

Γεωγραφίες

Αρ. 20 (2012)

Γεωγραφίες, Τεύχος 20, 2012

ΕΞΑΜΗΝΙΑΙΑ ΕΚΔΟΣΗ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΟΥ ΧΩΡΟΥ

ΓΕΩΓΡΑΦΙΕΣ

ΦΘΙΝΟΠΩΡΟ 2012 - ΤΕΥΧΟΣ 20



ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΑΣΤΡΑΠΩΝ-ΚΕΡΑΥΝΩΝ ΜΕ ΤΗ ΒΟΗΘΕΙΑ ΥΨΗΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

*Ιωάννης Πυθαρούλης, Χαράλαμπος Φειδάς,
Θεόδωρος Καρακώστας*

ΜΕΛΕΤΗ ΕΝΟΣ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΑΣΤΡΑΠΩΝ-ΚΕΡΑΥΝΩΝ ΜΕ ΤΗ ΒΟΗΘΕΙΑ ΥΨΗΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΩΝ

Ιωάννης Πυθαρούλης,¹ Χαράλαμπος Φείδας,² Θεόδωρος Καρακώστας³

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Κατά τη διάρκεια της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 η Θεσσαλονίκη, μαζί με αρκετές περιοχές της Κεντρικής Μακεδονίας, επηρεάστηκαν από εντυπωσιακή δραστηριότητα κεραυνών-αστραπών, η οποία χαρακτηρίστηκε από δύο επιμέρους επεισόδια. Η συνοπτική κυκλοφορία έπαιξε σημαντικό ρόλο στην εμφάνιση διαφορικής μεταφοράς ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα κατώτερα επίπεδα και στη μέση τροπόσφαιρα. Η δυναμική αστάθεια που δημιουργήθηκε από αυτήν τη διαφορική μεταφορά, μαζί με τη σύγκλιση στα κατώτερα επίπεδα, εμφανίζονται να είναι υπεύθυνες για την καταιγιδόφορο δράση. Το φαινόμενο προσομοιώθηκε επιτυχώς με τη συνδυαστική χρήση του υψηλής-ανάλυσης (2 χλμ x 2 χλμ) περιοχικού, μη-υδροστατικού, μοντέλου WRF-ARW και του δείκτη δυναμικού αστραπών-κεραυνών, LPI (Lightning Potential Index). Πειράματα ευαισθησίας έδειξαν ότι η ηλεκτρική δραστηριότητα ήταν ευαίσθητη στις επιφανειακές θερμοκρασίες θάλασσας και τη χρονική τους εξέλιξη.

Study of lightning activity with the use of high-resolution simulations

I. Pytharoulis, H. Feidas, T. Karacostas

ABSTRACT

During the 17th and 18th June 2009 the city of Thessaloniki and several regions of central Makedonia were affected by impressive cloud-to-ground and intracloud lightnings associated with convective storms. This activity was characterized by two bursts and noticeable spatial variability of precipitation in Thessaloniki. The synoptic scale environment appeared to play an important role in promoting differential θ_e advection at low-levels and in the mid-troposphere. Potential instability that resulted from the differential θ_e advection, together with the low-level convergence, are suggested to be responsible for the convective storms. The phenomenon was simulated, in good agreement with the available observations, with the combined use of the high-resolution (2 km x 2 km) regional non-hydrostatic model WRF-ARW and the Lightning Potential Index. Experiments showed that the lightning activity was sensitive to the sea-surface temperatures and their temporal evolution.

1. Εισαγωγή

Οι ηλεκτρικές εκκενώσεις που σχετίζονται με καταιγιδόφορα νέφη είναι ανάμεσα στα πιο εντυπωσιακά, αλλά συγχρόνως και πιο επικίνδυνα και θανατηφόρα φυσικά φαινόμενα παγκοσμίως. Οι κεραυνοί αποτελούν μία σημαντική απειλή για το φυσικό περιβάλλον και την ανθρώπινη δραστηριότητα, καθώς σχετίζονται με δασικές πυρκαγιές (Βλάχου κ.ά. 2008, Peterson κ.ά. 2010, Vilar κ.ά. 2010, Garcia-Ortega κ.ά. 2011), βιομηχανικά ατυχήματα (Renni κ.ά.

¹ Λέκτορας του Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Α.Π.Θ.

² Επίκουρος Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Α.Π.Θ.

³ Καθηγητής του Τμήματος Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Α.Π.Θ.

2010, Krausmann κ.ά. 2011) και διακοπές ρεύματος λόγω ζημιών σε σταθμούς παραγωγής ή στο δίκτυο μεταφοράς ηλεκτρικής ενέργειας (Cummins κ.ά. 1998, Nie κ.ά. 2008, Miyazaki κ.ά. 2011). Όμως, η πιο σημαντική απειλή αφορά άμεσα τον άνθρωπο. Οι Rakon and Uman (2003), χρησιμοποιώντας την παγκόσμια κατανομή των ηλεκτρικών εκκενώσεων και στατιστικές μελέτες από διάφορες χώρες, εκτίμησαν ότι ο παγκόσμιος ετήσιος αριθμός των ανθρώπινων απωλειών λόγω κεραυνών ανέρχεται σε μερικές χιλιάδες, ενώ οι τραυματισμοί είναι πιθανώς πενταπλάσιοι με δεκαπλάσιοι.

Στις Ηνωμένες Πολιτείες οι κεραυνοί προκαλούν κατά μέσο όρο περισσότερες ανθρώπινες απώλειες από ό,τι οι ανεμοστρόβιλοι και οι τυφώνες (Rakon και Uman 2003). Στην Κίνα, την περίοδο 1997-2009 αναφέρθηκαν 5.033 θάνατοι λόγω κεραυνών (Zhang κ.ά. 2010), δηλαδή 387.2 περιστατικά ανά έτος. Οι Curran κ.ά. (2000), χρησιμοποιώντας δεδομένα της Εθνικής Διοίκησης Ωκεανών και Ατμόσφαιρας (National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA) βρήκαν ότι 3.239 θάνατοι (90 ανά έτος) και 9.818 τραυματισμοί αποδόθηκαν σε κεραυνούς στις Ηνωμένες Πολιτείες την περίοδο 1959-1994. Στην εργασία των Ashley και Gilson (2009), στην οποία συμπεριλήφθησαν πληροφορίες και από άλλες πηγές, οι ανθρώπινες απώλειες λόγω κεραυνών στις Ηνωμένες Πολιτείες την περίοδο 1959-2006 ανήλθαν σε 4.857 (101.2 ανά έτος). Από την άλλη μεριά, βρέθηκε ότι τα τελευταία έτη υπάρχει μία τάση μείωσης του αριθμού των ανθρώπινων απωλειών λόγω αυτού του φυσικού φαινομένου. Αυτή η τάση πιθανώς οφείλεται στη βελτίωση της ποιότητας και του τρόπου διάδοσης των μετεωρολογικών προγνώσεων, στην καλύτερη εκπαίδευση του κοινού για τους κινδύνους και την προφύλαξη από τους κεραυνούς, στη μείωση του αγροτικού πληθυσμού και στη βελτίωση των ηλεκτρικών εγκαταστάσεων και της πυροπροστασίας των κτιρίων (Lopez και Holle 1996· 1998, Ashley και Gilson 2009). Τις προηγούμενες δεκαετίες οι ηλεκτρικές εκκενώσεις ήταν ιδιαίτερα επικίνδυνες και για την αεροπλοΐα, καθώς είχαν προκαλέσει αρκετά θανατηφόρα ατυχήματα (Cherington και Mathys 1995). Όμως αυτός ο κίνδυνος έχει πια εξαιρεθεί χάρη στα σύγχρονα συστήματα προστασίας των αεροσκαφών.

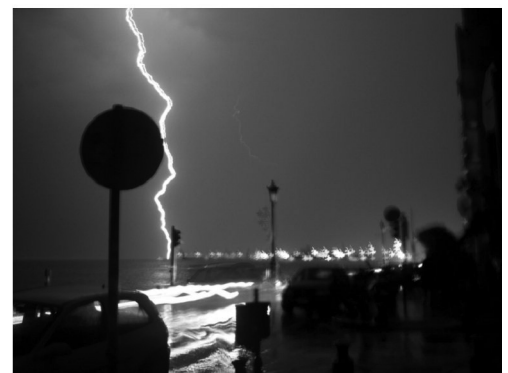
Τα τελευταία χρόνια, λόγω της διαθεσιμότητας σύγχρονων συστημάτων εντοπισμού ηλεκτρικών εκκενώσεων (π.χ. ATD, ZEUS), υπάρχει αυξημένο επιστημονικό ενδιαφέρον για τη μελέτη και τη χρήση τους τόσο σε παγκόσμιο επίπεδο όσο και στη Μεσόγειο και τον ελλαδικό χώρο. Πρέπει να αναφερθεί ότι η Μεσόγειος είναι ένα από τα κύρια κέντρα ηλεκτρικής δραστηριότητας του Βορείου Ημισφαιρίου κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους (Orville 1981, Holt κ.ά. 2001, Katsanos κ.ά. 2009). Οι Defier κ.ά. (2005) μελέτησαν τις ηλεκτρικές εκκενώσεις που εμφανίστηκαν στην Ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια 20 επιλεγμένων ημερών του χειμώνα του 2002-03. Η σχέση μεταξύ της εμφάνισης των ηλεκτρικών εκκενώσεων και της τοπογραφίας, της κλίσης του εδάφους και της φυτοκάλυψης στη Μεσόγειο ερευνήθηκε από τους Kotroni και Lavounardos (2008). Οι Mazarakis κ.ά. (2008) μελέτησαν την ηλεκτρική δραστηριότητα στην Ελλάδα κατά τη θερμή περίοδο των ετών 2003-06, ενώ η Ρούπα (2009) εξέτασε τα χαρακτηριστικά των ηλεκτρικών εκκενώσεων στον ελλαδικό χώρο και τη σχέση τους με τον υετό. Οι Katsanos κ.ά. (2009) διερεύνησαν τη σχέση ανάμεσα στις ηλεκτρικές εκκενώσεις και τη μικροφυσική των νεφών στην περιοχή της Μεσογείου. Οι Papadopoulos κ.ά. (2005) ανέπτυξαν μια τεχνική για

την αφομοίωση των παρατηρήσεων ηλεκτρικών εκκενώσεων σε ένα περιοχικό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού με στόχο τη βελτίωση των προγνώσεων καταιγιδόφρου υετού στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Στη συνέχεια οι Papadopoulos κ.ά. (2009), εφαρμόζοντας την παραπάνω τεχνική, έδειξαν ότι η αξιοποίηση δεδομένων ηλεκτρικών εκκενώσεων από ένα περιοχικό μοντέλο βελτίωσε την αναπαράσταση της πιο ραγδαίας βροχόπτωσης που σχετιζόταν με ένα έντονο πλημμυρικό επεισόδιο.

Παρότι η έγκαιρη και έγκυρη προειδοποίηση ηλεκτρικών εκκενώσεων είναι ιδιαίτερα σημαντική, τα σύγχρονα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού δεν περιέχουν κατάλληλα σχήματα για την αναπαράσταση του ηλεκτρικού πεδίου μέσα στα νέφη. Επομένως, η επιχειρησιακή τους πρόγνωση πραγματοποιείται κυρίως μέσω δεικτών αστάθειας, όπως οι δείκτες K και LI (Lifted Index), που χρησιμοποιούνται για την πρόγνωση καταιγίδων και βασίζονται στις θερμοδυναμικές συνθήκες της ατμόσφαιρας (Τουρναβίτη 1999, Στολάκη 2004, Yair κ.ά. 2010). Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει προσπάθειες δημιουργίας κατάλληλων δεικτών για την πρόγνωση των ηλεκτρικών εκκενώσεων, και όχι απλά της πιθανότητας εμφάνισης καταιγίδων, βασιζόμενες είτε σε απλοποιήσεις της φυσικής του φαινομένου [Cloud Physics Thunder Parameter (CPTP), βλ. Bright κ.ά. 2005, McGaul κ.ά. 2009. Lightning Potential Index (LPI), βλ. Yair κ.ά. 2010], είτε σε στατιστικές μεθόδους (Mazany κ.ά. 2002). Οι παραπάνω δείκτες υπολογίζονται από ραδιοβολίσεις, ή διαγνωστικά από τα αποτελέσματα των αριθμητικών μοντέλων. Ο δείκτης των Mazany κ.ά. (2002) χρησιμοποιεί επιπλέον και μετρήσεις του ηλεκτρικού πεδίου της ατμόσφαιρας.

Κατά τη διάρκεια της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009, η πόλη της Θεσσαλονίκης και αρκετές περιοχές της Κεντρικής Μακεδονίας επηρεάστηκαν από ιδιαίτερα εντυπωσιακή δραστηριότητα ηλεκτρικών εκκενώσεων και καταιγιδόφρου δράσης (Σχήμα 1). Το σημαντικότερο στοιχείο αυτού του επεισοδίου ήταν ο μεγάλος αριθμός κεραυνών που έπληξαν τον πολεοδομικό ιστό της Θεσσαλονίκης και τους γειτονικούς δήμους. Τη νύχτα της 17ης Ιουνίου κεραυνοί έπληξαν και τον υποσταθμό της ΔΕΗ στο Ωραιόκαστρο (σε απόσταση περίπου 10 χλμ από το κέντρο της πόλης) προκαλώντας διακοπή ρεύματος διάρκειας περίπου μίας ώρας στη Θεσσαλονίκη. Προβλήματα δημιουργήθηκαν και στους γειτονικούς νομούς Χαλκιδικής, Σερρών και Κιλκίς.

Το γεγονός ότι η ηλεκτρική δραστηριότητα της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 επηρέασε τη δεύτερη μεγαλύτερη πόλη της Ελλάδας και τουλάχιστον 1 εκατομμύριο κατοίκους, σε συνδυασμό με το ότι ανάλογα γεγονότα δεν είναι απίθανο να συμβούν ξανά στην ευρύτερη περιοχή ενδιαφέροντος ιδιαίτερα τη θερμή περίοδο, αποτέλεσε το κίνητρο για τη μελέτη του επεισοδίου. Πραγματικά, τη θερμή περίοδο του έτους υπάρχει έντονη καταιγιδόφρος δράση στη Βόρεια και Κεντρική Ελλάδα (Pissimanis κ.ά. 2006), και για αυτό ο Οργανισμός Ελληνικών Γεωργικών Ασφαλίσεων χρηματοδοτεί το Εθνικό Πρόγραμμα Χαλαζικής Προστασίας των καλλιεργούμενων εκτάσεων της Κεντρικής Μακεδονίας και Θεσσαλίας. Επιπλέον, οι Mazarakis κ.ά. (2008), χρησιμοποιώντας δεδομένα των ετών 2003-06, έδειξαν ότι η σχετική (αδιάστατη) πυκνότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων στην Ελλάδα κατά τη θερμή περίοδο παρουσιάζει μέγιστες τιμές κυρίως στο βόρειο τμήμα της, με ένα από τα μέγιστα να εμφανίζεται στην Κεντρική Μακεδονία.



