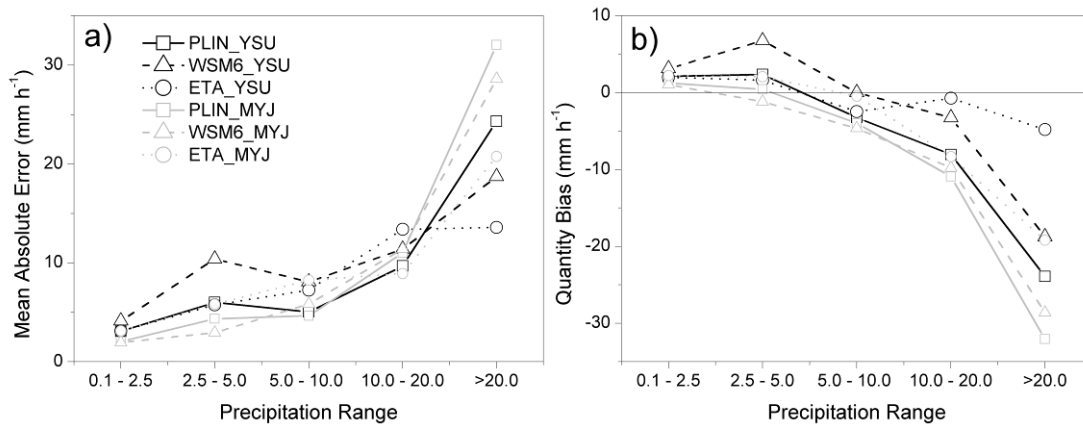


Σχήμα 5.5. Χρονική διακύμανση της έντασης βροχόπτωσης (mm h^{-1}) όπως μετρήθηκε από τα διαθέσιμα βροχόμετρα σε σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για τους διαφορετικούς συνδυασμούς μικροφυσικής-οριακού στρώματος στους σταθμούς: α) Άγιος Παύλος, β) Βατοπέδι, γ) Γομάτι, δ) Σκουριές, ε) Στρατώνι και ς) Ολυμπιάδα.

Γενικά, το YSU υπερεκτιμά την ένταση στους σταθμούς με μέτρια βροχόπτωση (Σχ. 5.5b και 5.5c) ενώ υποεκτιμά την μέγιστη όπου παρατηρούνται υψηλοί ρυθμοί υετού (Σχ. 5.5d, 5.5e και 5.5f) ανάλογα με το σχήμα μικροφυσικής που χρησιμοποιείται: Το σχήμα ETA Ferrier παρουσιάζει ικανοποιητική προσαρμογή στις παρατηρήσεις στο Στρατώνι και Ολυμπιάδα (Σχ. 5.5e και 5.5f) ενώ PLIN και WSM6 εμφανίζουν ένα μέγιστο βροχόπτωσης (με σημαντική υπερεκτίμηση της μετρούμενης βροχόπτωσης) στο Βατοπέδι και στο Γομάτι αντίστοιχα (Σχ. 5.5b και 5.5c). Στις Σκουριές όπου παρατηρήθηκε η μέγιστη βροχόπτωση (Σχ. 5.5d), όλα τα σχήματα ακολουθούν την ωριαία εξέλιξη αλλά αδυνατούν να αναπαράγουν τη μέγιστη ένταση της βροχής με το PLIN να εμφανίζει τη μεγαλύτερη υποεκτίμηση. Αντίθετα, οι προσομοιώσεις με το σχήμα οριακού στρώματος MYJ παρήγαγαν σχετικά χαμηλότερα ποσά βροχόπτωσης στους περισσότερους από τους 6 σταθμούς συγκριτικά με το YSU με αποτέλεσμα οι προσομοιώσεις με το σχήμα MYJ να εμφανίζουν καλύτερη προσαρμογή στους σταθμούς με ελαφρά και μέτρια βροχόπτωση. Το ETA Ferrier και το WSM6 προσομοιώνουν ικανοποιητικότερα τους υψηλούς ρυθμούς βροχής σε σχέση με το PLIN όταν συνδυάζονται με το MYJ.

Η περαιτέρω εξέταση της επίδρασης των διαφορετικών σχημάτων στην πρόγνωση της βροχόπτωσης πραγματοποιείται με τον υπολογισμό στατιστικών μεθοδολογιών επαλήθευσης όπως το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (Mean Absolute Error) και το Σφάλμα Μεροληψίας (Quantity Bias) για 5 εύρη τιμών της ωριαίας βροχόπτωσης (Σχ. 5.6): 0.1-2.5, 2.5-5, 5-10, 10-20 and > 20 mm h⁻¹ (βλ. παρ. Jankov et al., 2005). Όλα τα σχήματα υπερεκτιμούν τα ποσά βροχής για τις κλάσεις 0.1-2.5 και 2.5-5 mm h⁻¹ εκτός από τις προσομοιώσεις με το συνδυασμό WSM6-MYJ που εμφανίζει αρνητική μεροληψία. Αντίθετα, η χρήση του σχήματος μικροφυσικής WSM6 με το YSU υπερεκτιμά σε μεγάλο βαθμό τη χαμηλή ένταση της βροχόπτωσης. Για ισχυρή ραγδαιότητα (10-20 mm h⁻¹) όλοι οι συνδυασμοί σχημάτων υποεκτιμούν τον υετό εμφανίζοντας υψηλή αρνητική μεροληψία στους σταθμούς όπου η βροχή ήταν καταρακτώδης (> 20 mm h⁻¹). Το σχήμα ETA Ferrier μαζί με το YSU παρουσιάζουν την καλύτερη στατιστική προσαρμογή στις παρατηρήσεις με χαμηλό Μέσο Απόλυτο Σφάλμα και μικρή Ποσοτική Μεροληψία για τις ισχυρές εντάσεις (> 20 mm h⁻¹). Τα υψηλότερα σφάλματα εμφανίζονται στα μεγάλα ποσά βροχής καταδεικνύοντας την αδυναμία του μοντέλου να προβλέψει τους ισχυρούς ρυθμούς

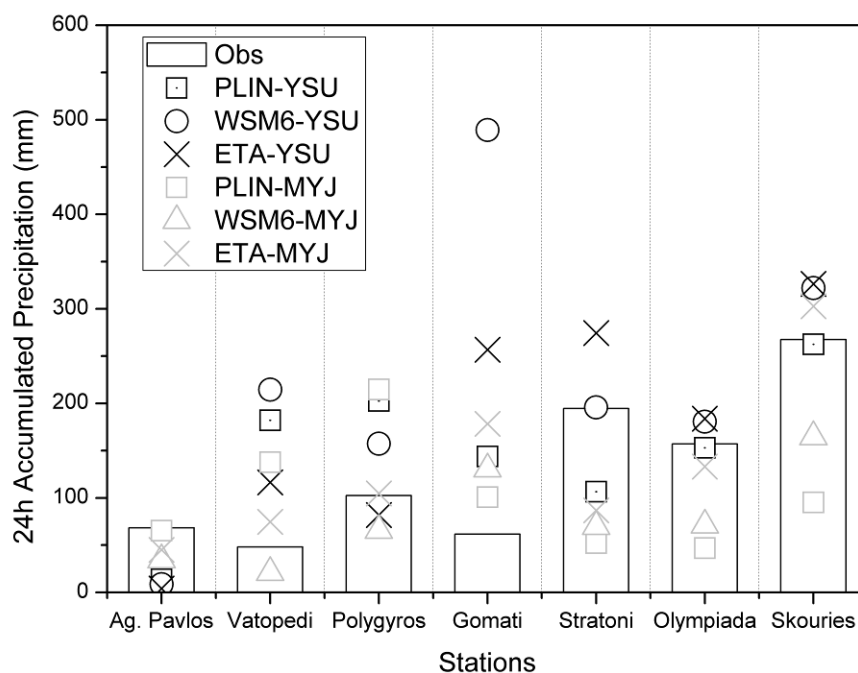
βροχόπτωσης που μετρήθηκαν στην περιοχή. Γενικά, αν και ο καλύτερος συνδυασμός μικροφυσικής - οριακού στρώματος ποικίλει ανάλογα με το κατώφλι έντασης της βροχόπτωσης, τα αποτελέσματα δείχνουν ότι η επιλογή ETA Ferrier σε συνδυασμό με το YSU προσομοιώνουν ικανοποιητικότερα τους ισχυρούς ρυθμούς.



Σχήμα 5.6. a) Μέσο Απόλυτο Σφάλμα και b) Ποσοτική Μεροληψία για τις ωριαίες τιμές βροχόπτωσης για τους διαφορετικούς συνδυασμούς σχημάτων μικροφυσικής και οριακού στρώματος.

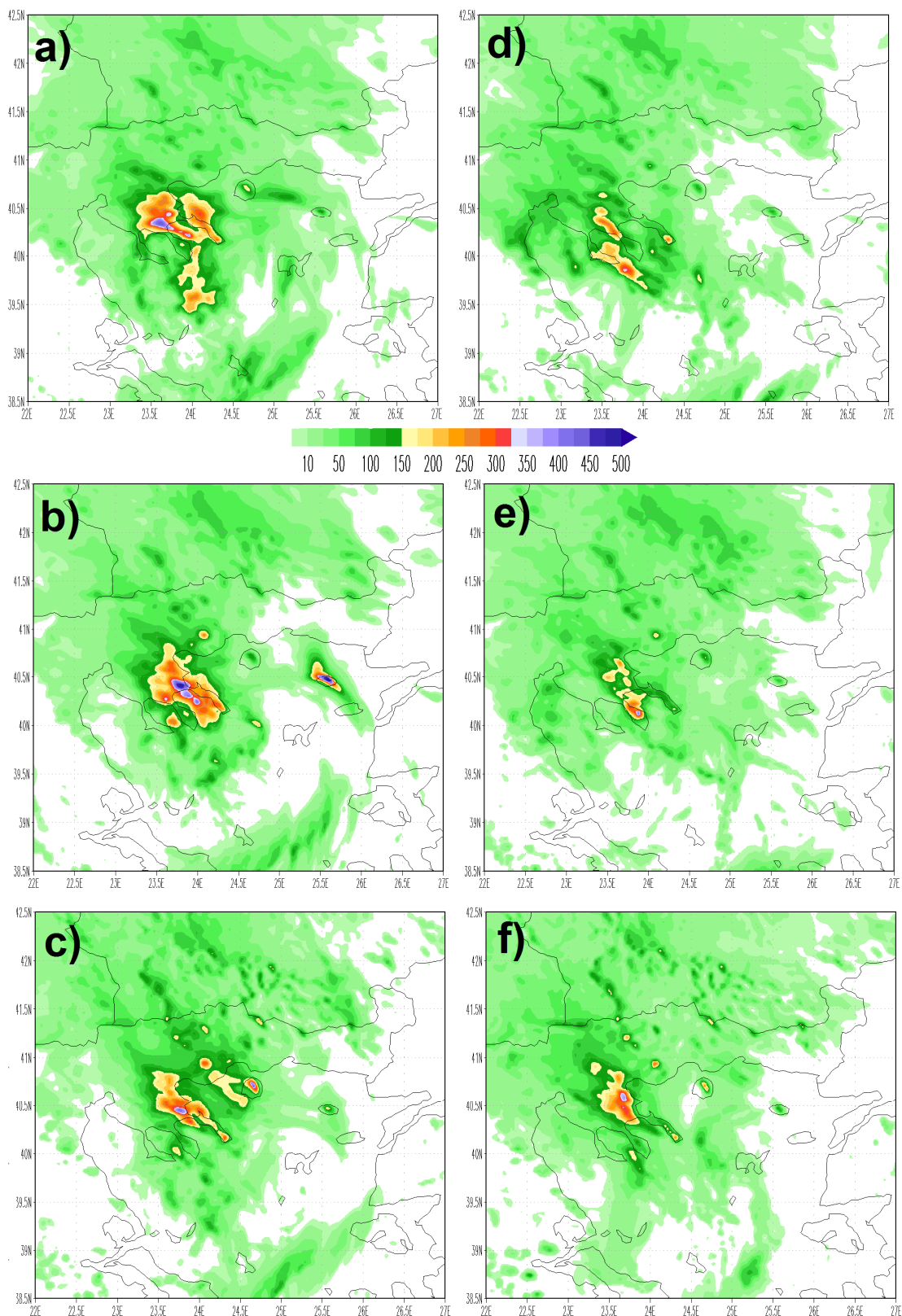
Στο Σχ. 5.7 παρουσιάζεται η 24h αθροιστική βροχόπτωση για την 8^η Οκτωβρίου 2006 από 7 διαθέσιμους σταθμούς (συμπεριλαμβανομένου και του Πολυγύρου) σε αντιπαράθεση με τις προβλέψεις του μοντέλου από το πλέγμα των 3 Km. Οι προσομοιώσεις με το σχήμα YSU παρουσιάζουν σχετική συμφωνία με τις μετρήσεις στην ανατολική Χαλκιδική (Στρατώνι, Ολυμπιάδα, Σκουριές) όπου αναφέρθηκαν τα μεγαλύτερα ύψη βροχής. Ιδιαίτερα το PLIN καταφέρνει να προβλέψει με επιτυχία τη βροχόπτωση (εκτός από τον σταθμό του Στρατωνίου) αν και η ωριαία ένταση διαφέρει σημαντικά από τις παρατηρήσεις (βλ. Σχ. 5.5d και 5.5f). Το σχήμα μικροφυσικής WSM6 παράγει ένα μέγιστο σχεδόν 500 mm στο Γομάτι όπου μετρήθηκαν μόνο 62 mm, καταδεικνύοντας την σημαντικά ετερογενή χωρική κατανομή του επεισοδίου βροχόπτωσης εξαιτίας του ιδιαίτερα πολύπλοκου ανάγλυφου της περιοχής. Σε αντιστοιχία με τα αποτελέσματα του στατιστικού ελέγχου για την ωριαία ένταση της βροχόπτωσης, ο συνδυασμός ETA-YSU προβλέπει μέγιστη βροχόπτωση στις Σκουριές και υπερεκτιμά ελαφρώς τα ύψη βροχής στην Ολυμπιάδα και στο Στρατώνι. Το PLIN παρουσιάζει αντίστοιχα

σημαντική υπερεκτίμηση στην κεντρική Χαλκιδική εμφανίζοντας μεγάλα ποσά στο Βατοπέδι και στον Πολύγυρο. Προσομοιώσεις με τη χρήση του PLIN ή του WSM6 σε συνδυασμό με το MYJ δεν καταφέρνουν να αναπαράγουν την ισχυρή βροχόπτωση και υποεκτιμούν τις 24h τιμές ενώ τα αποτελέσματα των ETA-MYJ είναι γενικά σε συμφωνία με τις παρατηρήσεις.



Σχήμα 5.7. 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση για την 8η Οκτωβρίου 2006 όπως μετρήθηκε στους διαθέσιμους σταθμούς (Obs) και σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων από το πλέγμα των 3 Km για τους διαφορετικούς συνδυασμούς μικροφυσικής και οριακού στρώματος.

Στο Σχ. 5.8 απεικονίζεται η χωρική κατανομή της προσομοιωμένης 24h αθροιστικής βροχόπτωσης για την 8^η Οκτωβρίου 2006 από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα. Οι παραμετροποιήσεις μικροφυσικής σε συνδυασμό με το σχήμα YSU (Σχ. 5.8a, 5.8b και 5.8c) παρουσιάζουν μεγάλα ποσά βροχόπτωσης στην ανατολική πλευρά του όρους Χολομώντα και Στρατωνικού όπου παρατηρήθηκε η μέγιστη βροχόπτωση με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα. Αντίστοιχα η χρήση του ETA (Σχ. 8c) περιορίζει την ισχυρή βροχόπτωση σε μικρότερη περιοχή (στα ορεινά ανατολικά) ενώ το μέγιστο αυτής βρίσκεται πολύ κοντά στις Σκουριές. Το PLIN δημιουργεί ένα

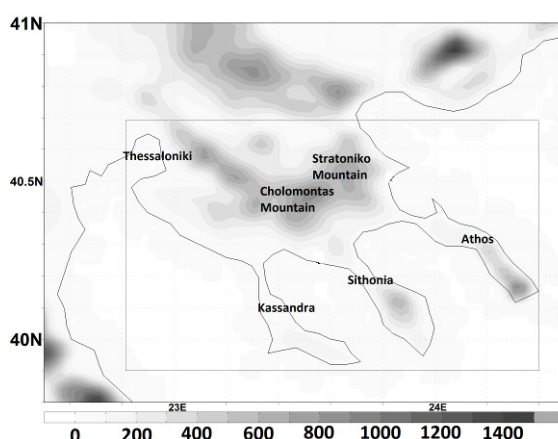


Σχήμα 5.8. Χωρική κατανομή της προσομοιωμένης 24h αθροιστικής βροχόπτωσης για την 8/10/2006 από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για του συνδυασμούς : a) PLIN – YSU, b) WSM6 – YSU, c) ETA – YSU, d) PLIN – MYJ, e) WSM6 – MYJ και f) ETA – MYJ.

ισχυρό μέγιστο στα προσηνήματα του Χολομώντα στην κεντρική Χαλκιδική φτάνοντας τα $450 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ (Σχ. 5.8a) ενώ το WSM6 τοποθετεί το μέγιστο της βροχόπτωσης ανατολικότερα στο Γομάτι (Σχ. 5.8b). WSM6 και ETA συνδυαζόμενα με το MYJ διατηρούν την ισχυρή βροχόπτωση στα ανατολικά της χερσονήσου αλλά με σημαντικά λιγότερα ποσά βροχής (Σχ. 5.8e και 5.8f). Οι προσομοιώσεις με τη χρήση των PLIN-MYJ παράγουν διάσπαρτες βροχοπτώσεις (Σχ. 5.8d) με το μέγιστο στην κεντρική Χαλκιδική (όπως αντίστοιχα στο PLIN-YSU αλλά με σαφώς μικρότερο ύψος βροχής) και μεγαλύτερα ποσά βροχής στη δυτική ακτή της χερσονήσου (βλ. Άγιο Παύλο - Σχ. 5.7).

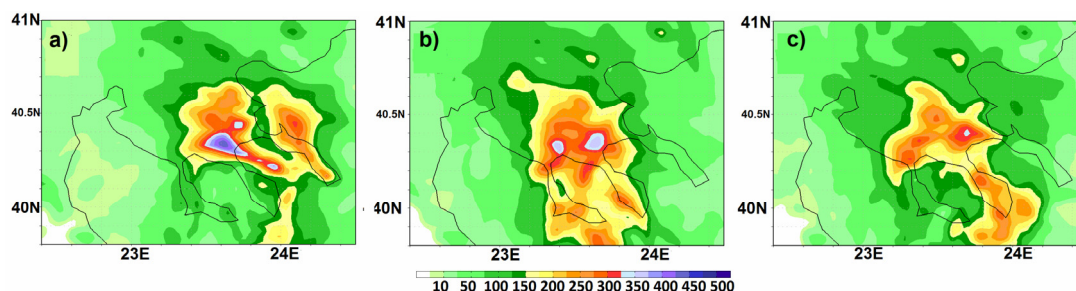
5.2.4 Επίδραση των τοπογραφικών χαρακτηριστικών

Για την μελέτη της επίδρασης του πολύπλοκου ανάγλυφου της Χαλκιδικής στα χαρακτηριστικά του επεισοδίου βροχόπτωσης πραγματοποιήθηκαν δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας: Στην πρώτη (NOTOROHAL) το ύψος της τοπογραφίας στην περιοχή της Χαλκιδικής (που περικλείεται από το πλαίσιο στο Σχ. 5.9) τέθηκε ίσο με το 0 ενώ στη δεύτερη (AQUAHAL) η επίπεδη περιοχή καλύφθηκε με νερό (αλλαγή των χαρακτηριστικών χρήσης γης της περιοχής σε θάλασσα). Οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση του συνδυασμού σχημάτων PLIN-YSU (CNTL προσομοίωση με το πραγματικό ανάγλυφο) και τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχ. 5.10 καθώς και στον Πίνακα 5.2.



Σχήμα 5.9. Η τοπογραφία της περιοχής (ύψος σε m) που τροποποιήθηκε για τις προσομοιώσεις ευαισθησίας (περικλείεται από το πλαίσιο).

Παρατηρώντας το Σχ. 5.10 που απεικονίζει την χωρική κατανομή της 24h αθροιστικής βροχόπτωσης για την 8/10/2006 (μόνο πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής) είναι εμφανές ότι οι θέσεις των τοπικών μέγιστων βροχόπτωσης καθώς και η έντασή τους (βλ. Πίνακα 5.2) καθορίζονται από την παρουσία των ορεινών όγκων. Στο πείραμα NOTOROHAL η βροχόπτωση επεκτείνεται δυτικότερα εμφανίζοντας δύο μέγιστα (ασθενέστερα σε σχέση με την αρχική προσομοίωση) ενώ η AQUAHAL παρουσιάζει ακόμα χαμηλότερη μέγιστη βροχόπτωση η οποία όμως τοποθετείται ανατολικότερα. Όμως ο συνολικός όγκος βροχής στην περιοχή (βλ. Πίνακα 5.2) δεν διαφέρει σημαντικά ανάμεσα στις προσομοιώσεις γεγονός που καταδεικνύει την σημαντική επίδραση της συνοπτικής κυκλοφορίας (βλ. Παρ. 5.2.1) που ορίζει όπως φαίνεται τα κύρια χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου επεισοδίου βροχόπτωσης.



Σχήμα 5.10. Χωρική κατανομή της 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης (mm) για την 8^η Οκτωβρίου 2006 από τις προσομοιώσεις a) CNTL, b) NOTOROHAL και c) AQUAHAL.

Πίνακας 5.2. Μέγιστη 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση στη χερσόνησο της Χαλκιδικής (όπως απεικονίζεται στο Σχ. 5.10) και όγκος βροχής για τις προσομοιώσεις ελέγχου (CNTL) και ευαισθησίας.

Προσομοίωση	Μέγιστη 24h Βροχόπτωση (mm)	Όγκος Βροχής (Km ³)
CNTL	450	2.4
NOTOROHAL	372	2.6
AQUAHAL	340	2.5

5.3 Η ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΩΝ ΠΛΗΜΜΥΡΩΝ ΤΗΣ 10^{ΗΣ} ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΥ 2010

Την 10^η Φεβρουαρίου 2010 ισχυρές βροχοπτώσεις έπληξαν κυρίως την ανατολική Χαλκιδική προκαλώντας εκτεταμένες ζημιές στο οδικό δίκτυο της περιοχής και σε δύο γέφυρες (Σχ. 5.11) ενώ πλημμύρησαν οι οικισμοί Στρατωνίου και Ιερισσού καταστρέφοντας υποδομές και κατοικίες. Συγκεκριμένα καταγράφηκαν 247 mm 24h⁻¹ στο Στρατώνι που αποτελεί τη δεύτερη υψηλότερη τιμή αθροιστικής βροχόπτωσης σύμφωνα με τα διαθέσιμα δεδομένα ενώ η ένταση της βροχόπτωσης έφτασε τα 66 mm h⁻¹ στο Στρατώνι (η υψηλότερη καταγεγραμμένη ωριαία ένταση στο σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων). Αποτέλεσμα των παραπάνω σε συνδυασμό με τα υψηλά βροχομετρικά ύψη των προηγούμενων ημερών (κυρίως της 7/2/2010) οδήγησαν σε πρωτοφανείς υδατοπαροχές αλλά και μεγάλο όγκο φερτών υλικών (ΤΕΕ, 2010) που κατέκλυσαν τον οικισμό του Στρατωνίου (Σχ. 5.11).

Η συνοπτική κατάσταση όπως απεικονίζεται στα Σχ. 5.12 και 5.13 είναι αντιπροσωπευτική του Τύπου Ι (όπως παρουσιάζεται στο Κεφ. 2) όπου μία έντονη διαταραχή δημιουργείται στη δυτική μεσόγειο και κατά την εξέλιξη της κινείται ανατολικά με την επιφανειακή ύφεση να εδρεύει πάνω από την κεντρική Ιταλία με αποτέλεσμα την ισχυρή σύγκλιση (Σχ. 5.13d) υγρών αερίων μαζών στο θερμό της τμήμα, πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής. Η προσομοίωση της περίπτωσης αυτής έγινε με την εφαρμογή του WRF με τις ίδιες επιλογές παραμετροποιήσεων και διαμόρφωσης του υπολογιστικού πλέγματος που χρησιμοποιήθηκαν για την περίπτωση της 8^{ης} Οκτωβρίου 2006 (βλ. Πίνακα 5.1) για διάστημα 48h από 0000 UTC 9/2/2010 έως 0000 UTC 11/2/2010.

Στο Σχ. 5.14 απεικονίζεται η χωρική κατανομή της 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης για τη 10/2/2010 για όλους τους συνδυασμούς σχημάτων μικροφυσικής και οριακού στρώματος ενώ στο Σχ. 5.15 παρουσιάζεται η σύγκριση με διαθέσιμα μετεωρολογικά δεδομένα από τους σταθμούς Πολυγύρου, Βατοπεδίου, Στρατωνίου και Ολυμπιάδας. Όπως φαίνεται από τα παραπάνω γραφήματα όλες οι προσομοιώσεις παράγουν τη μέγιστη βροχόπτωση στις ακτές του Στρυμωνικού κόλπου, στη βορειοανατολική Χαλκιδική περιορίζοντας τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης στα βόρεια της χερσονήσου. Ειδικότερα η χρήση του σχήματος YSU παράγει συγκεντρωμένη βροχή ισχυρής έντασης στην περιοχή

(που σε συνδυασμό με την παραμετροποίηση PLIN φτάνει τα $210 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ αποτελώντας τη μέγιστη βροχόπτωση από όλες τις προσομοιώσεις) σε σύγκριση με το ΜΥJ.

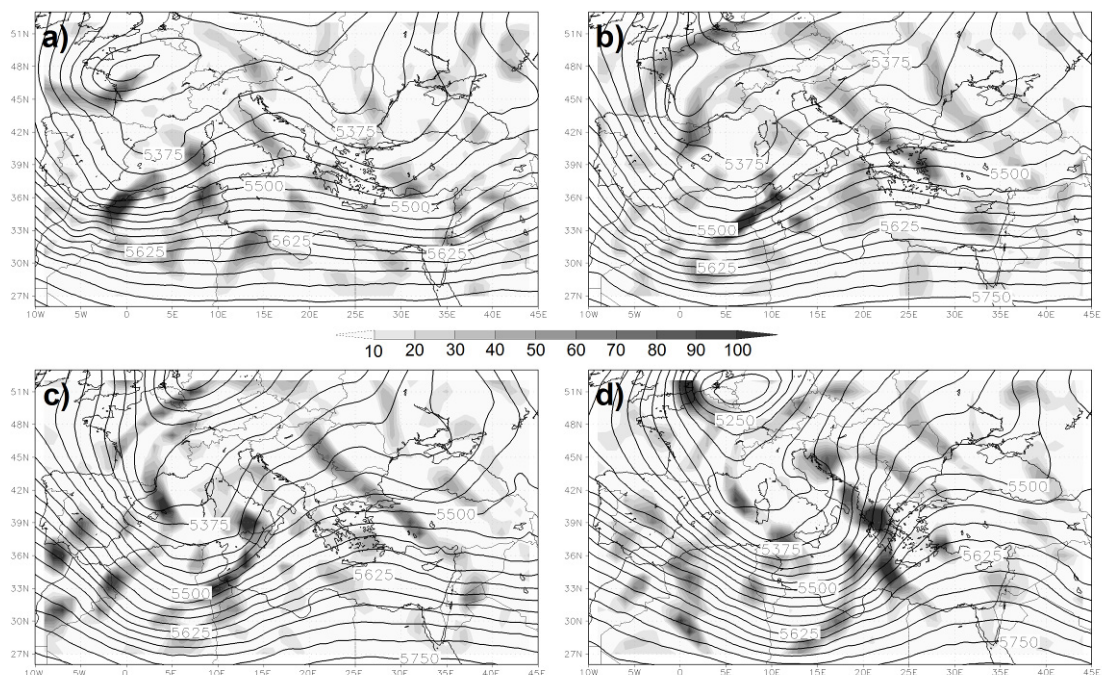
a)



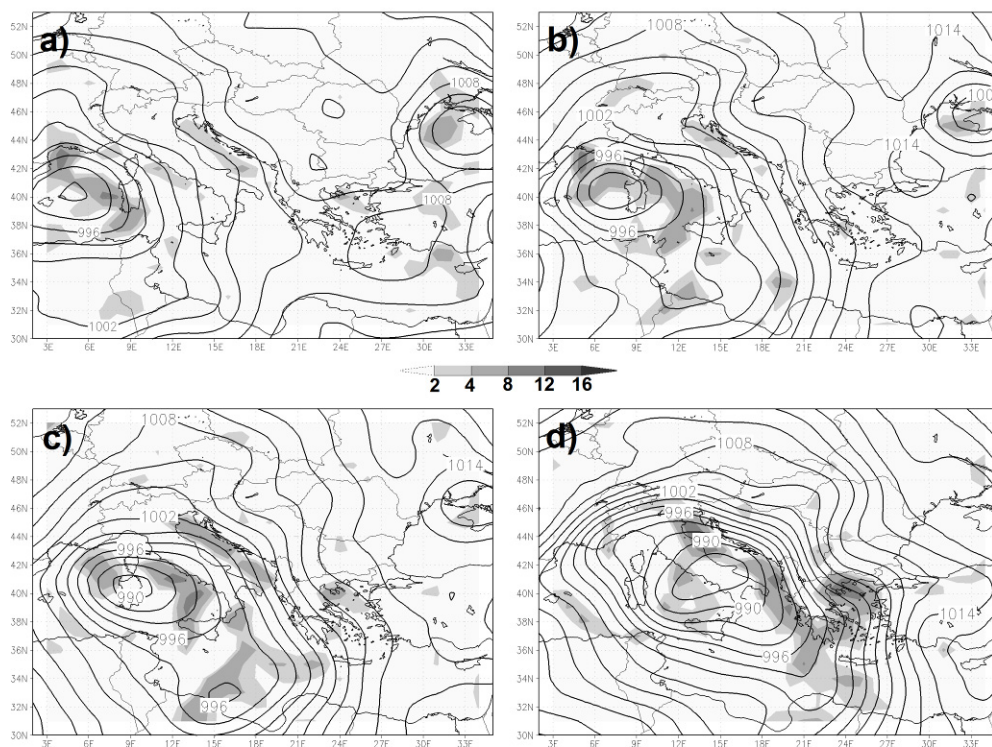
b)



Σχήμα 5.11. a) Εναπόθεση υλικών στην επαρχιακή οδό Στρατωνίου-Ολυμπιάδας. b) Κατάκλιση εξαιτίας φερτών υλικών στον οικισμό του Στρατωνίου (ΤΕΕ, 2010).



Σχήμα 5.12. Γεωδυναμικό ύψος (ισοπληθείς κάθε 25 gpm) και μεταφορά απόλυτου στροβιλισμού ($10^{-10} s^{-2}$) (ισοπληθείς πυκνότητας) στα 500 hPa από την ανάλυση του GFS στις a) 0600 UTC 9/2/2010, b) 1800 UTC 9/2/2010, c) 0000 UTC 10/2/2010 και d) 1200 UTC 10/2/2010. Απεικονίζονται μόνο θετικές μεταφορές απόλυτου στροβιλισμού.

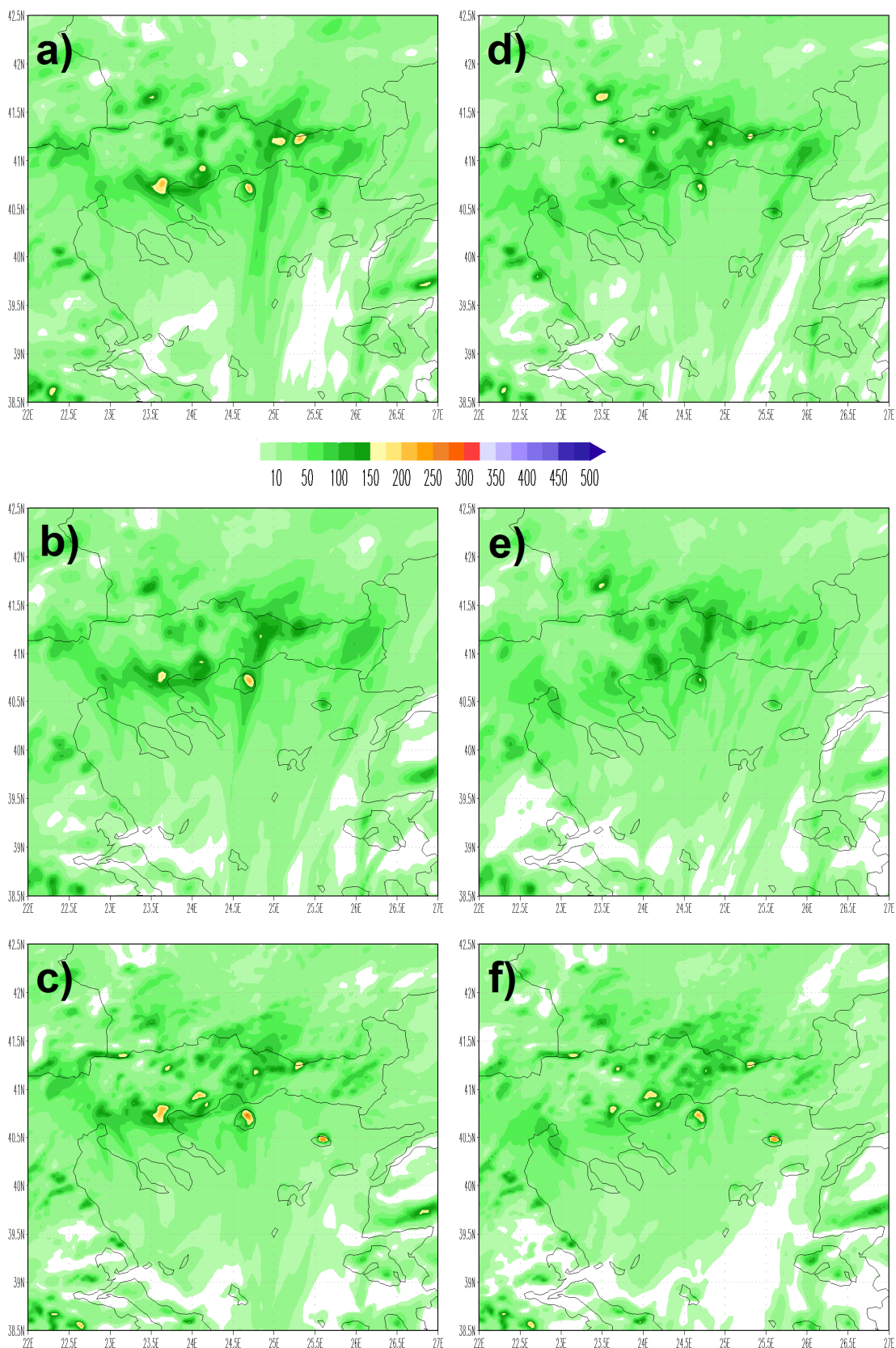


Σχήμα 5.13. Όπως το Σχ. 5.3 για: a) 0600 UTC 9/2/2010, b) 1800 UTC 9/2/2010, c) 0000 UTC 10/2/2010 και d) 1200 UTC 10/2/2010.

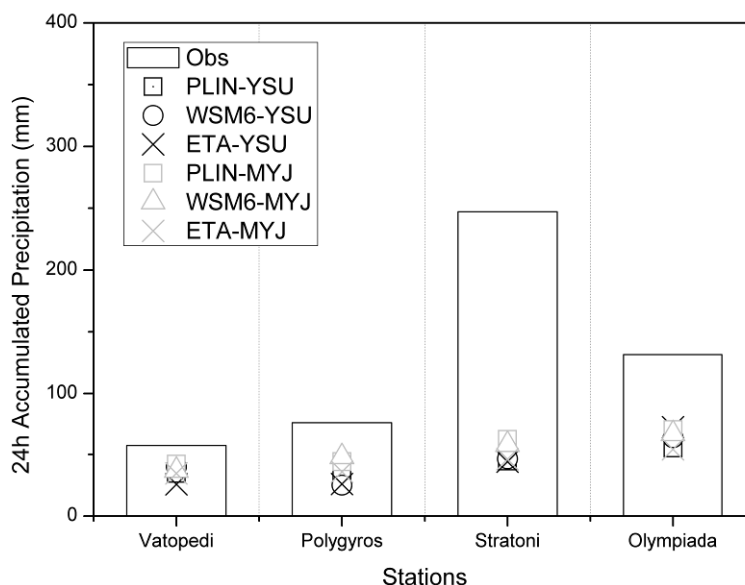
Η αντιπαράθεση των αποτελεσμάτων με τις μετρήσεις των βροχομέτρων έδειξε μεγάλη υποεκτίμηση του υετού κυρίως στην περιοχή εμφάνισης της μέγιστης βροχόπτωσης. Δεδομένου ότι οι μεγαλύτερες ποσότητες βροχής καθώς και το προσομοιωμένο ισχυρό μέγιστο τοποθετούνται λίγα Km βορειότερα από τα σημεία που παρατηρήθηκαν, μπορεί να ερμηνευθεί ως μία μετατόπιση της κύριας βροχόπτωσης σε σχέση με τα δεδομένα που στο πολύπλοκο ανάγλυφο της Χαλκιδικής μπορεί να έχει σημαντικό αντίκτυπο στην ακρίβεια των προγνώσεων. Εξαιτίας των πολύ περιορισμένων διαθέσιμων σταθμών σε αυτήν την περίπτωση δεν επιχειρήθηκε στατιστική επαλήθευση των αποτελεσμάτων, φαίνεται όμως ότι όλοι οι συνδυασμοί δεν εμφανίζουν σημαντικές διαφορές.

5.4 ΟΙ ΙΣΧΥΡΕΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΕΙΣ ΤΗΣ 7-8 ΟΚΤΩΒΡΙΟΥ 2000

Τις πρώτες πρωινές ώρες της 8^{ης} Οκτωβρίου 2000 ραγδαίες βροχοπτώσεις έπληξαν την περιοχή της ορεινής ανατολικής Χαλκιδικής και κυρίως τους οικισμούς της Μεγάλης Παναγιάς, Στρατωνίου και Ολυμπιάδας με αποτέλεσμα τη δημιουργία μεγάλων πλημμυρών ιδιαίτερα στη Μεγάλη Παναγιά. Η αθροιστική βροχόπτωση στους σταθμούς Ολυμπιάδας και Στρατωνίου έφτασε τα 150 και 127 mm 24h⁻¹ αντίστοιχα με μέγιστο ρυθμό βροχόπτωσης τα 34.2 mm h⁻¹ στο Στρατώνι. Οι μεγάλες καταστροφές επεκτάθηκαν και στη χερσόνησο της Σιθωνίας καθώς και στο Άγιο Όρος (βλ. Πίνακα 2.2). Οι συνοπτικές συνθήκες που επικρατούσαν πριν και κατά τη διάρκεια του επεισοδίου παρουσιάζονται στα Σχ. 5.16 και 5.17. Ο τύπος της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας είναι αντίστοιχος με την περίπτωση της 10^{ης} Φεβρουαρίου όπου μία επιφανειακή ύφεση στην περιοχή της Ιταλίας επέβαλε μία συγκλίνουσα νοτιοανατολική ροή στη χερσόνησο της Χαλκιδικής σε συνδυασμό με μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στην ανατολική και βόρεια Ελλάδα (Σχ. 5.17c και 5.17d). Η προσομοίωση με τη χρήση του WRF πραγματοποιήθηκε με τις επιλογές παραμετροποιήσεων και διαμόρφωσης του υπολογιστικού πλέγματος που παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1 για διάστημα 48h από 0000 UTC 7/10/2000 έως 0000 UTC 09/10/2000.

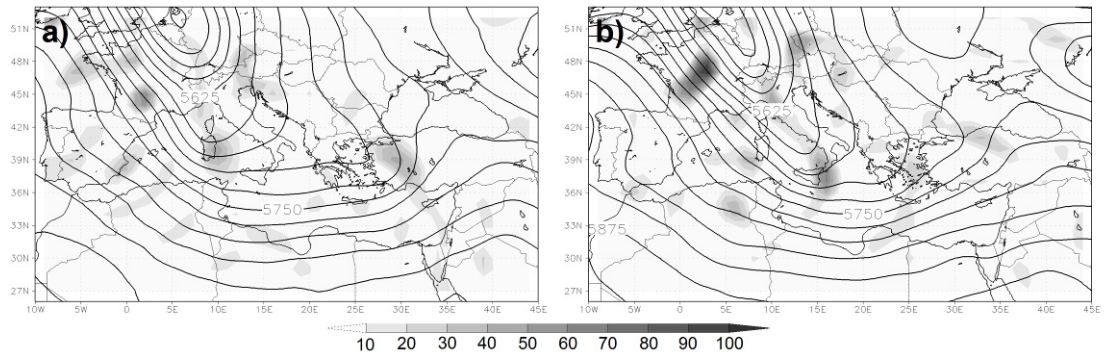


Σχήμα 5.14. Χωρική κατανομή της προσομοιωμένης 24h αθροιστικής βροχόπτωσης για την 10/2/2010 από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για του συνδυασμούς : a) PLIN – YSU, b) WSM6 – YSU, c) ETA – YSU, d) PLIN – MYJ, e) WSM6 – MYJ και f) ETA – MYJ.

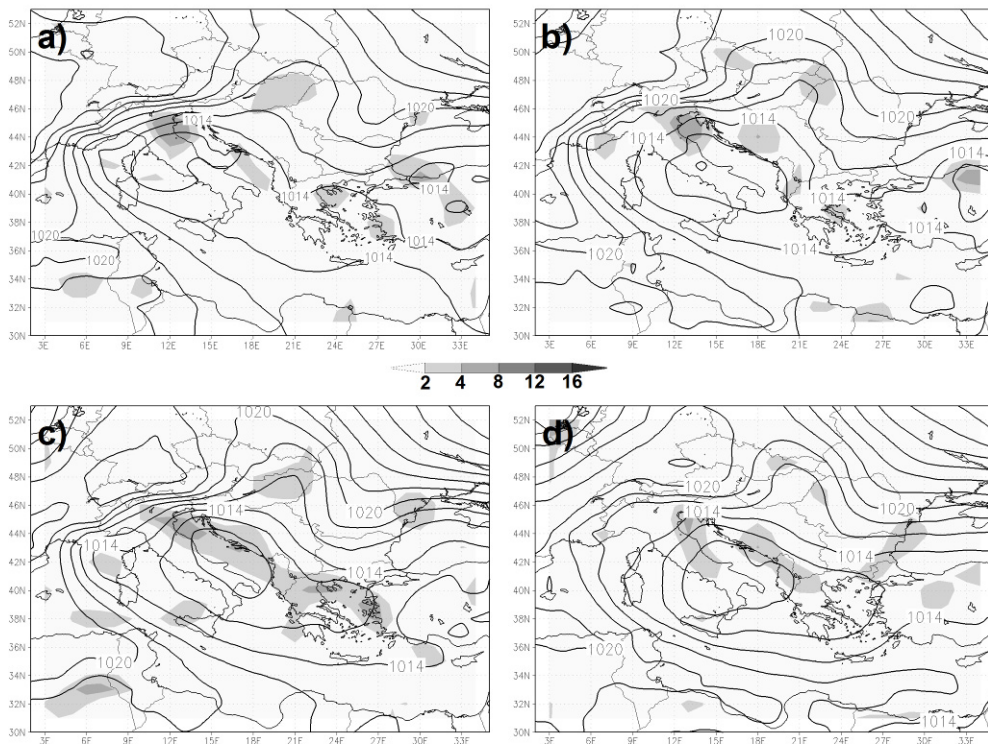


Σχήμα 5.15. 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση για την 10η Φεβρουαρίου 2010 όπως μετρήθηκε στους διαθέσιμους σταθμούς (Obs) και σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων από το πλέγμα των 3 Km για τους διαφορετικούς συνδυασμούς μικροφυσικής και οριακού στρώματος.

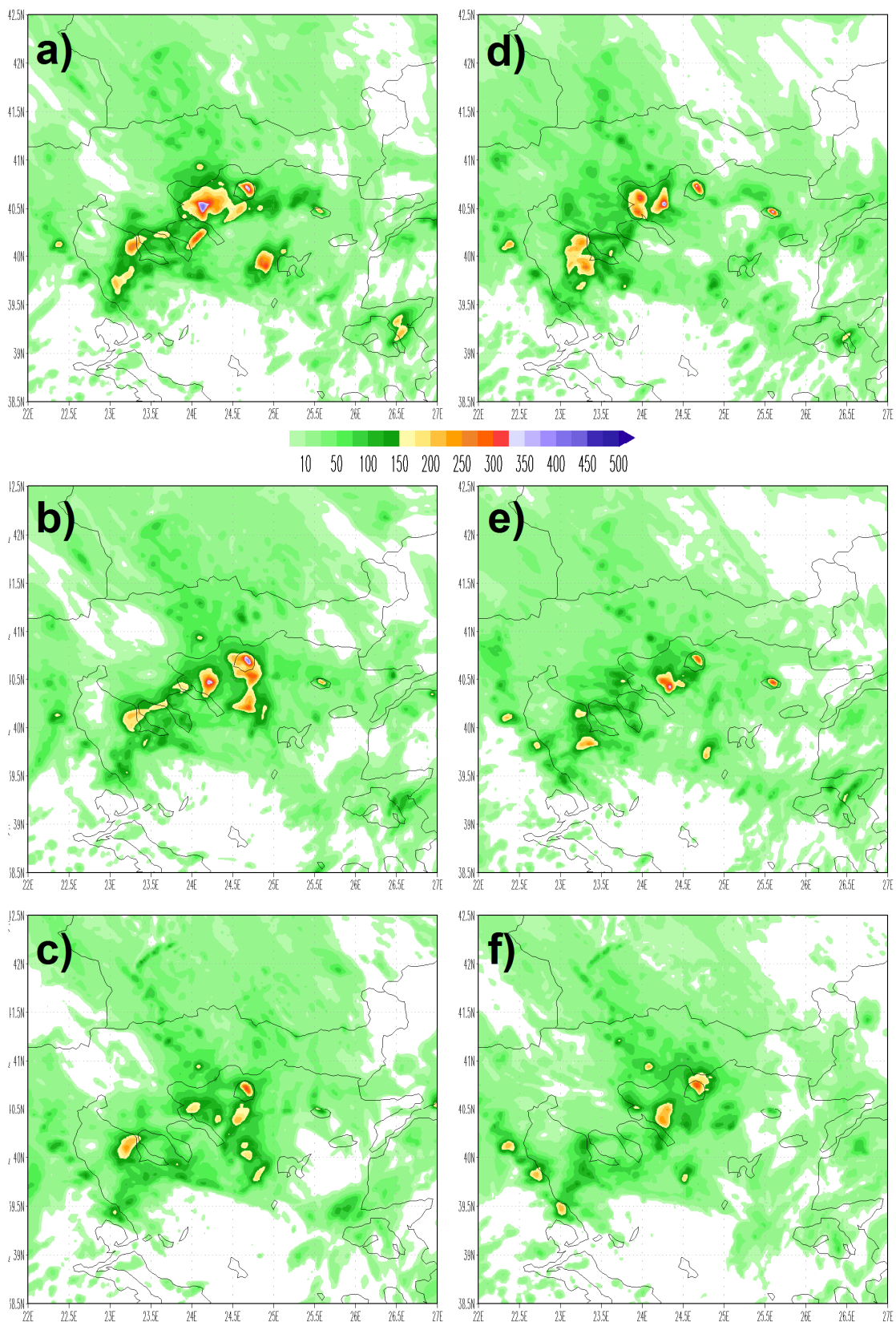
Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης όπως παρουσιάζονται στο Σχ. 5.18 για όλους τους συνδυασμούς σχημάτων μικροφυσικής-οριακού στρώματος, δείχνουν ότι οι ισχυρή βροχόπτωση περιορίζεται κυρίως στον κόλπο της Ιερισσού και στη νότια Χαλκιδική, στις χερσονήσους Κασσάνδρα και Σιθωνία. Ο ιδιαίτερα περιορισμένος αριθμός βροχομετρικών δεδομένων καθιστά σχεδόν αδύνατη την εξαγωγή γενικών συμπερασμάτων. Όμως οι ισχυρές βροχοπτώσεις που παρατηρήθηκαν στην Ολυμπιάδα και στο Στρατώνι (Σχ. 5.19) που βρίσκονται σε παραθαλάσσιες περιοχές του Στρυμωνικού κόλπου και του κόλπου της Ιερισσού αντίστοιχα καθώς και στις Σκουριές, καταδεικνύουν σε συνδυασμό με τα στοιχεία των πλυμμηρικών επεισοδίων ότι το κελί της ισχυρής βροχόπτωσης τοποθετείται ελαφρώς δυτικότερα σε σύγκριση με τις προβλέψεις όλων σχεδόν των προσομοιώσεων. Η μετατόπιση της μέγιστης βροχόπτωσης τουλάχιστον στην ανατολική Χαλκιδική ήταν πολύ μικρή οδήγησε όμως σε σημαντική υποεκτίμηση της προσομοιωμένης βροχόπτωσης στους διαθέσιμους σταθμούς (Σχ. 5.19).



Σχήμα 5.16. Όπως το Σχ. 5.12 για: a) 0000 UTC 7/10/2000, b) 1200 UTC 7/10/2000, c) 0000 UTC 8/10/2000 και d) 1200 UTC 8/10/2010.

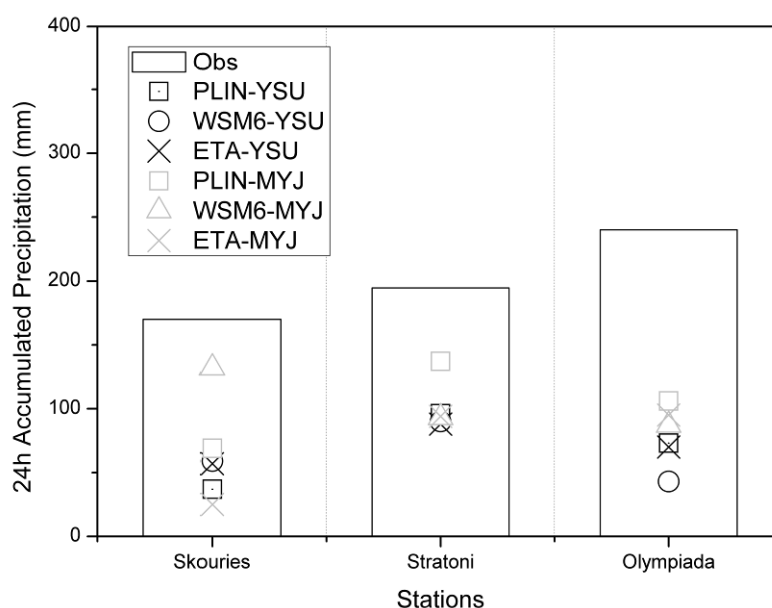


Σχήμα 5.17. Όπως το Σχ. 5. 3 για: a) 0000 UTC 7/10/2000, b) 1200 UTC 7/10/2000, c) 0000 UTC 8/10/2000 και d) 1200 UTC 8/10/2010.



Σχήμα 5.18. Χωρική κατανομή της προσομοιωμένης 24h αθροιστικής βροχόπτωσης για την περίοδο 1200 UTC 7/10/2000 - 1200 UTC 8/10/2000 από το υψηλής

ανάλυσης πλέγμα για του συνδυασμούς : a) PLIN – YSU, b) WSM6 – YSU, c) ETA – YSU, d) PLIN – MYJ, e) WSM6 – MYJ και f) ETA – MYJ.



Σχήμα 5.19. 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση για την περίοδο 1200 UTC 7/10/2000 - 1200 UTC 8/10/2000 όπως μετρήθηκε στους διαθέσιμους σταθμούς (Obs) και σύγκριση με τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων από το πλέγμα των 3 Km για τους διαφορετικούς συνδυασμούς μικροφυσικής και οριακού στρώματος.

5.5 ΑΝΑΚΕΦΑΛΑΙΩΣΗ

Στο παρόν κεφάλαιο πραγματοποιήθηκε η προσομοίωση των ισχυρότερων καταγεγραμμένων βροχοπτώσεων στη χερσόνησο της Χαλκιδικής την τελευταία δεκαετία κατά την ψυχρή περίοδο του έτους που οδήγησαν στα σημαντικότερα πλημμυρικά επεισόδια στην περιοχή. Παρατηρήθηκαν πολύ υψηλά 24ωρα βροχομετρικά ύψη που αντιστοιχούν σε μεγάλα ποσοστά της ετήσιας βροχόπτωσης (βλ. Πίνακα 2.1) με αποτέλεσμα μεγάλες καταστροφές σε υποδομές, κατοικίες και καλλιέργειες. Το μετεωρολογικό μοντέλο WRF εφαρμόστηκε στο πολύπλοκο ανάγλυφο της Χαλκιδικής δημιουργώντας ένα υψηλής ανάλυσης πλέγμα πάνω από την περιοχή μελέτης, ώστε να μελετηθεί η συμπεριφορά του στην προσομοίωση επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης χρησιμοποιώντας διαφορετικές βασικές παραμετροποιήσεις μικροφυσικής και οριακού στρώματος.

Γενικά, το WRF φαίνεται ότι μπορεί να αναπαράγει τα μετρούμενα ύψη βροχής ενώ εμφανίζει και υπερεκτίμηση αυτών σε ορισμένες περιπτώσεις. Εξετάζοντας ιδιαίτερα την περίπτωση της 8/10/2006, όπου είναι διαθέσιμα τα περισσότερα δεδομένα, παρατηρήθηκε ικανοποιητική προσαρμογή των προβλέψεων του μοντέλου στις μετρήσεις με τη χρήση του σχήματος τυρβώδους διάχυσης YSU σε συνδυασμό με την παραμετροποίηση μικροφυσικής ETA (ωριαία ένταση) και PLIN (24ωρη αθροιστική βροχόπτωση). Η μελέτη των υπόλοιπων περιπτώσεων έδειξε ότι υπάρχει μία μικρή μετατόπιση των ισχυρών βροχοπτώσεων σε σχέση με τα δεδομένα που όμως στο πολύπλοκο ανάγλυφο της Χαλκιδικής μπορεί να έχει σημαντικό αντίκτυπο στην ακρίβεια των προγνώσεων. Εξαιτίας των πολύ περιορισμένων διαθέσιμων σταθμών δεν επιχειρήθηκε στατιστική επαλήθευση των αποτελεσμάτων, φαίνεται όμως ότι όλοι οι συνδυασμοί δεν εμφανίζουν σημαντικές διαφορές.

Ακόμα, πραγματοποιώντας ένα πείραμα ευαισθησίας έγινε εμφανής η επίδραση των τοπογραφικών χαρακτηριστικών στα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης: Το συνοπτικό περιβάλλον ορίζει την ένταση και τα γενικά χαρακτηριστικά των επεισοδίων πάνω από την χερσόνησο της Χαλκιδικής ενώ το ανάγλυφο καθορίζει τη θέση και την ισχύ των μεγίστων. Πρέπει να σημειωθεί ότι η εξαγωγή συμπερασμάτων σχετικά με τον καλύτερο συνδυασμό παραμετροποιήσεων δεν αποτελεί βασικό σκοπό της εργασίας αυτής λόγω της έλλειψης ικανού αριθμού βροχομετρικών δεδομένων σε μία περιοχή ιδιαίτερου ανάγλυφου. Εντούτοις, από τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων αποδεικνύεται η σημαντική επίδραση των σχημάτων στην πρόβλεψη της βροχόπτωσης καθώς και η ευαισθησία των προγνώσεων που εκδηλώνεται μέσω μίας κοινής συμπεριφοράς των παραμετροποιήσεων στις υπό μελέτη περίπτωσης ισχυρής βροχόπτωσης στη Χαλκιδική.

6. ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΠΑΓΩΜΕΝΟΥ ΥΕΤΟΥ ΣΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ

6.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μικροφυσικές διεργασίες δημιουργίας και μετασχηματισμού των σωματιδίων πάγου μπορεί να έχουν σημαντικό αντίκτυπο στη βροχόπτωση επηρεάζοντας την παραγωγή των υδρομετεώρων καθώς και την δυναμική των καταιγίδων (Dudhia, 1989). Στα μικτά νέφη οι υπέρψυχρες σταγόνες αλληλεπιδρούν με τους παγοκρυστάλλους με αποτέλεσμα το σχηματισμό πυκνότερων σωματιδίων πάγου (π.χ. μαλακό χαλάζι) που παρουσιάζουν ταχύτερη πτώση τροποποιώντας την ένταση της επιφανειακής βροχόπτωσης. Επιπλέον η εν λόγω διαδικασία (στεφάνωμα) ενισχύει την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας και την ανάπτυξη των νεφών, επιδρώντας στη δυναμική των νεφικών σχηματισμών. Ως εκ τούτου, τα σύγχρονα περιφερειακά και κλιματικά μοντέλα χρησιμοποιούν παραμετροποιήσεις αυξημένης πολυπλοκότητας που συμπεριλαμβάνουν τους μηχανισμούς μικροφυσικής των παγοσωματιδίων (e. g. Lin et al., 1983; Rutledge and Hobbs, 1984; Hong and Lim, 2006) όπως ενδεικτικά παρουσιάστηκαν στην Παρ. 3.4.2 όπου έγινε περιγραφή ενός προσεγγιστικού σχήματος παραμετροποίησης ψυχρών νεφών. Η σημασία της αναπαράστασης της μικροφυσικής των παγοσωματιδίων στην επιτυχημένη προσομοίωση ισχυρών βροχοπτώσεων έχει

μελετηθεί κατά καιρούς από διάφορους ερευνητές (Rutledge and Hobbs, 1984; Hong et al., 2004; Lim and Hong, 2005; Hong et al., 2009).

Στο παρόν κεφάλαιο διερευνάται η συμπεριφορά των παραμετροποιήσεων μικροφυσικής στην προσομοίωση ενός εξαιρετικού επεισοδίου ισχυρής βροχόπτωσης σε μία περιοχή πολύπλοκου ανάγλυφου όπως η χερσόνησος της Χαλκιδικής. Η μελέτη επικεντρώθηκε κυρίως στην επίδραση της φυσικής των παγοσωματιδίων και ειδικά του παγωμένου υετού (μαλακού χαλαζιού - χιονιού) στα χαρακτηριστικά του επεισοδίου. Για το λόγο αυτό, δύο προσεγγιστικά σχήματα μικροφυσικής του μοντέλου WRF, το Purdue Lin (PLIN) και το WRF Single-Moment 6-class (WSM6) που έχουν τον ίδιο αριθμό προγνωστικών εξισώσεων υδρομετεώρων χρησιμοποιήθηκαν για την εξέταση της ευαισθησίας της προσομοιωμένης βροχόπτωσης στην αναλογία χιονιού - μαλακού χαλαζιού και στην περιγραφή της τερματικής ταχύτητας του παγωμένου υετού. Επελέγη η περίπτωση της 8^{ης} Οκτωβρίου 2006 (όπως παρουσιάστηκε στο Κεφ. 5) ως το επεισόδιο με τα μεγαλύτερα καταγεγραμμένα ποσά βροχής και τον μεγαλύτερο αντίκτυπο με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα. Αρχικά, τα αποτελέσματα του μοντέλου συγκρίθηκαν με μετρήσεις βροχομέτρων, ώστε να αξιολογηθεί η ικανότητα και να μελετηθεί η συμπεριφορά των σχημάτων μικροφυσικής στην αναπαραγωγή του συμβάντος ισχυρής βροχόπτωσης. Στη συνέχεια, πραγματοποιήθηκε μία προσομοίωση ευαισθησίας για να διερευνηθεί η επίδραση των μηχανισμών μικροφυσικής των σωματιδίων πάγου και ιδιαίτερα της κατανομής μαλακού χαλαζιού - χιονιού, στη χωρική και χρονική εξέλιξη του φαινομένου. Για να επιτευχθούν τα παραπάνω, εξετάστηκαν οι τρεις εκδόσεις του σχήματος WSM6 στην προσομοίωση της εν λόγω περίπτωσης όπου σε συνδυασμό με την ανάλυση ευαισθησίας οδήγησαν στην αναγνώριση των βασικών διαφορών ανάμεσα στα δύο βασικά προσεγγιστικά σχήματα.

6.2 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΤΩΝ ΣΧΗΜΑΤΩΝ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΗΣ

Τα σχήματα μικροφυσικής που εξετάζονται χρησιμοποιούνται επιχειρησιακά ενώ έχουν αξιολογηθεί σε σύγκριση με διάφορες βάσεις πειραματικών δεδομένων

(Jankov et al., 2005; Jankov et al., 2007; Hong et al., 2009; Lin and Colle, 2009). Το σχήμα PLIN συμπεριλαμβάνεται στο WRF από τις αρχικές εκδόσεις του (Chen and Sun, 2002) και ακολουθεί την παραμετροποίηση των Lin et al. (1983) όπως παρουσιάστηκε αναλυτικά στην Παρ. 3.4.2 με κάποιες τροποποιήσεις που προτάθηκαν από τους Rutledge and Hobbs (1984), διαθέτοντας 6 προγνωστικές εξισώσεις της αναλογίας μίγματος των υδρατμών (q_v), νεφοσταγόνων (q_c), παγοκρυστάλλων (q_i), βροχής (q_r), χιονιού (q_s) και μαλακού χαλαζιού (q_g). Το σχήμα WSM6 (Hong and Lim, 2006) προβλέπει τον ίδιο αριθμό υδρομετεώρων και βασίζεται στις παραμετροποιήσεις του PLIN, αν και τα δύο σχήματα εμφανίζουν δύο σημαντικές διαφορές: την παραμετροποίηση της μικροφυσικής των παγοκρυστάλλων (Hong et al., 2004) και την τερματική ταχύτητα χιονιού - μαλακού χαλαζιού (Dudhia et al., 2008). Αναλυτική περιγραφή των διαφορών ανάμεσα στα WSM6 και PLIN αναφέρεται στον Πίνακα 6.1 και στους Hong et al. (2009).

Σειρά ερευνών έχει δείξει ότι το σχήμα PLIN τείνει να υπερεκτιμά σημαντικά τη συνολική βροχόπτωση και την ένταση αυτής (βλ. Jankov et al., 2011) παράγοντας σε ισχυρά τοπικά μέγιστα βροχής (Jankov et al., 2007; Lin and Colle, 2009). Οι παραμετροποιήσεις μικροφυσικής που παράγουν μεγάλα ποσά μαλακού χαλαζιού (όπως τα PLIN και WSM6) προκαλούν άμεση πτώση βροχής κοντά στην περιοχή δημιουργίας των υδρομετεώρων. Για παράδειγμα σε μία περίπτωση μέτριας ορογραφικής βροχόπτωσης στην οροσειρά Cascade του κεντρικού Oregon, οι Lin and Colle (2009) έδειξαν ότι τα PLIN και WSM6 δημιουργούν τοπικά περιοχές σημαντικής υπερεκτίμησης της βροχής στην προσήνεμη πλευρά των Όρεων και πολύ χαμηλότερη βροχόπτωση στα υπήνεμα των Cascades εξαιτίας της κυριαρχίας του μαλακού χαλαζιού στην ατμόσφαιρα. Για την αντιμετώπιση του προβλήματος υπερεκτίμησης του μαλακού χαλαζιού που προκαλείται από την άμεση μετατροπή των υδρομετεώρων σε μαλακό χαλάζι και την ταχεία πτώση τους ως βροχή, που χαρακτήριζε το σχήμα WSM6 στην έκδοση του WRF v2.2.1 (στο έξης WSM6_v2.2), χρησιμοποιήθηκε σε νεότερη έκδοση που ακολούθησε (WSM6_v3.1) μία ενοποιημένη τερματική ταχύτητα χιονιού - μαλακού χαλαζιού (V_m) σταθμισμένη με τη μάζα των δύο συμπυκνωμάτων σύμφωνα με τη σχέση (Dudhia et al., 2008):

$$\bar{V}_m = \frac{q_s V_s + q_g V_g}{q_s + q_g} \quad (6.1)$$

όπου οι τερματικές ταχύτητες υπολογίζονται με βάση τις σχέσεις (3.23) και (3.24) οι οποίες όμως μπορούν να γραφούν με τη μορφή:

$$V_{pi} = \frac{a_{pi} \Gamma(4 + b_{pi})}{6} \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{1/2} \frac{1}{\lambda_{pi}^{b_{pi}}} \quad (6.2)$$

θέτοντας στον δείκτη pi τα G ή S έχουμε αντίστοιχα την τερματική ταχύτητα για μαλακό χαλάζι ή χιόνι.

Πίνακας 6.1. Βασικές διαφορές στην παραμετροποίηση της μικροφυσικής των παγοκρυστάλλων ανάμεσα στα σχήματα WSM6 και PLIN (Hong et al., 2009).

	WSM6	PLIN
Αριθμητική συγκέντρωση παγοκρυστάλλων, N_i (m^{-3})	$5.38 \times 10^7 (\rho q_i)^{0.75}$	$10^{-2} \exp[0.5(T_0 - T)]$
Αριθμός πυρήνων πάγου, N_{i0} (m^{-3})	$10^3 \exp[0.1(T_0 - T)]$	$10^{-2} \exp[0.5(T_0 - T)]$
Παράμετρος κατανομής χιονιού, n_{0S} (m^{-4})	$2 \times 10^6 \exp[0.12(T_0 - T)]$	3×10^6
Πυκνότητα μαλακού χαλαζιού, ρ_G ($Kg m^{-3}$)	500	400
Σταθερά a_G	330	82.5
Σταθερά b_G	0.8	0.5
Σταθερά a_S	11.72	4.836
Σταθερά b_S	0.41	0.25

Ο τύπος αυτός χρησιμοποιείται και στα δύο σχήματα με διαφορετικούς όμως συντελεστές για το WSM6 και PLIN όπως φαίνεται και στον Πίνακα 6.1. Η χρήση κοινής τερματικής ταχύτητας στο WSM6_v3.1 (σχέση 6.1) οδήγησε στην διαγραφή της διεργασίας συλλογής-συνένωσης του χιονιού από το μαλακό χαλάζι από τον αλγόριθμο του σχήματος καθώς η συλλογή παρατηρείται μόνο όταν υφίσταται διαφορά τερματικών ταχυτήτων ανάμεσα στα υδρομετέωρα.

Ελέγχοντας τον υπολογιστικό κώδικα των δύο εκδόσεων αποκαλύπτονται οι διαφορές ανάμεσα στα WSM6_v3.1 και WSM6_v2.2: Η μέση τερματική ταχύτητα του παγωμένου υετού στο WSM6_v3.1 σταθμίζεται από την αναλογία μίγματος μαλακού χαλαζιού και χιονιού όπως αναφέρθηκε και εφαρμόζεται πρώτα στην καθίζηση και στη συνέχεια στις διεργασίες συλλογής των υδρομετεώρων κατά την εκτέλεση του αλγόριθμου. Αποτέλεσμα των παραπάνω είναι η αφαίρεση του όρου παραγωγής μαλακού χαλαζιού από τη συλλογή χιονιού (Pgacs) και η πρόσθεση ενός νέου που εκφράζει τη συλλογή των νεφοσταγόνων από τα ενοποιημένα σωματίδια μαλακού χαλαζιού - χιονιού (Paacw). Ακόμα στο WSM6_v3.1 έχει μειωθεί το όριο χαμηλότερης θερμοκρασίας των υπέρψυχρων σταγόνων για την ετερογενή πυρήνωση των νεφοσταγόνων σε παγοκρυστάλλους (Pihtf) και την τήξη των βροχοσταγόνων σε μαλακό χαλάζι (Pgfrz) που όμως δεν φαίνεται να επηρεάζουν τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων. Από την έκδοση 3.2 του WRF το σχήμα WSM6 χρησιμοποιεί ένα ημί-Λανγκραντζιανό σχήμα κατακόρυφης μεταφοράς του υετού (Juang and Hong, 2010) που αντικατέστησε την Ουλεριανή προσέγγιση με ξεχωριστά από το αριθμητικό μοντέλο χρονικά βήματα ολοκλήρωσης (η οποία χρησιμοποιείται στο PLIN). Η τροποποίηση αυτή (WSM6_v3.2) κατέστησε περισσότερο ρεαλιστική την αναπαράσταση των διαδικασιών καθίζησης βελτιώνοντας την ακρίβεια και την ταχύτητα εκτέλεσης του σχήματος μικροφυσικής.

Όλες οι προαναφερόμενες αλλαγές στην εξέλιξη του σχήματος WSM6 μπορούν να χρησιμοποιηθούν ως εργαλείο για την μελέτη της επίδρασης του παγωμένου υετού στην προσομοίωση επεισοδίων ισχυρή βροχόπτωσης. Για το λόγο αυτό, οι παλαιότερες εκδόσεις του WSM6 (WSM6_v2.2 και WSM6_v3.1) ενσωματώθηκαν στην έκδοση του WRF v3.2 όπου μαζί με την τρέχουσα έκδοση του σχήματος (WSM6_v3.2) και το σχήμα PLIN, χρησιμοποιήθηκαν για την προσομοίωση των πλημμυρών της 8ης Οκτωβρίου 2006 (βλ. Πίνακα 6.2). Οι υπόλοιπες επιλογές του μοντέλου παρουσιάζονται αναλυτικά στην Παρ. 5.2.2 και στον Πίνακα 5.1.

Πίνακας 6.2. Προσομοιώσεις που πραγματοποιήθηκαν για τη μελέτη της επίδρασης του παγωμένου υετού στην ισχυρή βροχόπτωση της 8/10/2006.