Σχήμα 1. Φωτογραφία ενός κεραυνού στη Θεσσαλονίκη τη νύχτα της 17ης Ιουνίου 2009 (παραχωρήθηκε από τον Σ. Κέππα)

Τις τελευταίες δεκαετίες υπάρχει μια αυξανόμενη εκτίμηση της σπουδαιότητας των επιφανειακών συνθηκών για τον καιρό και το κλίμα (Garratt 1993). Οι Yamamoto και Hirose (2007) έδειξαν ότι οι αριθμητικές προσομοιώσεις ενός αναπτυσσόμενου βαρομετρικού χαμηλού είναι ευαίσθητες στον τρόπο ορισμού των επιφανειακών θερμοκρασιών θάλασσας (δορυφορικές, επανάλυση) και αυτό οφείλεται στα μέσης κλίμακας χαρακτηριστικά τους. Ο Pytharoulis (1999) πρότεινε ότι για το μετασχηματισμό των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων σε τροπικούς κυκλώνες δεν απαιτείται μόνο η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας να υπερβαίνει το γνωστό κατώφλι των 26°-27°C, αλλά οι αρχικές διαταραχές πρέπει να έχουν και κατάλληλες δυναμικές και θερμοδυναμικές συνθήκες. Μία ασθενής διαταραχή με ξηρό πυρήνα είναι λιγότερο πιθανό να μετασχηματιστεί σε τροπικό κυκλώνα. Οι Pytharoulis κ.ά. (2000) βρήκαν ότι οι επιφανειακές ροές ήταν πολύ σημαντικές για την ανάπτυξη του χαμηλού με χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα που εμφανίστηκε στη Μεσόγειο, δυτικά της Ελλάδας, τον Ιανουάριο του 1995. Αντίθετα, οι Lagouvardos κ.ά. (2007) και οι Katsafados κ.ά. (2011) συμπέραναν ότι οι επιφανειακές ροές δεν έπαιζαν σημαντικό ρόλο στην κυκλογένεση και στην ένταση της μετεωρολογικής βόμβας του 2004 στην Ανατολική Μεσόγειο. Όμως, οι τελευταίοι συγγραφείς έδειξαν ότι τα διαφορετικά δεδομένα επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας είχαν σημαντική επίδραση στη χωροχρονική κατανομή του νετού. Σε συμφωνία με πρόσφατες μελέτες (Kushnir κ.ά. 2002, Sutton και Mathieu 2002) η παραπάνω σύντομη ανασκόπηση δείχνει ότι οι επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας και οι ροές θερμότητας επηρεάζουν την ατμόσφαιρα με διαφορετικούς τρόπους. Επομένως, για ερευνητικούς και επιχειρησιακούς σκοπούς είναι χρήσιμο να διερευνηθεί η ευαισθησία του εν λόγω επεισοδίου ηλεκτρικών εκκενώσεων (και της απειλής που ενέχει) στις επιφανειακές συνθήκες, και πιο συγκεκριμένα στις επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας, δεδομένου ότι το επεισόδιο συνέβη σε μια παράκτια περιοχή.

Οι στόχοι αυτής της εργασίας είναι: α) η μελέτη των συνοπτικών και μέσης κλίμακας μετεωρολογικών συνθηκών που οδήγησαν στην εμφάνιση του επεισοδίου της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 στην Κεντρική Μακεδονία, β) η εξέταση της ικανότητας αριθμητικής προσομοίωσης του επεισοδίου, και γ) η διερεύνηση της ευαισθησίας του επεισοδίου στις επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας. Τα δύο τελευταία ερωτήματα θα εξετασθούν με τη συνδυαστική χρήση του αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού Weather Research and Forecasting (WRF) και του Δείκτη Δυναμικού Ηλεκτρικών Εκκενώσεων (Lightning Potential Index – LPI) των Yair κ.ά. (2010). Η τελευταία μελέτη χρησιμοποίησε τον LPI (με το μοντέλο WRF) σε πέντε περιπτώσεις ηλεκτρικής δραστηριότητας στη λεκάνη της Μεσογείου και έδειξε την υπεροχή του έναντι των γνωστών δεικτών K και CFTP. Ο δείκτης εφαρμόστηκε μόνο μία φορά στον ελλαδικό χώρο, σε περίπτωση διέλευσης βαρομετρικού χαμηλού που συνοδεύταν από ψυχρό μέτωπο και κλειστό κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών στα 500 hPa, κατά τη μεταβατική περίοδο του Οκτωβρίου. Επομένως, στην παρούσα εργασία είναι η πρώτη φορά που θα γίνει χρήση του LPI σε θερινές καταιγίδες στον ελλαδικό χώρο και θα εξετασθεί η ευαισθησία του αριθμητικού συστήματος WRF-LPI στις επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας.

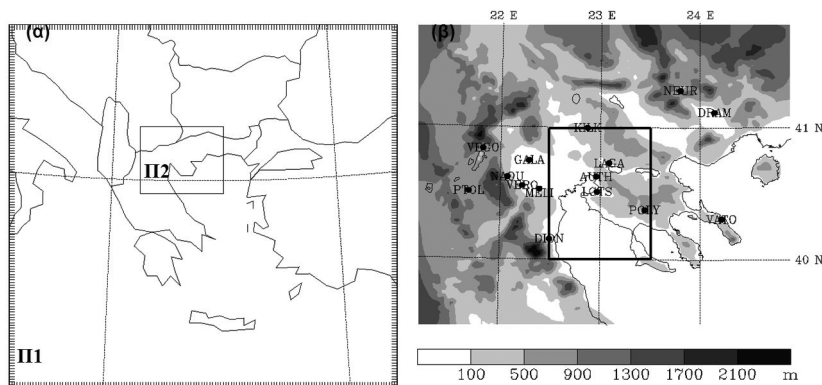
Στην επόμενη ενότητα θα γίνει περιγραφή των δεδομένων και του αριθμητικού μοντέλου, ενώ στη συνέχεια θα μελετηθούν οι μετεωρολογικές συνθήκες

που οδήγησαν στο επεισόδιο. Οι αριθμητικές προσομοιώσεις θα συζητηθούν στην τέταρτη ενότητα και στο τέλος θα παρουσιαστούν τα κυριότερα συμπεράσματα της μελέτης.

2. Δεδομένα – Αριθμητικό Μοντέλο

Στη μελέτη χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας, δορυφορικές εικόνες, δεδομένα αστραπών-κεραυνών και πλεγματικές αναλύσεις σε συνδυασμό με το αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού WRF.

Οι μετεωρολογικές παρατηρήσεις επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας προήλθαν κυρίως από το σταθμό του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης (ΑΠΘ) και τον επιχειρησιακό σταθμό της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης (LGTS). Παρατηρήσεις υετού ήταν διαθέσιμες και από τους σταθμούς του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ) σε Βατοπέδι, Βεγορίτιδα, Βέροια, Δίον, Δράμα, Κιλκίς, Λαγκαδά, Νάουσα, Νευροκόπι, Πολύγυρο και Πτολεμαΐδα και του Κέντρου Μετεωρολογικών Εφαρμογών του ΕΛΓΑ (ΚΕΜΕ-ΕΛΓΑ) στους Γαλατάδες και τη Μελίκη (Σχήμα 2β, Πίνακας 1). Τα δεδομένα αστραπών-κεραυνών ανακτήθηκαν από το ευρείας κλίμακας Ευρωπαϊκό δίκτυο αστραπών-κεραυνών ZEUS (Lagouvardos κ.ά. 2009) και παραχωρήθηκαν από το ΕΑΑ. Οι παρατηρήσεις συνδυάστηκαν με τις επιχειρησιακές πλεγματικές αναλύσεις επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ΕΚΜΠΚ-ECMWF). Οι αναλύσεις ήταν διαθέσιμες ανά 6 ώρες, στην επιφάνεια και στα ισοβαρικά επίπεδα των 1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70 και 50 hPa, σε ένα κανονικό πλέγμα χωρικής ανάλυσης 0.25° γεωγραφικού μήκους \times 0.25° γεωγραφικού πλάτους. Χρησιμοποιήθηκαν επίσης δείκτες ατμοσφαιρικής αστάθειας που προήλθαν από τα δορυφορικά δεδομένα του οργάνου MODIS (με χωρική ανάλυση $5 \text{ χλμ} \times 5 \text{ χλμ}$) που φέρεται από τους δορυφόρους Terra και Aqua της National Aeronautics and Space Administration (NASA).



Σχήμα 2. (α) Τα δύο πλέγματα που χρησιμοποιήθηκαν από το WRF στις αριθμητικές προσομοιώσεις και (β) η τοπογραφία του εσωτερικού πλέγματος (Π2) και οι θέσεις των διαθέσιμων μετεωρολογικών σταθμών (που εμφανίζονται στον Πίνακα 1). Το μαύρο πλαίσιο περικλείει την περιοχή ενδιαφέροντος ($40^\circ\text{B}-41^\circ\text{B}$, $22.5^\circ\text{A}-23.5^\circ\text{A}$)

Το μη-υδροστατικό περιοχικό μοντέλο WRF με τον δυναμικό πυρήνα ARW (WRF-ARW έκδοση 3.2.0) χρησιμοποιήθηκε στις αριθμητικές προσομοιώσεις του φαινομένου. Το WRF-ARW είναι ένα ευέλικτο, τελευταίας γενιάς αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού, σχεδιασμένο να λειτουργεί τόσο ερευνητικά όσο και επιχειρησιακά (Skamarock κ.ά. 2008, Wang κ.ά. 2010). Είναι κατάλληλο για ένα ευρύ φάσμα εφαρμογών, όπως ιδεατές προσομοιώσεις, έρευνα παραμετροποιήσεων, έρευνα αφομοίωσης δεδομένων και προγνώσεις σε πραγματικό χρόνο σε παγκόσμια και περιοχική κλίμακα.

Το μοντέλο ολοκληρώθηκε σε δύο επάλληλα πλέγματα (Σχήμα 2), που κάλυψαν τα Βαλκάνια (περιοχή 1) και την ευρύτερη περιοχή της Μακεδονίας (περιοχή 2), με χωρική διακριτοποίηση 10 χλμ x 10 χλμ και 2 χλμ x 2 χλμ αντίστοιχα, χρησιμοποιώντας πλέγμα Arakawa τύπου C. Για τον ορισμό της τοπογραφίας, μάσκας ξηράς/θάλασσας, τύπων εδάφους και χρήσης γης, χρησιμοποιήθηκαν υψηλής ανάλυσης δεδομένα (30' x 30') από το Γεωλογικό Ινστιτούτο των Ηνωμένων Πολιτειών (United States Geological Survey). Οι αναλύσεις του ΕΚΜΠΚ χρησιμοποιήθηκαν ως αρχικές και πλευρικές οριακές συνθήκες για την εξωτερική περιοχή ολοκλήρωσης (περιοχή 1). Η εσωτερική περιοχή ολοκλήρωσης ήταν αμφίδρομα εμφωλευμένη (2-way nested) στην περιοχή 1. Στην κατακόρυφη διεύθυνση και στα δύο πλέγματα η ατμόσφαιρα αναλύθηκε από 51 ανομοιόμορφα κατανεμημένα επίπεδα τύπου σ (μέχρι το επίπεδο των 50 hPa), τα οποία είχαν μεγαλύτερη πυκνότητα στο οριακό στρώμα και στην ανώτερη τροπόσφαιρα.

Στα αριθμητικά πειράματα χρησιμοποιήθηκαν οι επιφανειακές θερμοκρασίες θάλασσας (ΕΘΘ) των Εθνικών Κέντρων Περιβαλλοντικής Πρόγνωσης – ΕΚΠΠ (National Centers for Environmental Prediction) των ΗΠΑ με χωρική διακριτοποίηση $1/12^\circ \times 1/12^\circ$ ($\sim 0.083^\circ \times 0.083^\circ \approx 7.09$ χλμ γεωγρ. μήκος x 9.25 χλμ γεωγρ. πλάτος στην περιοχή ενδιαφέροντος) και των επιχειρησιακών αναλύσεων του ΕΚΜΠΚ, με χωρική διακριτοποίηση $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ στο ίδιο πλέγμα με τα υπόλοιπα πεδία ανάλυσης. Οι αναλύσεις των ΕΘΘ των ΕΚΠΠ παράγονται σε ημερήσια βάση μέσω κατάλληλου συνδυασμού των πιο πρόσφατων δεδομένων πλοίων και πλωτών μετεωρολογικών σταθμών με δορυφορικές μετρήσεις ΕΘΘ (<http://polar.ncep.noaa.gov/sst/ophi/>).

Το αριθμητικό μοντέλο περιέχει κατάλληλες παραμετροποιήσεις για να αναπαραστήσει τις φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα. Η ακτινοβολία μικρού/μεγάλου μήκους κύματος, το επιφανειακό στρώμα και το οριακό στρώμα αναπαρίστανται από τις παραμετροποιήσεις του GFDL (Lacis και Hansen 1974, Fels και Schwarzkopf 1975, Schwarzkopf και Fels 1991), των Monin-Obukhov όπως χρησιμοποιείται στο μοντέλο Eta (Janjic 1996) και των Mellor-Yamada-Janjic επιπέδου 2.5 (Mellor και Yamada 1982, Janjic 2002), αντίστοιχα. Η κλίση του εδάφους λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος. Οι φυσικές διεργασίες του εδάφους αναπαριστώνται από το υπομοντέλο που ακολουθεί το σχήμα NOAH (Chen και Dudhia, 2001) σε 4 υπεδάφια στρώματα (0-10cm, 10-40cm, 40-100cm, 100-200cm). Οι μικροφυσικές διεργασίες παραμετροποιούνται από το σχήμα του Goddard (Tao και Simpson, 1993; Tao κ.ά. 2003) το οποίο περιέχει ξεχωριστές μεταβλητές για τον υπολογισμό του νερού των νεφών, της βροχής, του πάγου, του χιονιού και μορφωμάτων πάγου (graupel). Η χρήση ενός τέτοιου σχήματος, το οποίο αναπαριστά

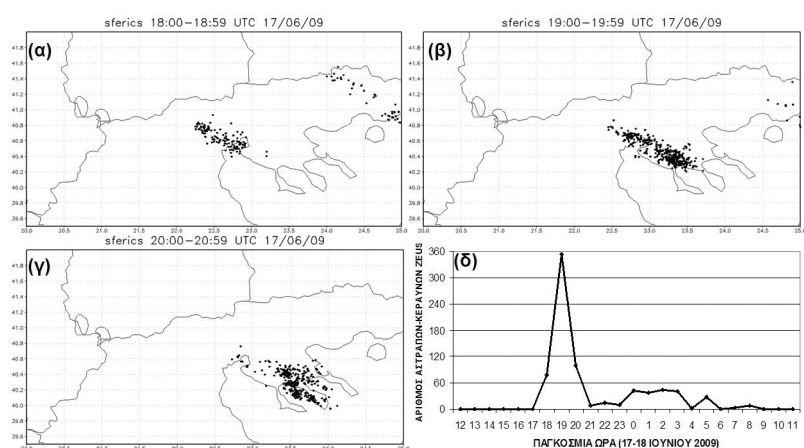
την ποσότητα των διαφορετικών μορφών του νερού σε παγωμένη μορφή, είναι αναγκαία για τον υπολογισμό του δυναμικού των αστραπών-κεραυνών. Η κατακόρυφη μεταφορά των σωρειτόμορφων νεφών παραμετροποιείται μόνο στο εξωτερικό πλέγμα από τη νεότερη έκδοση του σχήματος Kain-Fritsch (Kain 2004). Λεπτομερείς πληροφορίες και βιβλιογραφία για το μοντέλο WRF-ARW υπάρχουν στις εργασίες των Skamarock κ.ά. (2008) και Wang κ.ά. (2010).

3. Ανάλυση μετεωρολογικών συνθηκών

3.1 Περιγραφή του φαινομένου

Η ηλεκτρική δραστηριότητα των νυχτερινών ωρών της 17ης προς 18η Ιουνίου 2009 στη Θεσσαλονίκη χαρακτηρίστηκε από δύο επεισόδια. Το πρώτο, που ήταν και το πιο έντονο, προκλήθηκε από καταιγιδόφρα νέφη τα οποία σχηματίστηκαν στην πεδιάδα της Ημαθίας-Πέλλας περίπου στις 1730 UTC την 17η Ιουνίου 2009. Στη συνέχεια αναπτύχθηκαν και κινήθηκαν Ανατολικά-Νοτιοανατολικά επηρεάζοντας την ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης και της Χαλκιδικής από τις 1800 έως τις 2100 UTC (Σχήμα 3). Τα κεραυνικά πλήγματα στον υποσταθμό της ΔΕΗ στο Ωραιόκαστρο Θεσσαλονίκης και η διακοπή ρεύματος συνέβησαν σε αυτήν την περίοδο. Στο Σχήμα 3δ φαίνεται ότι μεταξύ 1900 και 2000 UTC υπήρξε μια έξαρση του αριθμού των ηλεκτρικών εκκενώσεων στην περιοχή ενδιαφέροντος ($40^{\circ}\text{B}-41^{\circ}\text{B}$, $22.5^{\circ}\text{A}-23.5^{\circ}\text{A}$), καθώς το ωριαίο πλήθος τους έφτασε τη μέγιστη τιμή των 354. Ένα δεύτερο επεισόδιο εμφανίστηκε μετά τις 0000 UTC στις 18 Ιουνίου 2009 και διήρκεσε μέχρι τις πρώτες πρωινές ώρες. Όμως, αυτό δεν ήταν τόσο έντονο όσο το προηγούμενο, καθώς το ωριαίο πλήθος των ηλεκτρικών εκκενώσεων στην ίδια περιοχή δεν υπερέβη τις 45.