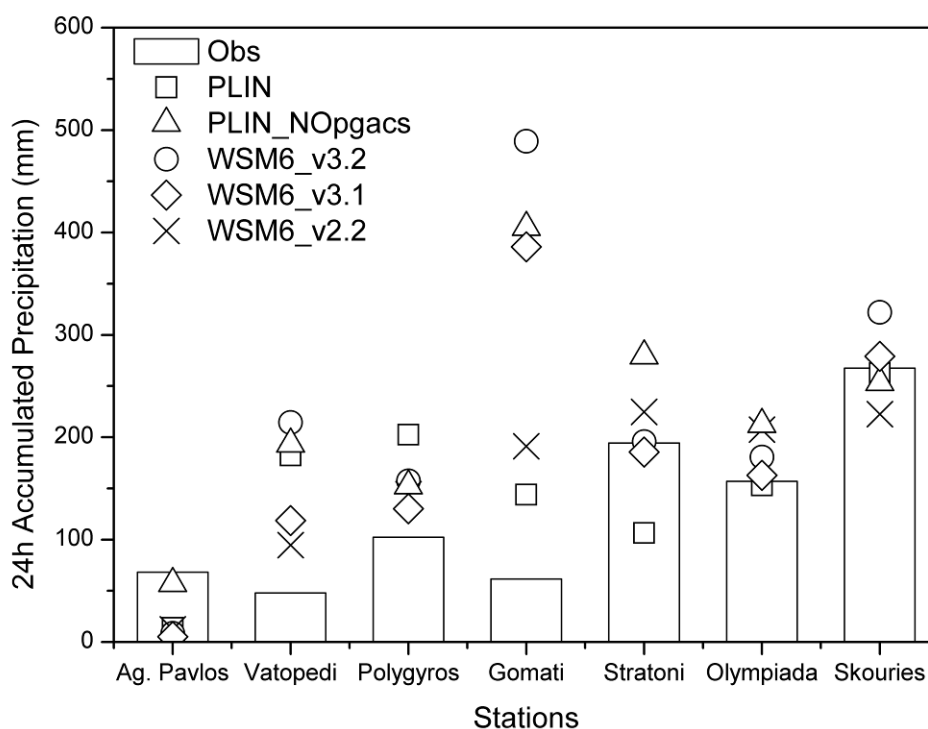
<i>Προσομοίωση</i>	<i>Περιγραφή</i>
PLIN	Χρήση του σχήματος μικροφυσικής PLIN
WSM6_v3.2	Χρήση του σχήματος μικροφυσικής WSM6 από την έκδοση WRF v3.2 (κοινή τερματική ταχύτητα για παγωμένο υετό χωρίς τον μηχανισμό παραγωγής μαλακού χαλαζιού από τη συλλογή χιονιού - Λανγκρατζιανό σχήμα καθίζησης υδρομετεώρων)
WSM6_v3.1	Χρήση του σχήματος μικροφυσικής WSM6 από την έκδοση WRF v3.1 (κοινή τερματική ταχύτητα για παγωμένο υετό χωρίς τον μηχανισμό παραγωγής μαλακού χαλαζιού από τη συλλογή χιονιού)
WSM6_v2.2	Χρήση του σχήματος μικροφυσικής WSM6 από την έκδοση WRF v2.2.1
PLIN_NOrgacs	Χρήση του σχήματος μικροφυσικής PLIN απενεργοποιώντας τον μηχανισμό παραγωγής μαλακού χαλαζιού από τη συλλογή χιονιού (Pgacs)

6.3 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

6.3.1 Σύγκριση με μετρήσεις βροχόπτωσης

Στο Σχ. 6.1 παρουσιάζεται η σύγκριση της παρατηρούμενης 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης για την 8^η Οκτωβρίου 2006 από τους σταθμούς Αγίου Παύλου, Βατοπεδίου, Γοματίου, Πολυγύρου, Στρατωνίου, Ολυμπιάδας και Σκουριών (που χρησιμοποιήθηκαν αντίστοιχα στην επαλήθευση των προσομοιώσεων στη Παρ. 5.2.3) με τα αποτελέσματα από το πλέγμα υψηλής ανάλυσης (3 x 3 km). Όπως αναφέρθηκε στην Παρ. 5.2.3, το σχήμα PLIN αναπαράγει την 24ωρη βροχόπτωση στην ανατολική Χαλκιδική (εκτός από το Στρατώνι) ενώ το WSM6_v3.2 υπερεκτιμά τη βροχή ειδικά στο Γομάτι όπου παράγει σχεδόν 500 mm 24h⁻¹. Αντίστοιχα το

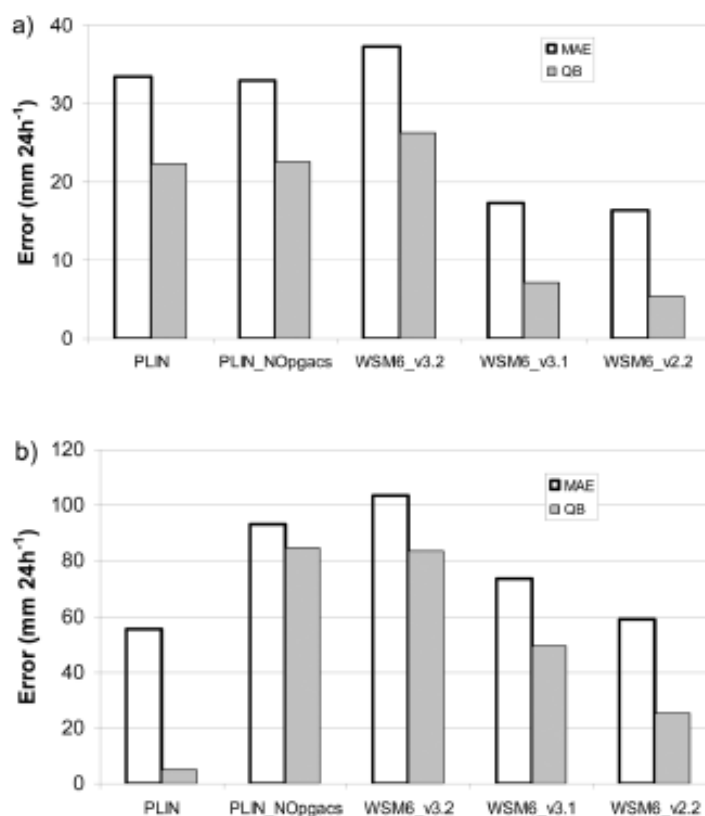
WSM6_v3.1 ακολουθεί την πρόγνωση του WSM6_v3.2 εμφανίζοντας όμως σημαντικά μικρότερη υπερεκτίμηση της βροχής σε όλους τους σταθμούς και κυρίως σε αυτούς που προβλέπει τη μέγιστη βροχόπτωση (Γομάτι και Βατοπέδι). Το WSM6_v2.2 αντίθετα παρουσιάζει μία διαφορετική συμπεριφορά παράγοντας το μέγιστο της βροχόπτωσης σε διαφορετικό σταθμό με χαμηλότερα ύψη βροχής. Τέλος το PLIN υπερεκτιμά την αθροιστική βροχόπτωση στην κεντρική Χαλκιδική, ειδικά στους σταθμούς του Πολυγύρου και Βατοπεδίου όπως αντίστοιχα και στο Γομάτι.. Όλες οι προσομοιώσεις αδυνατούν να αναπαράγουν την παρατηρούμενη βροχόπτωση στη δυτική ακτή της Χαλκιδικής στο σταθμό του Άγιου Παύλου περιορίζοντας την ισχυρή βροχή στα κεντρικά και ανατολικά (ορεινά) της χερσονήσου.



Σχήμα 6.1. Σύγκριση των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα με την 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση από τους διαθέσιμους σταθμούς για την 8/10/2006.

Για την ποσοτικοποίηση της ικανότητας προσαρμογής των προγνώσεων 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης στα δεδομένα, υπολογίστηκε το Μέσο Απόλυτο Σφάλμα και η Ποσοτική Μεροληψία για: βροχόπτωση λιγότερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ (Σχ. 6.2a) και μεγαλύτερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ (Σχ. 6.2b). Η τιμή αυτή είναι η διάμεσος

των μετρήσεων 24ωρης βροχόπτωσης για την 48ωρη περίοδο των προσομοιώσεων ενώ έχει χρησιμοποιηθεί και ως κατώφλι για τον χαρακτηρισμό επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης (βλ. Karagianidis et al., 2011). Στους σταθμούς όπου παρατηρήθηκε μέτρια προς ισχυρή βροχόπτωση (μικρότερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$) (Σχ. 6.2a) όλα τα σχήματα υπερεκτιμούν τα μετρούμενα ποσά βροχής με τα WSM6_v3.1 και WSM6_v2.2 να παρουσιάζουν αισθητά μικρότερη υπερεκτίμηση. Αντίστοιχα το PLIN παρέχει την καλύτερη προσαρμογή για καταρρακτώδη βροχή (μεγαλύτερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$) με πολύ μικρή Ποσοτική Μεροληψία, ακολουθούμενο από τις παλαιότερες εκδόσεις του WSM6 (WSM6_v3.1 και WSM6_v2.2). Αντίθετα το WSM6_v3.2 δεν παρέχει ικανοποιητικές προβλέψεις κυρίως εξαιτίας της εξαιρετικά μεγάλης υπερεκτίμησης της βροχής στο σταθμό του Γοματίου και Βατοπεδίου. Πρέπει να σημειωθεί ότι η στατιστική επαλήθευση χρησιμοποιήθηκε για την μελέτη της συμπεριφοράς και των διαφορών των επί μέρους παραμετροποιήσεων και όχι για την εύρεση της καταλληλότερης επιλογής.

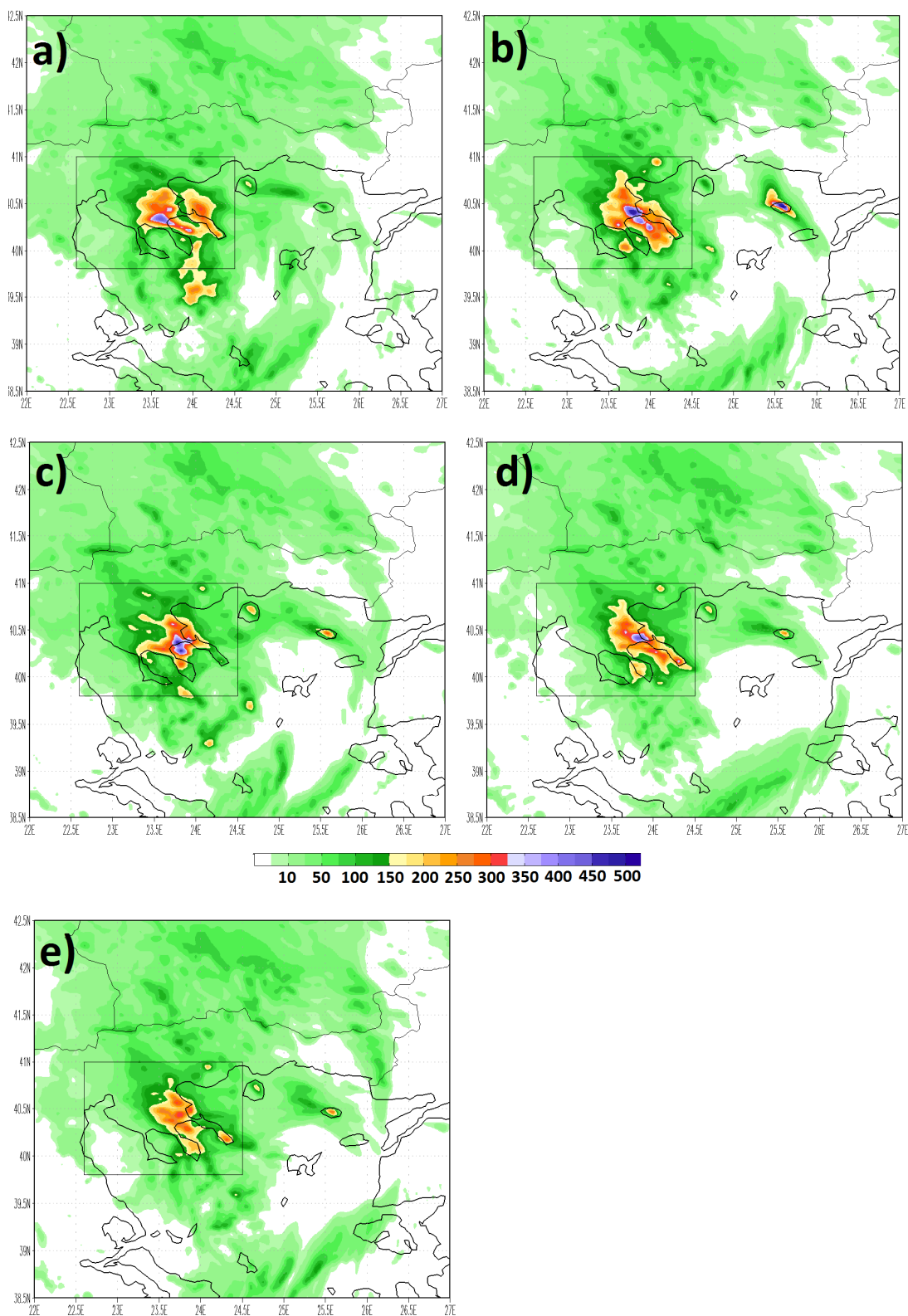


Σχήμα 6.2. Μέσο Απόλυτο Σφάλμα (MAE) και Ποσοτική Μεροληψία (QB) για: a) βροχόπτωση λιγότερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ και b) μεγαλύτερη από $60 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$.

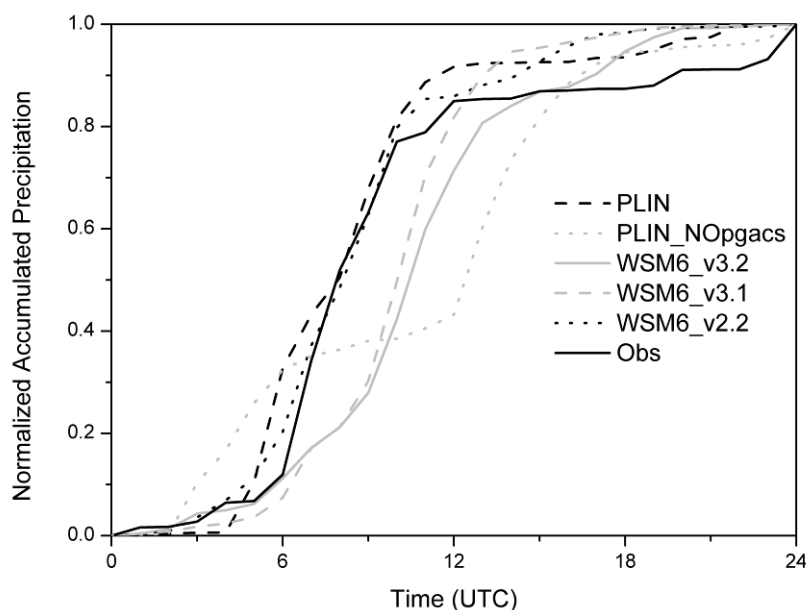
6.3.2 Χωρική κατανομή και ένταση της βροχόπτωσης

Η χωρική κατανομή της 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης (8/10/2006) από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για τις διάφορες παραμετροποιήσεις μικροφυσικής παρουσιάζεται στο Σχ. 6.3 εστιασμένη στην περιοχή όπου παρατηρήθηκε ισχυρή βροχόπτωση. Τα σχήματα PLIN και WSM6 εμφανίζουν κοινή κατανομή της προσομοιωμένης βροχόπτωσης με τα μεγάλα ύψη βροχής να περιορίζονται στα κεντρικά και ανατολικά της χερσονήσου. Το PLIN δημιουργεί ένα ισχυρό τοπικό μέγιστο στις πλαγιές του όρους Χολομώντα στην κεντρική Χαλκιδική που φτάνει τα 450 mm (Πίνακας 6.3). Η προσομοίωση WSM6_v3.2 όπως προαναφέρθηκε, παρουσιάζει ένα διακεκριμένο μέγιστο ($494 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$) ανατολικότερα, στις νότιες πλαγιές του όρους Στρατωνικού, στο σταθμό του Γοματίου. Αντίστοιχα το WSM6_v3.1 παρουσιάζει, όπως είναι αναμενόμενο, μία σχεδόν πανομοιότυπη χωρική κατανομή βροχόπτωσης με το WSM6_v3.2 (Σχ. 6.3d) αλλά παραδόξως με ένα μικρότερο μέγιστο των 453 mm. Τέλος, το WSM6_v2.2 παράγει ένα σημαντικά χαμηλότερο μέγιστο που φτάνει τα $332 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ (βλ. Σχ. 6.3e).

Στο Σχ. 6.4 παρουσιάζεται η κανονικοποιημένη ωριαία αθροιστική βροχόπτωση για κάθε προσομοίωση, υπολογιζόμενη στο κελί του πλέγματος (στη χερσόνησο της Χαλκιδικής - βλ. Σχ. 6.3) όπου εμφανίζεται η μέγιστη 24ωρη βροχόπτωση για την 8^η Οκτωβρίου 2006. Όπως μπορεί να φανεί στο σχήμα, που ουσιαστικά εκφράζει την ένταση της βροχόπτωσης, τα PLIN και WSM6_v2.2 παράγουν σχεδόν το 90% της μέγιστης αθροιστικής βροχόπτωσης μέσα στις πρώτες 12h. Αντίθετα, οι προσομοιώσεις με τη χρήση του WSM6 που υιοθετεί την ενοποιημένη ταχύτητα για τον παγωμένο υετό (WSM6_v3.2 και WSM6_v3.1) εμφανίζουν μία περισσότερο ομαλή κατανομή της βροχής κατά τη διάρκεια της ημέρας. Οι βροχομετρικές παρατηρήσεις στις Σκουριές όπου σημειώθηκαν τα μεγαλύτερα ύψη βροχής σύμφωνα με τις διαθέσιμες μετρήσεις, έδειξαν σχεδόν πανομοιότυπη χρονική κατανομή με τα αποτελέσματα από τα σχήματα PLIN και WSM6_v2.2. Πρέπει να σημειωθεί ότι η προσομοίωση με το WSM6_v3.2 εμφανίζει ένα δεύτερο ισχυρό τοπικό μέγιστο ανατολικά της Χαλκιδικής, στο ορεινό νησί της Σαμοθράκης (βλ. Σχ. 6.3b) στο δεύτερο μισό της 8ης Οκτωβρίου 2006, εξαιτίας μεγάλων ποσοτήτων μαλακού χαλαζιού στην περιοχή.



Σχήμα 6.3. Χωρική κατανομή της 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης (πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης) σε mm (8/10/2006) από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα για τις προσομοιώσεις: a) PLIN, b) WSM6_v3.2, c) PLIN_NOrgacs, d) WSM6_v3.1 και e) WSM6_v2.2. Το πλαίσιο περιβάλλει την περιοχή της Χαλκιδικής.



Σχήμα 6.4. Ωριαία κανονικοποιημένη αθροιστική βροχόπτωση στο κελί της μέγιστης προσομοιωμένης 24ωρης βροχόπτωσης για την 8^η Οκτωβρίου 2006 στη Χαλκιδική για τις διάφορες προσομοιώσεις (βλ. κείμενο) και στις Σκουριές (Obs) όπου παρατηρήθηκε η μέγιστη βροχόπτωση.

Πίνακας 6.3. Όγκος βροχής στην περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης και στη χερσόνησο της Χαλκιδικής (βλ. Σχ. 6.3 και κείμενο). Μέγιστη αθροιστική βροχόπτωση στη Χαλκιδική όπως προβλέφθηκε από τις προσομοιώσεις για την 24ωρη περίοδο (0000 UTC 8 Οκτωβρίου 2006 – 0000 UTC 9 Οκτωβρίου 2006) και το πρώτο 12h (0000 UTC 8 Οκτωβρίου 2006 – 1200 UTC 8 Οκτωβρίου 2006) για την 8^η Οκτωβρίου 2006.

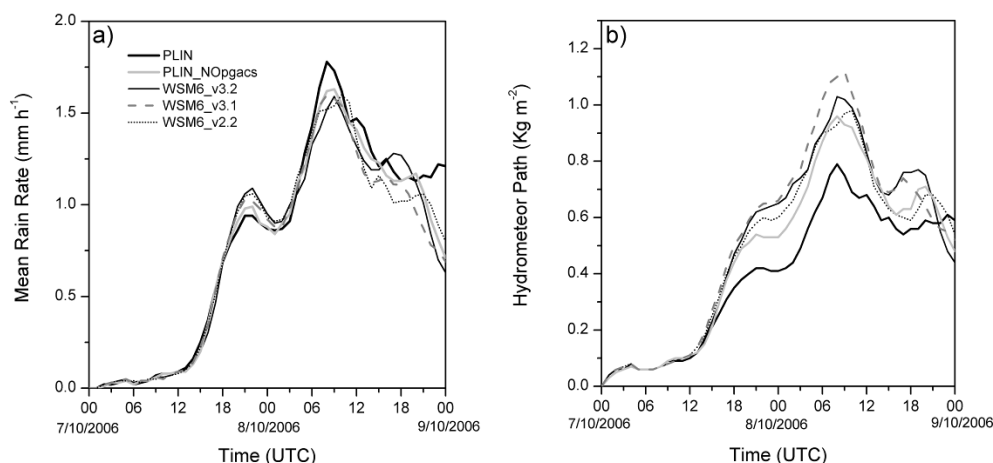
Προσ/ση	Όγκος Βροχής (km ³)		Μέγιστη Βροχόπτωση Χαλκιδική	
			24h	12h
	Περιοχή Ισχυρής Βροχόπτωσης	Χαλκιδική		
PLIN	6.26	2.43	450	411
PLIN NOpgacs	5.94	2.24	494	340
WSM6 v3.2	5.90	2.28	494	353
WSM6 v3.1	5.78	2.04	453	371
WSM6 v2.2	5.92	1.93	332	285

6.3.3 Μέση βροχόπτωση και κατανομή των υδρομετεώρων

Η χρονική εξέλιξη των χωρικών μέσων τιμών της ωριαίας βροχόπτωσης και της κάθετα ολοκληρωμένης μάζας των υδρομετεώρων πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης (38.5° - 42.5° N και 22° - 27° E τα όρια της περιοχής όπως φαίνεται στο Σχ. 6.3) για την 48h περίοδο προσομοίωσης παρουσιάζεται στο Σχ. 6.5. Η συνολική μάζα των υδρομετεώρων σε όλο το βάθος (z_{TOP}) μίας ατμοσφαιρικής στήλης (hydrometeor path - στο εξής HP) ορίζεται ως:

$$HP = \int_0^{z_{TOP}} \rho q_T dz \quad (6.3)$$

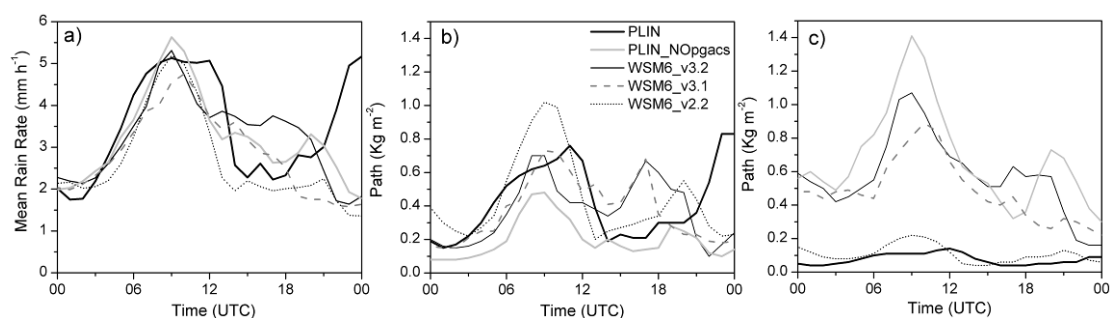
όπου $q_T = q_c + q_i + q_r + q_s + q_g$ και ρ η πυκνότητα του αέρα. Το σχήμα PLIN παράγει τον ισχυρότερο μέγιστο ρυθμό βροχόπτωσης ενώ οι προσομοιώσεις με το WSM6 μειώνουν την ένταση της βροχόπτωσης χωρίς σημαντικές διαφορές ανάμεσα στις διάφορες εκδόσεις του σχήματος (Σχ. 6.5a). Ακολουθώντας την εξέλιξη της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης, η ποσότητα των υδρομετεώρων στην ατμόσφαιρα είναι μικρότερη στο PLIN σε σύγκριση με τα αποτελέσματα του WSM6 με το WSM6_v3.1 να εμφανίζει το μεγαλύτερο άθροισμα συμπυκνωμάτων (βλ. σχ. 6.5b). Τα αποτελέσματα δείχνουν ακόμα ότι η προσομοίωση με τη χρήση του PLIN αυξάνει ελαφρώς τον όγκο βροχής πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης σε σχέση με το WSM6 όπως φαίνεται στον Πίνακα 6.3.



Σχήμα 6.5. Ωριαία μεταβολή: a) του μέσου ρυθμού βροχόπτωσης και b) της μέσης συνολικής μάζας των υδρομετεώρων καθ' ύψος (HP), για την 48ωρη περίοδο της προσομοίωσης από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα. Η χωρική μέση τιμή των παραμέτρων υπολογίστηκε στην περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης (βλ. Σχ. 6.3).

Αντίστοιχα, ο μέσος ρυθμός βροχόπτωσης για την 8/10/2006 παρουσιάζεται στο Σχ. 6.6a υπολογιζόμενος στη χερσόνησο της Χαλκιδικής (39.7° - 41.0° N, 22.6° - 24.5° E τα όρια της περιοχής που περικλείεται από το πλαίσιο στο Σχ. 6.3). Επιπλέον, τα Σχ. 6.6b και 6.6c απεικονίζουν την ωριαία μεταβολή της κατακόρυφα ολοκληρωμένης μάζας μαλακού χαλαζιού και χιονιού αντίστοιχα, μεσοποιημένη πάνω από την ίδια περιοχή (υπολογιζόμενη από τη Εξίσωση 6.3 αλλά αντικαθιστώντας το q_T με τα q_s και q_g αντίστοιχα). Το PLIN παράγει ένα σταθερό υψηλό ρυθμό βροχόπτωσης από τις 0600 έως τις 1300 UTC σε συνδυασμό με την αύξηση του μαλακού χαλαζιού στην ατμόσφαιρα κατά το ίδιο χρονικό διάστημα. Το WSM6_v3.2 παρουσιάζει ένα ελαφρώς υψηλότερο μέγιστο σε σχέση με το PLIN στις 0900 UTC όπου παρατηρείται η μέγιστη ποσότητα χιονιού και μαλακού χαλαζιού στο Σχ. 6.6. Η προσομοίωση του WSM6_v2.2 εμφανίζει παρόμοια συμπεριφορά με το PLIN (αν και η μέγιστη μέση βροχόπτωση είναι ανεπαίσθητα υψηλότερη), όπου η αύξηση του μαλακού χαλαζιού πάνω από τη Χαλκιδική οδηγεί στην άμεση πτώση του ως βροχή πριν τις 1200 UTC 8 Οκτωβρίου 2006. Καθώς το μεγαλύτερο μέρος του μαλακού χαλαζιού απομακρύνεται και το περιεχόμενο των νεφών σε χιόνι είναι πολύ μικρό, η μέση βροχόπτωση μειώνεται σημαντικά σε σύγκριση με τα άλλα σχήματα το τελευταίο 12h της προσομοίωσης. Το WSM6_v3.2 φαίνεται να απομακρύνει το χιόνι και μαλακό χαλάζι με τον ίδιο ρυθμό (βλ. Σχ. 6.6b και 6.6c) αλλά εξαιτίας της ενοποιημένης ταχύτητας για τον παγωμένο υετό, κατακρημνίζεται μικρότερη ποσότητα μαλακού χαλαζιού (σε σχέση με τα PLIN και WSM6_v2.2) και στις επόμενες 12h, καθώς το στεφάνωμα ενισχύεται και το μαλακό χαλάζι αυξάνεται, η μέση βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη στο WSM6_v3.2 απ' ό τι στα PLIN και WSM6_v2.2 (βλ. Σχ. 6.6b). Όμως το σχήμα WSM6_v3.1 εμφανίζει μία σημαντική διαφορά σε σύγκριση με το WSM6_v3.2: Όπως φαίνεται στο Σχ. 6.6a, η μέση βροχόπτωση είναι σημαντικά μειωμένη (βλ. ακόμα Σχ. 6.3b-6.3d), με τον μέγιστο ρυθμό να εμφανίζεται αργότερα ακολουθώντας την χρονική εξέλιξη του χιονιού. Ακόμα η μέγιστη αθροιστική 24ωρη βροχόπτωση ελαττώθηκε όπως αναφέρθηκε παραπάνω (βλ. Πίνακα 6.3). Εξετάζοντας τα Σχ. 6.6b και 6.6c, είναι φανερό ότι το WSM6_v3.2 παράγει περισσότερο χιόνι σε σχέση με το WSM6_v3.1 πάνω από τη Χαλκιδική. Εντούτοις, η πιο εντυπωσιακή διαφορά ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις είναι η ύπαρξη ενός ιδιαίτερα περιορισμένου χωρικά, ισχυρού μέγιστου

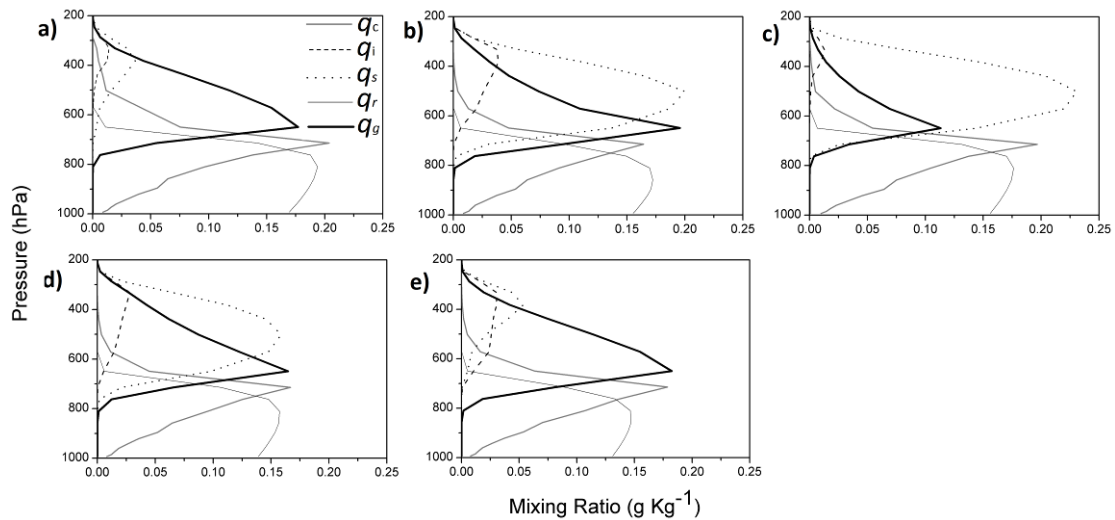
αθροιστικής βροχόπτωσης στη Σαμοθράκη στην προσομοίωση με τη χρήση του WSM6_v3.2 (βλ. Σχ. 6.3b). Σε ακολουθία με τα αποτελέσματα από την ευρύτερη περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης, το PLIN παρουσιάζει τον μεγαλύτερο όγκο βροχής στη Χαλκιδική, ενώ το WSM6_v2.2 τον μικρότερο (Πίνακας 6.3).



Σχήμα 6.6. Ωριαία μεταβολή: a) του μέσου ρυθμού βροχόπτωσης, b) της μέσης κατακόρυφα ολοκληρωμένης μάζας μαλακού χαλαζιού και c) της μέσης κατακόρυφα ολοκληρωμένης μάζας χιονιού για την 8/10/2006 από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα. Η χωρική μέση τιμή των παραμέτρων υπολογίστηκε για τη χερσόνησο της Χαλκιδικής (βλ. Σχ. 6.3).

Η μέση κατακόρυφη κατανομή των υδρομετεώρων πάνω από τη Χαλκιδική (περιοχή που περικλείεται από το πλαίσιο στο Σχ. 6.3) για την 24ωρη περίοδο στις 8 Οκτωβρίου 2006 παρουσιάζεται στο Σχ. 6.7. Τα σχήματα PLIN και WSM6_v2.2 (Σχ. 6.7a και 6.7e) παρουσιάζουν παρόμοιο κατακόρυφο προφίλ του μαλακού χαλαζιού, με το WSM6_v2.2 να εμφανίζει μεγαλύτερη ποσότητα παγοκρυστάλλων σε υψηλότερες θερμοκρασίες. Ο μεγαλύτερος συνολικά όγκος βροχής της προσομοίωσης με τη χρήση του PLIN αυξάνει τα νεφοσταγονίδια εξαιτίας της αυξημένης υγρασία κάτω από την ισόθερμη των 0 °C. Οι παραπάνω διαφορές αντικατοπτρίζουν τα γενικά χαρακτηριστικά της μικροφυσικής των παγοκρυστάλλων που ακολουθούν οι δύο παραμετροποιήσεις όπως περιγράφονται από τους Hong et al., 2004 και Hong et al., 2009. Οι νεότερες εκδόσεις του WSM6 (WSM6_v3.2 και WSM6_v3.1) έχουν σημαντικά αυξημένα ποσά χιονιού και μειωμένο μαλακό χαλάζι (Dudhia et al., 2008) στα ψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα (Σχ. 6.7b και 6.7d), που είναι περισσότερο εμφανές στην προσομοίωση του WSM6_v3.2. Σε σχέση με το WSM6_v3.2, το WSM6_v3.1 παρουσιάζει ελάττωση στη συνολική μάζα χιονιού

(όπως φαίνεται και από την κατακόρυφη συνολική μάζα του χιονιού στο Σχ. 6.6c) και αυξημένη (μειωμένη) αναλογία μίγματος μαλακού χαλαζιού στην ανώτερη (μέση) τροπόσφαιρα ενώ ταυτόχρονα έχει μικρότερη συνολική ποσότητα παγωμένου υετού.



Σχήμα 6.7. Μέση κατακόρυφη κατανομή των υδρομετεώρων από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα πάνω από τη Χαλκιδική την 8^η Οκτωβρίου 2006 χρησιμοποιώντας τα: a) PLIN, b) WSM6_v3.2, c) PLIN_NOrgacs, d) WSM6_v3.1 και e) WSM6_v2.2.

6.4 ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΤΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΑΝΑΛΟΓΙΑ ΧΙΟΝΙΟΥ-ΜΑΛΑΚΟΥ ΧΑΛΑΖΙΟΥ

Η παραγωγή μαλακού χαλαζιού στο σχήμα PLIN από τη συλλογή του χιονιού (P_{rgacs}) αποτελεί συχνά έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες καθορισμού της αναλογίας χιονιού - μαλακού χαλαζιού στα νέφη (Lin et al., 1983; Lin and Colle, 2009). Με σκοπό τη διερεύνηση της επίδρασης χιονιού - μαλακού χαλαζιού στην επιφανειακή βροχόπτωση, πραγματοποιήθηκε μία προσομοίωση ευαισθησίας χρησιμοποιώντας την παραμετροποίηση PLIN απενεργοποιώντας όμως τον μηχανισμό P_{rgacs} (Εξίσωση 3.40) όπως περιγράφεται στην Παρ. 3.4.2 (βλ. Lin and Colle, 2009). Στο Σχ. 6.4 απεικονίζεται η κανονικοποιημένη αθροιστική βροχόπτωση από το πείραμα ευαισθησίας (στο εξής PLIN_NOrgacs) όπως υπολογίστηκε στο κελί της μέγιστης προβλεπόμενης 24h βροχόπτωσης για την 8/10/2006. Συγκρίνοντας με

τις υπόλοιπες προσομοιώσεις, το PLIN_NOrgacs δεν ακολουθεί το πρότυπο της έντασης βροχόπτωσης της προσομοίωσης ελέγχου (PLIN), μειώνοντας τη βροχόπτωση και το αντίστοιχο μέγιστο που εμφανίζει το PLIN στις πρώτες 12h (βλ. Πίνακα 6.3) ενώ αντίθετα η 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση αυξάνεται στα επίπεδα του WSM6_v3.2. Η χωρική κατανομή της βροχής (Σχ. 6.3c) δείχνει ένα διακριτό μέγιστο στο σταθμό του Γοματίου και μεγαλύτερα ποσά στα δυτικά της Χαλκιδικής. Αυτό γίνεται ιδιαίτερα προφανές όταν εξετάζεται το Σχ. 6.1 όπου μόνο το PLIN_NOrgacs από όλες τις προσομοιώσεις αναπαράγει τη 24h βροχόπτωση στο σταθμό του Αγίου Παύλου που βρίσκεται στη δυτική ακτή της χερσονήσου. Είναι ακόμα φανερό από τα Σχ. 6.1 και 6.3c ότι η χωρική κατανομή της βροχόπτωσης από την προσομοίωση ευαισθησίας πάνω από τη Χαλκιδική ομοιάζει περισσότερο με το WSM6_v3.2, κυρίως ως προς τη θέση της μέγιστης 24ωρης βροχόπτωσης.