Σε αυτή την εργασία η περιοχή ενδιαφέροντος οριοθετείται από τις 40°B έως 41°B και από 22.5°A έως 23.5°A (Σχήμα 2β). Προτείνεται ότι αυτή η πε-



Σχήμα 3. (α, β, γ) Οι θέσεις των αστραπών-κεραυνών. (δ) Χρονοσειρά του ωριαίου αριθμού των αστραπών-κεραυνών στην περιοχή $40^{\circ}\text{B}-41^{\circ}\text{B}$, $22.5^{\circ}\text{A}-23.5^{\circ}\text{A}$ (δεδομένα ZEUS). Στο σχήμα (δ) ο αριθμός των αστραπών-κεραυνών σε κάθε ώρα (Τ) αντιστοιχεί στο διάστημα από T+0 λεπτά έως T+59 λεπτά

ριοχή, που εκτείνεται περίπου 50 χλμ γύρω από τη Θεσσαλονίκη, είναι αντιπροσωπευτική του αριθμού των ηλεκτρικών εκκενώσεων και της απειλής που ενέχει το συγκεκριμένο φαινόμενο στην ευρύτερη περιοχή της. Μικρές μεταβολές στις διαστάσεις του μεταβάλλουν τον ωριαίο αριθμό των ηλεκτρικών εκκενώσεων, αλλά όχι τα συμπεράσματα που προκύπτουν για την εξέλιξη του φαινομένου. Επίσης, αποφεύχθηκε η χρήση μιας αρκετά μεγαλύτερης ή μικρότερης περιοχής. Στην πρώτη περίπτωση θα συμπεριλαμβάνονταν αστραπές-κεραυνοί που επηρέασαν τη Δυτική και Ανατολική Μακεδονία και δεν σχετίζονταν με το συγκεκριμένο φαινόμενο. Από την άλλη, μια αρκετά μικρότερη περιοχή εστιασμένη στον πολεοδομικό ιστό της Θεσσαλονίκης δεν θα αποτύπωνε πλήρως την πραγματική δραστηριότητα των ηλεκτρικών εκκενώσεων λόγω της χωρικής τους έκτασης (Σχήματα 3 και 14δ) και του ενδεχόμενου λάθους που υπάρχει στον προσδιορισμό της θέσης τους από το σύστημα ZEUS (~6.8 χλμ, Lagouvardos κ.ά. 2009).

Ο υετός εμφάνισε αξιοσημείωτη χωρική μεταβλητότητα στην περιοχή της Θεσσαλονίκης (Πίνακας 1). Στο σταθμό του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του ΑΠΘ (κοντά στο κέντρο της πόλης) μετρήθηκαν 14.7 mm υετού από τις 1800 UTC 17/06/09 έως τις 0600 UTC 18/06/09, στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης (LGTS) που βρίσκεται περίπου 12 χλμ νότια της πόλης καταγράφηκαν 4 mm, ενώ στο Λαγκαδά (~16 χλμ βορειοανατολικά της πόλης) παρατηρήθηκαν μόνο 0.4 mm (στο ίδιο χρονικό διάστημα). Ο Πίνακας 1 δείχνει ότι, με εξαίρεση τον Πολύγυρο, στους υπόλοιπους διαθέσιμους σταθμούς της Μακεδονίας είτε παρατηρήθηκαν πολύ μικρά ποσά υετού είτε δεν έπεσε υετός στο παραπάνω χρονικό διάστημα. Αυτή η χωρική μεταβλητότητα είναι χαρακτηριστική σε περιπτώσεις καταιγιδοφόρου δράσης. Επίσης, δεν είναι ασυνήθιστη η εμφάνιση μεγάλου αριθμού εκκενώσεων με σχετικά μικρά ποσά υετού (Curran και Rust 1992, Seliga κ.ά. 2002, Ρούπα 2009). Η Ρούπα (2009) αναφέρει ότι αυτές οι περιπτώσεις «ίσως συνδέονται με το φαινόμενο του άκμονα, λόγω διατμητικού ανέμου, όπου παρα-

| Μετ. Σταθμός | Υψόμετρο (m) | Υετός (mm) 1800UTC, 17/06/09 - 0600 UTC, 18/06/09 | | | |
|----------------------------|--------------|--|-------------|-------------|-------------|
| | | Παρατήρηση | Πείραμα 1 | Πείραμα 2 | Πείραμα 3 |
| ΑΕΡ. ΘΕΣ/ΝΙΚΗΣ (LGTS) | 4 | 4.0 | 0.1 | 0.1 | 2.5 |
| Α.Π.Θ. (ΑΥΤΗ) | 31 | 14.7 | 2.2 | 1.1 | 6.4 |
| ΒΑΤΟΠΕΔΙ (VATO) | 25 | 1.2 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| ΒΕΓΟΡΙΤΙΔΑ (VEGO) | 647 | 0.0 | 0.1 | 0.5 | 0.0 |
| ΒΕΡΟΙΑ (VERO) | 30 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.6 |
| ΓΑΛΑΤΑΔΕΣ (GALA) | 15 | 0.8 | 2.0 | 0.1 | 2.3 |
| ΔΙΟΝ (DION) | 50 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.2 |
| ΔΡΑΜΑ (DRAM) | 83 | 0.0 | 0.9 | 2.1 | 0.2 |
| ΚΙΛΚΙΣ (KILK) | 290 | 0.0 | 11.9 | 10.1 | 8.4 |
| ΛΑΓΚΑΔΑΣ (LAGA) | 87 | 0.4 | 7.8 | 7.5 | 5.4 |
| ΜΕΛΙΚΗ (MELI) | 29 | 0.0 | 0.6 | 0.0 | 3.9 |
| ΝΑΟΥΣΑ (NAOU) | 365 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.2 |
| ΝΕΥΡΟΚΟΠΙ (NEUR) | 585 | 0.0 | 7.4 | 5.6 | 3.4 |
| ΠΟΛΥΓΥΡΟΣ (POLY) | 580 | 13.6 | 0.0 | 0.0 | 0.1 |
| ΠΤΟΛΕΜΑΪΔΑ (PTOL) | 600 | 0.0 | 0.0 | 0.0 | 0.0 |
| ΜΕΣΟ ΣΦΑΛΜΑ | | | -0.1 | -0.5 | -0.1 |
| ΜΕΣΟ ΑΠΟΛΥΤΟ ΣΦΑΛΜΑ | | | 4.0 | 3.9 | 3.2 |

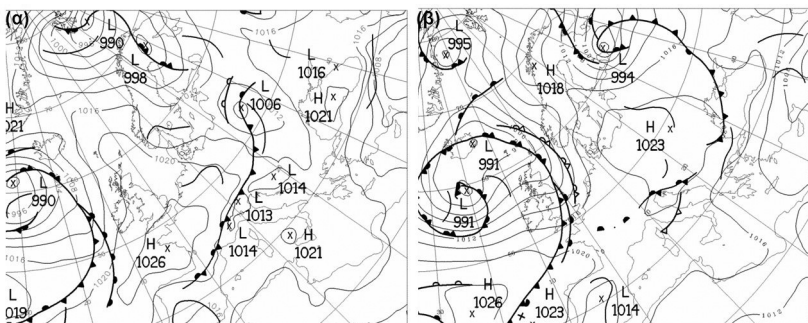
Πίνακας 1. Παρατηρούμενα και προσομοιούμενα ποσά υετού (mm) από το εσωτερικό πλέγμα του μοντέλου στους διαθέσιμους μετεωρολογικούς σταθμούς για το διάστημα 1800 UTC 17/06/09 – 0600 UTC 18/06/09. Στις δύο τελευταίες γραμμές παρουσιάζονται τα στατιστικά του μέσου σφάλματος και του μέσου απόλυτου σφάλματος κάθε πειράματος για όλους τους σταθμούς

τηρούνται κυρίως θετικές ηλεκτρικές εκκενώσεις νέφους-εδάφους, ή με το φαινόμενο *virga*».

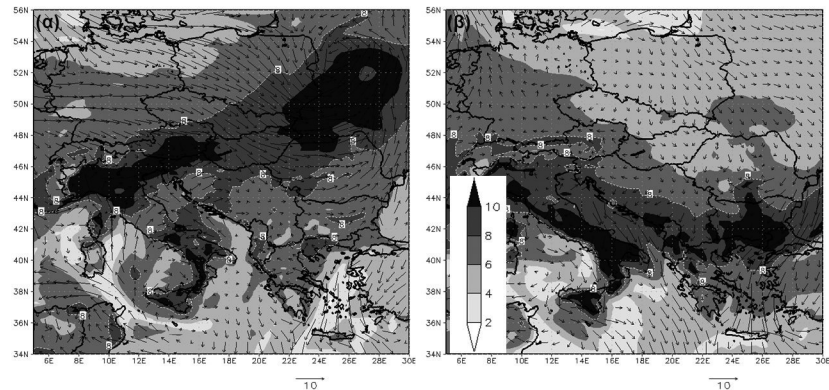
3.2 Ανάλυση συνοπτικών συνθηκών

Ένα δευτερεύον χαμηλό με πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ) ίση με 1015 hPa εμφανίστηκε στη Βόρεια Γαλλία την 15η Ιουνίου 2009 κατά μήκος του ψυχρού μετώπου μιας προϋπάρχουσας ύφεσης. Τις επόμενες ώρες το χαμηλό κινήθηκε Ανατολικά-Βορειοανατολικά και ενισχύθηκε. Στις 1200 UTC 16/06 το κέντρο του βρισκόταν στην Ανατολική Ευρώπη μεταξύ της Μαύρης Θάλασσας και της Βαλτικής και η πίεση στη ΜΣΘ είχε πέσει στα 1006 hPa (Σχήμα 4α). Στη συνέχεια, ενώ το σύστημα προχώρησε Βόρεια-Βορειοανατολικά (και συγχρόνως ενισχύθηκε), το ψυχρό του μέτωπο κινήθηκε Νότια στη Βαλκανική χερσόνησο υπό την επίδραση ενός πεδίου υψηλών πιέσεων που είχε αποκοπεί από τον αντικυκλώνα των Αζορών και την 17/06 βρισκόταν στην Κεντρική Ευρώπη με μέγιστη πίεση 1027 hPa. Στις 1200 UTC 17/06 το ψυχρό μέτωπο εκτεινόταν από την Ανατολική Βαλτική μέχρι τη Ρουμανία, τη Σερβία, τη Βοσνία και την Κροατία και στις 1800 UTC η άκρη του έφτανε στη Βουλγαρία (Σχήμα 4β). Το Σχήμα 5 δείχνει ότι υγρές αέριες μάζες που βρίσκονταν μπροστά από το ψυχρό μέτωπο μεταφέρθηκαν προς τη Βόρεια Ελλάδα και στις 1800 UTC 17/06 η ειδική υγρασία στην περιοχή ενδιαφέροντος έφτασε τιμές μεγαλύτερες των 8 g/kg στα 925 hPa (Σχήμα 5β). Η μεταφορά των υγρών αερίων μαζών διαμόρφωσε ευνοϊκές συνθήκες για την ενεργοποίηση της καταιγιδοφόρου δράσης τις νυχτερινές ώρες της 17/06 (που οδήγησε στο πρώτο επεισόδιο ηλεκτρικής δραστηριότητας). Στις 0000 UTC 18/06 οι ισοβαρείς πάνω από τη Βόρεια Ελλάδα και το Βόρειο Αιγαίο εμφάνισαν ζωνικό προσανατολισμό λόγω του συνδυασμού των υψηλών πιέσεων της Βαλκανικής χερσονήσου με τις χαμηλές πιέσεις της Ανατολικής Μεσογείου. Αυτός ο σχηματισμός προκάλεσε ανατολική ροή κοντά στην επιφάνεια. Το αποτέλεσμα ήταν η μεταφορά υγρών αερίων μαζών από το Βόρειο Αιγαίο στην περιοχή ενδιαφέροντος και η διατήρηση των ευνοϊκών συνθηκών για εκδήλωση αστάθειας κατά τις πρώτες ώρες της 18/06 (δεύτερο επεισόδιο ηλεκτρικών εκκενώσεων).

Στη μέση τροπόσφαιρα ένα υψηλό των γεωδυναμικών υψών της επιφάνειας των 500 hPa επικρατούσε στη Μεσόγειο (από την Ισπανία μέχρι την Ελλάδα) κατά την περίοδο 15-17 Ιουνίου, με το κέντρο του να βρίσκεται κυρίως στη Νότια

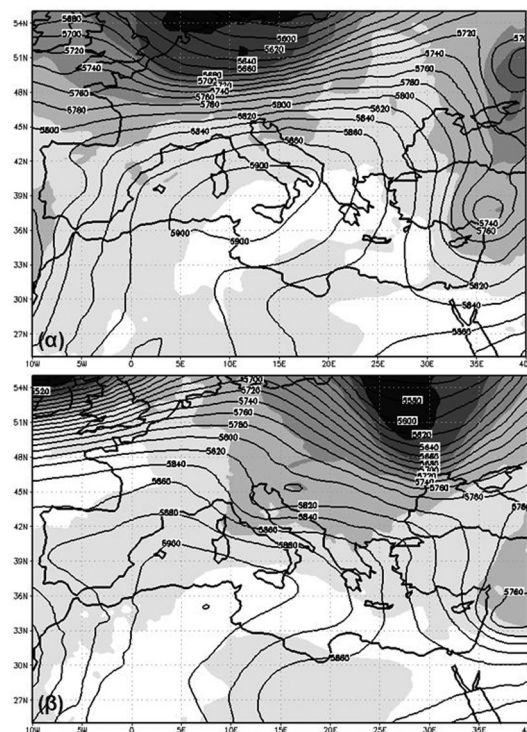


Σχήμα 4. Αναλύσεις πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (hPa) από τη Μετεωρολογική Υπηρεσία του Ηνωμένου Βασιλείου για τις α) 1200 UTC 16/06/09 και β) 1800 UTC 17/06/09



Σχήμα 5. Αναλύσεις ειδικής υγρασίας (g/kg; σκίαση) στα 925 hPa και ανέμου στα 10μ για τις α) 1200 UTC 16/06/09 και β) 1800 UTC 17/06/09. Η λευκή διακεκομμένη γραμμή αντιστοιχεί σε ειδική υγρασία ίση με 8 g/kg, ενώ το διάνυσμα κάτω από τα σχήματα αντιστοιχεί σε ταχύτητα ανέμου ίση με 10 m/s (δεδομένα ΕΚΜΠΚ)

Ιταλία (Σχήμα 6). Η βόρεια ροή που παρατηρείτο στα Νότια Βαλκάνια μετέφερε στη μέση τροπόσφαιρα της περιοχής ενδιαφέροντος ψυχρότερες αέριες μάζες (με ρυθμό $\sim -0.1 \text{ }^\circ\text{K/hr}$) ενισχύοντας τη δυνητική αστάθεια. Όσον αφορά τον αυλώνα, που στην ανάλυση της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας του Ηνωμένου Βασιλείου για τις 1800 UTC 17/06 εμφανίζεται από την Κεντρική Μακεδονία έως τη Μαύρη Θάλασσα (Σχήμα 4β), η θέση και επομένως ο ρόλος του δεν είναι ξεκάθαρος. Αυτό συμβαίνει γιατί στις πλεγματικές αναλύσεις του ΕΚΜΠΚ (Σχήμα 6β) πραγματικά υπάρχει ένας μικρού μήκους κύματος αυλώνας που όμως εκτείνεται από την Ανατολική Ρουμανία μέχρι τη Θράκη, δηλαδή σε διαφορετική θέση από τον αυλώνα των προηγούμενων αναλύσεων. Σίγουρα είναι γεγονός ότι η ακριβής τοποθέτηση μιας τόσο ασθενούς διαταραχής εμπεριέχει μεγάλη αβεβαιότητα. Πά-

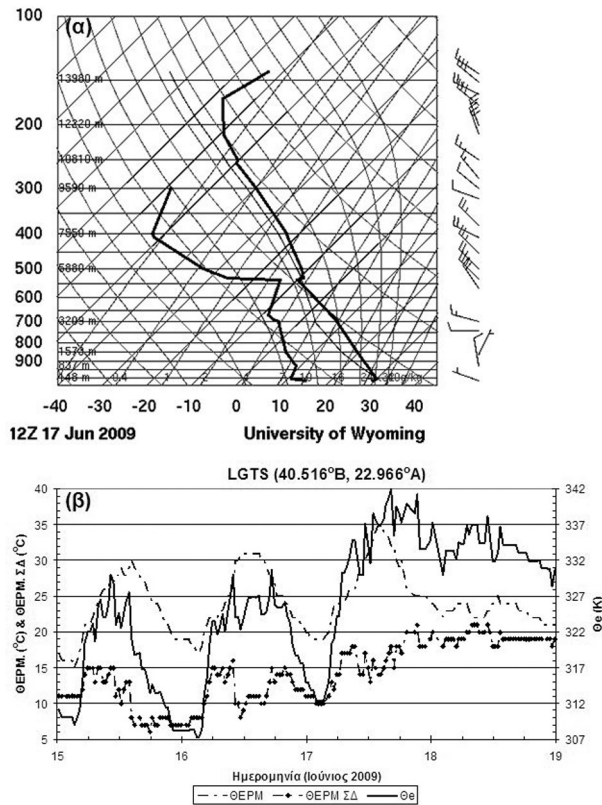


Σχήμα 6. Αναλύσεις θερμοκρασίας (σκίαση ανά 3°C) και γεωδυναμικού ύψους (ανά 20 γδμ) της ισοβαρικής επιφάνειας των 500 hPa για τις α) 1200 UTC 16/06/09 και β) 1800 UTC 17/06/09 (δεδομένα ΕΚΜΠΚ)

ντως, και στις δύο περιπτώσεις, οι ανοδικές κινήσεις θα προάγονταν κατάντη του αυλώνα, σε περιοχές που η κατακόρυφη βαθμίδα της μεταφοράς του στροβιλισμού είναι θετική.