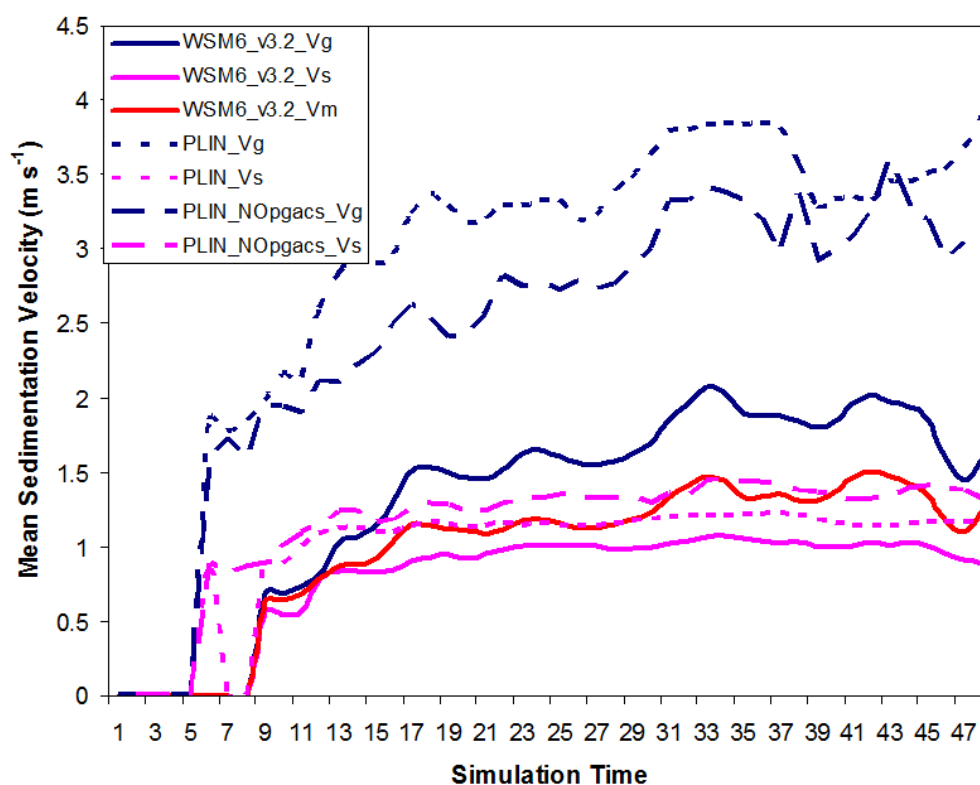
Ακόμα το PLIN_NOrgacs μείωσε ελαφρώς τη μέση βροχόπτωση (Σχ. 6.5a) και τον όγκο βροχής (Πίνακας 6.3) πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης, σχεδόν στα επίπεδα του WSM6_v3.2. Αντίθετα στη Χαλκιδική η προσομοίωση ευαισθησίας αύξησε την μέση μέγιστη ένταση της βροχόπτωσης (υψηλότερο μέγιστο-Σχ. 6.6a) σε συνδυασμό με ένα σαφές μέγιστο του χιονιού (Σχ. 6.6c), αισθητά μεγαλύτερο από τις υπόλοιπες προσομοιώσεις. Αυτό φαίνεται και στο κάθετο προφίλ των υδρομετεώρων πάνω από την περιοχή της Χαλκιδικής όπου η αύξηση της αναλογίας μίγματος του χιονιού και η αντίστοιχη μείωση του μαλακού χαλαζιού είναι προφανής όταν απενεργοποιείται ο μηχανισμός Prgacs στο PLIN. Τα WSM6_v3.2 και WSM6_v3.1 (που στον υπολογιστικό αλγόριθμό τους έχει αφαιρεθεί η παραπάνω διεργασία) εμφανίζουν μεγαλύτερη ποσότητα μαλακού χαλαζιού, λιγότερο χιόνι και περισσότερους παγοκρυστάλλους σε σχέση με το PLIN_NOrgacs. Επιπλέον, από τα Σχ. 6.6c και 6.7c είναι προφανές ότι το χιόνι παρουσιάζει τη μεγαλύτερη συνεισφορά στην επιφανειακή βροχόπτωση ενώ γενικά τα αποτελέσματα όλων των προσομοιώσεων καταδεικνύουν ότι τα μεγάλα ποσά βροχής στην περιοχή προήλθαν από παγωμένα σωματίδια και χιονονιφάδες. Αν και τα WSM6 και PLIN διαφέρουν κυρίως στις παραμετροποιήσεις των μικροφυσικής των παγοκρυστάλλων και τις τερματικές ταχύτητες για τον παγωμένο υετό, ο μηχανισμός συλλογής των χιονονιφάδων από το μαλακό χαλάζι φαίνεται ότι αποτελεί τον σημαντικότερο παράγοντα διαμόρφωσης της χωρικής και χρονικής

κατανομής της βροχόπτωσης. Αυτό βέβαια είναι αναμενόμενο καθώς στις νεότερες εκδόσεις του WSM6, η πρόγνωση της βροχής κυριαρχείται από την εν λόγω διεργασία όπως απέδειξαν οι Dudhia et al., 2008. Όμως το σημαντικότερο εύρημα από την προσομοίωση ευαισθησίας είναι ότι οι μεγάλες ποσότητες χιονιού μπορούν επίσης να προκαλέσουν έντονα μέγιστα αθροιστικής βροχόπτωσης, εντούτοις με ελαττωμένους ρυθμούς κατά τη διάρκεια της 24ωρης περιόδου (λόγω της μικρότερης τερματικής ταχύτητας των χιονονιφάδων). Η αύξηση του χιονιού στα επίπεδα του WSM6_v3.2 οδηγεί σε μεγαλύτερη μέση και υψηλότερη αθροιστική βροχόπτωση σε σύγκριση με την προσομοίωση ελέγχου (PLIN) όπου η ποσότητα χιονιού είναι αμελητέα. Επειδή πολλές προσεγγιστικές παραμετροποιήσεις μικροφυσικής υπερεκτιμούν το χιόνι στα νέφη (Lin and Colle, 2009; Milbrandt et al., 2010) θα μπορούσε αυτό να οδηγήσει σε κάποιες περιπτώσεις σε σημαντική υπερεκτίμηση της επιφανειακής βροχόπτωσης. Τέλος, το PLIN χωρίς τον μηχανισμό Prgacs, φαίνεται να παρουσιάζει παρόμοια συμπεριφορά με το σχήμα WSM6_v3.2 (βλ. Σχ. 6.1, 6.3b και 6.3c), που πιθανόν να οφείλεται εν μέρει στο ότι η μέση ενοποιημένη τερματική ταχύτητα του σχήματος πάνω από τη Χαλκιδική (V_m) δεν διαφέρει σημαντικά από την ταχύτητα καθίζησης των χιονονιφάδων στο PLIN_NOrgacs όπως απεικονίζονται στο Σχ. 6.8 (υπολογίστηκαν από τις Εξισώσεις 3.15-3.24 και 6.1-6.2), παρότι η ποσότητα του μαλακού χαλάζιου είναι αρκετά μεγαλύτερη στο WSM6_v3.2 (βλ. Σχ. 6.6b και 6.7b).

6.5 ΑΝΑΛΥΣΗ - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων που πραγματοποιήθηκαν έδειξαν ότι βρίσκονται σε συμφωνία με προηγούμενες μελέτες που αφορούν την τάση των PLIN (παρ. Hong et al., 2009; Lin and Colle, 2009; Jankov et al., 2007; Jankov et al., 2011) και WSM6_v2.2 (Lim et al., 2007) να παράγουν μεγάλες ποσότητες μαλακού χαλαζιού, προκαλώντας την άμεση κατακρήμνιση του (λόγω του μικρού χρόνου παραμονής στα νέφη - Σχ. 6.8) και κατά συνέπεια να εμφανίζουν σημαντική ραγδαιότητα που οδηγεί με τη σειρά της σε ισχυρά τοπικά μέγιστα υετού. Το σχήμα PLIN εμφανίζει την ισχυρότερη μέση βροχόπτωση και όγκο βροχής υπολογιζόμενο στο υψηλής ανάλυσης πλέγμα. Ειδικά πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής, η

οποία επηρεάστηκε περισσότερο από το εν λόγω επεισόδιο, το PLIN προβλέπει ελαφρώς μεγαλύτερο όγκο βροχής δημιουργώντας ένα ισχυρό τοπικό μέγιστο στην κεντρική Χαλκιδική στο πρώτο μισό της 8^{ης} Οκτωβρίου 2006, αφού η έντονη παραγωγή μαλακού χαλαζιού οδηγεί στην άμεση βροχόπτωση πριν τις 1200 UTC (βλ. Σχ. 6.4 και 6.6b). Αντίστοιχα το WSM6_v2.2 παρουσιάζει παρόμοια συμπεριφορά με το PLIN, όμως με σημαντικά χαμηλότερα 24ωρα ύψη βροχής.



Σχήμα 6.8. Μέση ταχύτητα καθίζησης καθ' ύψος του παγωμένου υετού πάνω από τη Χαλκιδική για την 48ωρη περίοδο των προσομοιώσεων PLIN, PLIN_NOpgacs και WSM6_v3.2

Για την αντιμετώπιση του προβλήματος της εμφάνισης ισχυρών μέγιστων βροχόπτωσης εξαιτίας της σημαντικής υπερεκτίμησης (υποεκτίμησης) του μαλακού χαλαζιού (χιονιού) όταν το WSM6_v2.2 χρησιμοποιούνταν για την προσομοίωση επεισοδίων έντονης βροχόπτωσης (Lim et al., 2007), εφαρμόστηκε μία διαφορετική προσέγγιση στις νεότερες εκδόσεις του WSM6 (WSM6_v3.1 και WSM6_v3.2): Τα υδρομετέωρα χιόνι και μαλακό χαλάζι προβλέπονται χωριστά αλλά η ενοποιημένη τερματική τους ταχύτητα τα καθιστά μία νέα κατηγορία σωματιδίων πάγου με διαφορετικό βαθμό στεφανώματος (Dudhia et al., 2008), με αποτέλεσμα τη μείωση

παραγωγής μαλακού χαλαζιού και αύξηση του χιονιού. Προσομοιώσεις με τη χρήση της παραπάνω προσέγγισης (Dudhia et al., 2008) έδειξαν σημαντική ελάττωση στην υπερεκτίμηση της βροχόπτωσης στο σχήμα WSM6 (WSM6_v2.2). Ως εκ τούτου αναμένονταν ότι η χρήση του νέου WSM6 στην υπό μελέτη περίπτωση θα μείωνε τη βροχόπτωση κυρίως όσων αφορά τις μέγιστες αθροιστικές τιμές στην περιοχή. Εντούτοις, αν και το PLIN παράγει το μεγαλύτερο μέγιστο τις πρώτες 12h σε σχέση με τις υπόλοιπες προσομοιώσεις (βλ. Σχ. 6.4 και Πίνακα 6.3), το WSM6_v3.2 παρουσιάζει την υψηλότερη 24h αθροιστική βροχόπτωση (Πίνακας 6.3) ανατολικότερα (Σχ. 6.3a και 6.3c) ενώ ο ρυθμός της εμφανίζεται περισσότερο ομοιογενής κατά τη διάρκεια του 24ωρου. Επιπλέον τα WSM6_v3.2 και WSM6_v3.1 υπερεκτιμούν σε μεγαλύτερο βαθμό την ισχυρή βροχόπτωση σε σύγκριση με το WSM6_v2.2 (βλ. Σχ. 6.2b) παρότι παράγει τα μεγαλύτερα ποσά μαλακού χαλαζιού (Σχ. 6.6b).

Η προσομοίωση ευαισθησίας με τη χρήση του PLIN απενεργοποιώντας τη διεργασία συλλογής του χιονιού από το μαλακό χαλάζι (P_{gacs}), κατέδειξε την επίδραση της αυξημένης ποσότητας χιονιού στα νέφη στη χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, επισημαίνοντας ταυτόχρονα τις διαφορές ανάμεσα στο σχήμα PLIN και στις νεότερες εκδόσεις του WSM6 (WSM6_v3.2 και WSM6_v3.1). Πραγματοποιώντας ένα αντίστοιχο πείραμα οι Lin and Colle (2009), παρατήρησαν μεγάλη αύξηση του χιονιού με επακόλουθη μείωση της ισχυρής βροχόπτωσης και της υπερεκτίμησης αυτής που εμφάνιζε το PLIN. Αντίθετα στην περίπτωση κυκλογένεσης στο Αιγαίο που εξετάζεται εδώ, η μέγιστη βροχόπτωση ενισχύεται παρουσιάζοντας όμως ασθενέστερη ωριαία ένταση. Επιπροσθέτως καθώς η ποσότητα του χιονιού αυξάνεται (όπως στις προσομοιώσεις WSM6_v3.2 και PLIN_NO_{rgacs}), η υπερεκτίμηση της επιφανειακής βροχόπτωσης στους διαθέσιμους σταθμούς γίνεται μεγαλύτερη. Ακόμα ένα σημαντικό εύρημα από τη μελέτη των παραμετροποιήσεων είναι ότι το WSM6_v3.2, που διαθέτει μία Λανγκρατζιανή προσέγγιση της κατακόρυφης μεταφοράς των υδρομετεώρων, παράγει υψηλότερο μέγιστο 24ωρης και μέσης βροχόπτωσης, σε συνδυασμό με αύξηση του χιονιού στην ατμόσφαιρα συγκριτικά με την προσομοίωση WSM6_v3.1. Σύμφωνα με τους Juang and Hong (2010) που εφάρμοσαν την παραπάνω μεθοδολογία, δεν εμφανίζεται διαφοροποίηση στην επιφανειακή βροχόπτωση ανάμεσα στις δύο

εκδόσεις. Φαίνεται όμως ότι οι όροι παραγωγής των υδρομετεώρων (βλ. Κεφ. 3) μπορεί να μεταβληθούν καθώς τροποποιείται το πεδίο ταχυτήτων του υετού στην ατμοσφαιρική στήλη επιδρώντας στη μάζα των διαφόρων συμπυκνωμάτων στα νέφη (όπως φαίνεται στο Σχ. 6.6c), με αποτέλεσμα να υπάρχουν διαφοροποιήσεις στην προβλεπόμενη επιφανειακή βροχόπτωση.

Συνοψίζοντας, στο παρόν κεφάλαιο εξετάστηκε η επίδραση της μικροφυσικής των παγοσωματιδίων και ειδικά του παγωμένου υετού στα χαρακτηριστικά του σοβαρότερου επεισοδίου ισχυρής βροχόπτωσης στη χερσόνησο της Χαλκιδικής, με βάση τα διαθέσιμα δεδομένα. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δύο βασικά και ευρέως διαδεδομένα προσεγγιστικά σχήματα μικροφυσικής ώστε να μελετηθεί η συμπεριφορά τους καθώς αναπαράγουν τη χρονική και χωρική κατανομή της βροχόπτωσης. Ουσιαστικά κάθε μία από τις προσομοιώσεις εκφράζει μία διαφορετική προσέγγιση στη μικροφυσική των παγοσωματιδίων και γενικά στην παραγωγή και κατακρήμνιση του παγωμένου υετού: Τα PLIN και WSM6_v2.2 παρουσιάζουν την τάση να παράγουν μεγάλα ποσά μαλακού χαλαζιού αλλά διαφέρουν στην παραμετροποίηση των παγοκρυστάλλων και στην τερματική ταχύτητα των παγοσωματιδίων ενώ τα WSM6_v3.1 και WSM6_v3.2 θεωρούν το χιόνι και το μαλακό χαλάζι ως μία ενιαία κατηγορία υδρομετεώρων, εξαιτίας της ενοποιημένης ταχύτητας του παγωμένου υετού (που έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση του χιονιού), χρησιμοποιώντας όμως διαφορετική μεθοδολογία κατακρήμνισης. Το πείραμα ευαισθησίας PLIN_NOrgacs αυξάνει σημαντικά το χιόνι μειώνοντας σε πολύ χαμηλά επίπεδα το παγωμένο χαλάζι.. Ταυτόχρονα τα αποτελέσματα των παραπάνω προσομοιώσεων συγκριθήκαν με διαθέσιμα δεδομένα στην περιοχή για την ποσοτικοποίηση της επίδρασης των διαφορετικών παραμετροποιήσεων στην παρατηρούμενη επιφανειακή βροχόπτωση.

Η βροχόπτωση από όλες τις προσομοιώσεις περιορίζεται στα κεντρικά και ανατολικά της Χαλκιδικής αποτυγχάνοντας να αναπαράγει τα μετρούμενα ύψη βροχής στη δυτική ακτή της χερσονήσου, εκτός από την προσομοίωση του PLIN χωρίς τον μηχανισμό Prgacs που, ελαχιστοποιώντας το μαλακό χαλάζι και αυξάνοντας το χιόνι, κατανέμει τη βροχόπτωση περισσότερο ομοιόμορφα στο χώρο και στο χρόνο. Συμπεραίνεται από το πείραμα ευαισθησίας ότι η συλλογή του

χιονιού από το μαλακό χαλάζι είναι η διεργασία που κατά κύριο λόγο τροποποιεί τη χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης παρότι δεν μπορεί να εξηγήσει πλήρως της διαφορές ανάμεσα στα σχήματα WSM6_v3.2 και PLIN. Ειδικότερα η αναλογία χιονιού-μαλακού χαλαζιού φαίνεται να ορίζει τη ραγδαιότητα των επεισοδίων όπου η αύξηση του μαλακού χαλαζιού οδηγεί στην άμεση κατακρήμνιση του ως βροχή (υψηλή ταχύτητα καθίζησης) αλλά και στην απομάκρυνση των άλλων υδρομετεώρων. Τα παραπάνω βρίσκονται σε συμφωνία με προηγούμενες έρευνες που διερεύνησαν τις διαφορές των WSM6 and PLIN εστιαζόμενες στον ρόλο του μαλακού χαλαζιού ως αιτία υπερεκτίμησης της βροχόπτωσης (Lim and Hong, 2005; Dudhia et al., 2008; Lin and Colle, 2009; Hong et al., 2009). Όμως συμφωνά με τα αποτελέσματα αυτής της μελέτης, η μείωση του μαλακού χαλαζιού μπορεί να έχει ως αποτέλεσμα μεγάλη αύξηση της ποσότητας των χιονονιφάδων μέσα από την μεγαλύτερη διάθεση υγρασίας και άλλων υδρομετεώρων (εξαιτίας της μη απομάκρυνσης τους από το μαλακό χαλάζι και το μεγαλύτερο χρόνο παραμονής του χιονιού στα νέφη) που με τη σειρά της οδηγεί στη δημιουργία ισχυρών μέγιστων αθροιστικής βροχόπτωσης με μειωμένη ωριαία ένταση. Αυτό αποδεικνύεται παρατηρώντας την σημαντική αύξηση της μέσης και κυρίως της μέγιστης 24ωρης βροχόπτωσης στις προσομοιώσεις του WSM6 με την ενοποιημένη τερματική ταχύτητα αλλά κυρίως στην προσομοίωση ευαισθησίας PLIN_NOrgacs όπου κυριαρχεί το χιόνι σε σχέση με τα PLIN και WSM6_v2.2. Άρα θα πρέπει να αναθεωρηθεί η προσέγγιση της αύξησης των χιονονιφάδων (σε βάρος του μαλακού χαλαζιού) ως ο τρόπος αντιμετώπισης υπερεκτίμησης της βροχόπτωσης που ακολουθείται από διάφορα σχήματα μικροφυσικής καθώς η αύξηση και υπερεκτίμηση του χιονιού μπορεί σε κάποιες περιπτώσεις να οδηγήσει σε σημαντική υπερεκτίμηση της συνολικής βροχόπτωσης.

7. ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑ ΤΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ

7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι παραμετροποιήσεις της τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης στα μετεωρολογικά μοντέλα μπορούν να επηρεάσουν την κατακόρυφη κατανομή των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών και το πεδίο ταχυτήτων στην ατμόσφαιρα διαμέσου της μεταφοράς θερμότητας, υγρασίας και ορμής (Skamarock et al., 2008). Όπως αναφέρθηκε στο Κεφ. 4. τα σχήματα του οριακού στρώματος αναλαμβάνουν την κατακόρυφη διάχυση και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα εφόσον η ροή είναι τυρβώδης με αποτέλεσμα οι μη-αναλυόμενες ροές να τροποποιούν το πεδίο των υδρομετεώρων, όχι μόνο των χαμηλών νεφικών σχηματισμών (στην κορυφή του οριακού στρώματος) αλλά και των καταιγιδοφόρων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (Otkin and Greenwald, 2008). Ως εκ τούτου επηρεάζεται αντίστοιχα η χωρική και χρονική κατανομή της επιφανειακής βροχόπτωσης.

Η επίδραση των σχημάτων οριακού στρώματος στις προγνώσεις ενός σύγχρονου περιφερειακού μετεωρολογικού μοντέλου έχει μελετηθεί κυρίως όσον αφορά τα χαρακτηριστικά θερμοκρασίας και υγρασίας κοντά στο έδαφος ή στο επιφανειακό στρώμα (Akylas et al., 2007; Hu et al., 2010) ή την κατακόρυφη

κατανομή βασικών παραμέτρων (Shin and Hong, 2011) στο στρώμα αναμίξεως. Ακόμα συχνά έχει μελετηθεί η συμπεριφορά των παραμετροποιήσεων στη διασπορά αερίων ρύπων (Borge et al., 2008). Η ευαισθησία της προσομοιωμένης βροχόπτωσης στην κατακόρυφη μεταφορά έχει διερευνηθεί κυρίως μέσω επαλήθευσης βροχομετρικών δεδομένων (π.χ. Jankov et al., 2005; 2007) ενώ οι Hong and Pan (1996) αξιολόγησαν διάφορες προσεγγίσεις των παραμετροποιήσεων ανάμιξης με τη χρήση στατιστικών μεθόδων. Αντίστοιχα, οι Hong et al. (2006) κατέδειξαν τη σημασία της τυρβώδους διάχυσης στην έναυση μίας σειράς καταιγίδων κατά μήκος ενός ψυχρού μετώπου μελετώντας την συμπεριφορά τοπικών και μη-τοπικών σχημάτων οριακού στρώματος.

Καθώς η αλληλεπίδραση των χαρακτηριστικών του οριακού στρώματος με τους νεφικούς σχηματισμούς και την επακόλουθη βροχόπτωση και κυρίως με το συνοπτικό περιβάλλον δεν είναι ακόμα πλήρως κατανοητή, σε συνδυασμό με το μικρό αριθμό αντίστοιχων μελετών, καθιστά ιδιαίτερα σημαντική την προσομοίωση εξαιρετικά ισχυρών βροχοπτώσεων με διαφορετικά γενεσιουργά αίτια, τοπικά - συνοπτικά. Στη συνέχεια θα εξεταστεί η επίδραση δύο σχημάτων του οριακού στρώματος που ακολουθούν δύο βασικές, διαφορετικές προσεγγίσεις στην παραμετροποίηση της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης, όπως αναφέρθηκαν στο Κεφ.4: την τοπική (local) και μη-τοπική (non-local). Για το σκοπό αυτό πραγματοποιήθηκαν αρχικά δύο εξιδανικευμένες προσομοιώσεις χρησιμοποιώντας το WRF ως μοντέλο κατακόρυφης στήλης ώστε οποιαδήποτε μεταφορά παραμέτρων στην ατμόσφαιρα να οφείλεται αποκλειστικά στα επιλεγόμενα σχήματα. Ακολούθησε μελέτη των ρεαλιστικών προσομοιώσεων όπως παρουσιάστηκαν στο Κεφ. 5 όπου εξετάστηκε η ευαισθησία της επιφανειακής βροχόπτωσης και της κατανομής των υδρομετεώρων στις παραμετροποιήσεις ενώ ταυτόχρονα έγινε περισσότερο ξεκάθαρη η αλληλεπίδραση του συνοπτικού περιβάλλοντος με τις διεργασίες μικρότερης κλίμακας σε ένα ισχυρό επεισόδιο βροχόπτωσης.

7.2 ΕΞΙΔΑΝΙΚΕΥΜΕΝΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ

7.2.1 Το μοντέλο κατακόρυφης στήλης (Single Column Model)

Το μοντέλο WRF διαθέτει επιλογή προσομοιώσεων κατακόρυφης στήλης δηλαδή εκτελείται μόνο κατά τον κατακόρυφο άξονα θεωρώντας ομοιογένεια προς τις οριζόντιες διαστάσεις. Αν και η παραπάνω λειτουργία μπορεί να θεωρηθεί μη-ρεαλιστική επειδή δεν υφίσταται μεταφορά και κυρίως σύγκλιση αερίων μαζών, αποτελεί ένα ιδιαίτερα σημαντικό εργαλείο μελέτης αφού οποιαδήποτε τροποποίηση του πεδίου των παραμέτρων θα οφείλεται αποκλειστικά στα σχήματα τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης. Για την εφαρμογή του μοντέλου επιλέχθηκαν 28 επίπεδα σ όμοια με τις ρεαλιστικές προσομοιώσεις (Κεφ. 5) μέχρι το ύψος των 20 Km. Η ανοδική ταχύτητα τέθηκε ίση με το 0 όπως αντίστοιχα ο ρυθμός οριζόντιας μεταφοράς ποσοτήτων σε όλο το βάθος της κατακόρυφης στήλης. Το σχήμα μικροφυσικής του Kessler (βλ. Παρ. 3.4.1) χρησιμοποιήθηκε για την αναλυόμενη βροχόπτωση χωρίς παραμετροποίηση της ανωμεταφοράς. Οι υπόλοιπες ρυθμίσεις παρέμειναν ίδιες με τις προσομοιώσεις των επεισοδίων βροχόπτωσης, όπως παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.1. Η αρχικοποίηση της στήλης πραγματοποιήθηκε με μία ραδιοβόλιση (όπως απεικονίζεται στο Σχ. 7.1) αντιπροσωπευτική ισχυρών καταιγίδων θερινής περιόδου στις Η.Π.Α. (Weisman and Klemp, 1982) τοποθετημένη 40° N και 0° E, την 1 Ιουνίου ενώ έγιναν 2 προσομοιώσεις με τη χρήση των σχημάτων οριακού στρώματος YSU και MYJ (βλ. Κεφ.4) που ξεκίνησαν την 0600 UTC με διάρκεια 12h.

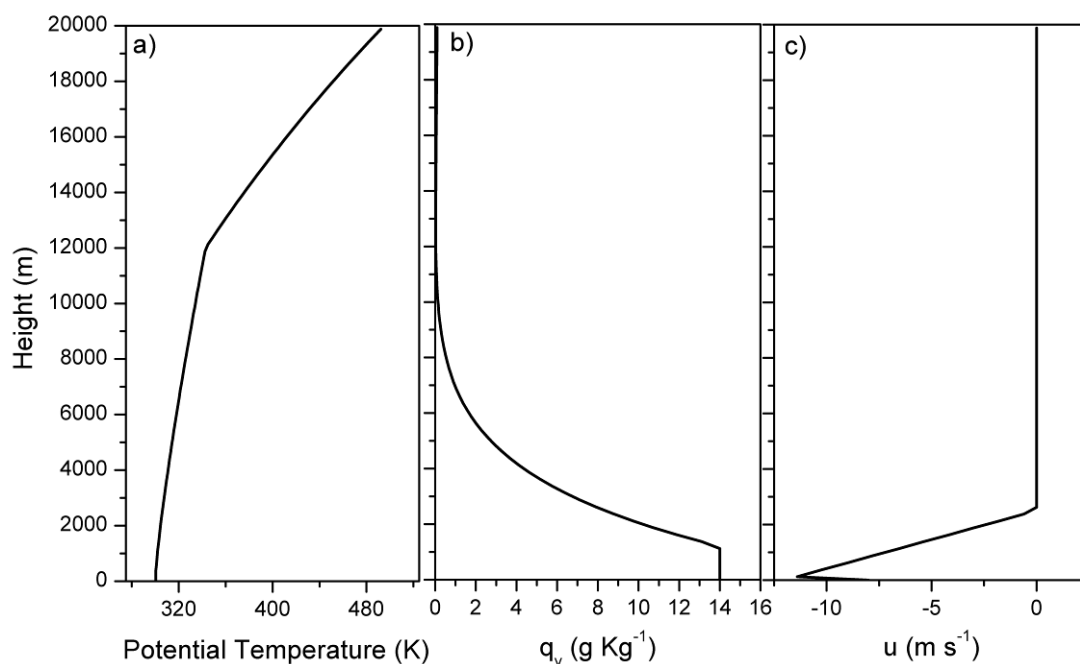
7.2.2 Αποτελέσματα

Τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων της εξέλιξης της κατακόρυφης δομής της ατμόσφαιρας όσον αφορά τα βασικά χαρακτηριστικά της ως αποτέλεσμα της επίδρασης του μη-τοπικού (YSU) και τοπικού (MYJ) σχήματος τυρβώδους διάχυσης αναλύονται παρακάτω. Στο Σχ. 7.2 παρουσιάζεται η ωριαία μεταβολή καθ' ύψος της διαφοράς της αναλογίας μίγματος των υδρατμών και της σχετικής υγρασίας ανάμεσα στα YSU και MYJ. Ακόμα στο Σχ. 7.3 απεικονίζεται το υετίσιμο νερό (PW)

στο οριακό στρώμα (Σχ. 7.3a) και στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (Σχ. 7.3b) για τις δύο προσομοιώσεις υπολογιζόμενο από τη σχέση:

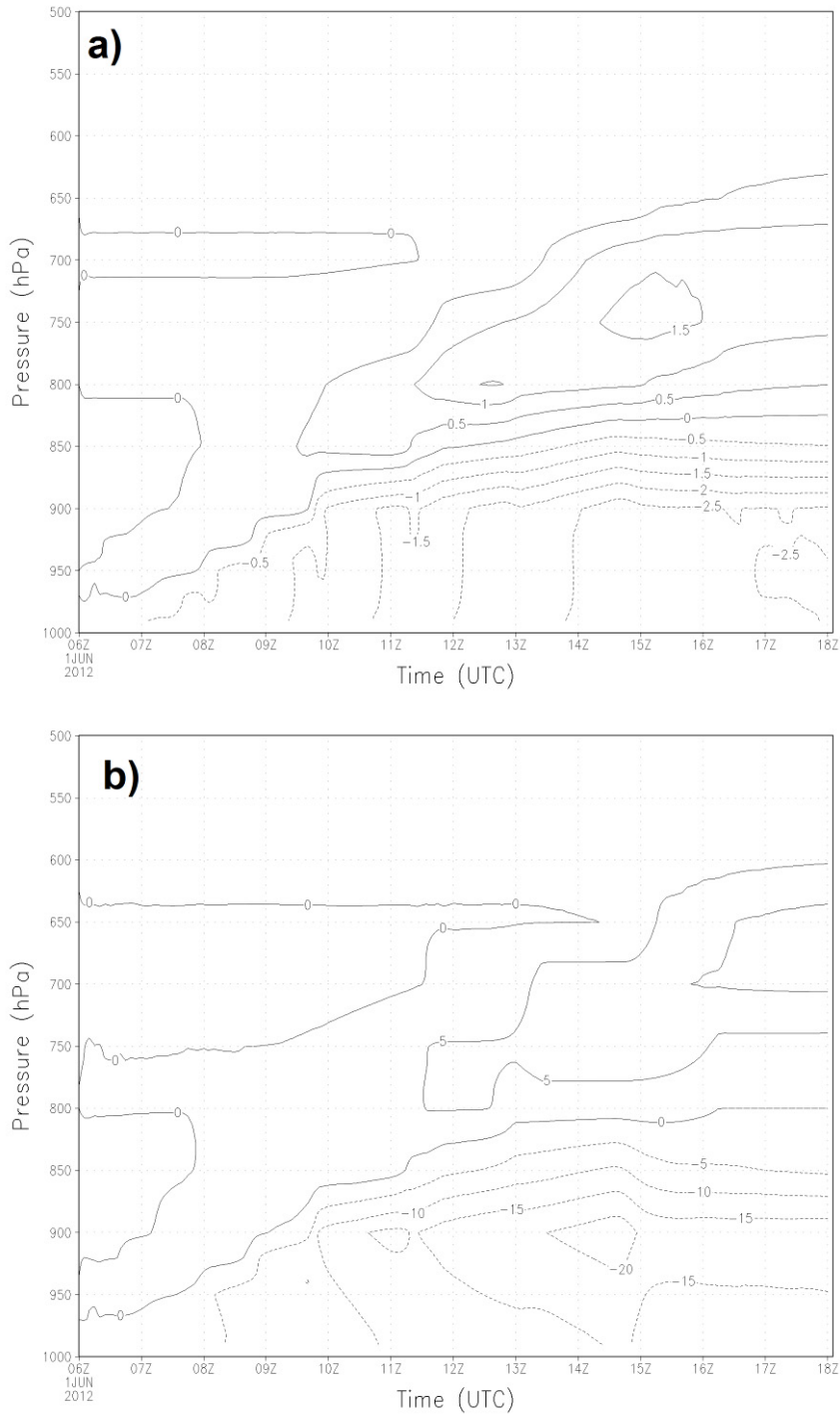
$$PW = \frac{1}{g} \int_{P_{sfc}}^{P_{top}} q_v dP \quad (7.1)$$

Στα παραπάνω παρατηρείται η σημαντική συσσώρευση υγρασίας στο οριακό στρώμα που εμφανίζει το σχήμα MYJ σε σχέση με το YSU, με τη διαφορά ανάμεσα τους να αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου. Είναι προφανές ότι το τοπικό σχήμα αδυνατεί να μεταφέρει υδρατμούς στην ελεύθερη ατμόσφαιρα καθώς δεν παραμετροποιούνται οι μεγαλύτερης κλίμακας στρόβιλοι που δύνανται να αναμίξουν αέρα από το οριακό στρώμα και την ελεύθερη τροπόσφαιρα διαμέσου της ζώνης εισόδου.



Σχήμα 7.1. Κατακόρυφη κατανομή a) δυναμικής θερμοκρασίας, b) αναλογίας μίγματος υδρατμών και c) ζωνική συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου που χρησιμοποιήθηκαν για την αρχικοποίηση των προσομοιώσεων αντιπροσωπευτικές ενός ατμοσφαιρικού περιβάλλοντος υψηλής αστάθειας.

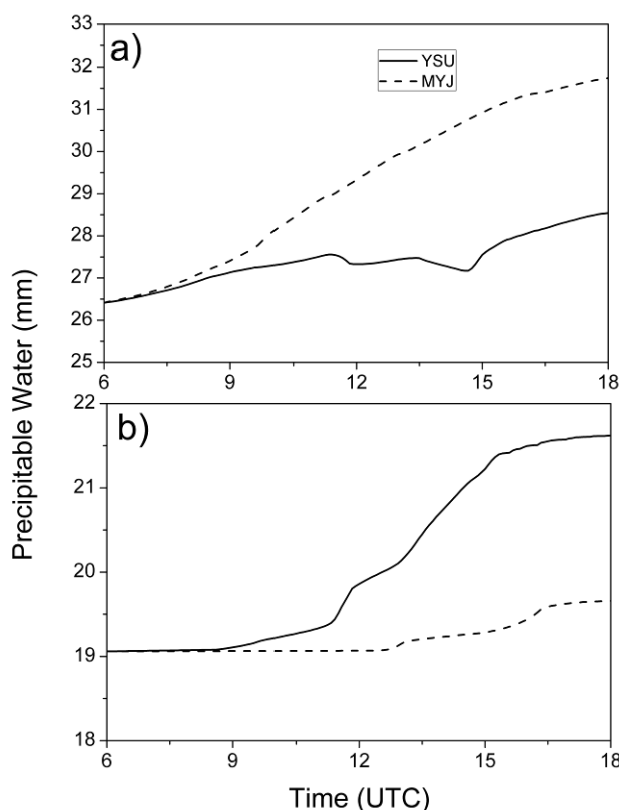
Προηγούμενες μελέτες έχουν δείξει ότι το MYJ, ως τοπικό σχήμα εμφανίζει μειωμένη ικανότητα μεταφοράς διαφόρων ποσοτήτων έξω από το οριακό στρώμα αυξάνοντας σημαντικά την υγρασία και μειώνοντας συστηματικά τη θερμοκρασία σε σχέση με τις μη-τοπικές παραμετροποιήσεις (π.χ. Hu et al., 2010; Jankov et al., 2007).



Σχήμα 7.2. Ωριαία μεταβολή της καθ' ύψος διαφοράς ανάμεσα στις προσομοιώσεις YSU και MYJ (YSU-MYJ) για: a) την αναλογία μίγματος υδρατμών (g Kg^{-1}) και σχετική υγρασία (%).

Το τελευταίο μπορεί να παρατηρηθεί στο σχήμα 7.4 όπου απεικονίζεται η κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας από τις δύο προσομοιώσεις

στις 1200 UTC. Ακόμα γίνεται εμφανής η αδυναμία του τοπικού σχήματος να αναπαράγει ένα αδιαβατικό προφίλ στο στρώμα αναμίξεως συγκριτικά με το YSU.



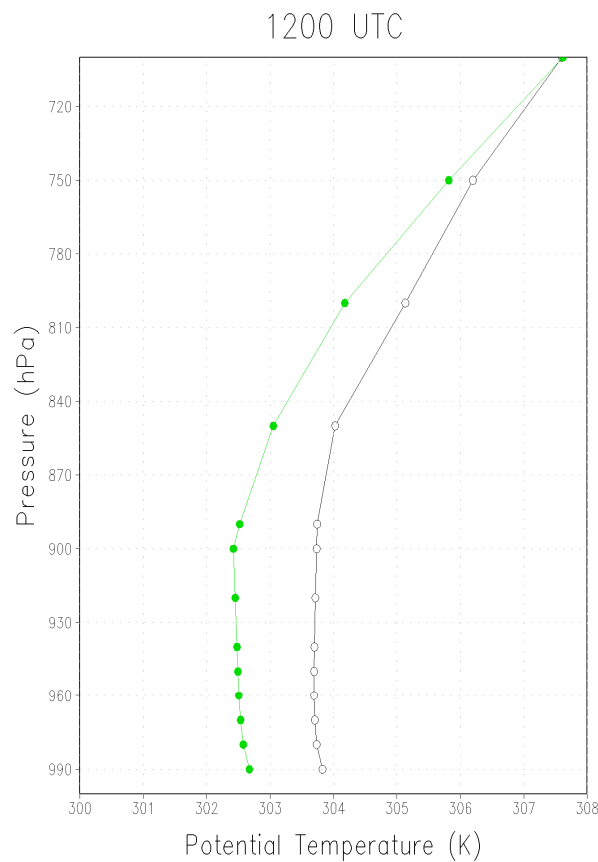
Σχήμα 7.3. Ωριαία μεταβολή του υετίσιμου νερού στο a) οριακό στρώμα και b) στην ελεύθερη τροπόσφαιρα για τις προσομοιώσεις με τη χρήση των σχημάτων YSU και MYJ.

Ο περιορισμός της υγρασίας στα κατώτερα στρώματα έχει μία προφανή επίδραση στη διαθέσιμη δυνητική ενέργεια ανωμεταφοράς (Convective Available Potential Energy - CAPE) την οποία και αυξάνει σημαντικά σύμφωνα με το Σχ. 7.5. Η CAPE δίνεται από τη σχέση:

$$CAPE = g \int_{LFC}^{EL} \frac{\theta(z) - \bar{\theta}(z)}{\bar{\theta}(z)} dz \quad (7.2)$$

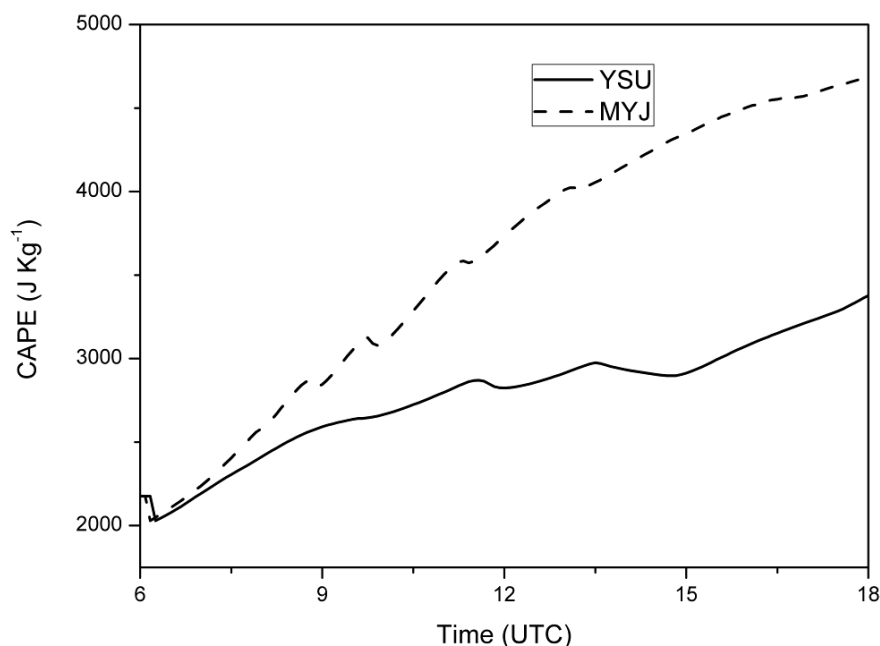
όπου θ η δυναμική θερμοκρασία της ανυψούμενης αέριας μάζας και $\bar{\theta}$ η δυνητική θερμοκρασία του περιβάλλοντος ενώ LFC (Level of Free Convection) είναι η στάθμη εκκίνησης ελεύθερης ανωμεταφοράς και EL (Equilibrium Level) το επίπεδο ισορροπίας. Στον Ελληνικό χώρο τιμές της $CAPE$ μεγαλύτερες από 550 J Kg^{-1} σχετίζονται με έντονες καταιγίδες τη θερινή περίοδο (Mazarakis et al., 2008) ενώ

στις Η.Π.Α. έχει παρατηρηθεί $CAPE > 5000 \text{ J Kg}^{-1}$ με αποτέλεσμα ισχυρή βροχόπτωση, χαλάζι και σίφωνες.



Σχήμα 7.4. Κατακόρυφη κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας στην κατώτερη τροπόσφαιρα από την προσομοίωση με τη χρήση του σχήματος MYJ (πράσινο) και YSU (μαύρο) για την 1200 UTC.

Η τάση του MYJ να αυξάνει την $CAPE$ έχει παρατηρηθεί στο παρελθόν και σχετίζεται με υπερεκτίμηση ισχυρών τοπικών καταιγίδων (βλ. Wisse and Vilà-Guerau de Arellano, 2004) και βροχοπτώσεων λόγω ανωμεταφοράς κατά μήκος ενός ψυχρού μετώπου (Hong et al., 2006). Στην προκειμένη περίπτωση η συσσώρευση των υδρατμών στο οριακό στρώμα οδήγησε σε μεγένθυση της $CAPE$ που υπό κατάλληλες συνθήκες θα μπορούσε να οδηγήσει σε εντονότερους ρυθμούς βροχόπτωσης συγκριτικά με το μη-τοπικό σχήμα YSU. Πρέπει να σημειωθεί ότι στις προσομοιώσεις δεν υπήρχαν μηχανισμοί έναυσης (triggering) ώστε να εκτονωθεί η διαθέσιμη ενέργεια και να υπάρξουν ανοδικές ταχύτητες που θα δημιουργούσαν νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης και κατά συνέπεια βροχή στην επιφάνεια.



Σχήμα 7.5. Ωριαία μεταβολή της CAPE για τις προσομοιώσεις με τη χρήση των σχημάτων YSU και MYJ.

7.3 ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ

Εξετάζοντας τη χωρική κατανομή της αθροιστικής βροχόπτωσης και τις αντίστοιχες μέγιστες τιμές (Πίνακας 7.1) των προσομοιώσεων με τη χρήση των διαφόρων συνδυασμών σχημάτων οριακού στρώματος και μικροφυσικής, παρατηρείται η σημαντική μείωση της βροχόπτωσης στις προσομοιώσεις με το τοπικό σχήμα MYJ σε σύγκριση με το μη-τοπικό YSU ανεξάρτητα από το σχήμα μικροφυσικής που χρησιμοποιείται. Ειδικότερα, αυτό γίνεται εμφανέστερο εξετάζοντας το χαρακτηριστικότερο επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης (8/10/2006) στη χερσόνησο της Χαλκιδικής, όπου η ωριαία μεταβολή της έντασης της βροχόπτωσης (Σχ. 5.5) και η 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση (Σχ. 5.6) αυξάνεται με τη χρήση του YSU. Στη συνέχεια θα αναλυθούν η επίδραση της τοπικής και μη-τοπικής προσέγγισης στην κατακόρυφη κατανομή της υγρασίας, υδρομετεώρων και κατ' επέκταση στην επιφανειακή βροχόπτωση, ενώ επισημαίνεται η αλληλεπίδραση ανάμεσα στην κατακόρυφη τυρβώδη μεταφορά και το συνοπτικό περιβάλλον του σοβαρότερου επεισοδίου, σύμφωνα με τα διαθέσιμα δεδομένα.

Πίνακας 7.1. Μέγιστες τιμές 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης από τις προσομοιώσεις των τριών επεισοδίων (βλ. Κεφ. 5)

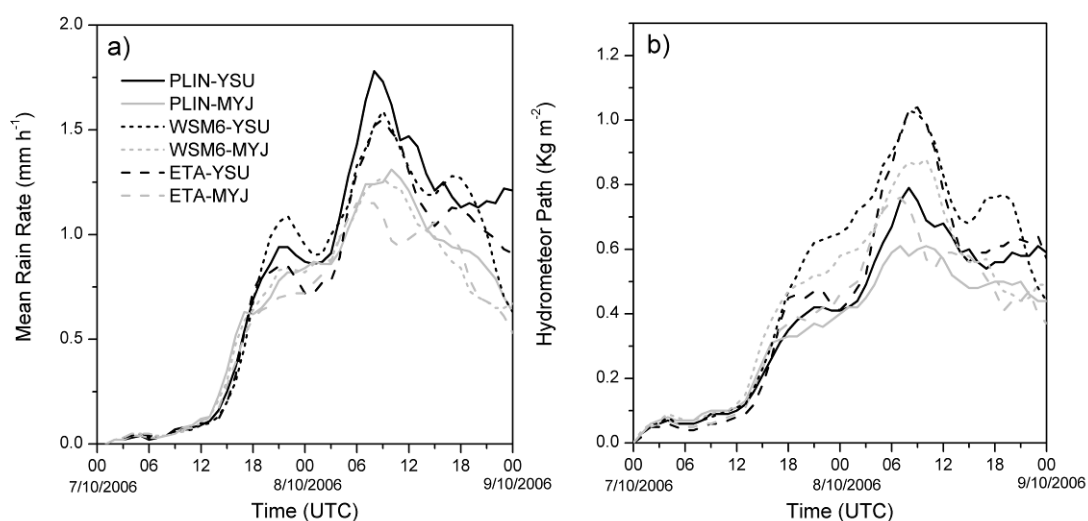
Simulation	Maximum 24h Accumulated Precipitation (mm 24h ⁻¹)		
	8/10/2006	10/2/2010	8/10/2000
PLIN-YSU	450	210	420
WSM6-YSU	494	165	388
ETA-YSU	470	209	299
PLIN-MYJ	367	146	378
WSM6-MYJ	400	133	350
ETA-MYJ	386	195	298

7.3.1 Κατακόρυφη κατανομή υδρομετεώρων και μέση επιφανειακή βροχόπτωση

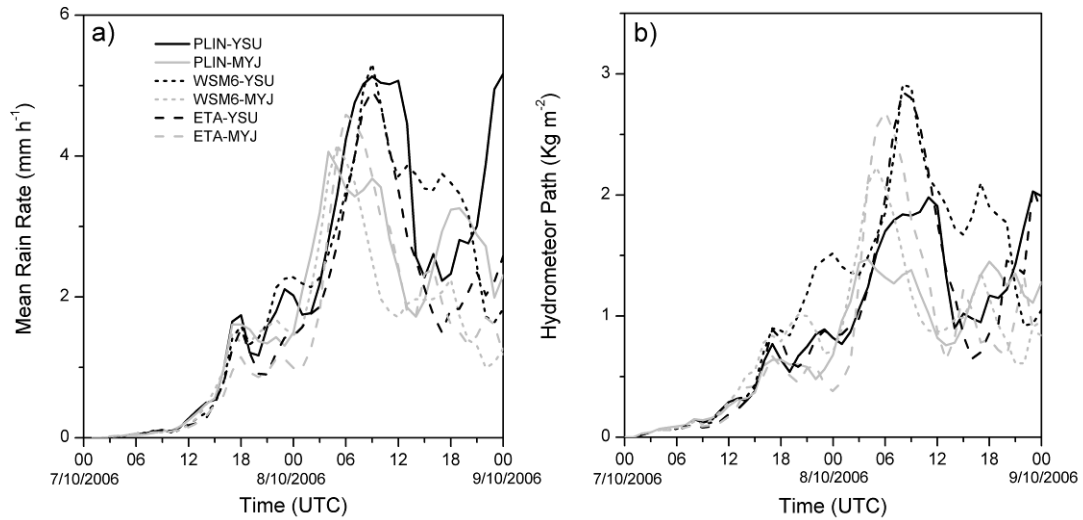
Στο Σχ. 7.6 απεικονίζεται η ωριαία μεταβολή (για τις 48h της προσομοίωσης) της μέσης επιφανειακής βροχόπτωσης (Σχ. 7.6a) και της κάθετα ολοκληρωμένης μέσης τιμής της μάζας των υδρομετεώρων (Σχ. 7.6b) πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης (38.5° - 42.5° N και 22° - 27° E) ενώ στο Σχ. 7.7 παρουσιάζονται τα αντίστοιχα γραφήματα για τη Χαλκιδική (39.7° - 41.0° N, 22.6° - 24.5° E). Όπως αναφέρθηκε παραπάνω η προσομοιωμένη βροχόπτωση είναι αισθητά μεγαλύτερη όταν χρησιμοποιείται το σχήμα YSU (Σχ. 7.6a και 7.7a) σε συνδυασμό με υψηλή παραγωγή υδρομετεώρων πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης και τη χερσόνησο της Χαλκιδικής (Σχ. 7.6b και 7.7b). Παρόμοια συμπεριφορά παρατηρείται εξετάζοντας τον όγκο βροχής στο Σχ. 7.8 για όλες τις πραγματοποιούμενες προσομοιώσεις. Πιο συγκεκριμένα παρατηρώντας την κατακόρυφη κατανομή των υδρομετεώρων (Σχ. 7.9), γίνεται φανερό ότι το σχήμα MYJ ελαττώνει σημαντικά το ρυθμό σχηματισμού του μαλακού χαλαζιού (όταν συνδυάζεται με την παραμετροποίηση PLIN) ενώ αντίστοιχα μειώνει τον παγωμένο υετό στις

προσομοιώσεις με τα WSM6 και ETA. Μόνο η αναλογία μίγματος των νεφοσταγονιδίων είναι αυξημένη στην κατώτερη τροπόσφαιρα με τη χρήση του MYJ.

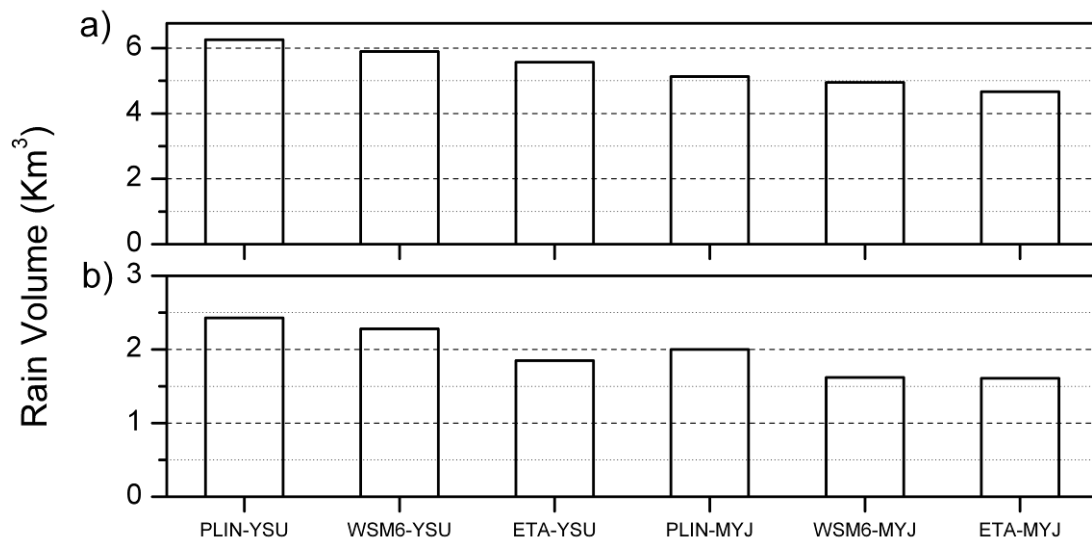
Η μέση κατακόρυφη κατανομή της διαφοράς της σχετικής υγρασίας ανάμεσα στις προσομοιώσεις YSU και MYJ πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης και τη Χαλκιδική παρουσιάζεται στο Σχ. 7.10. Όπως και στις εξιδανικευμένες δοκιμές (βλ. Παρ. 7.2.2) το σχήμα MYJ περιορίζει την υγρασία στα χαμηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα αφήνοντας ξηρότερη τη μέση τροπόσφαιρα. Πάνω από το μεγαλύτερο μέρος του πλέγματος υψηλής ανάλυσης (περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης βλ. Σχ. 7.10a) το MYJ παραμένει υγρότερο σε μεγαλύτερα ύψη συγκριτικά με το YSU κυρίως σε συνδυασμό με τα WSM6 και ETA ενώ εστιάζοντας πάνω από τη Χαλκιδική (Σχ. 7.10b) οι προσομοιώσεις με το MYJ εμφανίζουν μεγαλύτερα ποσά σχετικής υγρασίας στο οριακό στρώμα, όμως πάνω από το επίπεδο των 800 hPa το YSU παρέχει πολύ υψηλότερα ποσά υγρασίας ιδιαίτερα με τα WSM6 και PLIN.



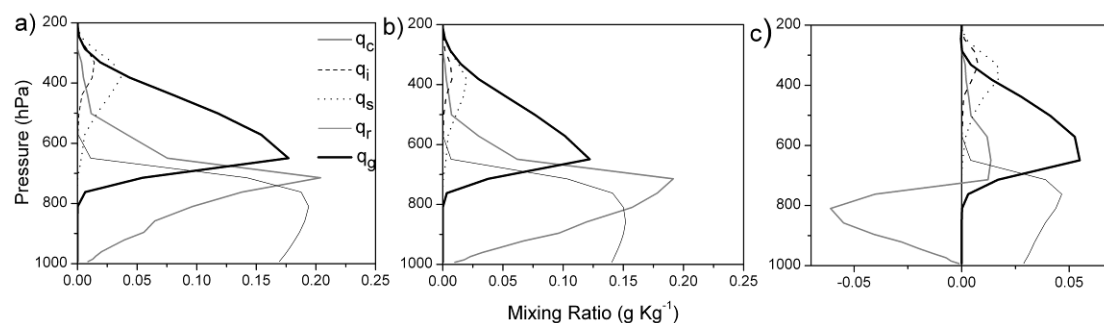
Σχήμα 7.6. Ωριαία μεταβολή a) μέσου ρυθμού βροχόπτωσης και b) της μέσης κάθετα ολοκληρωμένης μάζας των υδρομετεώρων, από το υψηλής ανάλυσης πλέγμα πάνω από την περιοχή υψηλής βροχόπτωσης (βλ. Σχ. 6.3) για την 48ωρη περίοδο προσομοίωσης του επεισοδίου στις 8/10/2006.



Σχήμα 7.7. Όπως το Σχ. 7.6 αλλά για την περιοχή της Χαλκιδικής.

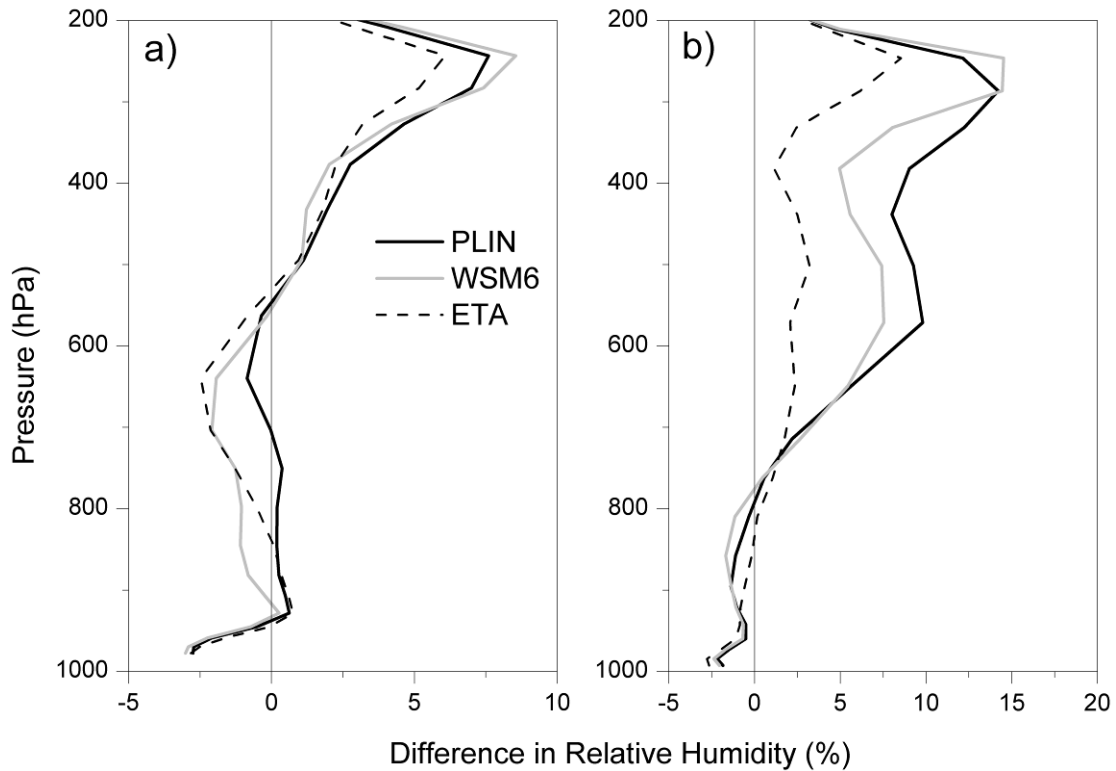


Σχήμα 7.8. Όγκος βροχής στην a) περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης και b) στη χερσόνησο της Χαλκιδικής.



Σχήμα 7.9. Μέση κατακόρυφη κατανομή των υδρομετεώρων για την 8/10/2006 πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής για τις προσομοιώσεις a) PLIN-YSU, b) PLIN-MYJ και c) τη διαφορά των δύο προσομοιώσεων.

Τα χαμηλότερα ποσά υγρασίας που παρέχει το τοπικό σχήμα στις παραμετροποιήσεις μικροφυσικής οδηγούν σε χαμηλότερους ρυθμούς συμπύκνωσης, επομένως μικρότερα ποσά υδρομετεώρων στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα τη μείωση της λανθάνουσας θερμότητας. Παρατηρώντας το Σχ. 7.11 γίνεται εμφανές ότι ο ρυθμός διαβατικής θέρμανσης από τις μικροφυσικές διεργασίες είναι μειωμένος στις προσομοιώσεις με τη χρήση του MYJ οι οποίες παρουσιάζουν ένα διαφορετικό κατακόρυφο προφίλ σε σχέση με τις αντίστοιχες με το μη-τοπικό YSU: Το μέγιστο του ρυθμού θέρμανσης εμφανίζεται στη μέση τροπόσφαιρα για το YSU ενώ στην περίπτωση του MYJ στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Τα παραπάνω αντικατοπτρίζουν την ενισχυμένη παρουσία υδρομετεώρων στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα (το YSU δημιουργεί νέφη εντονότερης κατακόρυφης ανάπτυξης) σε αντίθεση με τον περιορισμό της συμπύκνωσης χαμηλότερα που χαρακτηρίζει το MYJ. Επιπλέον το σχήμα μικροφυσικής PLIN ανεξάρτητα από την παραμετροποίηση του οριακού στρώματος εμφανίζει την ισχυρότερη θέρμανση από την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας αφού όπως προαναφέρθηκε παράγει τα μεγαλύτερα ποσά βροχόπτωσης.

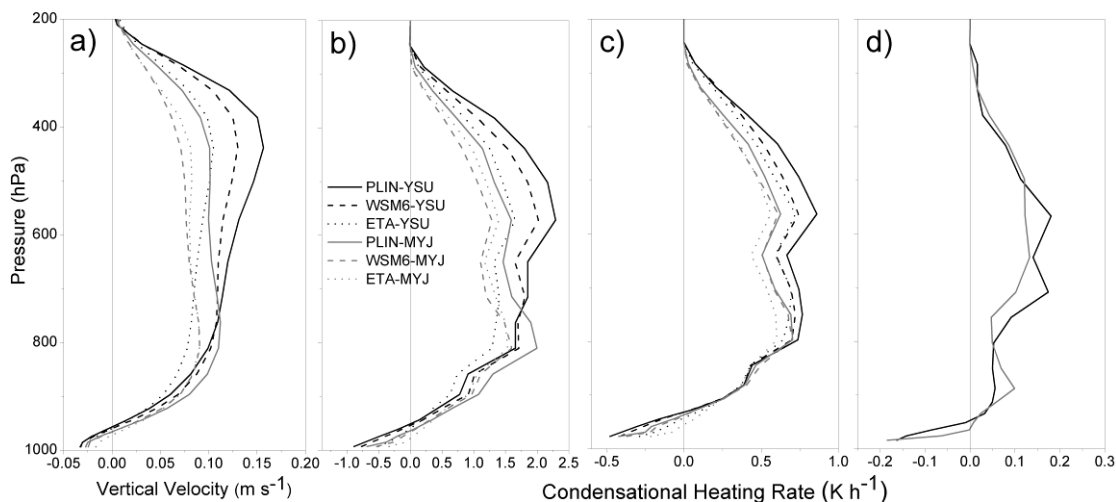


Σχήμα 7.10. Μέση κατακόρυφη κατανομή της διαφοράς σχετικής υγρασίας ανάμεσα στις προσομοιώσεις YSU και MYJ με τη χρήση των σχημάτων μικροφυσικής PLIN, WSM6 και ETA για την 8^η Οκτωβρίου 2006.

Ο ρυθμός διαβατικής θέρμανσης επιδρά σημαντικά στη μέση ανοδική ταχύτητα πάνω από την χερσόνησο της Χαλκιδικής (βλ. Σχ. 7.11a) το προφίλ της οποίας ορίζεται από την επιλογή της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης με τις παραμετροποιήσεις της μικροφυσικής να προκαλούν μόνο ποσοτικές διαφορές. Ως εκ τούτου παρατηρούνται δύο βασικά κάθετα προφίλ ανοδικής ταχύτητας (ανάλογα με το σχήμα τυρβώδους διάχυσης) που έχουν τα αντίστοιχα χαρακτηριστικά με τον ρυθμό διαβατικής θέρμανσης. Ειδικά το YSU (με τις μέγιστες ταχύτητες) ομοιάζει ιδιαίτερα με το μέσο κατακόρυφο προφίλ των ανοδικών ρευμάτων στα καταιγιδοφόρα νέφη όπως απαντάται στους Yuter and Houze (1995).

Συμπεραίνεται από τα παραπάνω ότι η αδυναμία του σχήματος MYJ να μεταφέρει υγρασία στα υψηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας επηρεάζει τη δημιουργία των υδρομετεώρων και κυρίως του παγωμένου υετού (που όπως αναφέρθηκε στο Κεφ. 6 συνεισφέρει τα μέγιστα στην παραγωγή της βροχής) μειώνοντας σημαντικά την ένταση των βροχοπτώσεων στις προσομοιώσεις των

επεισοδίων στη χερσόνησο της Χαλκιδικής ανεξάρτητα από το χρησιμοποιούμενο σχήμα μικροφυσικής.

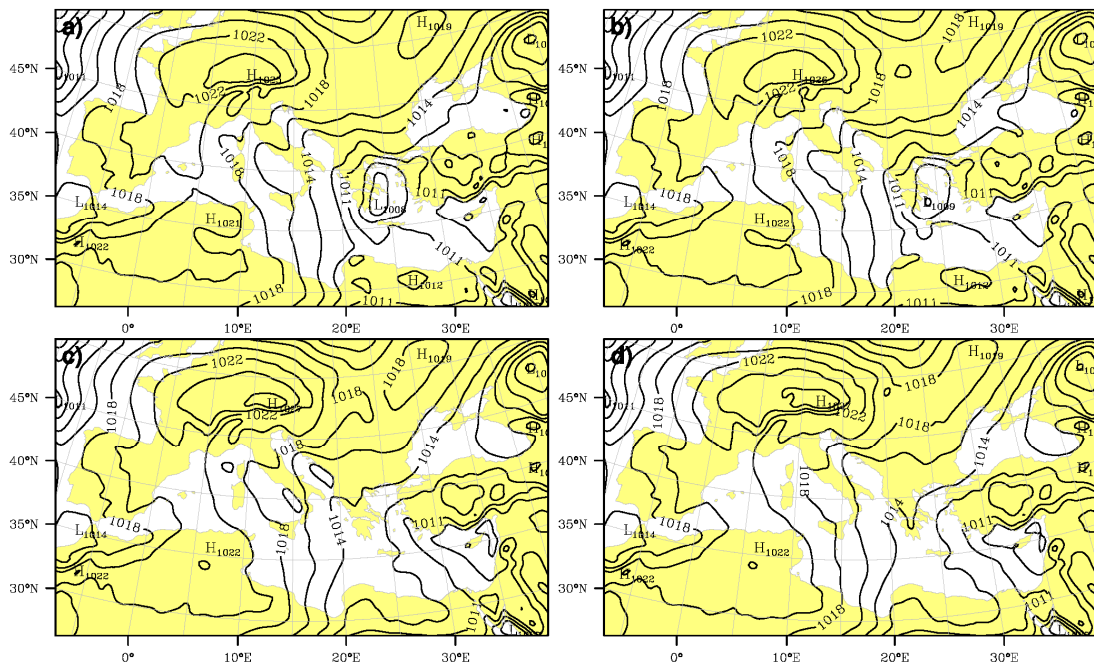


Σχήμα 7.11. Μέση κατακόρυφη κατανομή a) της ανοδικής ταχύτητας και b) του ρυθμού διαβατικής θέρμανσης από τις μικροφυσικές διεργασίες πάνω από τη Χαλκιδική ενώ c) ο ρυθμός διαβατικής θέρμανσης πάνω από την περιοχή ισχυρής βροχόπτωσης για τις 8/10/2006. Αντίστοιχα στο d) απεικονίζεται ο ρυθμός διαβατικής θέρμανσης πάνω από τον Ελληνικό χώρο και το Αιγαίο Πέλαγος (36° - 42° N και 26° - 28° E) για την ίδια χρονική περίοδο από το πλέγμα χαμηλής ανάλυσης (d01).

7.3.2 Αλληλεπίδραση των μηχανισμών τυρβώδους διάχυσης με το συνοπτικό περιβάλλον

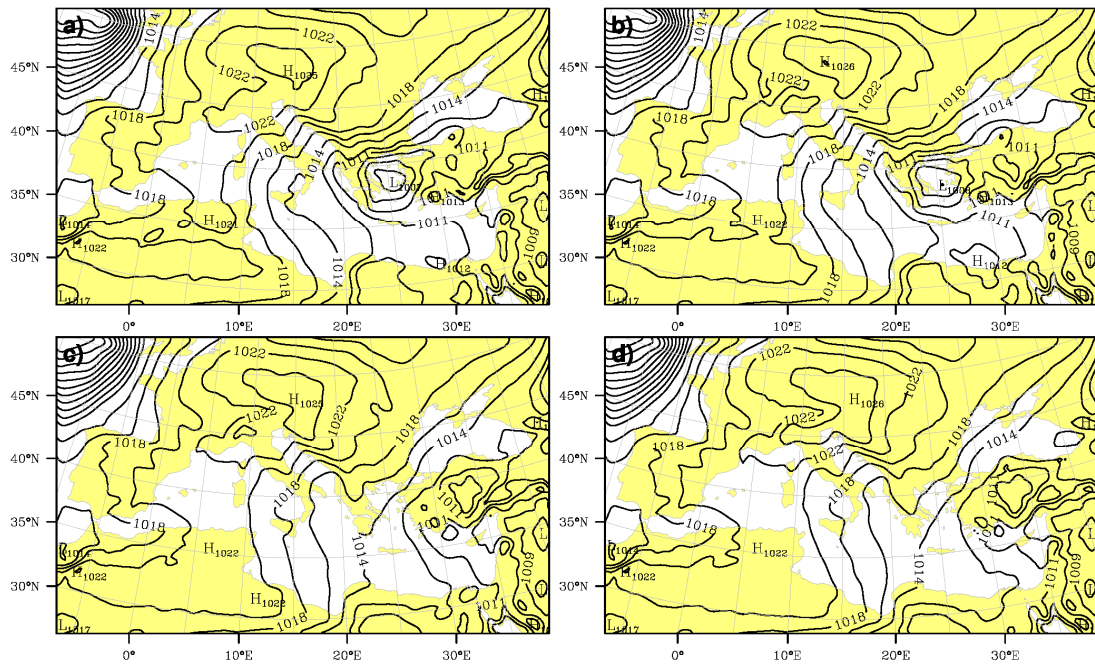
Όπως προαναφέρθηκε, τα δύο σχήματα παρουσιάζουν βασικές διαφορές στην προσομοίωση των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης με το μη-τοπικό YSU να παράγει περισσότερα υδρομετέωρα και ποσά βροχής με αποτέλεσμα τη σημαντική αύξηση της λανθάνουσας θερμότητας στην ατμόσφαιρα. Για την μελέτη της επίδρασης της διαβατικής θέρμανσης στα δυναμικά χαρακτηριστικά μίας περίπτωσης κυκλογένεσης στο Αιγαίο Πέλαγος, πραγματοποιήθηκε μία σειρά προσομοιώσεων ευαισθησίας (με τη χρήση των YSU και MYJ σε συνδυασμό με το PLIN) όπου απενεργοποιήθηκε η εκπομπή λανθάνουσας θερμότητας από τις μικροφυσικές διεργασίες (NOMPH), διατηρώντας όμως τις επιφανειακές ροές.