3.3 Κατακόρυφη θερμοδυναμική δομή της ατμόσφαιρας

Η τελευταία ραδιοβόλιση που πραγματοποιήθηκε στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης πριν την εκδήλωση του φαινομένου έγινε στις 1200 UTC την 17η Ιουνίου (Σχήμα 7α) και έδειξε ότι η ατμόσφαιρα ήταν ασταθής υπό συνθήκες μέχρι περίπου το επίπεδο των 550 hPa, ενώ η θερμοκρασία ακολουθούσε την υγρή αδιαβατική πάνω από αυτό το επίπεδο. Η διαθέσιμη δυναμική ενέργεια για ανοδική μεταφορά (CAPE – University of Wyoming) ήταν αμελητέα (~6 J/kg), ενώ η αρνητική ενέργεια (CIN) παρουσίαζε πολύ μεγάλη τιμή (~517 J/kg). Αυτές οι συνθήκες δεν ήταν καθόλου ευνοϊκές για την ανύψωση ενός δείγματος αέρα από την επιφάνεια και την ενεργοποίηση ανοδικής μεταφοράς, α) γιατί ένα μεγάλο ποσό ενέργειας θα έπρεπε να προσφερθεί για την ανύψωση της αέριας μάζας έως το επίπεδο ελεύθερης ανοδικής μεταφοράς, και β) εξαιτίας της απουσίας διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας πάνω από αυτό το επίπεδο.



Σχήμα 7. (α) Η ραδιοβόλιση του αεροδρομίου της Θεσσαλονίκης στις 1200 UTC 17/06/09 (πηγή: University of Wyoming) και β) χρονοσειρές της θερμοκρασίας (°C), θερμοκρασίας σημείου δρόσου (°C) και ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (K) στα 2 μ. στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης

3.4 Δείκτες Αστάθειας

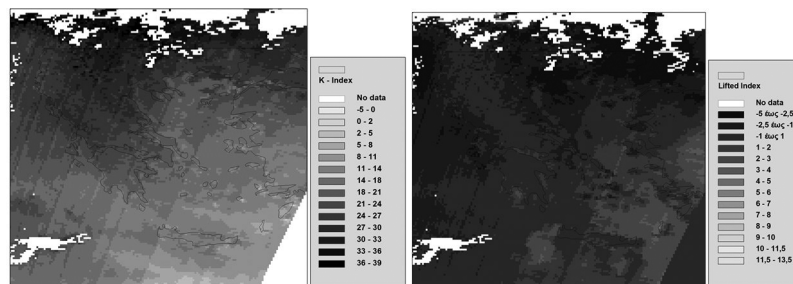
Οι δείκτες αστάθειας K και LI, που υπολογίστηκαν από το University of Wyoming με τις μετρήσεις της παραπάνω ραδιοβόλισης (1200 UTC 17/06), δεν έδωσαν ένδειξη για την ένταση του φαινομένου. Οι δύο δείκτες υπολογίστηκαν από τις σχέσεις:

$$K=(T_{850\text{hPa}}-T_{500\text{hPa}})+T_{d850\text{hPa}}-(T_{700\text{hPa}}-T_{d700\text{hPa}}) \text{ και}$$

$$LI= T_{500\text{hPa}}-T_{\alpha\mu}$$

όπου T είναι η θερμοκρασία του περιβάλλοντος και Td είναι η θερμοκρασία του σημείου δρόσου του περιβάλλοντος, στο κάθε ενδεικνυόμενο ισοβαρικό επίπεδο, ενώ T_{αμ} είναι η θερμοκρασία στα 500 hPa μίας αέριας μάζας που ανυψώθηκε με τη μέση πίεση, θερμοκρασία και σημείο δρόσου του στρώματος που εκτείνεται μέχρι το ύψος των 500 μέτρων πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Σύμφωνα με το δείκτη K που έλαβε την τιμή 21.7, υπήρχε 35% πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας. Ο δείκτης LI είχε την τιμή 0.92, που δηλώνει την πιθανότητα εμφάνισης καταιγίδων, αλλά μόνο αν υπάρξει κάποιος μηχανισμός που θα βοηθήσει την ανοδική κίνηση των αερίων μαζών. Το μειονέκτημα της χρήσης της ραδιοβόλισης για τον υπολογισμό των δεικτών αστάθειας είναι ότι παρέχει εκτίμηση της πιθανότητας εκδήλωσης καταιγίδων σε περιορισμένη χωρική κλίμακα.

Η χωρική κατανομή της πιθανότητας εκδήλωσης αστάθειας μπορεί να εκτιμηθεί μέσω δεικτών αστάθειας που υπολογίζονται από τα δορυφορικά δεδομένα του οργάνου MODIS που φέρεται από τους δορυφόρους Terra και Aqua. Τα προϊόντα του MODIS αποτελούνται από αρκετές παραμέτρους συμπεριλαμβανομένων των κατακόρυφων κατανομών της θερμοκρασίας και υγρασίας σε 20 ισοβαρικά επίπεδα και των δεικτών αστάθειας TT (Total Totals), K και LI. Όλες οι παράμετροι παράγονται ημέρα και νύχτα με χωρική ανάλυση 5 χλμ x 5 χλμ σε περιοχές με ανέφελες συνθήκες. Η καλή χωρική ανάλυση του οργάνου MODIS και των παραγόμενων παραμέτρων παρέχει τη δυνατότητα για την αναγνώριση της πιθανότητας εκδήλωσης αστάθειας. Οι Rexaras και Feidas (2010) έδειξαν ότι σε δύο περιπτώσεις αστάθειας στη Θεσσαλονίκη (εκ των οποίων η μία ήταν αυτή της 17/06/09) οι δείκτες αστάθειας από τα δεδομένα του MODIS είχαν καλή συσχέτιση με τους αντίστοιχους δείκτες από ραδιοβολίσεις. Στην παρούσα μελέτη, στην περιοχή ενδιαφέροντος οι δείκτες K και LI εμφάνισαν τιμές από 24 έως 30 και από -1 έως -2.5 αντίστοιχα, όταν υπολογίστηκαν με τα δεδομένα του MODIS για τις 0950 UTC 17/06 (Σχήμα 8). Αυτό σημαίνει ότι σύμφωνα με τον πρώτο δείκτη



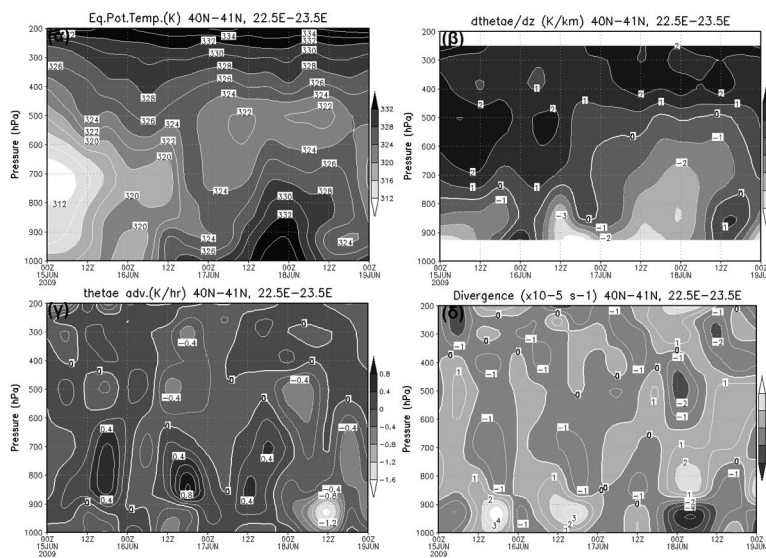
Σχήμα 8. Οι δείκτες αστάθειας K και Lifted Index (LI) στις 0950 UTC 17/06/09 (δεδομένα MODIS)

«υπάρχει 50% πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδων ή ευρέως διεσπαρμένες καταιγίδες» και σύμφωνα με τον άλλο δείκτη «καταιγίδες είναι πιθανές».

3.5 Δυνητική Αστάθεια

Οι επιφανειακές θερμοϋγρομετρικές συνθήκες στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης παρουσιάζονται στο Σχήμα 7β. Η θερμοκρασία και η θερμοκρασία του σημείου δρόσου στα 2 μ είχαν παρόμοια εξέλιξη κατά τη διάρκεια των δύο ημερών (15/06 και 16/06) πριν το φαινόμενο. Όμως και οι δύο παράμετροι αυξήθηκαν την 17η Ιουνίου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την ύπαρξη αυξημένων τιμών ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (θ_e , Bolton 1980) εκείνη την ημέρα. Η θ_e εμφάνισε μέγιστες τιμές ίσες με 341-342 °K αργά το απόγευμα και τις νυχτερινές ώρες, δηλαδή λίγο πριν την εκδήλωση και μετά το πέρας του πρώτου επεισοδίου αντίστοιχα. Η μείωση της θ_e κατά τη διάρκεια τόσο του πρώτου όσο και του δεύτερου επεισοδίου ίσως οφειλόταν και στα καθοδικά ρεύματα των καταιγίδων τα οποία μετέφεραν αέρα με χαμηλές τιμές θ_e από τη μέση τροπόσφαιρα.

Η εξέλιξη των χωρικά μεσοποιημένων τιμών της θ_e , της κατακόρυφης βαθμίδας της και της οριζόντιας μεταφοράς της στην περιοχή ενδιαφέροντος (40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A) παρουσιάζονται στα Σχήματα 9(α-γ) μέσω διαγραμμάτων Hovmöller. Οι παραπάνω ποσότητες εκτιμήθηκαν από τα πλεγματικά δεδομένα του ΕΚΜΠΚ χρησιμοποιώντας δεύτερης τάξης κεντρικές πεπερασμένες διαφορές για τον υπολογισμό των κατακόρυφων και οριζόντιων βαθμίδων. Η μελέτη της θ_e και της κατακόρυφης βαθμίδας της δείχνει ότι η δυνητική αστάθεια ήταν υπεύθυνη για την καταιγιδοφόρο δράση του φαινομένου. Κατά τη διάρκεια των προηγούμενων δύο ημερών (15/06 και 16/06), η κατακόρυφη βαθμίδα της θ_e ήταν αρνητική σε ένα αβαθές στρώμα κάτω από τα 800 hPa (Σχήμα 9β). Αυτό το δυνητικά ασταθές στρώμα επεκτάθηκε καθ' ύψος την 17η Ιουνίου και έφτασε τα 500



Σχήμα 9. Διαγράμματα hovmöller της μέσης τιμής της (α) ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας, θ_e (K), (β) κατακόρυφης βαθμίδας της θ_e (K/km), (γ) οριζόντιας μεταφοράς της θ_e (K/hr) και (δ) απόκλισης ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), στην περιοχή 40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A (δεδομένα ΕΚΜΠΚ)

hPa λίγο πριν την έναρξη του φαινομένου. Η διαφορά της θ_e ανάμεσα στα 500 hPa και τα 925 hPa στην περιοχή ενδιαφέροντος μεγιστοποιήθηκε μεταξύ 1800 UTC 17/06 και 0000 UTC 18/06 παίρνοντας τιμές έως -12°K . Από το Σχήμα 9γ και την ανάλυση των συνοπτικών συνθηκών (§3.2) φαίνεται ότι η συνοπτική κυκλοφορία συνεισέφερε στην αύξηση της δυνητικής αστάθειας την 17η Ιουνίου, με τη μεταφορά αερίων μαζών με υψηλή θ_e στην κατώτερη τροπόσφαιρα ($0.2-0.4^\circ\text{K/hr}$) και χαμηλή θ_e στη μέση τροπόσφαιρα (μέχρι -0.4°K/hr).

Όταν ένα στρώμα αέρα είναι δυνητικά ασταθές, τότε η ανοδική του κίνηση μέχρι τον κορεσμό θα οδηγήσει σε αστάθεια (με την έννοια του δείγματος αέρα) άσχετα με την αρχική του στρωματοποίηση. Επομένως, σε μια τέτοια περίπτωση, για την εκδήλωση της αστάθειας είναι απαραίτητη η ύπαρξη ενός μηχανισμού που θα αναγκάσει τη δυνητικά ασταθή αέρια μάζα σε ανοδική κίνηση μέχρι να γίνει κορεσμένη. Το Σχήμα 9δ δείχνει ότι αυτός ο μηχανισμός παρέχεται από τη σύγκλιση που εμφανίστηκε στην κατώτερη τροπόσφαιρα της περιοχής ενδιαφέροντος μεταξύ 1200 και 1800 UTC στις 17/06 (πριν την εκδήλωση της καταιγιδόφορου δράσης) και έφτασε τιμές ισχυρότερες από $-5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ μεταξύ 0000 και 0600 UTC στις 18/06.

4. Αριθμητικά πειράματα

Η σημασία των ΕΘΘ στην εκδήλωση και εξέλιξη των επεισοδίων ηλεκτρικής δραστηριότητας της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 διερευνήθηκε μέσω αριθμητικών πειραμάτων στα οποία χρησιμοποιήθηκαν ΕΘΘ από δύο διαφορετικά μετεωρολογικά κέντρα, καθώς και μια σύγχρονη τεχνική πρόγνωσής τους. Η ηλεκτρική δραστηριότητα προσομοιώθηκε μέσω του δείκτη δυναμικού αστραπών-κεραυνών LPI.

Ο δείκτης LPI, σε μια αναπτυσσόμενη καταιγίδα, είναι η κινητική ενέργεια των ανοδικών ρευμάτων (Yair κ.ά. 2010). Σε ένα σημείο πλέγματος του μοντέλου παίρνει μη-μηδενικές τιμές μόνο μέσα στο «στρώμα φόρτισης» (0°C έως -20°C) του καταιγιδόφορου νέφους όταν η πλειονότητα των κόμβων σε ακτίνα 10 χλμ από το εν λόγω σημείο πλέγματος έχει κατακόρυφη ταχύτητα μεγαλύτερη των 5 m/s. Σύμφωνα με τους Yair κ.ά. (2010), που περιγράφουν αναλυτικά τον τρόπο υπολογισμού του, ο LPI (σε J/kg) δίνεται από τη σχέση

$$\text{LPI} = \frac{1}{V} \iiint \epsilon w^2 dx dy dz$$

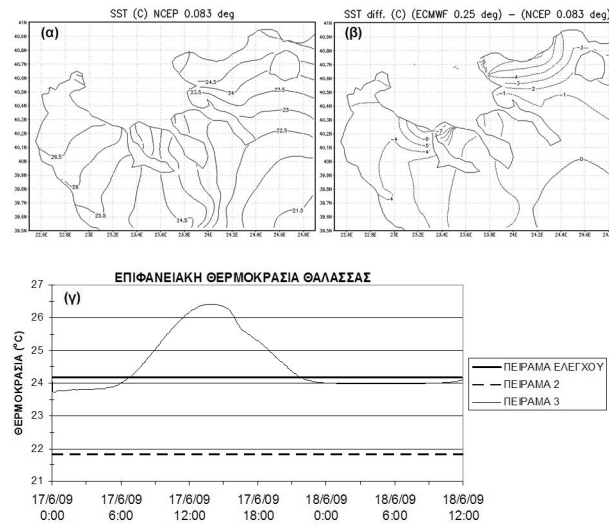
όπου V είναι ο όγκος του αέρα στο στρώμα μεταξύ 0°C και -20°C , w είναι η κατακόρυφη ταχύτητα (m/s) και ϵ είναι ένας αδιάστατος αριθμός που παίρνει τιμές μεταξύ 0 και 1 και εξαρτάται από την αναλογία μίγματος του νερού σε υγρή φάση, του πάγου, του χιονιού και των μορφωμάτων πάγου. Ο δείκτης απεικονίζει το δυναμικό της καταιγίδας να διαχωρίσει το ηλεκτρικό φορτίο στο στρώμα του νέφους μεταξύ των 0°C και -20°C , χωρίς όμως να υπολογίζει το ηλεκτρικό φορτίο.

Στη συνέχεια της ενότητας περιγράφεται ο πειραματικός σχεδιασμός, αξιολογείται το πείραμα ελέγχου και τέλος αναλύονται τα πειράματα ευαισθησίας, έτσι ώστε να διερευνηθεί η ευαισθησία των συγκεκριμένων επεισοδίων στις ΕΘΘ.

4.1 Πειραματικός σχεδιασμός

Στα αριθμητικά πειράματα χρησιμοποιήθηκαν οι ΕΘΘ των ΕΚΠΠ των ΗΠΑ και του ΕΚΜΠΚ. Το πείραμα ελέγχου (πείραμα 1) αρχικοποιήθηκε με τις υψηλής ανάλυσης ΕΘΘ των ΕΚΠΠ για τις 17 Ιουνίου 2009, οι οποίες έχουν χωρική διακριτοποίηση περίπου $0.083^\circ \times 0.083^\circ$. Το δεύτερο πείραμα βασίστηκε στις ΕΘΘ του ΕΚΜΠΚ για τις 0000 UTC 17/6, οι οποίες ήταν διαθέσιμες με χωρική διακριτοποίηση $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ στο ίδιο πλέγμα με τα υπόλοιπα πεδία ανάλυσης. Και στα δύο πειράματα οι ΕΘΘ παρέμεναν αμετάβλητες στις αρχικές τους τιμές σε όλη τη διάρκεια των προσομοιώσεων. Σε ένα τρίτο πείραμα οι αρχικές ΕΘΘ ήταν ίδιες με αυτές του πειράματος ελέγχου, αλλά κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης μεταβάλλονταν σύμφωνα με το προγνωστικό υπομοντέλο των Zeng και Beljaars (2005). Αυτό αναπαριστάνει την ημερήσια μεταβολή των ΕΘΘ, σύμφωνα με τις μετεωρολογικές συνθήκες που προβλέπονται από το ατμοσφαιρικό μοντέλο (WRF-ARW).

Ο λόγος για τον οποίο στο πείραμα ελέγχου χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα των ΕΚΠΠ είναι η υψηλή τους χωρική ανάλυση, η οποία αναμένεται να αποδώσει ρεαλιστικότερα τη χωρική κατανομή των ΕΘΘ, κυρίως σε κλειστές θάλασσες (Σχήμα 10α). Από την άλλη μεριά, οι Katsafados κ.ά. (2011) στη μελέτη τους για τη μετεωρολογική «βόμβα» της Ανατολικής Μεσογείου το 2004 έδειξαν ότι οι ΕΘΘ του ΕΚΜΠΚ οδήγησαν σε λίγο καλύτερη προσομοίωση σε σχέση με άλλες ΕΘΘ που είχαν υψηλότερη χωρική διακριτοποίηση. Αυτό το αποτέλεσμα αποδόθηκε στο ότι προέρχονται από ένα προηγμένο σύστημα αφομοίωσης δεδομένων που εισάγει δεδομένα από δορυφόρους και επιφανειακές πλατφόρμες. Επίσης, δεν πρέπει να παραληφθεί το γεγονός ότι στη μελέτη τους τα πεδία ανώτερης ατμόσφαιρας ήταν σε καλύτερη ισορροπία με τις συγκεκριμένες ΕΘΘ, καθώς και τα δύο προέρχονταν από την ίδια ανάλυση (του ΕΚΜΠΚ). Είναι χρήσιμο να αναφερθεί ότι στα πειράματά τους δεν είχαν χρησιμοποιηθεί τα υψηλής ανάλυσης δεδομένα των ΕΚΠΠ, γιατί η επιχειρησιακή διάθεση των τελευταίων ξεκίνησε το Σεπτέμβριο του 2005. Το Σχήμα 10β δείχνει ότι, στην περίπτωση των δεδομένων του ΕΚΜΠΚ, ο ορισμός των ΕΘΘ σε σημεία πλέγματος που βρίσκονται σε μικρής έκτασης κλειστές θάλασσες δεν είναι ο βέλτιστος, καθώς ένα προϊόν χαμηλής χωρικής διακριτοποίησης ($\sim 21.3 \text{ χλμ} \times 27.8 \text{ χλμ}$) παρεμβάλεται σε ένα πλέγμα υψηλής διακριτοποίησης ($2 \text{ χλμ} \times 2 \text{ χλμ}$). Όμως, ακόμα και σε πιο ανοικτές θαλάσσιες περιοχές παρατηρούνται διαφορές μέχρι και $3\text{-}4^\circ\text{C}$ σε σχέση με τα δεδομένα του πρώτου πειράματος. Τέλος, ο στόχος του τρίτου πειράματος είναι η διερεύνηση του ρόλου της χρονικής μεταβολής των ΕΘΘ (Σχήμα 10γ) στην εκδήλωση και εξέλιξη του φαινομένου.



Σχήμα 10. α) Οι ΕΘΘ (ανά 0.5°C) των ΕΚΠΠ που χρησιμοποιήθηκαν στην αρχικοποίηση των πειραμάτων 1 και 3, β) η διαφορά των ΕΘΘ (ανά 1°C) των ΕΚΠΠ από αυτές του ΕΚΜΠΚ (πειράμα 2) και γ) χρονοσειρά της μέσης τιμής των ΕΘΘ (°C) στο εσωτερικό πλέγμα του μοντέλου

4.2 Στατιστικές μέθοδοι

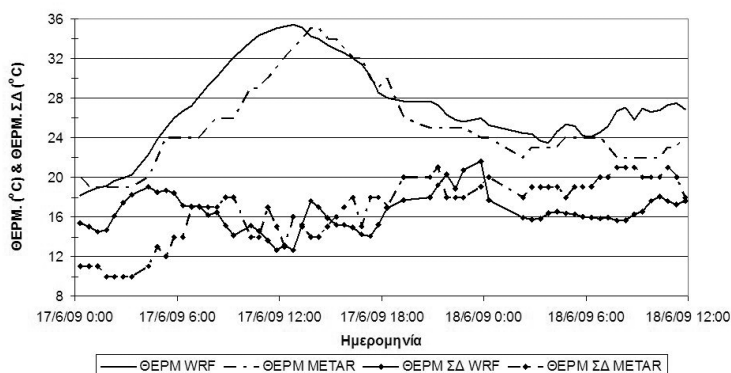
Η αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των προσομοιώσεων έγινε με τη χρήση στατιστικών δεικτών που χρησιμοποιούνται συχνά στη βιβλιογραφία (Wilks 1995, Ebert κ.ά. 2003, Κατσαφάδος 2003, Papadopoulos κ.ά. 2009, κ.λπ.) και παρέχουν πληροφορίες για τη συμπεριφορά του μοντέλου από διαφορετικές οπτικές γωνίες. Για τις συνεχείς μεταβλητές (θερμοκρασία, σημείο δρόσου) και τον υετό χρησιμοποιήθηκε το μέσο σφάλμα (ΜΣ), το μέσο απόλυτο σφάλμα (ΜΑΣ) και η ρίζα του μέσου τετραγώνου των σφαλμάτων (ΡΜΤΣ). Για την αξιολόγηση των προγνώσεων του LPI (που παίρνει διακριτές τιμές) υπολογίστηκαν τα στατιστικά της μεροληψίας (BIAS), της πιθανότητας εντοπισμού (Probability Of Detection - POD), της αναλογίας λάθους συναγεμών (False Alarm Ratio - FAR) και του δίκαιου σκορ απειλής (Equitable Threat Score – ETS).

Ο υπολογισμός των τελευταίων στατιστικών δεικτών έγινε για το διάστημα 1200 UTC 17/06/09 – 1159 UTC 18/06/09 (που καλύπτει μερικές ώρες πριν και μετά το φαινόμενο) και βασίστηκε σε πίνακες συνάφειας διάστασεων 2x2, στους οποίους καταγράφηκε σε ωριαία διαστήματα η ύπαρξη/απουσία πραγματικής και προβλεπόμενης δραστηριότητας αστραπών-κεραυνών στην περιοχή ενδιαφέροντος (40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A). Επομένως, κάθε πίνακας συνάφειας προέκυψε από 24 ζεύγη παρατηρήσεων-προγνώσεων. Κατά την κατασκευή τους, σε κάθε ωριαίο διάστημα θεωρήθηκε ότι υπάρχει: α) παρατηρούμενη δραστηριότητα όταν το πλήθος των αστραπών-κεραυνών που εντοπίστηκαν από το δίκτυο ZEUS σε διάστημα μίας ώρας στην περιοχή ενδιαφέροντος ήταν μη-μηδενικό και β) πρόγνωση δραστηριότητας (μέσω του LPI), όταν η μέγιστη ωριαία τιμή του δείκτη, υπολογιζόμενου ανά 5 λεπτά από τα αποτελέσματα του WRF-ARW, στην ίδια περιοχή (χωροχρονικό μέγιστο) ήταν μη-μηδενική. Οι παραπάνω στατιστικοί δείκτες υποδεικνύουν συνολικά για την περιοχή ενδιαφέροντος και όχι για τις μεμονωμένες ηλεκτρικές εκκενώσεις: α) αν το προγνωστικό σύστημα υπερεκτιμάει ή υποεκτιμάει το πλήθος των ωρών που παρατηρήθηκαν αστραπές-κεραυνοί (BIAS), β) το ποσοστό των ωρών με πραγματική δραστηριότητα που προβλέφθηκε επιτυχώς (POD), γ) το ποσοστό των εσφαλμένων προγνώσεων επικείμενης δραστηριότη-

τας αστραπών-κεραυνών (FAR) και δ) το ποσοστό των παρατηρούμενων και προβλεπόμενων ωρών δραστηριότητας που προβλέφθηκαν επιτυχώς, λαμβάνοντας υπόψη πιθανές τυχαία-επιτυχείς-προγνώσεις (ETS). Με αυτό τον τρόπο γίνεται αξιολόγηση της επιτυχούς πρόγνωσης της εμφάνισης, αλλά όχι της έντασης, του φαινομένου στις αριθμητικές προσομοιώσεις.

4.3 Αξιολόγηση πειράματος ελέγχου

Για την αξιολόγηση του πειράματος ελέγχου έγινε σύγκριση των προγνώσεων με παρατηρήσεις επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας στην περιοχή ενδιαφέροντος. Το Σχήμα 11 δείχνει ότι το αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσε τη θερμοκρασία και το σημείο δρόσου (στα 2 μέτρα) στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης αρκετά καλά σύμφωνα με τις παρατηρήσεις. Το σημαντικότερο σφάλμα στη θερμοκρασία είναι ότι η χρονική στιγμή εμφάνισης της μέγιστης τιμής στο μοντέλο έχει μετατοπιστεί περίπου στις 1250 UTC, δηλαδή 1-1.5 ώρα πριν το παρατηρούμενο μέγιστο. Όμως, η τιμή της μέγιστης θερμοκρασίας και ο ημερήσιος κύκλος αναπαριστάθηκαν σωστά. Σημαντικές αποκλίσεις εμφανίστηκαν και πάλι προς το τέλος της προσομοίωσης μετά το πέρας των δύο επεισοδίων. Η στατιστική ανάλυση πραγματοποιήθηκε από την 6η προγνωστική ώρα (παραλείποντας το χρόνο αρχικοποίησης – spin up– του μοντέλου) έως το τέλος της προσομοίωσης και περιελάμβανε 52 ζεύγη διαθέσιμων προγνώσεων/παρατηρήσεων. Τα ΜΣ, ΜΑΣ και ΡΜΤΣ της θερμοκρασίας ήταν 2.15, 2.43 και 2.99 °K, αντίστοιχα. Η προσομοίωση της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου στα 2μ ήταν εξίσου καλή (Σχήμα 11). Τα σημαντικότερα σφάλματα εμφανίστηκαν στην αρχή και στο τέλος της προσομοίωσης. Το αρχικό σφάλμα ήταν περίπου 4 °K και οφειλόταν στα αρχικά δεδομένα του ΕΚΜΠΚ (τα οποία εισήγαγαν μία υγρότερη κατώτερη τροπόσφαιρα) και όχι στο μοντέλο WRF. Μάλιστα, στη συνέχεια από τις 0650 UTC 17/06 το μοντέλο διόρθωσε το σφάλμα των αρχικών δεδομένων. Τα ΜΣ, ΜΑΣ και ΡΜΤΣ της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης ήταν -1.54, 2.35 και 2.72 °K, αντίστοιχα.



Σχήμα 11. Παρατηρήσεις (METAR) και προγνώσεις (με το WRF από το πείραμα ελέγχου) της θερμοκρασίας (°C) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (°C) στα 2 μ. στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης

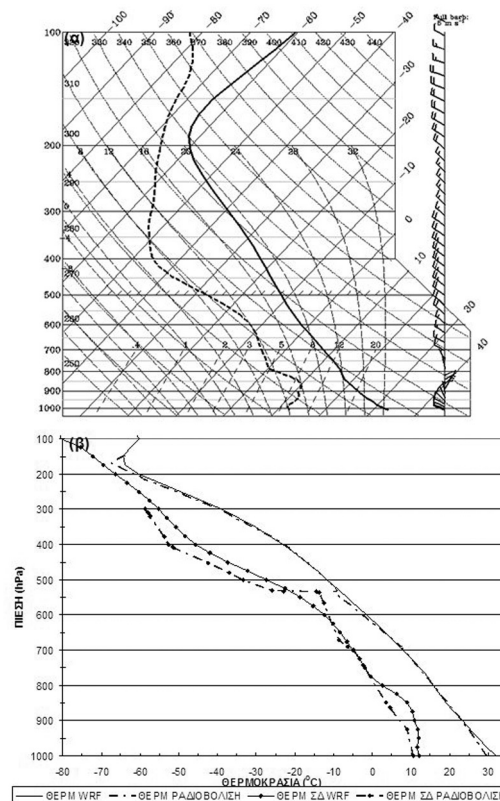
Τα παραπάνω σκορ είναι σε γενική συμφωνία με στατιστικές αξιολογήσεις σύγχρονων υψηλής ανάλυσης αριθμητικών μοντέλων στον Ελλαδικό χώρο. Οι Gofa κ.ά. (2008) αξιολόγησαν τα επιχειρησιακά μοντέλα SKIRON (0.06°x0.06°)

και COSMO-GR ($0.0625^\circ \times 0.0625^\circ$) της EMY για όλο το 2007 και βρήκαν τιμές PMTΣ μεταξύ 1.9 και 2.6 °K για τη θερμοκρασία και μεταξύ 2.3 και 3.5 °K για το σημείο δρόσου (για το διάστημα από την 6^{h} έως και την 36^{h} προγνωστική ώρα). Ο Πυθαρούλης (2009) στην αξιολόγηση του μοντέλου SKIRON ($0.05^\circ \times 0.05^\circ$) στον ελλαδικό χώρο, για την περίοδο Ιούνιος 2007-Απρίλιος 2009, βρήκε PMTΣ μεταξύ 2 και 2.5 °K στο ίδιο προγνωστικό διάστημα. Επομένως, στην παρούσα μελέτη το PMTΣ της θερμοκρασίας είναι λίγο μεγαλύτερο από ό,τι στη βιβλιογραφία, ενώ το αντίστοιχο σκορ του σημείου δρόσου είναι μεταξύ των δημοσιευμένων τιμών (πλησιέστερα στο κάτω όριό τους). Πιθανές αιτίες αυτών των διαφορών είναι ότι τα στατιστικά της παρούσας μελέτης: α) αντιστοιχούν σε μία μεμονωμένη περίπτωση ενός έντονου γεγονότος και όχι σε ένα μεγάλο χρονικό διάστημα στο οποίο επικρατούν διάφοροι τύποι καιρού, β) βασίζονται σε παρατηρήσεις METAR, στις οποίες η θερμοκρασία και το σημείο δρόσου είναι στρογγυλευμένα στον πλησιέστερο ακέραιο (εισάγοντας έτσι ένα μέγιστο λάθος ± 0.5 °K), και γ) υπολογίστηκαν από ημίωρες (METAR) και όχι από 6ωρες παρατηρήσεις (SYNOP), όπως οι παραπάνω μελέτες. Όταν χρησιμοποιούνται χρονικά πυκνές παρατηρήσεις, ένα παροδικό λάθος του μοντέλου λαμβάνεται υπόψη από τη στατιστική αξιολόγηση, ενώ στην άλλη περίπτωση το λάθος ελαχιστοποιείται ή αγνοείται (αν συμβεί μεταξύ των χρόνων παρατήρησης).