Στο Σχ. 7.11d παρουσιάζεται ο μέσος ρυθμός θέρμανσης λόγω συμπύκνωσης πάνω από τον Ελληνικό χώρο και το Αιγαίο Πέλαγος ($36^{\circ} - 42^{\circ} \text{ N}$ και $26^{\circ} - 28^{\circ} \text{ E}$) από το πλέγμα χαμηλής ανάλυσης (d01) για την 24ωρη περίοδο στις 8/10/2006 ενώ στα Σχ. 7.12 και 7.13 απεικονίζεται η πρόγνωση της πίεσης στη στάθμη της θάλασσας (MSLP) στο πλέγμα d01 από τις προσομοιώσεις ελέγχου και ευαισθησίας για τις 0000 UTC και 1200 UTC 8 October 2006 αντίστοιχα. Ακόμα το Σχ. 7.14 εμφανίζει την ελάχιστη τιμή της προσομοιωμένης MSLP και στα τρία πλέγματα συναρτήσε του χρόνου.

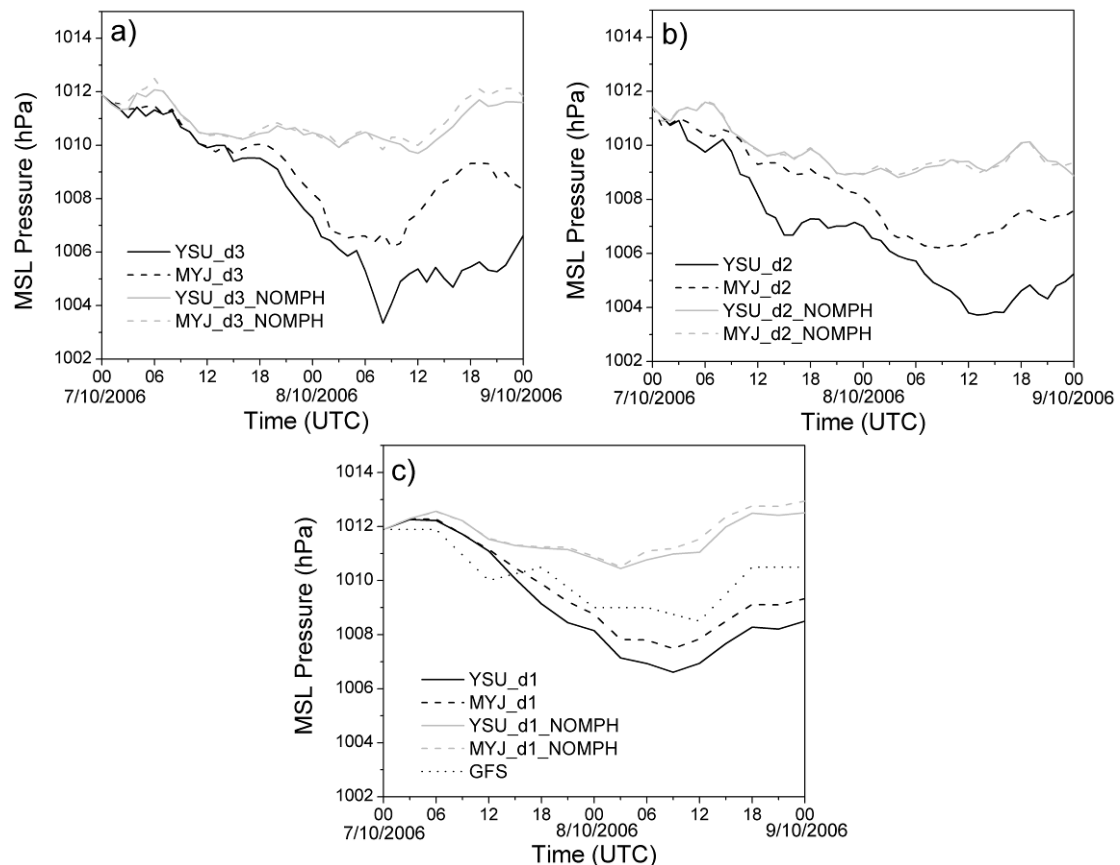


Σχήμα 7.12. Πίεση στη στάθμη της θάλασσας (MSLP σε hPa) για τις προσομοιώσεις a) YSU, b) MYJ, c) YSU_NOMPH και d) MYJ_NOMPH στις 0000 UTC 8/10/2006 από το πλέγμα d01.

Εξετάζοντας τα παραπάνω γραφήματα γίνεται φανερό ότι το YSU (που εμφανίζει την ισχυρότερη διαβατική θέρμανση), παράγει ένα ελαφρώς βαθύτερο σύστημα χαμηλών πιέσεων σε σχέση με το MYJ τη στιγμή της επιφανειακής κυκλογένεσης (βλ. Σχ. 7.12a και 7.12b) ενώ η διαφορά της MSLP ανάμεσα στις δύο προσομοιώσεις αυξάνεται με την πάροδο του χρόνου ανεξαρτήτως της ανάλυσης του πλέγματος (βλ. Σχ. 7.13a, 7.13b και 7.14). Εντούτοις, σε καμιά από τις προσομοιώσεις ευαισθησίας δεν αναπτύσσεται η επιφανειακή ύφεση όπως φαίνεται στα Σχ. 7.12 και 7.13, με την διαφορά της MSLP ανάμεσα στα YSU και MYJ να είναι σχεδόν μηδενική (Σχ. 7.14).



Σχήμα 7.13. Όπως το Σχ. 7.12 αλλά για τις 1200 UTC 8/10/2006.

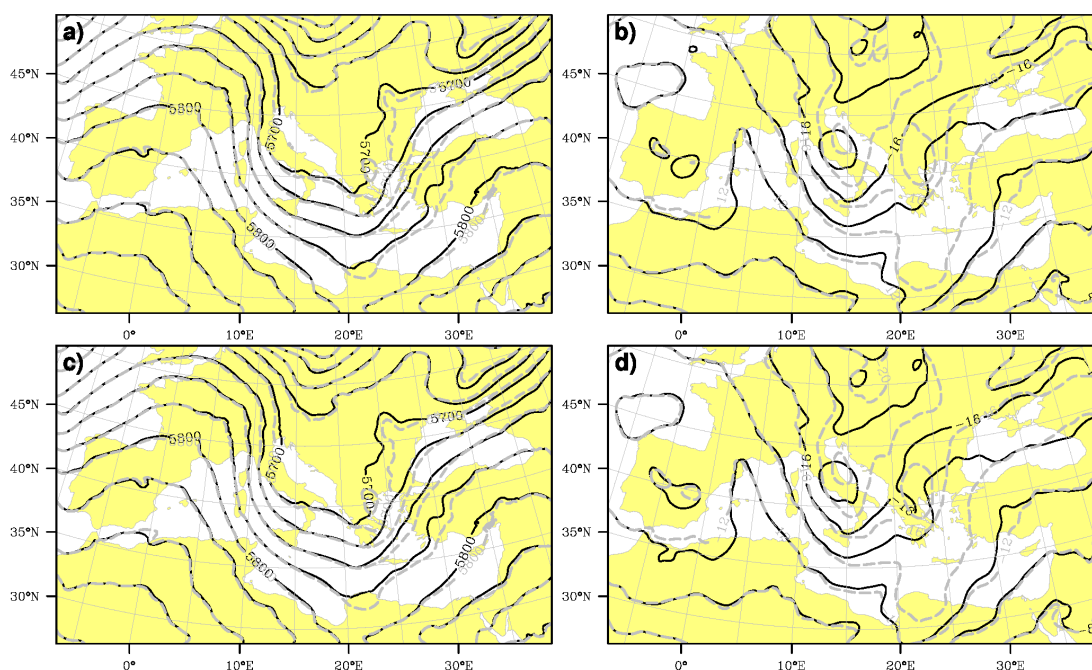


Σχήμα 7.14. Ελάχιστη πίεση στη στάθμη της θάλασσας για τις προσομοιώσεις ελέγχου και ευαισθησίας για το πλέγμα a) υψηλής χωρικής ανάλυσης (d3) b) ενδιάμεσο (d2) και c) εξωτερικό χαμηλής ανάλυσης (d1) για την 48ωρη περίοδο των προσομοιώσεων.

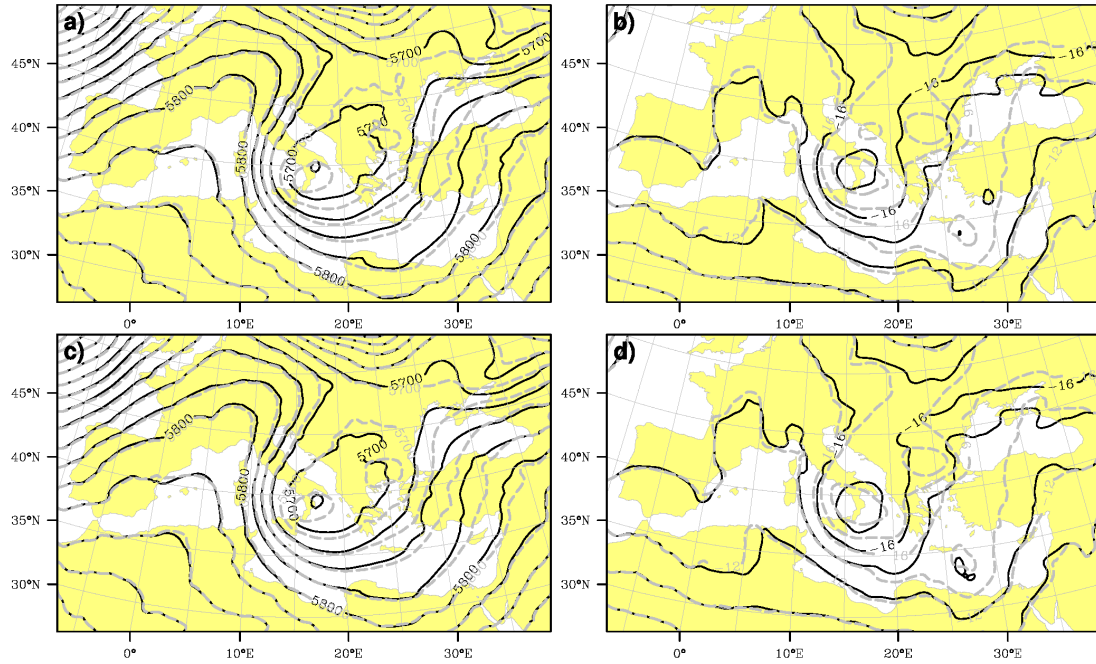
Ταυτόχρονα η επιφανειακή βροχόπτωση μειώθηκε σημαντικά πάνω από τη Χαλκιδική όπου η χρονική εξέλιξη και οι μέγιστες τιμές από τις δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας είναι σχεδόν πανομοιότυπες (δεν παρουσιάζονται). Πρέπει να σημειωθεί ότι εξαιτίας της μικρής χωρικής ανάλυσης των δεδομένων από το παγκόσμιο μοντέλο GFS ($1^\circ \times 1^\circ$) και την υπο-συνοπτική κλίμακα του υπό εξέταση φαινομένου (βλ. Flocas and Karacostas, 1996), δεν επιχειρήθηκε μία άμεση σύγκριση του GFS με τα αποτελέσματα του WRF. Ωστόσο, η θέση και ο χρόνος της επιφανειακής κυκλογένεσης από τη συνοπτική ανάλυση (βλ. Σχ. 5.3b) βρίσκονται σε συμφωνία με τις προσομοιώσεις ελέγχου, αν και η ελάχιστη πίεση είναι αισθητά μικρότερη.

Η σύγκριση του γεωδυναμικού ύψους και της θερμοκρασίας στο επίπεδο των 500 hPa από το πλέγμα d01, ανάμεσα στις προσομοιώσεις ελέγχου και ευαισθησίας παρουσιάζεται στα Σχ. 7.15 και 7.16 για τις 0000 UTC και 1200 UTC 8 Οκτωβρίου 2006 αντίστοιχα. Στις 0000 UTC οι δύο προσομοιώσεις ευαισθησίας εμφανίζουν μία ψυχρή περιοχή πάνω από τη χερσόνησο της Χαλκιδικής (Σχ. 7.15b και 7.15d) με αποτέλεσμα σημαντικά ελαττωμένο γεωδυναμικό ύψος συγκριτικά με τις προσομοιώσεις ελέγχου (Σχ. 7.15a και 7.15c). Αντίθετα η διατήρηση της λανθάνουσας θερμότητας ενισχύει τη διαβατική θέρμανση ανατολικά του αυλώνα (Σχ. 7.15a και 7.15c) αυξάνοντας σημαντικά το γεωδυναμικό ύψος με αποτέλεσμα τη μείωση του μήκους κύματος της διαταραχής (βλ. Zhang and Harvey, 1995). Αυτό γίνεται εμφανέστερο όταν η διαταραχή εξελίσσεται σε ένα κλειστό σύστημα γεωδυναμικών υψών όπως φαίνεται στα Σχ. 7.16a και 7.16c όπου οι προσομοιώσεις ευαισθησίας παρουσιάζουν δύο κλειστά κέντρα σε αντιστοιχία με τη χωρική κατανομή της θερμοκρασίας (βλ. Σχ. 7.16b και 7.16d). Επομένως καθώς ενισχύεται η βαροκλιτικότητα κάθετα στον άξονα του αυλώνα αυξάνεται ο σχετικός στροβιλισμός στην περιοχή (Σχ. 7.17). Συνεπώς, έχουμε ισχυρή μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού πάνω από τη νοτιοανατολική Ελλάδα και το Αιγαίο (Σχ. 7.18) κυρίως στις προσομοιώσεις με τη χρήση του YSU (Σχ. 7.18a), που οδηγεί στη δημιουργία και ανάπτυξη του συστήματος χαμηλών πιέσεων στην περιοχή. Αντίθετα η μειωμένη βαροκλιτικότητα των προσομοιώσεων ευαισθησίας έχει ως αποτέλεσμα την σημαντική μείωση της μεταφοράς θετικού στροβιλισμού (βλ. Σχ. 7.18c και 7.18d). Για τον έλεγχο των παραπάνω συμπερασμάτων πραγματοποιήθηκε

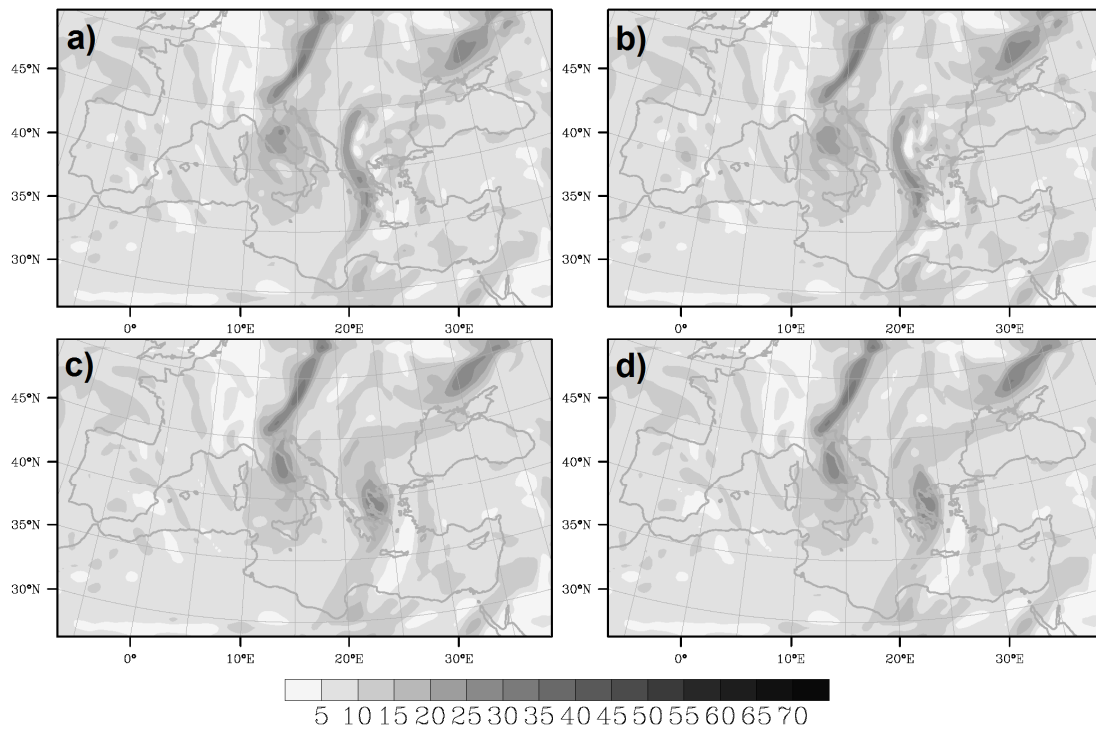
ακόμα ένα πείραμα ευαισθησίας όπου η εκπομπή λανθάνουσας θερμότητας από τις μικροφυσικές διεργασίες ενεργοποιήθηκε, χωρίς όμως την ύπαρξη επιφανειακών ροών λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι παρότι οι επιφανειακές ροές (Σχ. 7.19) απενεργοποιήθηκαν δημιουργήθηκε ένα ξεκάθαρο βαρομετρικό χαμηλό όπως στις προσομοιώσεις ελέγχου αν και ελαφρώς ασθενέστερο, ενώ τα επίπεδα βροχόπτωσης αυξήθηκαν σημαντικά σε σχέση με την προσομοίωση NOMPΗ. Έτσι φαίνεται ότι η εκπεμπόμενη από τις αλλαγές φάσης των υδρομετεώρων θερμότητα, επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό το συνοπτικό περιβάλλον στην υπό μελέτη περίπτωση, διαδραματίζοντας τον κύριο ρόλο στους μηχανισμούς κυκλογένεσης και ελέγχοντας τις διαφορές των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων ανάμεσα στις τοπικές και μη-τοπικές παραμετροποιήσεις του οριακού στρώματος.



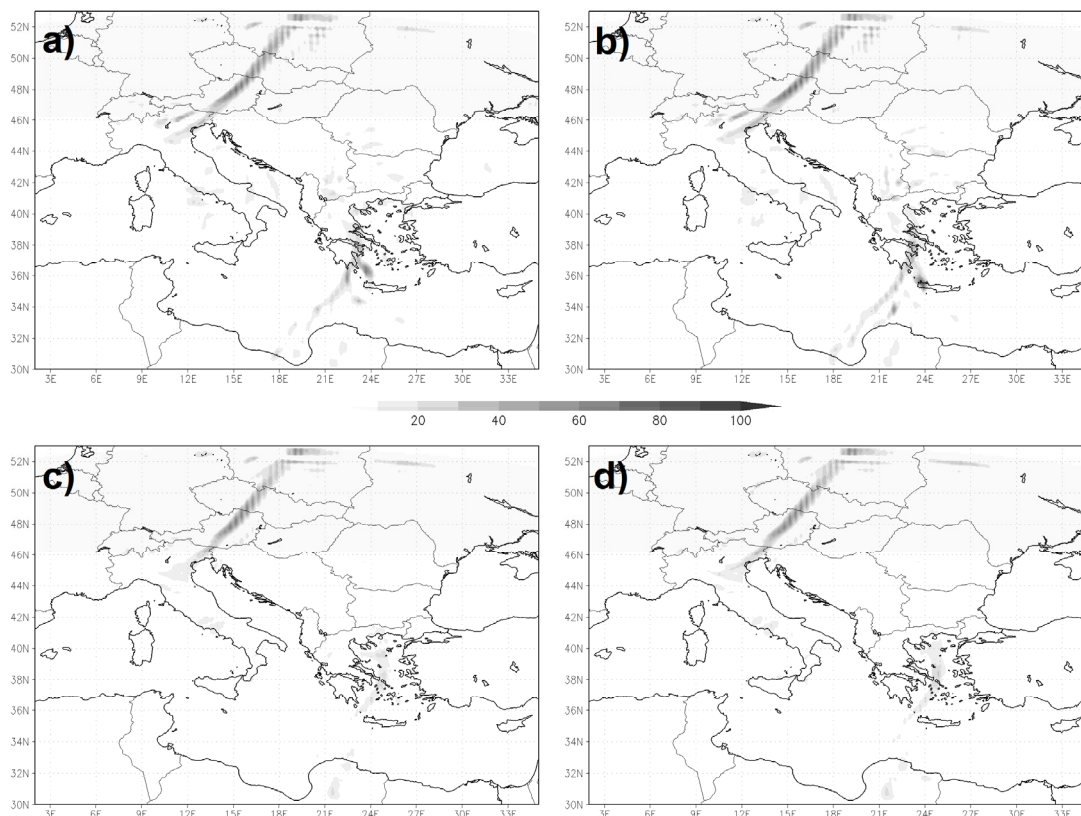
Σχήμα 7.15. α) Γεωδυναμικό ύψος (gpm) στη στάθμη των 500 hPa για τις προσομοιώσεις YSU (μαύρες συνεχήs ισοπληθείς) και YSU_NOMPΗ (γκρι διακεκομμένες ισοπληθείς), β) θερμοκρασία (°C) στη στάθμη των 500 hPa για τις προσομοιώσεις YSU (μαύρες συνεχήs ισοπληθείς) και YSU_NOMPΗ (γκρι διακεκομμένες ισοπληθείς), γ) όπως το α για τις προσομοιώσεις MYJ και MYJ_NOMPΗ και δ) όπως το γ για τις προσομοιώσεις MYJ και MYJ_NOMPΗ για τις 0000 UTC 8/10/2006 από το πλέγμα d01.



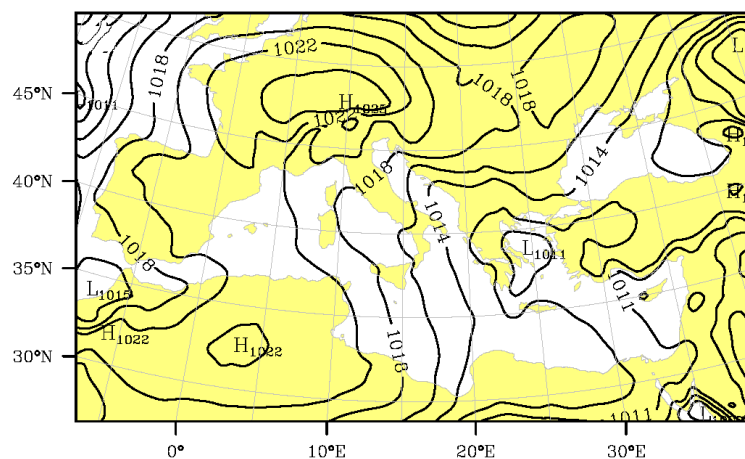
Σχήμα 7.16. Όπως το Σχ. 7.15 αλλά για τις 1200 UTC 8/10/2006.



Σχήμα 7.17. Σχετικός στροβιλισμός (10^{-5} s^{-1}) στα 500 hPa για τις προσομοιώσεις a) YSU, b) MYJ, c) YSU_NOMPH και d) MYJ_NOMPH στις 0000 UTC 8/10/2006 από το πλέγμα d01.



Σχήμα 7.18. Μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού ($10^{-9} s^{-2}$) στα 500 hPa για τις προσομοιώσεις a) YSU, b) MYJ, c) YSU_NOMPH και d) MYJ_NOMPH στις 0000 UTC 8/10/2006 από το πλέγμα d01.



Σχήμα 7.19. Πίεση στη στάθμη της θάλασσας (MSLP σε hPa) για την προσομοίωση με τη χρήση του YSU χωρίς επιφανειακές ροές στις 0000 UTC 8/10/2006 από το πλέγμα d01.

7.4 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΤΥΡΒΩΔΟΥΣ ΔΙΑΧΥΣΗΣ ΣΤΗΝ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΤΩΝ ΥΔΡΟΜΕΤΕΩΡΩΝ ΚΑΙ ΣΤΗ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗ

Προηγούμενες έρευνες έχουν δείξει ότι τα τοπικά σχήματα του οριακού στρώματος όπως το MYJ αδυνατούν να μεταφέρουν διάφορες ποσότητες από την κατώτερη ατμόσφαιρα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα εξαιτίας της προσέγγισης που ακολουθούν στην παραμετροποίηση της τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης σε σχέση με τα μη-τοπικά σχήματα. Ως εκ τούτου έχει παρατηρηθεί ότι το οριακό στρώμα με τη χρήση του MYJ εμφανίζει σημαντικά μεγαλύτερη περιεκτικότητα σε υδρατμούς και χαμηλότερη θερμοκρασία συγκριτικά με το YSU (π.χ. Hu et al., 2011). Μελετώντας τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της μέσης και κατώτερης τροπόσφαιρας με την εφαρμογή του WRF ως μονοδιάστατου μοντέλου στήλης με βάση μία ραδιοβόληση ισχυρής τοπικής αστάθειας, παρατηρήθηκε η συσσώρευση υγρασίας στο οριακό στρώμα που σε συνδυασμό με τη χαμηλότερη θερμοκρασία σε σχέση με τη χρήση του YSU, οδηγεί στην αύξηση της σχετικής υγρασίας. Ειδικότερα η προσομοίωση έδειξε ότι το MYJ προκαλεί σημαντική αύξηση της CAPE που θα μπορούσε να έχει ως αποτέλεσμα την εμφάνιση ισχυρών ανοδικών ρευμάτων και επομένως εντονότερες βροχοπτώσεις με την προϋπόθεση ύπαρξης κατάλληλου μηχανισμού έναυσης. Τα παραπάνω ευρήματα σχετίζονται με υπερεκτίμηση ισχυρών τοπικών καταιγίδων (βλ. Wisse and Vilà-Guerau de Arellano, 2004 και Jankov et al., 2007) και βροχοπτώσεων λόγω ανωμεταφοράς κατά μήκος ενός ψυχρού μετώπου (Hong et al., 2006) που έχουν παρατηρηθεί με τη χρήση του MYJ στη διεθνή βιβλιογραφία.

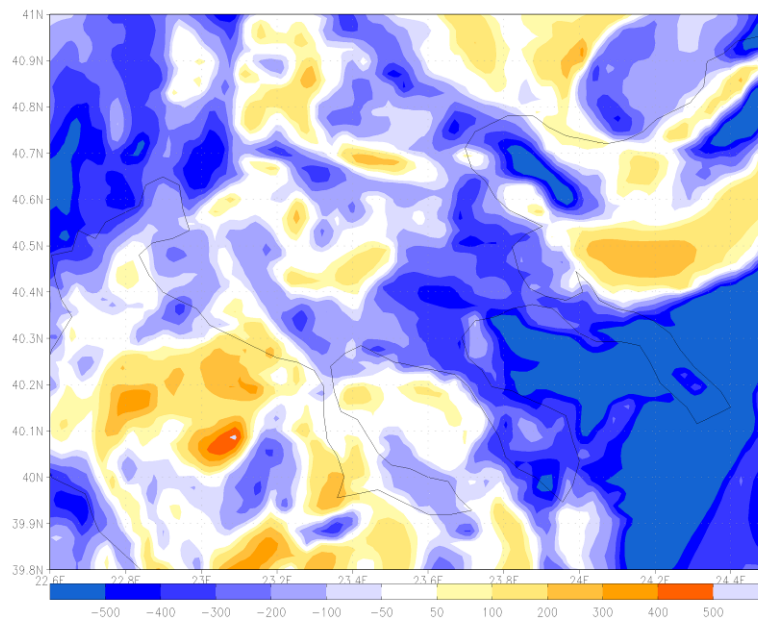
Εξετάζοντας αντίστοιχα την επίδραση των δύο σχημάτων στην προσομοίωση των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης κατά την ψυχρή περίοδο στη χερσόνησο της Χαλκιδικής εμφανίζονται χαρακτηριστικές διαφορές ανάμεσα στις δύο παραμετροποιήσεις ανεξάρτητα επιλογής σχήματος μικροφυσικής: Η χρήση του YSU οδηγεί στην σημαντική αύξηση της μέγιστης αθροιστικής, μέσης και του όγκου βροχόπτωσης. Αυτό γίνεται περισσότερο φανερό μελετώντας την περίπτωση της 8/10/2006 όπου η μη-τοπική παραμετροποίηση αυξάνει σημαντικά την υγρασία στη μέση τροπόσφαιρα με αποτέλεσμα την δημιουργία μεγαλύτερης ποσότητας υδρομετεώρων (κύρια παγωμένου υετού) ενισχύοντας την κατακόρυφη ανάπτυξη

των νεφών μέσω της λανθάνουσας θερμότητας και την ένταση της βροχόπτωσης σε σχέση με την τοπική προσέγγιση που δείχνει να περιορίζει τους υδρατμούς στο οριακό στρώμα.

Για την πληρέστερη διερεύνηση της επίδρασης των παραμετροποιήσεων τυρβώδους διάχυσης στην πρόγνωση των βροχοπτώσεων πραγματοποιήθηκε η προσομοίωση μίας ισχυρής θερινής καταιγίδας που σημειώθηκε την 5^η Αυγούστου 2005 και επηρέασε τη χερσόνησο της Χαλκιδικής με μετρούμενη $CAPE=1028 \text{ J Kg}^{-1}$ στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης. Το WRF εφαρμόστηκε με βάση τον Πίνακα 5.1 για χρονική περίοδο 36h (1200 UTC 4/8/2005 - 0000 UTC 6/8/2005) με τη χρήση των σχημάτων YSU και MYJ σε συνδυασμό με την παραμετροποίηση μικροφυσικής PLIN. Στο Σχ. 7.20 παρουσιάζεται η διαφορά στην προσομοιωμένη $CAPE$ ανάμεσα στα YSU και MYJ για τις 1200 UTC 5/8/2005. Το σχήμα MYJ εμφανίζει σημαντικά μεγαλύτερες τιμές $CAPE$ που στην ηπειρωτική Χαλκιδική είναι περίπου 200 J Kg^{-1} υψηλότερες συγκριτικά με το YSU. Αντίστοιχα στο Σχ. 7.21 απεικονίζεται η 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση για την 5/8/2005 στη Χαλκιδική για τις δύο προσομοιώσεις. Όπως φαίνεται το MYJ παράγει τα μεγαλύτερα ποσά βροχής με μέγιστο τα $167 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ ενώ το YSU εμφανίζει στην ίδια περιοχή μέγιστο $118 \text{ mm } 24\text{h}^{-1}$ αν και η βροχόπτωση εκτείνεται περαιτέρω στη χερσόνησο της Άθω (σε σχέση με το MYJ).

Άρα, σύμφωνα με τα παραπάνω υπάρχει ένα πρότυπο συμπεριφοράς των τοπικών και μη-τοπικών παραμετροποιήσεων στην προσομοίωση ισχυρών βροχοπτώσεων τουλάχιστον στη χερσόνησο της Χαλκιδικής: Όταν επικρατούν συνθήκες ισχυρής στατικής αστάθειας όπως τους θερινούς μήνες η τάση του σχήματος MYJ να περιορίζει στην κατώτερη τροπόσφαιρα την υγρασία και άλλες παραμέτρους οδηγεί σε ενίσχυση της αστάθειας που αντικατοπτρίζεται από την αύξηση της $CAPE$ στις εξιδανίκευες αλλά και στις ρεαλιστικές προσομοιώσεις και που δύναται να δημιουργήσει έντονες ανοδικές κινήσεις με αποτέλεσμα ισχυρότερες καταιγίδες και βροχόπτωση. Αντίθετα τα επεισόδια που σχετίζονται με την επίδραση συνοπτικών διαταραχών κυρίως την ψυχρή περίοδο του έτους, προκαλούνται συνήθως από την αλληλεπίδραση οργανωμένων συστημάτων με την κατώτερη, δυνητικά ασταθή τροπόσφαιρα με τη σύγκλιση της υγρής και θερμής επιφανειακής ροής (που σχετίζεται τις περισσότερες φορές με την μεταφορά

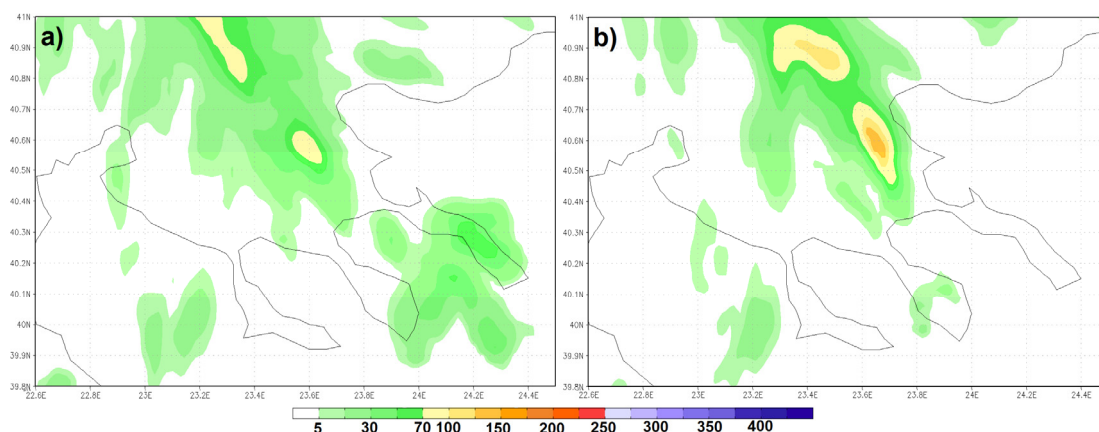
κυκλωνικού στροβιλισμού στη μέση τροπόσφαιρα - βλ. Κεφ. 2) πάνω από τη Χαλκιδική. Στις περιπτώσεις αυτές, το τοπικό σχήμα αδυνατεί να μεταφέρει την υγρασία πάνω από το οριακό στρώμα στη μέση τροπόσφαιρα (η αστάθεια δεν είναι αντίστοιχα ισχυρή όπως τους θερινούς μήνες) με αποτέλεσμα την μείωση της παραγωγής υδρομετεώρων και επομένως της βροχόπτωσης. Το YSU εμφανίζει μεγαλύτερα ποσά υγρασίας ψηλότερα που μετατρέπονται σε υδρομετέωρα και κατακρημνίζονται ως βροχή στην περιοχή ενώ η παραγωγή λανθάνουσας θερμότητας δημιουργεί εντονότερες ανοδικές κινήσεις που προκαλούν την κατακόρυφη ανάπτυξη των νεφών και κυρίως παραγωγή παγωμένου υετού που οδηγεί σε ισχυρά τοπικά μέγιστα βροχόπτωσης.