Η ποσοτική πρόγνωση του νετού στη Θεσσαλονίκη δεν ήταν ομοίως επιτυχημένη, παρότι το μοντέλο προσομοίωσε την ύπαρξη καταγιδόφορου δράσης. Στο αεροδρόμιο (LGTS), το ΑΠΘ και το Λαγκαδά προβλέφθηκαν 0.1 , 2.2 και 7.8 mm νετού, μεταξύ 1800 UTC $17/06$ και 0600 UTC $18/06$, ενώ οι πραγματικές τιμές ήταν 4.0 , 14.7 και 0.4 mm, αντίστοιχα (Πίνακας 1). Το σφάλμα πιθανώς να οφείλεται στο ότι η καταγιδόφορος δραστηριότητα προσομοιώθηκε λίγο βορειότερα από ό,τι στην πραγματικότητα. Όσον αφορά τους υπόλοιπους διαθέσιμους σταθμούς της Μακεδονίας, ο Πίνακας 1 δείχνει ότι δεν παρουσιάστηκαν μεγάλα σφάλματα, με εξαίρεση το Κιλκίς, το Νευροκόπι και τον Πολύγυρο. Συνολικά, το μέσο σφάλμα και το μέσο απόλυτο σφάλμα των 15 διαθέσιμων σταθμών στο διάστημα 1800 UTC $17/06$ - 0600 UTC $18/06$ ήταν -0.1 και 4.0 mm, αντίστοιχα. Είναι γνωστό ότι η χωροχρονική και ποσοτική πρόγνωση του νετού, ιδιαίτερα σε καταγιδόφορα συστήματα, είναι ένα από τα μεγαλύτερα προβλήματα στην αριθμητική πρόγνωση του καιρού (Ebert κ.ά. 2003). Αυτό γίνεται ακόμα πιο εμφανές σε σημειακές συγκρίσεις. Επίσης, η Ebert (2008) τονίζει ότι οι υψηλής ανάλυσης αριθμητικές προγνώσεις, ενώ είναι αρκετά ρεαλιστικές και χρήσιμες, εξακολουθούν να έχουν δυσκολία στην πρόγνωση ενός συγκεκριμένου γεγονότος σε πλήρη αντιστοιχία με τις παρατηρήσεις.

Στο Σχήμα 12α παρουσιάζεται η κατατομή των θερμοϋγρομετρικών συνθηκών του μοντέλου στο σημείο πλέγματος, που είναι πλησιέστερα στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης στις 1200 UTC $17/06$ (12^{h} προγνωστική ώρα), δηλαδή την ώρα της πραγματικής ραδιοβόλισης (Σχήμα 7α). Η ατμόσφαιρα του μοντέλου αναμένεται να είναι ασταθής υπό συνθήκες μέχρι περίπου τα 550 hPa και στη συνέχεια η θερμοκρασία να ακολουθεί την υγρή αδιαβατική μέχρι την τροπόπαυση, που βρίσκεται περίπου στα 200 hPa. Όσον αφορά την ειδική υγρασία, οι τιμές της στα παρεδάφια στρώματα, μέχρι τα 850 hPa, είναι $8-10$ g/kg. Ο άνεμος κοντά στην επιφάνεια είναι βορειοδυτικός (Σχήμα 12α), βαθμιαία στρέφεται σε βορειοανατολικός μέχρι τα $850-800$ hPa και πάνω από αυτό το επίπεδο ξαναγίνεται βο-

ρειοδυτικός. Η παραπάνω ποιοτική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε με τη βοήθεια του θερμοδυναμικού διαγράμματος δείχνει ότι η δομή της ατμόσφαιρας στο μοντέλο είναι σε καλή συμφωνία με τις πραγματικές συνθήκες (Σχήμα 7α) λίγες ώρες πριν την έναρξη της ηλεκτρικής δραστηριότητας. Πραγματικά, στο Σχήμα 12β φαίνεται η πολύ καλή συμφωνία μεταξύ της πραγματικής και της προσομοιωμένης κατατομής της θερμοκρασίας στο Αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης. Η πρόγνωση του σημείου δρόσου εμφανίζει μεγαλύτερα σφάλματα (που φθάνουν τους 7°C στα 400 hPa) από τη θερμοκρασία, αλλά και πάλι η μεταβλητότητα των πραγματικών και προγνωστικών υγρομετρικών συνθηκών με το ύψος είναι παρόμοια.

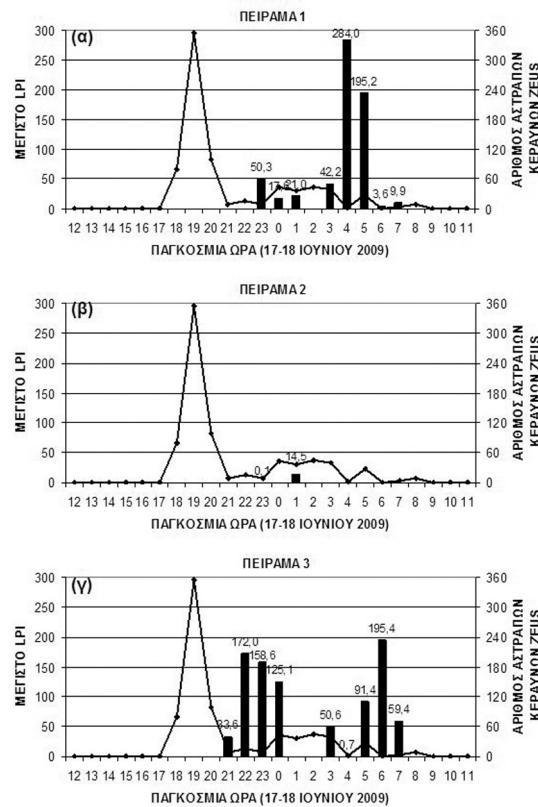


Σχήμα 12. α) Προγνωστική ραδιοβόλιση και β) κατατομές της πραγματικής και προγνωστικής θερμοκρασίας (°C) και της θερμοκρασίας του σημείου δρόσου (°C) στο αεροδρόμιο της Θεσσαλονίκης στις 1200 UTC 17/06/09. Τα προγνωστικά δεδομένα είναι από το πείραμα ελέγχου

Οι δείκτες αστάθειας K και LI, που υπολογίστηκαν από το λογισμικό RIP με τα δεδομένα της προγνωστικής ραδιοβόλισης (Σχήμα 12α) για τις 1200 UTC 17/06/09, έλαβαν τιμές ίσες με 27 και -1.7, αντίστοιχα. Αυτό σημαίνει ότι σύμφωνα με τον πρώτο δείκτη «υπάρχει 50% πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδων ή ευρέως διεσπαρμένες καταιγίδες» και σύμφωνα με τον άλλο δείκτη «καταιγίδες είναι πιθανές». Αυτές οι τιμές είναι σε πλήρη συμφωνία με τα δεδομένα του MODIS, ενώ υποδεικνύουν λίγο μεγαλύτερη πιθανότητα εκδήλωσης καταιγίδας σε σχέση με την πραγματική ραδιοβόλιση του αεροδρομίου της Θεσσαλονίκης.

Η ηλεκτρική δραστηριότητα αναπαρίσταται στις προσομοιώσεις μέσω του δείκτη LPI. Το Σχήμα 13 παρουσιάζει τη μέγιστη ωριαία τιμή του LPI (υπολογιζόμενη από τα 5λεπτα αποτελέσματα του WRF-ARW) και το πλήθος των αστραπών-κεραυνών που κατέγραψε το σύστημα ZEUS στην περιοχή ενδιαφέροντος (40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A). Στην προσομοίωση του πειράματος ελέγχου (Σχήμα 13α) προβλέφθηκαν δύο επεισόδια ηλεκτρικής δραστηριότητας, όπως και στην πραγματικότητα, αλλά με μια καθυστέρηση περίπου 5 ωρών στην έναρξή τους.

Στο μοντέλο, η λήξη της ηλεκτρικής δραστηριότητας εκτιμήθηκε μεταξύ 0700 και 0800 UTC. Το σύστημα ZEUS έδειξε ότι εκείνη την ώρα, παρότι το δεύτερο επεισόδιο είχε λήξει, εξακολουθούσαν να παρατηρούνται μερικές μεμονωμένες αστραπές-κεραυνοί κοντά στη Θεσσαλονίκη.



Σχήμα 13. Χρονοσειρές της μέγιστης ωριαίας τιμής του δείκτη LPI (J/kg, στήλες) στα 3 πειράματα και του ωριαίου πλήθους των αστραπών-κεραυνών από το δίκτυο ZEUS (μαύρη γραμμή) στην περιοχή 40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A

Από την παραπάνω ανάλυση συμπεραίνεται ότι στο πείραμα ελέγχου πραγματοποιήθηκε μια επιτυχημένη προσομοίωση των μετεωρολογικών συνθηκών που επικράτησαν στην περιοχή ενδιαφέροντος πριν και κατά τη διάρκεια των επεισοδίων ηλεκτρικής δραστηριότητας της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009. Επομένως, αυτό το πείραμα θα χρησιμοποιηθεί, σύμφωνα με τη μεθοδολογία της παραγράφου 4.1, για τη διερεύνηση του ρόλου των ΕΘΘ στην εκδήλωση και εξέλιξη του συγκεκριμένου φαινομένου.

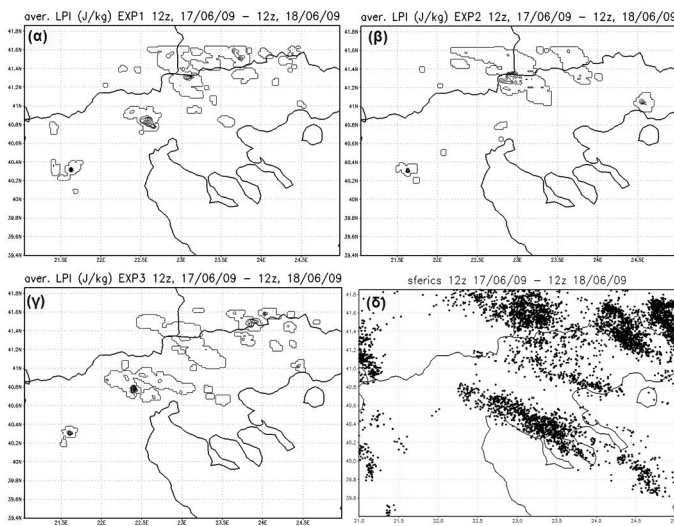
4.4 Πειράματα ευαισθησίας

Ο ρόλος των ΕΘΘ στα επεισόδια ηλεκτρικής δραστηριότητας της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης διερευνήθηκε μέσω πειραμάτων ευαισθησίας. Στο πείραμα 2 χρησιμοποιήθηκαν οι ΕΘΘ του ΕΚΜΠΚ οι οποίες παρέμειναν αμετάβλητες σε όλη την προσομοίωση. Το τελευταίο πείραμα αρχικοποιήθηκε με ακριβώς τα ίδια δεδομένα με το πείραμα ελέγχου, αλλά κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης, οι ΕΘΘ μεταβάλλονταν ως συνάρτηση των μετεωρολογικών συνθηκών.

Το Σχήμα 13β απεικονίζει ότι η χρήση των ΕΘΘ του ΕΚΜΠΚ (πείραμα 2) οδήγησε σε πρόσκαιρη ηλεκτρική δραστηριότητα στα διαστήματα 2300-2359

UTC και 0100-0159 UTC, η οποία δεν ανταποκρίνεται στην εικόνα των πραγματικών επεισοδίων. Στο Σχήμα 14β, όπου απεικονίζεται η χωρική κατανομή της μέσης τιμής του δείκτη LPI από 1200 UTC 17/06 έως 1200 UTC 18/06 στο πείραμα 2, είναι προφανές ότι η κύρια ηλεκτρική δραστηριότητα περιορίζεται στα σύνορα μεταξύ Ελλάδας, Βουλγαρίας και ΠΓΔΜ. Η δραστηριότητα στην περιοχή ενδιαφέροντος περιορίζεται σε μεμονωμένες περιοχές Βόρεια-Βορειοδυτικά της Θεσσαλονίκης. Αυτή η εικόνα είναι σε πλήρη αντίθεση με το πείραμα ελέγχου (Σχήμα 14α), στο οποίο η ηλεκτρική δραστηριότητα προσομοιώθηκε πολύ κοντά στη Θεσσαλονίκη. Όμως, ακόμα και το πείραμα ελέγχου δεν κατάφερε να αποδώσει πλήρως την πραγματική χωρική κατανομή των αστραπών-κεραυνών που εντοπίστηκαν από το σύστημα ZEUS (Σχήμα 14δ) στην περιοχή ενδιαφέροντος. Πιο συγκεκριμένα, δεν προσομοιώθηκε η επέκταση της δραστηριότητας στο νομό Χαλκιδικής τις πρώτες πρωινές ώρες της 18/06.

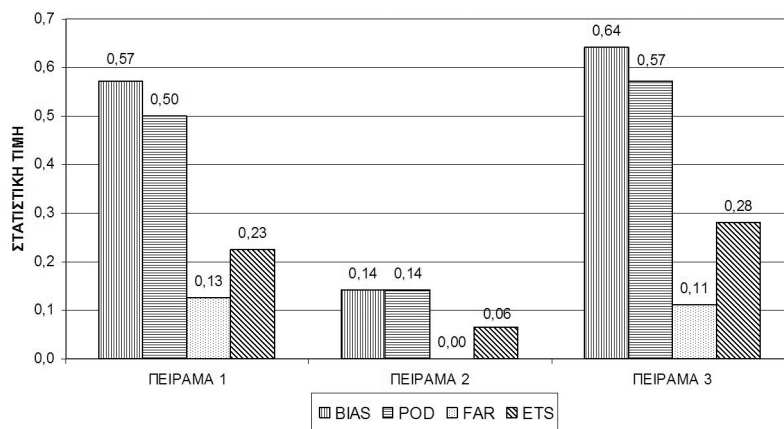
Σχήμα 14. (α, β, γ) Η μέση τιμή του δείκτη LPI (J/kg) στα 3 πειράματα και (δ) οι παρατηρήσεις των αστραπών-κεραυνών από το δίκτυο ZEUS, από 1200 UTC 17/06 έως 1200 UTC 18/06. Οι ισοπληθείς του LPI ξεκίνησαν από τα 0 J/kg και σχεδιάστηκαν με βήμα 0.5 J/kg



Το πείραμα 3 αναπαράστησε καλύτερα τη χρονική εξέλιξη του φαινομένου στην περιοχή ενδιαφέροντος (Σχήμα 13γ), καθώς προσομοίωσε δύο επιμέρους επεισόδια και η καθυστέρηση στην έναρξη του φαινομένου μειώθηκε στις 3 ώρες. Επίσης, όσον αφορά τη χωρική κατανομή του LPI, η επέκταση της δραστηριότητας προς τα νοτιοανατολικά αναπαριστάθηκε καλύτερα (Σχήμα 14γ), χωρίς όμως να είναι σε πλήρη συμφωνία με την πραγματικότητα (Σχήμα 14δ). Παρόμοια σφάλματα στην προσομοίωση της ακριβούς θέσης της ηλεκτρικής δραστηριότητας εμφανίστηκαν και στους Yair et al. (2010) και είναι κάτι αναμενόμενο, δεδομένου: α) των σφαλμάτων στα αρχικά δεδομένα των μοντέλων και β) της πληθώρας των ατμοσφαιρικών διεργασιών που επηρεάζουν την πρόγνωση των μετεωρολογικών παραμέτρων από τους οποίους εξαρτάται ο δείκτης LPI.

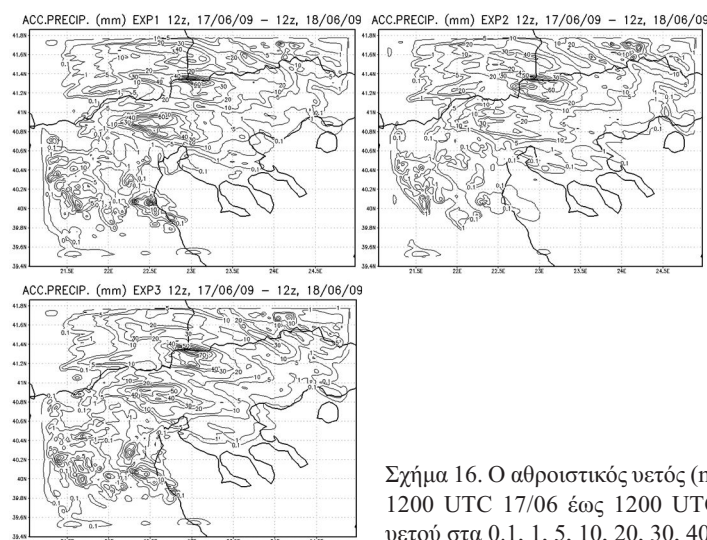
Η στατιστική αξιολόγηση της μέγιστης ωριαίας τιμής του δείκτη LPI στην περιοχή ενδιαφέροντος, που πραγματοποιήθηκε από 1200 UTC 17/06 έως 1159 UTC 18/06 (24 ζεύγη τιμών) σύμφωνα με τη μεθοδολογία της παραγράφου 4.2, παρουσιάζεται στο Σχήμα 15. Οι καλύτερες προσομοιώσεις της ηλεκτρικής δραστηριότητας πραγματοποιήθηκαν στα δύο πειράματα που χρησιμοποιήθηκαν οι ΕΘΘ των ΕΚΠΠ (πειράματα 1 και 3). Μάλιστα, η αναπαράσταση και της χρονικής μεταβολής των ΕΘΘ (στο πείραμα 3) οδήγησε στα καλύτερα αποτελέσματα

(BIAS=0.64, POD=0.57, FAR=0.11, ETS=0.28) μεταξύ των τριών πειραμάτων. Η ύπαρξη μηδενικού αριθμού λάθος συναγευμένων (FAR=0) στο πείραμα 2 δε θεωρείται σημαντική, γιατί αυτή οφείλεται στο ότι η χρήση των ΕΘΘ του ΕΚΜΠΠ οδήγησε στην πρόγνωση ηλεκτρικής δραστηριότητας μόνο σε δύο ωριαία διαστήματα (2300-2359 και 0100-0159 UTC) και κατά συνέπεια οι τιμές των υπολοίπων στατιστικών ήταν πολύ μικρές (BIAS=0.14, POD=0.14, ETS=0.06).



Σχήμα 15. Οι τιμές των στατιστικών BIAS, POD, FAR και ETS των προγνώσεων της ηλεκτρικής δραστηριότητας στην περιοχή 40°B-41°B, 22.5°A-23.5°A στα 3 πειράματα

Η επίδραση των ΕΘΘ στον αθροιστικό υετό (1200 UTC 17/06 έως 1200 UTC 18/06) φαίνεται στο Σχήμα 16. Οι ΕΘΘ του ΕΚΜΠΠ οδήγησαν σε μείωση της μέγιστης ποσότητας του υετού που προβλέφθηκε στο παραπάνω διάστημα στο μισό, σε σχέση με τις υψηλές ανάλυσης ΕΘΘ των ΕΚΠΠ. Η αναπαράσταση της ημερήσιας μεταβολής των ΕΘΘ (πείραμα 3) επέφερε μικρή μείωση στο μέγιστο υετό (στην περιοχή ενδιαφέροντος) και παρόμοια χωρική κατανομή με το πείραμα ελέγχου. Όμως, στον Θερμαϊκό κόλπο και την πόλη της Θεσσαλονίκης προκάλεσε μία αύξηση του υετού σε σχέση με τα άλλα δύο πειράματα (Σχήμα 16γ).



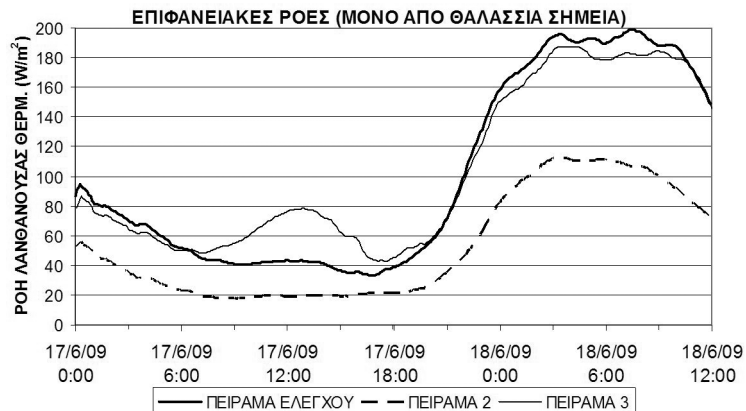
Σχήμα 16. Ο αθροιστικός υετός (mm) στα 3 πειράματα, από 1200 UTC 17/06 έως 1200 UTC 18/06. Ισοπληθείς του υετού στα 0.1, 1, 5, 10, 20, 30, 40, 50, 60, ..., 100 mm

Ο Πίνακας 1 δείχνει ότι και στους 3 σταθμούς που βρίσκονται κοντά στη Θεσσαλονίκη (αεροδρόμιο, ΑΠΘ και Λαγκαδάς) οι μικρότερες αποκλίσεις του προσομοιωμένου νετού από τις μετρήσεις εμφανίστηκαν στο πείραμα 3. Επίσης, από τα συνολικά στατιστικά του νετού για όλους τους διαθέσιμους σταθμούς (Πίνακας 1) προκύπτει ότι το 3ο πείραμα παρουσίασε τη βέλτιστη απόδοση με μέσο σφάλμα και μέσο απόλυτο σφάλμα ίσα με -0.1 και 3.2 mm αντίστοιχα. Επομένως, αυτή η σύγκριση δείχνει ότι στο συγκεκριμένο φαινόμενο η αναπαράσταση της ημερήσιας μεταβολής των ΕΘΘ οδήγησε σε βελτίωση της πρόγνωσης του νετού.

Η ποιοτική σύγκριση της μέσης τιμής του LPI (Σχήμα 14) και της αθροιστικής ποσότητας του νετού (Σχήμα 16), από 1200 UTC 17/06 έως 1200 UTC 18/06, δείχνει ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των περιοχών που προβλέπεται ηλεκτρική δραστηριότητα και νετός στις προσομοιώσεις. Όμως, τα μέγιστα των δύο παραμέτρων (στο κάθε πείραμα), αν και είναι σε πολύ κοντινές θέσεις, συνήθως δε βρίσκονται στο ίδιο σημείο. Αυτό οφείλεται στο ότι ο δείκτης LPI εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τις ανολισθήσεις μέσα στα καταιγιδόφρα νέφη (αφού υπολογίζεται για ανοδικά ρεύματα και είναι ανάλογος του τετραγώνου του μέτρου της κατακόρυφης ταχύτητας). Μελέτες έχουν δείξει ότι, στην ώριμη φάση των καταιγίδων, τα ανοδικά ρεύματα παρατηρούνται πλησίον των περιοχών με τον εντονότερο νετό (Houze 1993). Αυτή η σύγκριση προσφέρει μία ικανοποιητική ένδειξη της καλής λειτουργίας του WRF στο να αναπαριστά τις δυναμικές και μικροφυσικές διεργασίες των καταιγίδων, όσο αυτό επιτρέπεται από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου.

Το συμπέρασμα που προκύπτει από τα πειράματα της παρούσας μελέτης είναι ότι η ηλεκτρική δραστηριότητα της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 ήταν ευαίσθητη στον ορισμό των ΕΘΘ. Ο τρόπος με τον οποίο οι ΕΘΘ επηρεάζουν την ατμόσφαιρα είναι μέσω των επιφανειακών ροών θερμότητας. Σε αυτή τη μελέτη οι επιφανειακές ροές λανθάνουσας θερμότητας, πάνω από τα θαλάσσια σημεία της εσωτερικής περιοχής ολοκλήρωσης, ήταν περίπου μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από ότι οι ροές αισθητής θερμότητας.

Στο πείραμα 1, οι ΕΘΘ ήταν θερμότερες από ό,τι στο 2ο πείραμα (Σχήμα 10) και σχετίζονταν με ισχυρότερες ροές λανθάνουσας θερμότητας (Σχήμα 17) και μεγαλύτερα μέγιστα νετού (Σχήμα 16) στην περιοχή ενδιαφέροντος, τα οποία είναι ένδειξη ισχυρότερης αστάθειας. Βέβαια, οι ροές δεν εξαρτώνται μόνο από τις ΕΘΘ, αλλά και από τη θερμοδυναμική κατάσταση του οριακού στρώματος και την ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου. Στην τελευταία παράμετρο οφείλεται η δραματική αύξηση των ροών στο τέλος της 17/06 και την επόμενη ημέρα. Τα δύο πρώτα πειράματα αποδεικνύουν ότι για την εκδήλωση ηλεκτρικής δραστηριότητας στην περιοχή ενδιαφέροντος η ένταση της καταιγίδας (αστάθεια) πρέπει να υπερβεί κάποιο κατώφλι, το οποίο με τη σειρά του φαίνεται να εξαρτάται από τις ΕΘΘ. Βέβαια, αυτή η κρίσιμη τιμή των ΕΘΘ δεν πρέπει να είναι σταθερή, όπως για παράδειγμα συμβαίνει με τη γέννηση των τροπικών κυκλώνων και τη γνωστή τιμή των $26-27^{\circ}\text{C}$ (Palmen 1948, Gray 1979). Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι μετεωρολογικές συνθήκες στην κατώτερη και μέση τροπόσφαιρα είναι αρκετά ευμετάβλητες, ενώ στους τροπικούς ωκεανούς η τροπόσφαιρα είναι συνήθως δυναμικά ουδέτερη (Emanuel, 1989) και η αστάθεια εμφανίζεται όταν οι ΕΘΘ υπερβούν το παραπάνω όριο (Graham και Barnett 1987, Betts 1997).



Σχήμα 17. Χρονοσειρές της μέσης τιμής των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας (W/m^2) στα θαλάσσια σημεία του εσωτερικού πλέγματος

Τέλος, τα πειράματα 1 και 3 έδειξαν ότι στο συγκεκριμένο γεγονός η χωροχρονική κατανομή της ηλεκτρικής δραστηριότητας εξαρτάται από την εξέλιξη των επιφανειακών ροών λανθάνουσας θερμότητας (Σχήμα 17) και, κατά συνέπεια, και από τη χρονική εξέλιξη των ΕΘΘ. Η μείωση της καθυστέρησης και, άρα, η βελτίωση της ώρας έναρξης της ηλεκτρικής δραστηριότητας στο πείραμα 3 φαίνεται να σχετίζεται με την ύπαρξη θερμότερων ΕΘΘ (Σχήμα 10) και μεγαλύτερων ροών λανθάνουσας θερμότητας πριν την έναρξη του φαινομένου.

5. Συμπεράσματα – Συζήτηση

Εντυπωσιακή δραστηριότητα αστραπών-κεραυνών επηρέασε τη Θεσσαλονίκη και τους γειτονικούς νομούς τις νυχτερινές ώρες της 17 προς 18 Ιουνίου 2009. Το κίνητρο της μελέτης ήταν τόσο το γεγονός ότι η ηλεκτρική δραστηριότητα εμφανίστηκε στο δεύτερο μεγαλύτερο αστικό κέντρο της Ελλάδας όσο και το ότι προκάλεσε διακοπή της ηλεκτροδότησης στη Θεσσαλονίκη και τους γύρω νομούς. Το φαινόμενο χαρακτηρίστηκε από δύο επιμέρους επεισόδια και αξιοσημείωτη χωρική μεταβλητότητα του νετού. Η συνοπτική κυκλοφορία έπαιξε σημαντικό ρόλο στην εμφάνιση διαφορικής μεταφοράς ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα κατώτερα επίπεδα και στη μέση τροπόσφαιρα. Η δυναμική αστάθεια που δημιουργήθηκε από αυτή τη διαφορική μεταφορά, μαζί με τη σύγκλιση στα κατώτερα επίπεδα, εμφανίζονται να είναι υπεύθυνοι για την καταιγιδοφόρο δραστηριότητα.

Το φαινόμενο προσομοιώθηκε με τη συνδυαστική χρήση του υψηλής ανάλυσης ($2 \chi\lambda\mu \times 2 \chi\lambda\mu$) περιοχικού μη-υδροστατικού μοντέλου WRF-ARW και του δείκτη δυναμικού αστραπών-κεραυνών LPI των Yair κ.ά. (2010). Τα αποτελέσματα ήταν σε καλή συμφωνία με τις διαθέσιμες παρατηρήσεις επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας. Πειράματα ευαισθησίας έδειξαν ότι η ηλεκτρική δραστηριότητα της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009 ήταν ευαίσθητη στον ορισμό των ΕΘΘ. Η καλύτερη προσομοίωση του φαινομένου πραγματοποιήθηκε όταν χρησιμοποιήθηκαν οι υψηλής ανάλυσης ΕΘΘ των ΕΚΠΠ και αναπαριστάθηκε η χρονική τους εξέλιξη. Βέβαια, τα παραπάνω συμπεράσματα προέκυψαν από τη με-

λέτη των επεισοδίων της 17ης και 18ης Ιουνίου 2009. Σίγουρα, απαιτείται η πραγματοποίηση περισσότερων μελετών, έτσι ώστε να είναι εφικτή η γενίκευση αυτών των αποτελεσμάτων.

Παρά τη βελτίωση των αριθμητικών μοντέλων και τη χρήση πολύ υψηλών αναλύσεων, η πλήρης αποτύπωση της πραγματικής ηλεκτρικής δραστηριότητας από ένα αριθμητικό μοντέλο είναι ένα πολύ σύνθετο και δύσκολο έργο, που εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως από τη συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρική κυκλοφορία μέχρι τις μικροφυσικές διεργασίες των νεφών. Η έλλειψη ενός πολύ πυκνού επιχειρησιακού δικτύου μετεωρολογικών παρατηρήσεων επιφανείας και ανώτερης ατμόσφαιρας είναι ένας αποτρεπτικός παράγοντας για την πλήρη αποτύπωση των επικρατούντων μετεωρολογικών συνθηκών και, συνεπώς, για τη βελτιστη αρχικοποίηση των αριθμητικών μοντέλων.

Τέλος, αυτή η μελέτη έφερε στο φως ισχυρές ενδείξεις ότι, για την καλύτερη πρόγνωση των καταγιδόφρων συστημάτων και της ηλεκτρικής δραστηριότητάς των στην περιοχή ενδιαφέροντος, είναι συγχρόνως απαραίτητη η πολύ καλή και επιχειρησιακή γνώση των επιφανειακών θερμοκρασιών θάλασσας. Προς το παρόν, ο πλησιέστερος πλωτός σταθμός μέτρησης ανήκει στο Ελληνικό Κέντρο Θαλασσιών Ερευνών (<http://www.hcmr.gr>) και βρίσκεται Νοτιοανατολικά του Όρους Άθως. Παρότι οι ΕΘΘ που χρησιμοποιούνται επιχειρησιακά από τα μοντέλα πρόγνωσης καιρού καθορίζονται κυρίως από δορυφορικά δεδομένα, η ύπαρξη ενός πυκνότερου δικτύου πλωτών σταθμών θα επέτρεπε την καλύτερη αξιολόγηση και βελτίωσή τους.