Σχήμα 7.20. Διαφορά στην $CAPE$ ($J Kg^{-1}$) ανάμεσα στις προσομοιώσεις YSU και MYJ για τις 1200 UTC 5/8/2005.

Ακόμα είναι ιδιαίτερα σημαντική η εύρεση ενός έμμεσου μηχανισμού επίδρασης των μη-αναλυόμενων κινήσεων στο συνοπτικό περιβάλλον διαμέσου της τυρβώδους μεταφοράς υγρασίας και της διαβατικής θέρμανσης. Φαίνεται ότι η ικανότητα μεταφοράς υγρασίας στα ψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα που παρουσιάζει το σχήμα YSU και η επακόλουθη αύξηση της διαβατικής θέρμανσης από τις μικροφυσικές διεργασίες, δημιουργεί μία ελαφρώς βαθύτερη επιφανειακή ύφεση στην περίπτωση κυκλογένεσης στο Αιγαίο ενισχύοντας τη βαροκλιτικότητα στη μέση τροπόσφαιρα (Zhang and Harvey, 1995), συγκριτικά με την προσομοίωση

χρησιμοποιώντας την παραμετροποίηση MYJ. Επιπλέον αποδείχτηκε ότι απουσία της θέρμανσης από τις διεργασίες δημιουργίας και αλλαγής φάσεων των υδρομετεώρων δεν σχηματίζεται ένα σύστημα χαμηλών πιέσεων στην επιφάνεια (Zimmerman et al., 1989), καταδεικνύοντας τη σημασία της διαβατικής θέρμανσης στην εμφάνιση κυκλογένεσης στον Ελληνικό χώρο. Αντίθετα η απενεργοποίηση των επιφανειακών ροών δεν έχει τον ίδιο αντίκτυπο στα αποτελέσματα. Πρέπει να σημειωθεί όμως ότι όπως αναφέρθηκε στην Παρ. 5.2.1 το εν λόγω επεισόδιο αποτελεί μία ασθενή περίπτωση κυκλωνικής ανάπτυξης με μικρή διάρκεια ζωής που για το λόγο αυτό μπορεί να εμφανίζει αυξημένη ευαισθησία στους διάφορους μηχανισμούς που επιδρούν στην εμφάνιση της επιφανειακής κυκλογένεσης (βλ. Zimmerman et al., 1989). Τέλος, επειδή δεν είναι ακόμα πλήρως γνωστή η ευαισθησία της βροχόπτωσης στα χαρακτηριστικά του οριακού στρώματος και έχει παρατηρηθεί ότι υπάρχουν επεισόδια βροχόπτωσης και πλημμυρών με μειωμένη ή καθόλου ευαισθησία στην τυρβώδη διάχυση (Liu et al., 2011; Hong et al., 2006) κυρίως τους χειμερινούς μήνες, απαιτείται η περαιτέρω εξέταση εξαιρετικά ισχυρών βροχοπτώσεων με διαφορετικά γενεσιουργά αίτια, τοπικά - συνοπτικά πριν γενικευτούν τα συμπεράσματα του παρόντος κεφαλαίου.



Σχήμα 7.21. 24ωρη αθροιστική βροχόπτωση (mm) για την 5/8/2005 από τις προσομοιώσεις a) PLIN-YSU και b) PLIN-MYJ εστιαζόμενη στη χερσόνησο της Χαλκιδικής.

8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗΣ ΈΡΕΥΝΑΣ

8.1 ΒΑΣΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή έχει βασικό στόχο να διερευνήσει αναλυτικά τη συμπεριφορά των παραμετροποιήσεων ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου στην προσομοίωση εξαιρετικά ισχυρών βροχοπτώσεων, σε μια περιοχή πολύπλοκου ανάγλυφου όπως είναι η χερσόνησος της Χαλκιδικής, στην κεντρική Μακεδονία. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε το περιφερειακό αριθμητικό μοντέλο WRF (Weather Research and Forecasting) και ειδικά ο δυναμικός λύτης ARW (Advanced Research WRF) που ενδείκνυται για ερευνητικούς σκοπούς και για προσομοιώσεις υψηλής χωρικής ανάλυσης. Το WRF αποτελεί ένα σύγχρονο, νέας γενιάς, ολοκληρωμένο σύστημα προσομοίωσης ατμοσφαιρικών φαινομένων που εφαρμόζεται επιχειρησιακά στις Η.Π.Α. αλλά και σε πολλές χώρες ανά τον κόσμο, ενώ έχει αξιολογηθεί διεξοδικά η προσαρμογή των προγνώσεων του σε πειραματικά δεδομένα όπως έχει παρουσιαστεί σε διάφορες επιστημονικές εργασίες.

Η ερευνά επικεντρώθηκε στην επίδραση βασικών προσεγγίσεων της μικροφυσικής στην προσομοίωση ισχυρών βροχοπτώσεων και ειδικότερα στη μελέτη των παγοσωματιδίων και του καταμερισμού τους σε χαμηλής (χιονονιφάδες) και μεγάλης (χαλάζι) πυκνότητας σωματίδια που σχετίζονται με την εμφάνιση υετού μεγάλης ραγδιότητας. Ακόμα δεδομένου ότι η ευαισθησία της κατανομής των

υδρομετεώρων και κυρίως της βροχόπτωσης στην παραμετροποίηση της τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης δεν είναι ακόμα πλήρως γνωστή και υπάρχει σχετικά μικρός αριθμός εργασιών, έγινε προσπάθεια κατανόησης της συμπεριφοράς του μοντέλου με βάση τον συνδυασμό σχημάτων μικροφυσικής και οριακού στρώματος κατά την προσομοίωση διαφόρων επεισοδίων βροχόπτωσης στην ιδιαίτερη τοπογραφία της Χαλκιδικής.

Η επιλογή της περιοχής μελέτης βασίστηκε στην ιδιαίτερη κλιματολογία των βροχοπτώσεων στη Χαλκιδική όπου παρότι τα ετήσια ποσά βροχόπτωσης είναι σημαντικά χαμηλότερα σε σχέση με τη δυτική Ελλάδα, τα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης που πλήττουν την περιοχή χαρακτηρίζονται από μεγάλη ραγδικότητα του υετού, κυρίως στην κεντρική και ανατολική Χαλκιδική, με αποτέλεσμα την εμφάνιση σοβαρών πλημμυρών που συνοδεύονται από καταστροφές σε υποδομές, κατοικίες και καλλιέργειες. Παρατηρήθηκε σύμφωνα με τα διαθέσιμα δεδομένα ότι έως και σχεδόν το 40% της ετήσιας βροχόπτωσης μπορεί να πέσει σε διάρκεια 24 ωρών ενώ σε το 20% σε μόλις 3 ώρες. Ως εκ τούτου η Χαλκιδική θεωρείται από τις περιοχές με έντονη πλημμυρική δραστηριότητα, κυρίως κατά τη ψυχρή περίοδο του έτους ακόμα και αν βρίσκεται στην ομβροσκιά του ορεινού όγκου της Πίνδου. Για την εξέταση των χαρακτηριστικών της συνοπτικής κυκλοφορίας που συνδέονται με επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης κατά τους μήνες Οκτώβριο-Απρίλιο (ψυχρή περίοδο) κατηγοριοποιήθηκαν τα επεισόδια σε 8 τύπους καιρού χρησιμοποιώντας μία πολυμεταβλητή στατιστική μεθοδολογία. Τα κύρια χαρακτηριστικά αυτών είναι:

- Η παρουσία ενός νοτιοανατολικού, υγρού ρεύματος που συγκλίνει πάνω από το ορεινό ανάγλυφο της Χαλκιδικής και επιβάλλεται από την σχετική θέση μιας επιφανειακής ύφεσης.
- Το σύστημα χαμηλών πιέσεων συνήθως βρίσκεται στη νότια Ιταλία, το Ιόνιο Πέλαγος και σπανιότερα στο Αιγαίο.
- Ενισχυμένη επιφανειακή σύγκλιση σε όλες τις περιπτώσεις, με τις μέγιστες τιμές να εμφανίζονται πάνω από Χαλκιδική για τους τύπους που παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη μέση βροχόπτωση και τα περισσότερα πλημμυρικά γεγονότα.

- Η έντονη μεταφορά σχετικού στροβιλισμού στα 500 hPa πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα και το Αιγαίο Πέλαγος, ενώ στην πλειοψηφία των περιπτώσεων η σύγκλιση στα 1000 hPa συνδέεται με την αύξηση της μεταφοράς στροβιλισμού στη μέση τροπόσφαιρα
- Τα ιδιαίτερα αυξημένα ποσά υγρασίας πριν την ημέρα εμφάνισης της μέγιστης βροχόπτωσης.
- Η δυνητικά ασταθής, υγρή κατώτερη τροπόσφαιρα πάνω από τη Χαλκιδική.

Όπως φάνηκε από τα αποτελέσματα της στατιστικής ανάλυσης οι παράγοντες που διαφοροποιούν τους 8 τύπους καιρού είναι αυτοί που σχετίζονται κυρίως με την κυκλοφορία στη στάθμη των 500 hPa ενώ ακολουθεί η θερμοκρασία στην κατώτερη τροπόσφαιρα και η επιφανειακή σύγκλιση. Άρα οι ισχυρές βροχοπτώσεις κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου σχετίζονται συνήθως με την αλληλεπίδραση των συνοπτικών διαταραχών στη μέση τροπόσφαιρα που τείνουν να αποσταθεροποιήσουν την ατμοσφαιρική στήλη, με την αυξημένη αστάθεια της υγρής κατώτερης τροπόσφαιρας που ενισχύει τη διαδικασία αυτή κυρίως τους φθινοπωρινούς μήνες. Τα υψηλά ποσά βροχόπτωσης μαρτυρούν την ύπαρξη νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης τα οποία παράγουν υετό μεγάλης ραγδαιότητας για χρονική κλίμακα μεγαλύτερη των συμβατικών θερινών καταιγίδων. Φαίνεται ότι οι συνοπτικές διαταραχές συντηρούν τα κελιά ανωμεταφοράς μέσα από την ισχυρή επιφανειακή σύγκλιση και απόκλιση στην ανώτερη ατμόσφαιρα τροφοδοτώντας ταυτόχρονα συνεχώς με υγρασία την κατώτερη τροπόσφαιρα. Ο παραπάνω μηχανισμός θα μπορούσε να εξηγήσει τις αντίστοιχα ισχυρές βροχοπτώσεις που παρατηρούνται στην ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα όπως και σε άλλες παράκτιες περιοχές της μεσογείου (βλ. Barbi et al., 2012).

Οι προσομοιώσεις ισχυρών βροχοπτώσεων που πραγματοποιήθηκαν με την εφαρμογή του WRF έδειξαν ότι το μετεωρολογικό μοντέλο μπορεί να αναπαράγει τα παρατηρούμενα μεγάλα ποσά βροχής. Ειδικά στην περίπτωση του σοβαρότερου επεισοδίου της 8/10/2006, η χρήση του μη-τοπικού σχήματος YSU μαζί με την παραμετροποίηση μικροφυσικής PLIN προσομοιώνουν ικανοποιητικά τα μέγιστα της 24ωρης αθροιστικής βροχόπτωσης ενώ ο συνδυασμός ETA-YSU παρουσιάζει την καλύτερη προσαρμογή στα δεδομένα ωριαίας έντασης όσων αφορά τις μέγιστες

παρατηρούμενες τιμές. Εντούτοις, οι προσομοιώσεις με τη χρήση διαφορετικών συνδυασμών σχημάτων μικροφυσικής-οριακού στρώματος κατέδειξαν την ευαισθησία της προσομοιωμένης βροχόπτωσης στις επιλογές των παραμετροποιήσεων και κυρίως στην τυρβώδη διάχυση. Ακόμα, πραγματοποιώντας ένα πείραμα ευαισθησίας έγινε εμφανής η επίδραση των τοπογραφικών χαρακτηριστικών στα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης με το συνοπτικό περιβάλλον ορίζει τα γενικά χαρακτηριστικά των επεισοδίων πάνω από την χερσόνησο της Χαλκιδικής ενώ το ανάγλυφο να καθορίζει τη θέση και την ένταση των μεγίστων.

Η κυριαρχία των παγοσωματιδίων κατά την προσομοίωση των επεισοδίων ισχυρής βροχόπτωσης, υποδεικνύει το σχηματισμό νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης που έχουν ως αποτέλεσμα την παραγωγή μεγάλων ποσοτήτων βροχής στην επιφάνεια. Συγκεκριμένα, μελετώντας τη συμπεριφορά δύο βασικών προσεγγιστικών σχημάτων μικροφυσικής του WRF και χρησιμοποιώντας διαφορετικές εκδόσεις αυτών για την αναπαραγωγή της ισχυρότερης καταγεγραμμένης βροχόπτωσης στη Χερσόνησο της Χαλκιδικής την τελευταία 15ετία, διαπιστώθηκε ότι:

- Ο παγωμένος υετός εμφανίζει την κύρια συνεισφορά στην παρατηρούμενη βροχόπτωση στο έδαφος.
- Η αναλογία μαλακού χαλαζιού-χιονιού καθορίζει την ένταση-ραγδαιότητα και τη χωρική κατανομή των βροχοπτώσεων. Σχήματα μικροφυσικής που παράγουν μεγάλα ποσά μαλακού χαλαζιού όπως το PLIN αλλά και τα WSM6_v2.2 τείνουν να παρουσιάζουν ισχυρά τοπικά μέγιστα βροχόπτωσης στο χώρο και στο χρόνο.
- Προσομοιώσεις ευαισθησίας έδειξαν τη σημαντική επίδραση του μηχανισμού συλλογής του χιονιού από το μαλακό χαλάζι (Pgacs) στην αναλογία μαλακού χαλαζιού-χιονιού. Η εν λόγω διεργασία ορίζει ουσιαστικά τις διαφορές στην πρόγνωση της βροχόπτωσης ανάμεσα στα σχήματα PLIN και στις νεότερες εκδόσεις του WSM6.

Οι παραπάνω διαπιστώσεις βρίσκονται σε συμφωνία με προηγούμενες έρευνες που έχουν εξετάσει τη συμπεριφορά των παραμετροποιήσεων όταν εφαρμόζονται για την πρόγνωση ισχυρών βροχοπτώσεων. Η ανάλυση όμως της ευαισθησίας των

αποτελεσμάτων στην αύξηση του ρυθμού παραγωγής χιονονιφάδων έδειξε μία διαφορετική συμπεριφορά:

- Η σημαντική αύξηση της ποσότητας χιονιού σε σχέση με το μαλακό χαλάζι μπορεί να οδηγήσει στη δημιουργία αντίστοιχων ή ισχυρότερων μέγιστων αθροιστικής βροχόπτωσης αν και με μειωμένη ωριαία ένταση.
- Η προσέγγιση της αύξησης των χιονονιφάδων (σε βάρος του μαλακού χαλαζιού) ως ο τρόπος αντιμετώπισης υπερεκτίμησης της βροχόπτωσης που ακολουθείται από διάφορα σχήματα μικροφυσικής μπορεί υπό συνθήκες να έχει αντίθετα αποτελέσματα, καθώς η αύξηση και υπερεκτίμηση του χιονιού μπορεί σε κάποιες περιπτώσεις να οδηγήσει σε σημαντική υπερεκτίμηση της συνολικής βροχόπτωσης.

Ακόμα, ένα σημαντικό εύρημα από τη μελέτη των παραμετροποιήσεων είναι ότι χρησιμοποιώντας μία Λανγκρατζιανή προσέγγιση της κατακρήμνισης των υδρομετεώρων, (στο σχήμα WSM6_v3.2) παρατηρείται υψηλότερο μέγιστο 24ωρης και μέσης βροχόπτωσης, σε σύγκριση με την Ουλεριανή προσέγγιση (WSM6_v3.1 και PLIN) που οφείλεται στην αύξηση του χιονιού στα νέφη. Φαίνεται ότι αντίθετα με προηγούμενες μελέτες, οι όροι παραγωγής των υδρομετεώρων δύναται να μεταβληθούν καθώς τροποποιείται το πεδίο ταχυτήτων του υετού στην ατμοσφαιρική στήλη επιδρώντας στη μάζα των διαφόρων συμπυκνωμάτων, με αποτέλεσμα να υπάρχουν διαφοροποιήσεις στην προβλεπόμενη επιφανειακή βροχόπτωση.

Σημαντικότερη ευαισθησία στην πρόγνωση των επεισοδίων κατά την ψυχρή περίοδο του έτους παρουσιάζεται στην επιλογή σχήματος οριακού στρώματος ανεξάρτητα από την παραμετροποίηση μικροφυσικής που χρησιμοποιείται. Εξετάζοντας την επίδραση δύο σχημάτων, ενός τοπικού (MYJ) και ενός μη-τοπικού (YSU) εμφανίζονται χαρακτηριστικές διαφορές ανάμεσα στις δύο παραμετροποιήσεις:

- Η χρήση του YSU οδηγεί σε αύξηση της μέσης και μέγιστης αθροιστικής βροχόπτωσης καθώς και σε αύξηση του συνολικού όγκου βροχής.

- Η διαθέσιμη υγρασία είναι μεγαλύτερη στην ελεύθερη τροπόσφαιρα στις προσομοιώσεις με το YSU ενώ το τοπικό MYJ την περιορίζει στο οριακό στρώμα.
- Η αδυναμία του MYJ να μεταφέρει την υγρασία στα ψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα έχει ως αποτέλεσμα την μειωμένη παραγωγή υδρομετεώρων και κατά συνέπεια μικρότερη βροχόπτωση στην επιφάνεια.

Τα παραπάνω γίνονται περισσότερο εμφανή μελετώντας τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά της μέσης και κατώτερης τροπόσφαιρας χρησιμοποιώντας εξιδανικευμένες προσομοιώσεις συνθηκών ισχυρής τοπικής αστάθειας. Παρατηρείται σημαντική συσσώρευση της υγρασίας που έχει ως αποτέλεσμα την αύξηση της *CAPE* και δυνητική αύξηση της βροχόπτωσης όπως φαίνεται και σε αντίστοιχες ρεαλιστικές προσομοιώσεις θερινών καταιγίδων στη χερσόνησο της Χαλκιδικής. Ως εκ τούτου η συμπεριφορά των τοπικών και μη-τοπικών παραμετροποιήσεων στην προσομοίωση ισχυρών βροχοπτώσεων εξαρτάται από τους μηχανισμούς δημιουργίας αυτών (τοπικοί-συνοπτικοί): Υπό συνθήκες στατικής αστάθειας όπως τους θερινούς μήνες η τάση του σχήματος MYJ να περιορίζει στην κατώτερη τροπόσφαιρα την υγρασία και άλλες παραμέτρους οδηγεί σε ενίσχυση της αστάθειας που αντικατοπτρίζεται από την αύξηση της *CAPE* δημιουργώντας εντονότερες ανοδικές κινήσεις με αποτέλεσμα ισχυρότερες καταιγίδες και βροχόπτωση. Αντίθετα στα επεισόδια που σχετίζονται με την αλληλεπίδραση οργανωμένων συστημάτων με την κατώτερη, δυνητικά ασταθή τροπόσφαιρα το YSU παρουσιάζει μεγαλύτερη ευχέρεια στη μεταφορά της υγρασίας στη μέση τροπόσφαιρα με αποτέλεσμα το μεγαλύτερο ρυθμό παραγωγής υδρομετεώρων-αύξηση της λανθάνουσας θερμότητας-νέφη εντονότερης κατακόρυφης ανάπτυξης με αποτέλεσμα την ενίσχυση των βροχοπτώσεων.

Ακόμα, είναι ιδιαίτερα σημαντική η εύρεση ενός έμμεσου μηχανισμού αλληλεπίδρασης της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης με το συνοπτικό περιβάλλον στην περίπτωση κυκλογένεσης στο Αιγαίο. Φαίνεται ότι η ικανότητα μεταφοράς υγρασίας στα ψηλότερα ατμοσφαιρικά στρώματα που παρουσιάζουν τα μη-τοπικά σχήματα του οριακού στρώματος και η επακόλουθη αύξηση της διαβατικής θέρμανσης από τις μικροφυσικές διεργασίες δημιουργεί μία ελαφρώς βαθύτερη επιφανειακή ύφεση εξαιτίας της ενίσχυσης της βαροκλιλικότητας στη

μέση τροπόσφαιρα. Επιπλέον αποδείχτηκε ότι απουσία της θέρμανσης από τις διεργασίες δημιουργίας και αλλαγής φάσεων των υδρομετεώρων δεν σχηματίζεται σύστημα χαμηλών πιέσεων στην επιφάνεια, καταδεικνύοντας την καθοριστική σημασία της διαβατικής θέρμανσης στην εμφάνιση κυκλογένεσης στον Ελληνικό χώρο.

Συνοψίζοντας, τα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης στη χερσόνησο της Χαλκιδικής προκαλούνται από οργανωμένες διαταραχές της μέσης τροπόσφαιρας που αποσταθεροποιούν τη δυνητικά ασταθή κατώτερη τροπόσφαιρα και επιβάλλουν μια συγκλίνουσα ροή πάνω από την περιοχή, που σχετίζεται συνήθως με μεταφορά κυκλωνικού στροβιλισμού στη στάθμη των 500 hPa. Το ανάγλυφο της περιοχής επιδρά μόνο τοπικά στη θέση και ένταση των παρατηρούμενων μεγίστων αθροιστικής βροχόπτωσης. Από την ανάλυση της συμπεριφοράς των σχημάτων οριακού στρώματος φάνηκε ότι οι προσεγγίσεις στην παραμετροποίηση της τυρβώδους διάχυσης επηρεάζουν σημαντικά τις προσομοιώσεις. Η μη-τοπική προσέγγιση μεταφέρει μεγαλύτερα ποσά υγρασίας ψηλότερα και παράγει μεγαλύτερα ποσά παγοσωματιδίων που εμφανίζουν την κύρια συνεισφορά στην επιφανειακή βροχόπτωση. Ο βαθμός στεφανώματος των παγοσωματιδίων που εκφράζεται στα περισσότερα σχήματα μικροφυσικής από την αναλογία μαλακού χαλαζιού-χιονιού ορίζει στη συνέχεια τη χωρική και χρονική κατανομή της βροχόπτωσης. Αυξημένη παραγωγή μαλακού χαλαζιού ενισχύει τη ραγδαιότητα όμως η υπερεκτίμηση του χιονιού μπορεί να οδηγήσει σε μεγάλα ποσά αθροιστικής βροχόπτωσης.

8.2 ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ ΕΡΕΥΝΑΣ

Η ακριβέστερη πρόβλεψη των έντονων καιρικών φαινομένων και ειδικά των ισχυρών βροχοπτώσεων αποτελεί στόχο ύψιστης σημασίας για τη σύγχρονη αριθμητική πρόγνωση καιρού εξαιτίας της σημαντικής κοινωνικοοικονομικής επίδρασης των πλυμμηρικών επεισοδίων. Εξετάζοντας την συμπεριφορά ενός σύγχρονου μετεωρολογικού μοντέλου κατά την προσομοίωση βροχοπτώσεων μεγάλης ραγδαιότητας διαμέσου των σχημάτων της μικροφυσικής και της τυρβώδους κατακόρυφης διάχυσης, διαπιστώθηκε η σημαντική ευαισθησία της

παραγομένης βροχόπτωσης στα εν γένει χαρακτηριστικά των παραμετροποιήσεων. Ως εκ τούτου η πληρέστερη αναπαράσταση των διάφορων φυσικών μηχανισμών στα σχήματα παραμετροποίησης θα μπορούσε να βελτιώσει τις δυνατότητες πρόγνωσης των αριθμητικών μοντέλων.

Δεδομένης της επίδρασης του βαθμού στεφανώματος των παγοσωματιδίων στην ραγδαιότητα των βροχοπτώσεων θα μπορούσε να διερευνηθεί μία διαφορετική προσέγγιση στην αναπαράσταση μαλακού χαλαζιού-χιονιού που θα βασίζεται σε κατηγοριοποίηση του παγωμένου υετού ανάλογα με το βαθμό σταφανώματος ενώ το μαλακό χαλάζι-χιόνι θα αποτελούν τις δύο ακραίες μορφές μίας συνεχούς ή πολλών ενδιάμεσων κατηγοριών της κατάστασης των παγοσωματιδίων. Αυτό θα μπορούσε να επιτευχθεί παραμετροποιώντας τις ιδιότητες του παγωμένου υετού (μέγεθος, πυκνότητα κ.τ.λ.) με εμπειρικές συναρτήσεις ώστε να αντικατοπτρίζει το φάσμα των στεφανωμένων σωματιδίων στα νέφη. Η παραπάνω προσέγγιση όμως απαιτεί πειραματικά δεδομένα για ένα μεγάλο εύρος περιπτώσεων και διαφόρων τύπων νεφικών σχηματισμών. Ακόμα θα πρέπει να αναθεωρηθούν οι μηχανισμοί αλληλεπίδρασης των παγοσωματιδίων διαμέσου των διαδικασιών παραγωγής-καταστροφής αυτών. Για παράδειγμα η διαδικασία συλλογής χιονιού από το μαλακό χαλάζι (Pgacs) που από τα συμπεράσματα της εν λόγω εργασίας φαίνεται ότι διαμορφώνει σημαντικά την προσομοιωμένη βροχόπτωση, θεωρείται σύμφωνα με νεότερες έρευνες (Lin and Colle, 2011) ότι δεν παρατηρείται στα νέφη τουλάχιστον στο βαθμό που εκφράζεται στις περισσότερες παραμετροποιήσεις μικροφυσικής.

Ακόμα, θα ήταν σημαντική μία προσπάθεια συνδυασμού μίας μη-τοπικής προσέγγισης της κατακόρυφης τυρβώδους διάχυσης με μία παραμετροποίηση μεγαλύτερης τάξης κλεισίματος των βασικών εξισώσεων όπως το σχήμα MYJ. Με τον τρόπο αυτό θα αντιμετωπιστεί η αδυναμία μεταφοράς των διάφορων ποσοτήτων από το οριακό στρώμα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα που εμφανίζουν τα τοπικά σχήματα, ενώ παράλληλα θα διατηρούνταν μία ακριβέστερη αναπαράσταση της τύρβης που βασίζεται στην εξίσωση πρόγνωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Στη συνέχεια, μετά την τροποποίηση του σχήματος θα μπορούσε να μελετηθεί η συμπεριφορά του στην πρόβλεψη των ισχυρών βροχοπτώσεων καθώς και οι διαφορές με την αρχική παραμετροποίηση.

Τέλος εξετάζοντας τα αποτελέσματα των προσομοιώσεων των σημαντικότερων πλημμυρικών επεισοδίων φαίνεται ότι το WRF δύναται να αναπαράγει τις ισχυρές βροχοπτώσεις όμως σε ορισμένες περιπτώσεις μικρά σφάλματα κατά την πρόγνωση δημιουργούν αστοχίες στην πρόβλεψη της θέσης της μέγιστης βροχόπτωσης ιδιαίτερα σε μία περιοχή πολύπλοκου ανάγλυφου όπως στη χερσόνησο της Χαλκιδικής. Για το λόγο αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ομαδοποίηση τύπων καιρού που πραγματοποιήθηκε στο Κεφ. 2 ως βάση για την δημιουργία δεικτών της συνοπτικής κατάστασης που να προβλέπουν τις ισχυρές βροχοπτώσεις στην περιοχή και να ποσοτικοποιούν τις πιθανότητες εμφάνισης επεισοδίων βροχόπτωσης ώστε να εφαρμόζονται ως μία πρώτη εκτίμηση ή συνδυαστικά με την επιχειρησιακή αριθμητική πρόγνωση για την έγκαιρη προειδοποίηση του πληθυσμού για επερχόμενα πλημμυρικά επεισόδια.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ: ΤΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ WRF

Το μετεωρολογικό μοντέλο WRF (Weather Research and Forecasting) έχει σχεδιαστεί ως εργαλείο έρευνας των ατμοσφαιρικών φαινομένων καλύπτοντας ταυτόχρονα επιχειρησιακές ανάγκες για την πρόγνωση του καιρού. Εξελίχθηκε κυρίως από το National Center for Atmos. Res (NCAR), Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division των Η.Π.Α. ως διάδοχος του MM5. Διαθέτει προπαρασκευαστικό αλγόριθμο (WPS - WRF Preprocessing System) για την αφομοίωση της τοπογραφίας (geogrid) και την αρχικοποίηση των προσομοιώσεων (metgrid) ενώ παρέχει τη δυνατότητα για ρεαλιστικές και εξιδανικευμένες προσομοιώσεις από την τοπική μέχρι τη συνοπτική κλίμακα. Ακόμα παρέχει τη δυνατότητα επιλογής δύο ξεχωριστών λυτών (solvers) : του ARW (Advanced Research WRF) που είναι καταλληλότερος για ερευνητικές εφαρμογές και του NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) που χρησιμοποιείται κυρίως για επιχειρησιακούς σκοπούς. Στη συνέχεια θα γίνει ανάλυση των βασικών χαρακτηριστικών του WRF v3.2 (Πυρήνας ARW) όπως περιγράφονται στους Skamarock et al., 2008.

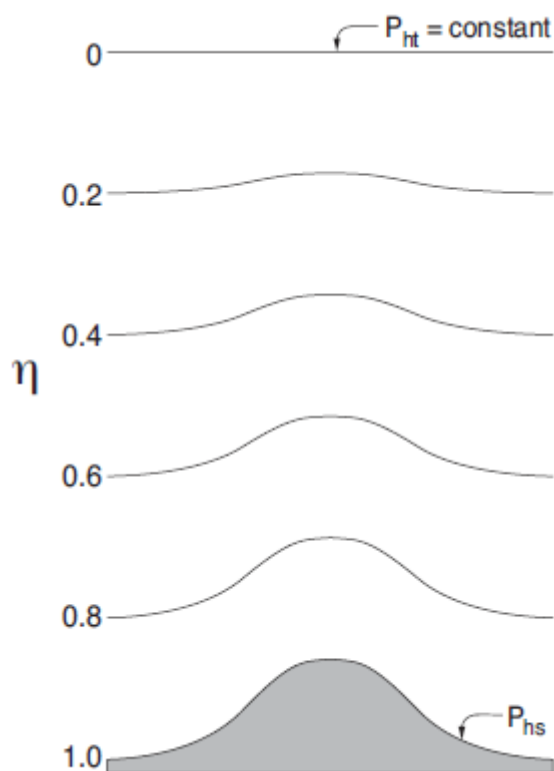
Π.1. ΔΟΜΗ ΤΟΥ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΟΥ ΠΛΕΓΜΑΤΟΣ

Οι εξισώσεις του πυρήνα ARW εφαρμόζονται σε πλέγμα που κατά τον κατακόρυφο άξονα ακολουθεί την επιφάνεια του εδάφους με βάση μία αδιάστατη

μεταβλητή η (Σχ. Π.1) που προσδιορίζει τα κατακόρυφα επίπεδα του μοντέλου και δίνεται από τη σχέση:

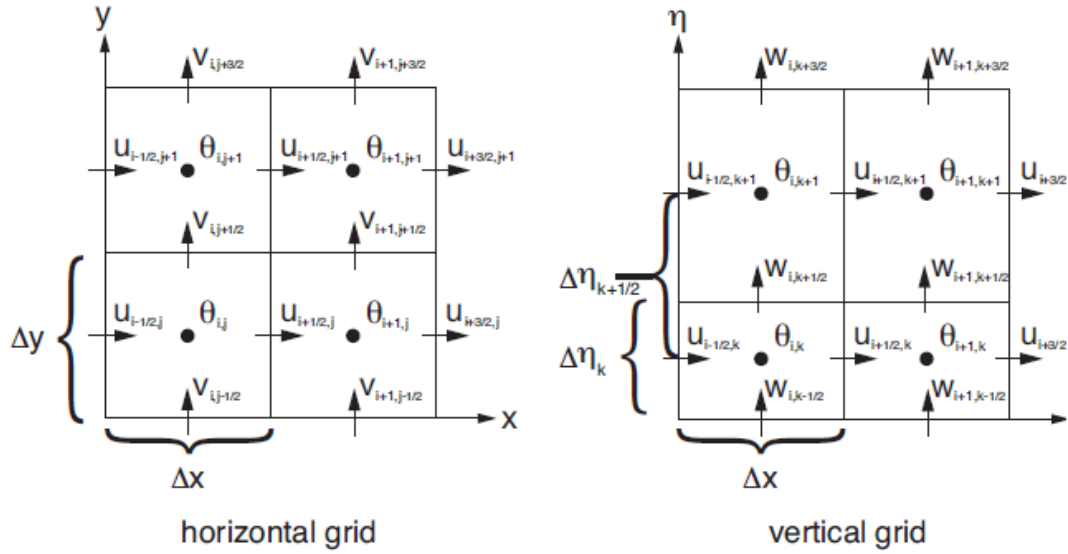
$$\eta = (p_h - p_{ht}) / \mu \quad (\text{Π.1})$$

όπου $\mu = p_{hs} - p_{ht}$, p_h η υδροστατική πίεση, p_{hs} η πίεση στην επιφάνεια και p_{ht} η πίεση στην κορυφή του πλέγματος. Ουσιαστικά ο ορισμός της (Π.1) είναι ο αντίστοιχος με τη μεταβλητή σ που χρησιμοποιείται στα περισσότερα αριθμητικά μοντέλα. Οι τιμές της η μεταβάλλονται από 1 στην επιφάνεια έως 0 στο άνω όριο της ατμόσφαιρας.



Σχήμα Π.1. Η κατακόρυφη δομή του υπολογιστικού πλέγματος του μοντέλου.

Η τοποθέτηση των μεταβλητών στο χώρο ακολουθεί τη μεθοδολογία Arakawa C grid staggering όπως φαίνεται στο Σχ. Π.2. Οι ποσότητες όπως η δυναμική θερμοκρασία (θ), η αναλογίες μίγματος υδρατμών (q_v) και υδρομετεώρων (q_t) καθώς και η πίεση υπολογίζονται στο κέντρο του κάθε πλεγματοειδούς κελιού (σημεία μάζας). Η τρεις συνιστώσες της ταχύτητας (u, v, w) τοποθετούνται στις πλευρές των κελιών το μήκος (Δx) και πλάτος (Δy) των οποίων πρέπει να είναι κοινό. Κατά τον κατακόρυφο άξονα το μέγεθος των κελιών (Δz) μπορεί να διαφέρει.



Σχήμα Π.2. Σχηματική απεικόνιση της δομής του πλέγματος κατά τον οριζόντιο (horizontal grid) και κατακόρυφο άξονα (vertical grid).