Ευχαριστίες

Θερμές ευχαριστίες απευθύνονται στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών και ειδικότερα στους Δρ. Κοτρώνη και Δρ. Λαγουβάρδο για τα δεδομένα του δικτύου ZEUS και τις επιφανειακές παρατηρήσεις, στο ΚΕΜΕ-ΕΛΓΑ και ειδικότερα στην κα. Χατζή για τις επιφανειακές παρατηρήσεις, στο Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF) για τις πλεγματικές αναλύσεις, στα Εθνικά Κέντρα Περιβαλλοντικών Προγνώσεων (NCEP) των ΗΠΑ για τις επιφανειακές θερμοκρασίες θάλασσας, στο Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (NCAR) των ΗΠΑ για το αριθμητικό μοντέλο WRF-ARW, στη NASA για τα δορυφορικά δεδομένα, στο University of Wyoming των ΗΠΑ για τη ραδιοβόλιση και τις μετεωρολογικές παρατηρήσεις του Αεροδρομίου της Θεσσαλονίκης και στον κ. Κέπλα για την παραχώρηση της φωτογραφίας του Σχήματος 1. Επίσης ευχαριστούμε τους δύο κριτές της εργασίας για τα εποικοδομητικά τους σχόλια.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ελληνική

Βλάχου, Μ., Μπρίκας, Δ. και Πυθαρούλης, Ι. (2008), «Γραμμή καταγίδων ανάβει καταστροφική πυρκαγιά στην Κασσάνδρα Χαλκιδικής», 9^ο Συνέδριο Μετεωρολογίας, Κλιματολογίας και Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Θεσσαλονίκη.

- Κατσαφάδος, Π. (2003), *Παράγοντες και παραμετροποιήσεις που καθορίζουν τη μακράς διάρκειας προγνωστική ικανότητα μοντέλων περιορισμένης περιοχής*, Διδακτορική Διατριβή, Τμήμα Φυσικής, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.
- Πυθαρούλης, Ι. (2009), «Υψηλής ανάλυσης επιχειρησιακές αριθμητικές προγνώσεις καιρού για αγρομετεωρολογικές εφαρμογές», 6^ο Πανελλήνιο Συνέδριο Γεωργικής Μηχανικής, 8-10 Οκτωβρίου, Θεσσαλονίκη.
- Ρούπα, Π. (2009), *Χαρακτηριστικά των ηλεκτρικών εκκενώσεων στον Ελλαδικό χώρο και σχέση αυτών με τον νετό*, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδικεύσεως, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Στολάκη, Σ.Ν. (2004), *Μελέτη των χαρακτηριστικών των χαλαζοπτώσεων στην περιοχή Ημαθίας-Πέλλας και εκτίμηση αυτών κατά τη διάρκεια του 21ου αιώνα*, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδικεύσεως, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.
- Τουρναβίτη, Α.Ν. (1999), *Συμβολή στη μελέτη της πρόγνωσης χαλαζοκαταιγίδων στο Βόρειο Ελλαδικό χώρο*, Μεταπτυχιακή Διατριβή Ειδικεύσεως, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης.

Ξενόγλωσση

- Ashley, W.S. και Gilson, C.W. (2009), «A reassessment of U.S. lightning mortality», *Bull. Amer. Met. Soc.* 90: 1501-1518.
- Betts, A.K. (1997), «Trade Cumulus: observations and modeling» στο R. K. Smith (επιμ.), *The Physics and Parameterization of Moist Atmospheric Convection*, Ντόρντρεχτ: Kluwer Academic Publishers: 99-126.
- Bolton, D. (1980), «The computation of equivalent potential temperature» *Mon. Wea. Rev.* 108: 1046-1053.
- Bright, D.R., Wandishin, M.S., Jewell, R.E. και Weiss, S.J. (2005), «A physically based parameter for lightning prediction and its calibration in ensemble forecasts», Conference on Meteorological Applications of Lightning Data, *Am. Meteorol. Soc.*, San Diego, Calif., U.S.A.
- Chen, F. και Dudhia, J. (2001), «Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation», *Mon. Wea. Rev.* 129: 569-585.
- Cherington, M. και Mathys, K. (1995), «Deaths and injuries as a result of lightning strikes to aircraft», *Aviation Space and Environmental Medicine* 66: 687-689.
- Cummins, K.L., Krider, E.P. και Malone, M.D. (1998), «The U.S. national lightning detection network and applications of cloud-to-ground lightning data by electric power utilities», *IEEE transactions on electromagnetic compatibility* 40: 465-480.
- Curran, E.B., Holle R.L. και Lopez, R.E. (2000), «Lightning casualties and damages in the United States from 1959 to 1994», *J. Climate* 13: 3448-3464.
- Curran, E.B. και Rust, W.D. (1992), «Positive Ground Flashes Produced by Low-Precipitation Thunderstorms in Oklahoma on 26 April 1984», *Mon. Wea. Rev.* 120: 544-553.
- Defer, E., Lagouvardos, K. και Kotroni, V. (2005), «Lightning activity in the eastern Mediterranean region», *J. Geoph. Res.* 110, D24210, doi:10.1029/2004JD005710.
- Ebert, E.E., Damrath, U., Wergen, W. και Baldwin, M.E. (2003), «The WGN assessment of short-term quantitative precipitation forecasts», *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 84, 481-492.
- Ebert, E.E. (2008), «Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework», *Meteorol. Appl.* 15: 51-64.
- Emanuel, K.A. (1989), «The finite-amplitude nature of tropical cyclogenesis», *J. Atmos. Sci.* 46: 3431-3456.
- Fels, S.B. και Schwarzkopf, M.D. (1975), «The Simplified Exchange Approximation: A New Method for Radiative Transfer Calculations», *J. Atmos. Sci.* 32: 1475-1488.
- Garcia-Ortega, E., Trobajo, M.T., Lopez, L. και Sanchez, J.L. (2011), «Synoptic patterns associated with wildfires caused by lightning in Castile and Leon, Spain», *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11: 851-863.
- Garratt, J. (1993), «Sensitivity of climate simulations to land surface and atmospheric boundary-layer treatments – a review», *J. Climate* 6: 419-449.
- Gofa, F., Pytharoulis, I., Andreadis, T., Papageorgiou, I., Fragkouli, P., Louka, P., Evgoustoglou, E. και Tyrli, V. (2008), «Evaluation of the operational NWP forecasts of the Hellenic National

- Meteorological Service», 9th Conference on Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics, 28-31 Μαΐου, Θεσσαλονίκη.
- Graham, N.E. and Barnett, T.P. (1987), «Sea surface temperature, surface wind divergence and convection over the tropical oceans», *Science* 238: 657-659.
- Gray, W. M. (1979), «Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation», στο D. B. Shaw (επιμ.), *Meteorology over the tropical ocean*, Roy. Meteorol. Soc., σσ. 155-218.
- Holt, M.A., Hardaker, P.J. και McClelland, G.P. (2001), «A lightning climatology for Europe and the UK, 1990–99», *Weather* 56: 290-296.
- Houze, R.A. Jr. (1993), *Cloud dynamics*, Academic Press, Inc.
- Janjic, Z.I. (1996), «The surface layer in the NCEP Eta Model», Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction, Amer. Meteor. Soc., Norfolk, VA, 19–23 Αυγούστου.
- Janjic, Z.I. (2002), «Nonsingular Implementation of the Mellor–Yamada Level 2.5 Scheme in the NCEP Meso model», *NCEP Office Note*, No. 437: 61.
- Kain, J.S. (2004), «The Kain-Fritsch convective parameterization: An update», *J. Appl. Meteor.* 43: 170-181.
- Katsafados, P., Mavromatidis, E., Papadopoulos, A. και Pytharoulis, I. (2011), «Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity in sea surface temperature», *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11: 1233-1246.
- Katsanos, D., Kotroni, V. και Lagouvardos, K. (2009), «Lightning in the Mediterranean in relation with cloud microphysical parameters», στο H. D. Betz κ.ά. (επιμ.), *Lightning: Principles, Instruments and Applications*, Springer Science, σσ. 433-446.
- Kotroni, V. και Lagouvardos, K. (2008), «Lightning occurrence in relation with elevation, terrain slope and vegetation cover in the Mediterranean», *J. Geophys. Res.* 113, D21118.
- Krausmann, E., Renzi, E., Campedel, M. και Cozzani, V. (2011), «Industrial accidents triggered by earthquakes, floods and lightning: lessons learned from a database analysis», *Nat. Hazards*, DOI 10.1007/s11069-011-9754-3.
- Kushnir, Y., Robinson, W.A., Blade, I., Hall, N.M.J., Peng, S. και Sutton, R. (2002), «Atmospheric GCM response to extratropical SST anomalies: Synthesis and evaluation», *J. Climate* 15: 2233-2256.
- Lacis, A.A. και Hansen, J.E. (1974), «A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere», *J. Atmos. Sci.* 31: 118-133.
- Lagouvardos, K., Kotroni, V. και Defer, E. (2007), «The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis», *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 1519-1531.
- Lagouvardos, K., Kotroni, V., Betz, H.-D. και Schmidt, K. (2009), «A comparison of lightning data provided by ZEUS and LINET networks over Western Europe», *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9: 1713-1717.
- Lopez, R.E. και Holle, R.L. (1996), «Fluctuations of lightning casualties in the United States: 1959-1990», *J. Climate* 9: 608-615.
- Lopez, R.E. και Holle, R.L. (1998), «Changes in the number of lightning deaths in the United States during the twentieth century», *J. Climate* 11: 2070-2077.
- Mazany, R.A., Businger, S., Gutman, S.I. και Roeder, W. (2002), «A lightning prediction index that utilizes GPS Integrated Precipitable Water Vapour», *Wea. Forecasting* 17: 1034-1047.
- Mazarakis, N., Kotroni, V., Lagouvardos, K. και Argiriou, A. (2008), «Storms and lightning activity in Greece during the warm period of 2003-06», *J. Appl. Meteor.* 47: 3089-3098.
- McGaul, E.W., Goodman, S.J., LaCasse, K.M. και Cecil, D.J. (2009), «Forecasting lightning threat using cloud-resolving model simulations», *Wea. Forecasting* 24: 709-729.
- Mellor, G.L. και Yamada, T. (1982), «Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems», *Rev. Geophys. Space Phys.* 20: 851-875.
- Miyazaki, T., Ishii, T. και Okabe, S. (2011), «A field study of lightning phenomena on low-voltage distribution lines including residences», *IEEE transactions on power delivery* 26: 289-297
- Nie, Z., Zhao, W., Zhang, P., Wen, Y. and Chen, W. (2008), «Power network lightning accident quick inquiry with the lightning location system», *Geo-spatial information science* 11, 43-48.
- Orville, R.E. (1981), «Global distribution of midnight lightning September to November 1977», *Mon. Wea. Rev.* 109: 391-395.
- Palmen, E.H. (1948), «On the formation and structures of tropical cyclones», *Geophysica* 3: 26-38.

- Papadopoulos, A., Chronis, T.G. και Anagnostou, E.N. (2005), «Improving convective precipitation forecasting through assimilation of regional lightning measurements in a mesoscale model», *Mon. Wea. Rev.* 133: 1961-1977.
- Papadopoulos, A., Serpetzoglou, E. και Anagnostou, E.N. (2009), «Evaluating the impact of lightning data assimilation on mesoscale model simulations of a flash flood inducing storm», *Atm. Research* 94: 715-725.
- Peterson, D., Wang, J., Ichoku, C. και Remer, L.A. (2010), «Effects of lightning and other meteorological factors on fire activity in the north American boreal forest: Implications for fire weather forecasting», *Atmos. Chem. Phys.* 10: 6873-6888.
- Pexaras, Th. και Feidas, H. (2010), «Using MODIS atmospheric profile data to monitor regional atmospheric instability in Greece: Two case studies», XIX Congress of the Carpathian-Balkan Geological Association, 23-26 Σεπτεμβρίου, Θεσσαλονίκη.
- Pissimanis, D.K., Notaridou, V.A. και Spyrou, C.K. (2006), «On the main characteristics of synoptic weather conditions associated with thunderstorm activity during the months of July and August in the city of Thessaloniki (Northern Greece)», *Theor. Appl. Climatol.* 83: 153-167.
- Pytharoulis, I., Craig, G.C. και Ballard, S.P. (2000), «The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995», *Meteorol. Appl.* 7: 261-279.
- Pytharoulis, I. (1999), *African Easterly Waves and their transformation into tropical cyclones in north Atlantic*, Διδακτορική Διατριβή, University of Reading, UK.
- Rakov, V.A. και Uman, M.A. (2003), *Lightning: Physics and Effects*, Κέμπριτζ: Cambridge University Press.
- Renni, E., Krausmann, E. και Cozzani, V. (2010), «Industrial accidents triggered by lightning», *J. Hazardous Materials* 184: 42-48.
- Schwarzkopf, M.D. και Fels, S.B. (1991), «The simplified exchange method revisited — An accurate, rapid method for computation of infrared cooling rates and fluxes», *J. Geophys. Res.* 96 (D5): 9075–9096.
- Seliga, T.A., Hazen, D.A. και Schauland, C. (2002), «Comparisons of cloud-to-ground lightning flash data with NEXRAD inferences on rainfall as functions of longitude and latitude», Sixth Symposium on Integrated Observing Systems, Amer. Meteor. Soc., 13-17 Ιανουαρίου, Orlando, FL, U.S.A.
- Skamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W. και Powers, J.G. (2008), «A description of the Advanced Research WRF Version 3», NCAR/TN-475.
- Sutton, R. και Mathieu, P. (2002), «Response of the atmosphere-ocean mixed layer system to anomalous ocean heat flux convergence», *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 128: 1259-1275.
- Tao, W.-K. και Simpson, J. (1993), «The Goddard cumulus ensemble model. Part I: Model description», *Terr. Atmos. Oceanic Sci.* 4: 35-72.
- Tao, W.-K., Simpson, J., Baker, D., Braun, S., Chou, M.-D., Ferrier, B., Johnson, D., Khain, A., Lang, S., Lynn, B., Shie, C.-L., Starr, D., Sui, C.-H., Wang, Y. και Wetzell, P. (2003), «Microphysics, radiation and surface processes in the Goddard Cumulus Ensemble (GCE) model», *Meteor. and Atmos. Phys.* 82: 97-137.
- Vilar, L., Nieto, H. και Martin, M.P. (2010), «Integration of lightning- and human-caused wildfire occurrence models», *Human and Ecological Risk Assessment* 16: 340-364.
- Wang, W., Bruyère, C., Duda, M., Dudhia, J., Gill, D., Lin, H.-C., Michalakes, J., Rizvi, S., Zhang, X., Beezley, J., Coen, J. και Mandel, J. (2010), ARW Version 3 Modeling System User's Guide. NCAR-MMM.
- Wilks, D.S. (1995), *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*, Νέα Υόρκη: Academic Press NY.
- Yair, Y., Lynn, B., Price, C., Kotroni, V., Lagouvardos, K., Morin, E., Mugnai, A. and Llasat, M.d.C. (2010), «Predicting the potential for lightning activity in Mediterranean storms based on the WRF model dynamic and microphysical fields», *J. Geophys. Res.* 115, D04205.
- Yamamoto, M. και Hirose, N. (2007), «Impact of SST reanalyzed using OGCM on weather simulation: A case of developing cyclone in the Japan Sea area», *Geophys. Res. Lett.* 34, L005808, doi:10.1029/2006GL028386.
- Zeng, X. και Beljaars, A. (2005), «A prognostic scheme of sea surface skin temperature for modeling and data assimilation», *Geophys. Res. Lett.* 32, L14605, doi:10.1029/2005GL023030.
- Zhang, W., Meng, Q., Ma, M. και Zhang, Y. (2010), «Lightning casualties and damages in China from 1997 to 2009», *Nat. Hazards*, DOI 10.1007/s11069-010-9628-0.