Π.2 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ

Οι βασικές σχέσεις της δυναμικής της ξηρής ατμόσφαιρας αναπαρίστανται στο WRF με τη μορφή εξισώσεων ροής (Flux form equations):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial(Uu)}{\partial x} + \frac{\partial(Vu)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega u)}{\partial \eta} - \frac{\partial(p\phi_\eta)}{\partial x} + \frac{\partial(p\phi_x)}{\partial \eta} = F_U \quad (\text{Π.2})$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial(Uv)}{\partial x} + \frac{\partial(Vv)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega v)}{\partial \eta} - \frac{\partial(p\phi_\eta)}{\partial y} + \frac{\partial(p\phi_y)}{\partial \eta} = F_V \quad (\text{Π.3})$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + \frac{\partial(Uw)}{\partial x} + \frac{\partial(Vw)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega w)}{\partial \eta} - g \left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu \right) = F_W \quad (\text{Π.4})$$

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + \frac{\partial(U\theta)}{\partial x} + \frac{\partial(V\theta)}{\partial y} + \frac{\partial(\Omega \theta)}{\partial \eta} = F_\Theta \quad (\text{Π.5})$$

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0 \quad (\text{Π.6})$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \mu^{-1} \left[U \frac{\partial \phi}{\partial x} + V \frac{\partial \phi}{\partial y} + \Omega \frac{\partial \phi}{\partial \eta} - gW \right] = 0 \quad (\text{Π.7})$$

όπου $\varphi = gz$ το γεωδυναμικό ύψος, $\alpha = 1/\rho$ η αντίστροφη πυκνότητα, $\Omega = \mu \omega$ (με $\omega = \frac{\partial \eta}{\partial t}$) και $\Theta = \mu \theta$. Ακόμα, αφού μ είναι η μάζα του αέρα σε μία ατμοσφαιρική στήλη ανά μονάδα επιφάνειας, οι μεταβλητές ροής συμβολίζονται από: $(U, V, W) = \mu(u, v, w)$. Μία διαγνωστική σχέση για την α είναι:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha \mu \quad (\text{Π.8})$$

Η καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta}{p_0 \alpha} \right)^\gamma \quad (\text{Π.9})$$

όπου $\gamma = c_p/c_v = 1.4$. Οι όροι F στο δεύτερο μέρος των εξισώσεων (Π.2-Π.5) συμβολίζουν διάφορους μηχανισμούς που συνδέονται με τις φυσικές διεργασίες, την τυρβώδη διάχυση, την περιστροφή της γης κ.α.

Συμπεριλαμβάνοντας στις εξισώσεις και το περιεχόμενο της ατμόσφαιρας σε υγρασία οι σχέσεις (Π.1-Π.9) αναδιαμορφώνονται χρησιμοποιώντας τη μάζα του ξηρού αέρα ανά μονάδα επιφάνειας (μ_d), προσθέτοντας μία προγνωστική εξίσωση για τη συνολική μάζα του νερού στην ατμόσφαιρα ($Q_m = \mu_d q_m$ όπου $q_m = q_v + q_t$):

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + \frac{\partial (U q_m)}{\partial x} + \frac{\partial (V q_m)}{\partial y} + \frac{\partial (\Omega q_m)}{\partial \eta} = F_{Q_m} \quad (\text{Π.10})$$

Αντίστοιχα η διαγνωστική καταστατική εξίσωση (Π.8) παίρνει τη μορφή:

$$p = p_0 \left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d} \right)^\gamma \quad (\text{Π.11})$$

με $\theta_m = \theta(1 + 1.61q_v)$.

Στη συνέχεια οι βασικές μεταβλητές αναλύονται στο υδροστατικό (\bar{z}) και στο διαταρακτικό μέρος τους $p = \bar{p}(\bar{z}) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(\bar{z}) + \phi'$ και $\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$ και αντικαθίστανται στις βασικές εξισώσεις για την επίλυση τους με τη χρήση αριθμητικών μεθόδων.

Π.3 ΔΙΑΚΡΙΤΟΠΟΙΗΣΗ ΤΩΝ ΕΞΙΣΩΣΕΩΝ

Ο λύτης ARW χρησιμοποιεί ένα διπλό σχήμα πεπερασμένων διαφορών για τη χρονική διακριτοποίηση των εξισώσεων όπου τα χαμηλής συχνότητας σήματα στον υπολογιστικό χώρο που εκφράζουν τα φαινόμενα μετεωρολογικής σημασίας επιλύονται με τη μέθοδο Runge-Kutta 3ης τάξης (RK3) ενώ τα υψηλής συχνότητας ακουστικά κύματα ολοκληρώνονται με έμμεσες (implicit) μεθόδους και πολύ μικρότερα χρονικά βήματα. Η παραπάνω προσέγγιση δίνει τη δυνατότητα χρήσης ενός βασικού ρεαλιστικού βήματος ολοκλήρωσης για την εφαρμογή του αλγορίθμου επίλυσης. Στην αντίθετη περίπτωση θα έπρεπε το βήμα να είναι αρκετά μικρό για να διατηρηθεί η ευστάθεια των λύσεων εξαιτίας των διαφοροποιήσεων της πυκνότητας στο χώρο και στο χρόνο (ακουστικά κύματα, κύματα βαρύτητας κ.α.), απόρροια της χρήσης μίας πλήρους συμπιεστής εξίσωσης της συνέχειας (βλ. Π.6).

Η μέθοδος RK3 εφαρμόζεται στο λύτη ορίζοντας $\Phi = (U, V, W, \phi', \mu', Q_m)$ και οι εξισώσεις του μοντέλου $\Phi_t = R(\Phi)$. Ολοκληρώνοντας από $\Phi(t)$ σε $\Phi(t + \Delta t)$ έχουμε:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (\text{Π.12})$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (\text{Π.13})$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (\text{Π.14})$$

όπου Δt είναι ουσιαστικά το χρονικό βήμα του μοντέλου. Η ακουστική ολοκλήρωση πραγματοποιείται υποπολλαπλασιάζοντας το Δt .

Η χωρική διακριτοποίηση ειδικά της εξίσωσης οριζόντιας μεταφοράς είναι πολύ σημαντική καθώς επηρεάζει την ακρίβεια και την αριθμητική διάχυση των αποτελεσμάτων. Το WRF παρέχει τη δυνατότητα επιλογής διακριτοποίησης ακρίβειας διαφόρων τάξεων, προτείνει όμως τη χρήση ενός σχήματος 5ης τάξης που όπως φαίνεται στη σχέση (Π.15) είναι ισοδύναμο με ένα σχήμα 6ης τάξης που ενέχει έναν όρο αριθμητικής διάχυσης.

$$\Delta t \nabla(U\phi)|_{5th} = \Delta t \nabla(U\phi)|_{6th} - \lambda \frac{\Delta x^6}{60} \nabla^6 \phi \quad (\text{Π.15})$$

Ο όρος αυτός αντικαθιστά τα εξωτερικά αριθμητικά φίλτρα που χρησιμοποιούνται από τα αριθμητικά μοντέλα ώστε να ελαχιστοποιείται ο μικρής κλίμακας θόρυβος. Αποτέλεσμα αυτού είναι η μείωση της τεχνητής διάχυσης στο WRF προσομοιώνοντας ρεαλιστικότερα το πεδίο ροής και κυρίως χωρίς να προκαλείται η αριθμητική απόσβεση των μικρής κλίμακας τυρβωδών κινήσεων.

Π.4 ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΕΙΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΜΗΧΑΝΙΣΜΩΝ

Το WRF διαθέτει σειρά παραμετροποιήσεων διαφόρων μηχανισμών στην ατμόσφαιρα όπως η μικροφυσική, η τυρβώδης μεταφορά και οριακό στρώμα, νέφη κακακόρυφης μεταφοράς, ενεργειακό ισοζύγιο κ.τ.λ. Τα σχήματα αυτά έχουν ενσωματωθεί στον αλγόριθμο του μοντέλου και επιλέγονται ανάλογα από τον χρήστη. Παρακάτω θα γίνει αναφορά στις παραμετροποιήσεις του οριακού στρώματος και τις μικροφυσικής που αποτελούν το πεδίο έρευνας της εν λόγω εργασίας.

Π.4.1. Τυρβώδης Διάχυση

Όταν στις προσομοιώσεις χρησιμοποιείται σχήμα οριακού στρώματος τότε αυτό αναλαμβάνει πλήρως την κατακόρυφη τυρβώδη διάχυση (στον Πίνακα Π.1 παρουσιάζονται οι διαθέσιμες επιλογές σχημάτων). Η οριζόντια διάχυση (K_h) μπορεί να είναι σταθερή (τιμή από τον χρήστη) ή να υπολογιστεί από την οριζόντια δυσδιάστατη παραμόρφωση (deformation) του πεδίου ροής:

$$K_h = C_S^2 l^2 \left[0.25(D_{11} - D_{22})^2 + \overline{D_{12}^2}^{xy} \right]^{1/2} \quad (\text{Π.16})$$

όπου $C_S = 0.25$, $l = (\Delta x \Delta y)^{1/2}$ και D είναι τα στοιχεία του πίνακα (τανυστή) παραμόρφωσης (βλ. Skamarock et al., 2008). Εάν δεν επιλεχθεί σχήμα οριακού στρώματος τότε χρησιμοποιείται η τρισδιάστατη παραμόρφωση του πεδίου ροής για το κλείσιμο των εξισώσεων (3D Smangorinsky closure):

$$K_{h,v} = C_S^2 l_{h,v}^2 \max \left[0, (D_2 - \text{Pr}^{-1} N^2)^{1/2} \right] \quad (\text{Π.17})$$

με $D_2 = \frac{1}{2} [D_{11}^2 + D_{22}^2 + D_{33}^2] + \left(\overline{D_{12}}^{xy} \right)^2 + \left(\overline{D_{13}}^{x\eta} \right)^2 + \left(\overline{D_{23}}^{y\eta} \right)^2$. Υπάρχουν δύο επιλογές

για το μήκος αναμίξεως: Η ισοτροπική $l_{h,v} = (\Delta x \Delta y \Delta z)^{1/2}$ όπου συνεπάγεται $K_h = K_v$

(K_v : συντελεστής κατακόρυφης διάχυσης) και η ανισοτροπική με $l_h = (\Delta x \Delta y)^{1/2}$ και $l_v = \Delta z$ (κατάλληλη για $\Delta x, \Delta y \gg \Delta z$).

Για την προσομοίωση της τρισδιάστατης τυρβώδους διάχυσης μπορεί ακόμα να χρησιμοποιηθεί και η εξίσωση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας:

$$K_{h,v} = C_k l_{h,v} e^{1/2} \quad (\text{Π.18})$$

Η εξίσωση της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (ΤΚΕ) έχει τη μορφή:

$$\frac{\partial(\mu_d e)}{\partial t} + (\nabla \cdot \mathbf{V} e)_\eta = \mu_d (SP + B + DIS) \quad (\text{Π.19})$$

όπου SP η μηχανική παραγωγή τύρβης, B η θερμική παραγωγή αναταράξεων και DIS ο μοριακός διασκορπισμός

Πίνακας Π.1. Επιλογές χρήσης σχήματος παραμετροποίησης οριακού στρώματος

bl_pbl_physics	Scheme	Cores	sf_sfclay_physics	Prognostic variables	Diagnostic variables	Cloud mixing
1	YSU	ARW/NMM	1		exch_h	QC,QI
2	MYJ	ARW/NMM	2	TKE_MYJ	EL_MYJ, exch_h	QC,QI
3	GFS (hwrf)	NMM	3			QC,QI
4	QNSE	ARW/NMM	4	TKE_MYJ	EL_MYJ, exch_h, exch_m	QC,QI
5	MYNN2	ARW	1,2,5	QKE	Tsq, Qsq, Cov, exch_h, exch_m	QC
6	MYNN3	ARW	1,2,5	QKE, Tsq, Qsq, Cov	exch_h, exch_m	QC
7	ACM2	ARW	1,7			QC,QI
8	BouLac	ARW	1,2	TKE_PBL	EL_PBL, exch_h, exch_m, wu_tur, wv_tur, wt_tur, wq_tur	QC
99	MRF	ARW/NMM	1			QC,QI

Π.4.2. Μικροφυσική

Οι προσεγγιστικές παραμετροποιήσεις των μικροφυσικών διεργασιών που είναι διαθέσιμες στο WRF παρουσιάζονται στον Πίνακα Π.2. Υπάρχουν σχήματα διαφορετικού βαθμού ακρίβειας που μπορούν να προγνώσουν την αναλογία μίγματος (single-moment) ή και την αριθμητική συγκέντρωση (double-moment) των υδρομετεώρων. Στη συνέχεια θα γίνει μία αναφορά στα χαρακτηριστικά του σχήματος ETA που χρησιμοποιήθηκε στις προσομοιώσεις που έλαβαν χώρα στα πλαίσια αυτής της εργασίας .

Πίνακας Π.2. Επιλογές παραμετροποιήσεων μικροφυσικής

mp_physics	Scheme	Cores	Mass Variables	Number Variables
1	Kessler	ARW	Qc Qr	
2	Lin (Purdue)	ARW	Qc Qr Qi Qs Qg	
3	WSM3	ARW	Qc Qr	
4	WSM5	ARW/NMM	Qc Qr Qi Qs	
5	Eta (Ferrier)	ARW/NMM	Qc Qr Qs (Qt*)	
6	WSM6	ARW/NMM	Qc Qr Qi Qs Qg	
7	Goddard	ARW	Qc Qr Qi Qs Qg	
8 (/98)	Thompson(/old)	ARW/NMM	Qc Qr Qi Qs Qg	Ni Nr (/Ni)
9	Milbrandt 2-mom	ARW	Qc Qr Qi Qs Qg Qh	Nc Nr Ni Ns Ng Nh
10	Morrison 2-mom	ARW	Qc Qr Qi Qs Qg	Nr Ni Ns Ng
14	WDM5	ARW	Qc Qr Qi Qs	Nn** Nc Nr
16	WDM6	ARW	Qc Qr Qi Qs Qg	Nn** Nc Nr

Το σχήμα ETA προέρχεται από το ομώνυμο μετεωρολογικό μοντέλο και βασίζεται σε απλούστερες παραμετροποιήσεις το οποίο το καθιστά λιγότερο επιτηδευμένο σε σχέση με τα υπόλοιπα σχήματα. Οι προγνωστικές του μεταβλητές είναι τα συνολικά συμπυκνώματα (q_{tc}) και η αναλογία μίγματος των υδρατμών, τα οποία και μεταφέρονται από τον μέσο άνεμο. Κατά την εφαρμογή του αλγορίθμου

τα συνολικά συμπυκνώματα χωρίζονται σε νεφροσταγονίδια, βροχή, παγοκρυστάλλους και χιόνι ($q_{ic} = q_c + q_r + q_i + q_s$). Το χιόνι ουσιαστικά εκφράζει τον παγωμένο υετό και μπορεί να έχει τα χαρακτηριστικά χιονονιφάδων (παγοσωματίδια χαμηλής πυκνότητας από συσσωμάτωση παγοκρυστάλλων), μέσης πυκνότητας στεφανωμένων σωματιδίων (μαλακό χαλάζι) έως ιδιαίτερως στεφανωμένα σωματίδια (χαλάζι). Η πυκνότητα του παγωμένου υετού εξαρτάται από την ποσότητα νεφροσταγόνων και υπέρψυχρων σταγόνων, η συνεισφορά των οποίων αποθηκεύεται υπό τη μορφή πινάκων με βάση το βαθμό στεφανώματος που ορίζεται ποσοστιαία στον συνολικό πάγο των νεφών. Ταυτόχρονα βασική παραδοχή του σχήματος είναι ότι η πρόσληψη του νερού από τα παγοσωματίδια δεν αυξάνει τον όγκο παρά μόνο τη μάζα τους.

Η τερματική ταχύτητα πτώσης των διαφόρων μορφών υετού υπολογίζεται με τη χρήση πινάκων όπου έχουν προϋπολογιστεί οι ταχύτητες με βάση την πυκνότητα και ενεργή διάμετρο ανά 1 μm . Όλα τα παραπάνω μειώνουν το συνολικό χρόνο εκτέλεσης του μοντέλου με αποτέλεσμα το ETA να θεωρείται ένα ιδιαίτερα αποδοτικό σχήμα παρ'όλους τους συμβιβασμούς σε επίπεδο αναπαράστασης των μηχανισμών στους νεφικούς σχηματισμούς.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Akylas E., Kotroni V. and K. Lagouvardos, 2007: Sensitivity of high-resolution operational weather forecasts to the choice of the planetary boundary layer scheme, *Atmos. Res*, 84, 49-57.
- Alpert, P., et al., 2002: The paradoxical increase of Mediterranean extreme daily rainfall in spite of decrease in total values, *Geophys. Res. Lett.*, 29(11), 1536, doi:10.1029/2001GL013554.
- Aran, M., Pena, J. C., and Tora, M., 2011: Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia). *Atmos. Res.*, 100,428-438.
- Barbi, A., Monai, M., Racca, R., and A. M., Rossa, 2012.: Recurring features of extreme autumnall rainfall events on the Veneto coastal area, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2463-2477.
- Black, T. L., 1994: The new NMC mesoscale ETA model: Description and forecast examples. *Wea. Forecasting*, 9, 265 -284
- Borge, R., Alexandrov, V., del Vas, J., J., Lumbreras, J., and E., Rodriguez, 2008: A comprehensive sensitivity analysis of the WRF model for air quality applications over the Iberian Peninsula. *Atm. Env.*, 42, 8560 – 8574
- Charney J. G, Fjørtoft R. and von Neumann J., 1950. Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation. *Tellus*, 2, 237–254.
- Chen, S.-H., and W.-Y. Sun, 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80, 99–118.

- Colle, B. A., C. F. Mass, and K. J. Westrick, 2000: MM5 precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1977-1999 cool seasons. *Wea. Forecasting*, 15, 730–744.
- Cotton, W. R., Bryan, G. H., and S. C., van den Heever, 2011: *Storm and Cloud Dynamics*. Academic Press, pp. 809.
- Deb, S. K., Sprivastava, T. P., and C. M., Kishtawal, 2008: The WRF model performance for the simulation of heavy precipitating events over Ahmedabad during August 2006. *Journal of Earth System Science*, 117, pp. 589-602.
- Deardorff, J. W., 1966: The counter gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory. *J. Atmos. Sci.*, 23, 503-506.
- Dudhia, J., 1989: Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107.
- 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. Wea. Rev.*, 121, 1493-1513.
- Dudhia, J., S.-Y. Hong, and K.-S. Lim, 2008: A New Method for Representing Mixed-phase Particle Fall Speeds in Bulk Microphysics Parameterizations. *J. Meteor. Soc. Japan*, 86A, 33-44.
- Flocas, H. A., and Karacostas, T.S. 1996: Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identifications and synoptic categories. *Meteor Appl*, 3,53-61.
- Fotiadi, A. K., D. A. Metaxas, and A. Bartzokas, 1999: A statistical study of precipitation in NW Greece. *Int. J. Climatol.*, 19, 1221–1232.
- Gallus W. A., and Bresch J. F., 2006: Comparison of Impacts of WRF Dynamic Core, Physics Package, and Initial Conditions on Warm Season Rainfall Forecasts. *Mon. Wea. Rev.* 134(9): 2632 – 2641
- Gibelin, A.,-L., and M., Deque, 2003: Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Climate Dynamics*, 20, 327 - 339

- Giorgi, F., Xunqianq B., and J. Pal, 2004: Mean, interannual variability and trends in a regional climate change experiment over Europe. II: climate change scenarios (2071-2100). *Climate Dynamics*, 23, 839 - 858
- Grell, G. A., S. Emeis, W. R. Stockwell, T. Schoenemeyer, R. Forkel, J. Michalakes, R. Knoche, and W. Seidl, 2000: Application of the multiscale, coupled MM5/chemistry model to the complex terrain of the VOTALP valley campaign. *Atm. Env.*, 34, 1435-1453.
- Hatzianastassiou, N., B. Katsoulis, J. Pnevmatikos and V, Antakis, 2008: Spatial and Temporal Variation of Precipitation in Greece and Surrounding Regions Based on Global Precipitation Climatology Project Data. *Journal of Climate*, 21, 1349-1370.
- Holtslag, A. A. M., and B. A. Boville, 1993: Local versus nonlocal boundary-layer diffusion in a global climate model. *Journal of Climate*, 6, 1825 – 1842
- Homar, V., Ramis, C., and S. Alonso, 2002: A deep cyclone of African origin over the western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Annales Geophysicae*, 20, 93 -106
- Hong, S.,-Y., and H.,-L., Pan, 1996: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a Medium-Range forecast model. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2322 – 2339
- Hong, S.,-Y., Dudhia, J., and S.,-H., Chen, 2004: A revised approach to ice microphysical processes for the bulk parameterization of clouds and precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103 – 120
- Hong, S.,-Y., Noh, Y., and J., Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318 – 2341
- Hong, S.,-Y., and J.,-O., Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). *Journal of the Korean Meteorological Society*, 42, 129 – 151
- Hong, S.-Y., and J.-W., Lee, 2009: Assessment of the WRF model in reproducing a flash-flood heavy rainfall event over Korea. *Atmos. Res.* 93, 818-831.
- Hong, S.-Y., Lim, K.-S., Kim, J.-H., Lim, J.-O., Dudhia, J., 2009: Sensitivity study of cloud-resolving convective simulations with WRF using two bulk microphysical parameterizations: Ice-phase microphysics versus sedimentation effects. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 48, 61–76.

- Hong, S.-Y., 2010: A new stable boundary-layer mixing scheme and its impact on the simulated East Asian summer monsoon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 136, 1481-1496.
- Hu, X.-M., Nielsen-Gammon, J. W., and F., Zhang, 2010: Evaluation of three planetary boundary layer schemes in the WRF model. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 49, 1831-1844.
- Houssos, E., E., and Bartzokas, 2006: Extreme precipitation events in NW Greece. *Adv. Geosci.*, 7, 91-96.
- Houssos, E. E., C. J., Lolis and A. Bartzokas, 2008: Atmospheric circulation patterns associated with extreme precipitation amounts in Greece. *Adv. Geosci.*, 17, 5-11.
- Houze, R., A., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, pp. 575.
- IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The physical Basis*.
- Jacovides, C. P., and Yonetani, T, 1990: An evaluation of stability indices for thunderstorm prediction in greater Cyprus. *Wea. Forecasting*, 5, 559-569.
- Janjić, Z. I., 1990: The step-mountain coordinate: Physical package, *Mon. Wea. Rev.*, 118, 1429–1443.
- Jankov, I., Gallus, W. A., Segal, M., Shaw, B., Koch, S. E., 2005: The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. *Wea. Forecasting* 20, 1048-1060.
- Jankov, I., Schultz, P. J., Anderson, C. J., Koch, S. E., 2007: The impact of different physical parameterizations and their Interactions on cold season QPF in the American River Basin. *J. Hydrometeor.* 8, 1141-1151.
- Jankov, I., and Coauthors, 2011: An Evaluation of Five ARW-WRF Microphysics Schemes Using Synthetic GOES Imagery for an Atmospheric River Event Affecting the California Coast. *J. Hydrometeor.* 12, 618–633.
- 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.
- Juang, H.-M., and S.-Y. Hong, 2010: Forward Semi-Lagrangian Advection with Mass Conservation and Positive Definiteness for Falling Hydrometeors. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 1778–1791.

- Kallos, G., P. Kassomenos, and R.A. Pielke, 1993: Synoptic and mesoscale weather conditions during air pollution episodes in Athens, Greece. *Boundary-Layer Meteorol.*, 62, pp. 163-184
- Kallos, G., S. Nickovic, A. Papadopoulos, D. Jovic, O. Kakaliagou, N. Misirlis, L. Boukas, N. Mimikou, G. Sakellaridis, J. Papageorgiou, E. Anadranistakis, and M. Manousakis, 1997, The regional weather forecasting system SKIRON: An overview, *Proceedings of the International Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments*, 15-17 October 1997, Athens, Greece, 109-122.
- Kallos, G., A. Papadopoulos, P. Katsafados, and S. Nickovic, 2005: Trans-Atlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. *Journal of Geophysical Research*, 111, D09204, doi: 10.1029/2005JD006207.
- Karagiannidis, A. E., T. Karacostas, P. Maheras and T. Makrogiannis, 2011: Climatological aspects of extreme precipitation in Europe, related to mid-latitude cyclonic systems. *Theor. Appl. Climatol.*, 107, 165-174.
- Kassomenos, P., S. Lykoudis, G. Kallos, 1999: Winter southern wind flow and air pollution episodes in Athens. *Global Nest: The International Journal*, 2, 99-110.
- Kassomenos, P., 2003: Anatomy of the synoptic conditions occurring over southern Greece during the second half of the 20th century. Part I. Winter and summer. *Theor. Appl. Climatol.*, 75,65-77.
- Kassomenos, P. A., Sindosi, O. A., Lolis, C.J., 2003: Seasonal variation of the circulation types occurring over southern Greece: A 50-year study. *Clim. Res.* 24, 33-46.
- Kassomenos P., H. Karandeinos, 2005: High resolution analysis of meteorological fields at a mountainous area NW of Greece. *International Journal of Environment and Pollution*. 24, 171 – 179.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation. *Meteorol. Monogr.* 10.
- Kessler, E., 1974: Model of precipitation and vertical air currents. *Tellus*, 26, 519-542.

- 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.* 108 (10), 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 (11), 1666–1678.
- Koutsoyiannis, D., Andreadakis, A., Mavrodimitou, R., Christofides, A., Mamassis, N., Efstratiadis, A., Koukouvinos, A., Karavokiros, G., Kozanis, S., Mamais, D. & Noutsopoulos, K. (2008) National Programme for Water Resources Management and Preservation, Support on the compilation of the national programme for water resources management and preservation, 748 pages, Department of Water Resources and Environmental Engineering, National Technical University of Athens, Athens (in Greek).
- Lagouvardos K., V. Kotroni, A. Koussis, H. Feidas, A. Buzzi and P. Malguzzi 2003: The meteorological model BOLAM at the National Observatory of Athens: assessment of two-year operational use. *Journal of Applied Meteorology*, 42: 1667-1678.
- Lagouvardos K., Kotroni V., Dobricic S., Nickovic S. and Kallos G., 1996: "The storm of October 21-22 1994 over Greece: Observations and model results". *Journal of Geophysical Research* , 101, D21, 26217-26226.
- Lagouvardos, K., V. Kotroni, and E. Defer, 2006: Synoptic environment related to rapid cyclogenesis in the Eastern Mediterranean, *Adv. Geosci.*, 7, 115-119
- Lagouvardos, K., V. Kotroni, and E. Defer, 2007: The 21-22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis, *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* ,133, 627, pp. 1519 – 1531.
- Lawrence, M. G., 2005: The relationship between relative humidity and the dew point temperature in moist air: A simple conversion and applications, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86, 225-233.
- Lim, J.-O. J., and S.-Y. Hong, 2005: Effects of bulk ice microphysics on the simulation monsoonal precipitation over east Asia. *J. Geophys. Res.*, 110, D24201, doi:10.1029/2005JD006166.

- Lim, K.-S., S.-Y. Hong, and J. Dudhia, 2007: Further investigation of sedimentation velocities of graupel and snow in the WRF Single-Moment 6-class Microphysics scheme (WSM6), 21st Conf. on Hydrology, 87th AMS Annual Meeting, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc., [Available online at http://ams.confex.com/ams/87ANNUAL/techprogram/paper_119688.htm]
- Lin, Y.-L., R. D. Farley, and H. D. Orville, 1983: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *J. Appl. Meteor.*, 22, 1065–1092.
- Lin Y., L., 2007: *Mesoscale Dynamics*. Cambridge, pp. 646
- Lin, Y.-L., and B. A., Colle, 2009: The 4–5 December 2001 IMPROVE-2 event: Observed microphysics and comparisons with the Weather Research and Forecasting model. *Mon. Wea. Rev.*, 137, 1372–1392.
- Lin, Y.-L., and B. A., Colle, 2011: A new bulk microphysical scheme that includes riming intensity and temperature-dependent ice characteristics. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 1013–1035.
- Liu, C., K. Ikeda, G. Thompson, R. Rasmussen, and J. Dudhia, 2011: High-resolution simulations of wintertime precipitation in the Colorado Headwaters Region: Sensitivity to physics parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 139, 3533–3553.
- Lolis, C. J., Bartzokas, A., Lagouvardos, K., and Metaxas, D. A., 2012: Intra-annual variation of atmospheric static stability in the Mediterranean region: a 60-year climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, 110, 245–261.
- Mazarakis, N., Kotroni, V., Lagouvardos, K., and A. Argiriou, 2008: Storms and lightning activity in Greece during the warm period of 2003–06. *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 47, 3089–3098.
- Μελάς, Δ., 2004: Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα. Σημειώσεις. Τμήμα Φυσικής.
- Melas D., Ziomas I., Klemm O., Zerefos C. S., 1998: Flow dynamics in Athens area under moderate large-scale winds *Atm. Env.* 32 (12): 2209–2222
- Melas D, Persson T, De Bruin H, Gryning SE, Batchvarova E, Zerefos C, 2001: Numerical model simulations of boundary-layer dynamics during winter conditions. *Theoretical and Applied Climatology* 70 (1-4): 105–116.
- Mellor, G. L., and T., Yamada, 1982. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 851–875.

- Milbrant, J. A., M. K. Yau, J. Mailhot, S. Belair, and R. McTaggart-Cowan, 2010: Simulation of an orographic precipitation event during IMPROVE-2. Part II: Sensitivity to the number of moments in the bulk microphysics scheme. *Mon. Wea. Rev.*, 138, 625-642.
- Noh, Y., W. G. Cheon, S. Y. Hong, and S. Raasch 2003: Improvement of the K-profile model for the planetary boundary layer based on large-eddy simulation data, *Boundary-Layer Meteorol.*, 107, 401–427.
- Otkin, J. A., and T. J., Greenwald, 2008: Comparison of WRF model-simulated and MODIS-derived cloud data. *Mon. Wea. Rev.* 136, 1957–1970.
- Pielke, R. A, 2002: *Mesoscale Meteorological Modeling*, Academic Press, pp. 674
- Pielke RA, Cotton WR, Walko RL, Tremback CJ, Lyons WA, Grasso LD, Nicholls ME, Moran MD, Wesley DA, Lee TJ, Copeland JH, 1992,: A comprehensive meteorological modelling system—RAMS. *Meteorology Atmospheric Physics* 49:69–91
- Prezerakos, N. G., 1990: Synoptic flow patterns leading to the generation of Northwest African depressions. *Int. J. Climatol.*, 10, 33-48.
- Prezerakos, N. G., Flocas, H. A., Michaelides, S. C., 1997: Absolute vorticity advection and potential vorticity of the free troposphere as synthetic tools for the diagnosis and forecasting of cyclogenesis. *Atmos.-Ocean* 35, 65-91.
- Rao, YV Rama, Hatwar, Salah, Ahmad Kamal, Sudhakar, 2007: An Experiment Using the High Resolution Eta and WRF Models to Forecast Heavy Precipitation over India. *Pure & applied geophysics PAGEOPH*, Vol. 164, No. 8-9., pp. 1593-1615.
- Richardson L. F., 1922: *Weather Prediction by Numerical Process*.
- Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs, 1984: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. Part XII: A diagnostic modeling study of precipitation development in narrow cloud-frontal rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 41, 2949–2972.
- Ryerson W., R., Monterey, CA, R. L. Elsberry, S. Rugg, and J. W. Tests, 2006: Evaluations of the AFWA weather research forecast model western north pacific tropical cyclone predictions. 27th American Meteorological Society Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology.

- Shin, H. H., and S.-Y., Hong, 2011: Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. *Boundary-Layer Meteorol.* 139, 261-281.
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., and J. Dudhia, 2001: Prototypes for the WRF (Weather Research and Forecasting) model. Preprints, Ninth Conf. on Mesoscale Processes, Fort Lauderdale, FL, Amer. Meteor. Soc., J11 – J15
- Skamarock, W. C., 2004: Evaluating Mesoscale NWP Models Using Kinetic Energy Spectra. *Mon. Wea., Rev.*, 132, 3019-3032
- Skamarock, W. C., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Duda, M. G., Huang, H.-Y., Wang, W., Powers, J. G., 2008: A description of the Advanced Research WRF version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475STR, pp. 113.
- Sorbjan, Z., 2009: Improving non-local parameterization of the convective boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 130, 57-69.
- Stull, R. B., 1988: *Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer, pp. 666.
- ΤΕΕ, 2010: Διερεύνηση των αιτιών του πλημμυρικού επεισοδίου της 10ης Φεβρουαρίου στο Στρατώνι Ν. Χαλκιδικής. Τεχνικό Επιμελητήριο Ελλάδας, Τμήμα Κ. Μακεδονίας (Αναγνωστόπουλος Χ., Γεωργιάδης Μ., Μπαντής Σ.).
- Troen, I. B., and L. Mahrt, 1986: A simple model of the atmospheric boundary layer; sensitivity to surface evaporation. *Boundary Layer Meteorology*, 37, 129-148.
- Trigo, I. F., Bigg, G. R., and Davies, T. D., 2002: Climatology of cyclogenesis in the Mediterranean. *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549-569.
- Wallace, J. M., and P. V., Hobbs, 2006: *Atmospheric Science, An Introductory Survey*. Academic Press, pp. 504.
- Weisman, L. M., and J. B., Klemp, 1982: The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 504-520.
- Wisse, J. S. P. and J. Vilà-Guerau de Arellano, 2004: Analysis of the role of the planetary boundary layer schemes during a severe convective storm, *Ann. Geophys.* 22, 1861-1874.
- Χαλδούπης, Χ., 2000: Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής. Πανεπιστήμιο Κρήτης, Τμήμα Φυσικής.

- Xue, M., Droegemeier, K., K., and V. Wong, 2000: The Advanced Regional Prediction System (ARPS) – A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 75, 161 – 193.
- Yuter, S. E., and R. A., Houze Jr., 1995: Three dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence and synthesis. *Mon. Wea. Rev.* 123, 1964-1983.
- Zanis, P., I. Kapsomenakis, C. Philandras, K. Douvis, D. Nikolakis, E. Kanellopoulou, C. Zerefos, and C. Repapis, 2008: Analysis of an ensemble of present day and future regional climate simulations for Greece. *International Journal of Climatology*, 29, 1614-1633.
- Zhang, D.-L., and R., Harvey, 1995: Enhancement of extratropical cyclogenesis by a mesoscale convective system. *J. Atmos. Sci.* 52, 1107-1127.
- Zhang, Y., Liu, P., Pun, B., and Seigneur, C., 2006: A comprehensive performance evaluation of MM5-CMAQ for the summer 1999 southern oxidants study episode, Part I. Gas and aerosol predictions. *Atm. Env.* 40, 4825 – 4838.
- Zimmerman, J. E., Phillip J. S., and D. R. Smith, 1989: The role of latent heat Release in the evolution of a weak extratropical cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1039–1057.
- Ζουμάκης, Ν. Μ., 1999: Φυσική Ατμόσφαιρας - Τόμοι Ι, ΙΙ, ΙΙΙ. Διδακτικές σημειώσεις, ΑΤΕΙ Θεσσαλονίκης.
- Ζουμάκης, Ν. Μ., 2000: Φυσική Περιβάλλοντος - Τόμοι Ι, ΙΙ, ΙΙΙ. Διδακτικές σημειώσεις, ΑΤΕΙ Θεσσαλονίκης.
- Zoumakis, N., M., and A., G., Kelessis, 1991: The dependence of the bulk Richardson number on stability in the surface layer. *Boundary-Layer Meteorol.* 57 (4): 407-414
- Zoumakis, N., M., 1993: Estimating the zero-plane displacement and roughness length for tall vegetation and forest canopies using semiempirical wind Profiles. *J. Appl. Meteor.*, 32, 574 – 579
- Zoumakis, N., M., 1993: Determination of the mean wind-speed and momentum diffusivity profiles above tall vegetation and forest canopies using semiempirical wind profiles. *J. Appl. Meteor.*, 33, 295 – 303

