



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΚΟΝΤΟΓΙΑΝΝΙΔΟΥ ΝΑΤΑΛΙΑ

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΤΗ
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2021





ΚΟΝΤΟΓΙΑΝΝΙΔΟΥ ΝΑΤΑΛΙΑ
Φοιτήτρια Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5429

ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΤΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπων

Πυθαρούλης Ιωάννης

© Ναταλία Κοντογιαννίδου, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, 2021

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.



ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΙΑΣ ΑΥΡΑΣ ΣΤΗ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ –
Διπλωματική Εργασία

©Natalia Kontogiannidou, School of Geology, Dept. of Meteorology and
Climatology, 2021

All rights reserved.

Numerical study of Sea Breeze in Thessaloniki – *Bachelor Thesis*

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

6

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

7

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

9

1.1 Εισαγωγικές Έννοιες

9

1.2 Ορισμός Θαλάσσιας Αύρας

9

1.3 Κύρια Χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας

11

1.3.1 Χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας

11

1.3.2 Παράγοντες που επιδρούν στη θαλάσσια αύρα

12

1.3.3 Χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας σε περιοχές της Ευρώπης και Ελλάδας

13

1.3.4 Χαρακτηριστικά της Θαλάσσιας Αύρας για την περιοχή της Θεσσαλονίκης

15

1.4 Ιστορική Αναδρομή

17

1.5 Σκοπός της Εργασίας

18

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

19

2.1 Δεδομένα

20

2.2 Αριθμητική προσομοίωση μοντέλου WRF

20

2.3 Επεξεργασία Δεδομένων

22

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

24

3.1 Βαρομετρική πίεση και γεωδυναμικό ύψος

24

3.2 Το ανεμολογικό πεδίο στην επιφάνεια

27

3.3 Θερμοκρασία αέρα – Θερμοκρασία σημείου δρόσου

31

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

35

4.1 Ροή αισθητής θερμότητας

35

4.2 Ανεμολογικό πεδίο

38

4.3 Σχετική Υγρασία

44

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

48

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

50



ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω τον κ. Κωνσταντίνο Λαγουβάρδο για τα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία για τα δεδομένα των επίγειων σταθμών, τη Μετεωρολογική Υπηρεσία του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office, UKMET) για τους χάρτες ατμοσφαιρικής πίεσης, το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μακροπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (European Centre for Medium range Weather Forecasts, ECMWF) για τις επιχειρησιακές αναλύσεις και το National Centre for Atmospheric Research για το προγνωστικό αριθμητικό μοντέλο Weather Research and Forecasting (WRF).

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή μου κ. Ιωάννη Πυθαρούλη για την πολύτιμη καθοδήγησή του κατά τη συγγραφή της παρούσας εργασίας. Τέλος, την οικογένειά μου για την αδιάκοπη στήριξή τους.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε αριθμητική μελέτη της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, με σκοπό την εκτενέστερη κατανόηση των χαρακτηριστικών και της λειτουργίας του φαινομένου. Τα στοιχεία που χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη της θαλάσσιας αύρας ήταν ένας συνδυασμός δεδομένων του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών από μετεωρολογικούς σταθμούς στις περιοχές της Καλαμαριάς και της Νέας Μηχανιώνας, παρατηρήσεων της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας από το αεροδρόμιο 'Μακεδονία', συνοπτικών χαρτών καιρού της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office, UKMET), πλεγματικών αναλύσεων του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μακροπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF) και κυρίως προσομοίωσης του μοντέλου WRF (Weather Research and Forecasting) με πολύ υψηλή ανάλυση (1.4 km x 1.4 km).

Ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη ενός συστήματος θαλάσσιας αύρας στη Θεσσαλονίκη είναι η ύπαρξη ήπιου και αιθρίου καιρού και η απουσία ισχυρών συνοπτικών συστημάτων ανέμου στη Νοτιοανατολική Ευρώπη. Εξ αιτίας της διαφοράς θερμοχωρητικότητας μεταξύ της ξηράς και της θάλασσας και της ανομοιόμορφης θέρμανσης μεταξύ τους δημιουργείται οριζόντια βαροβαθμίδα, η οποία προκαλεί την κίνηση του αέρα και την έναρξη πνοής της θαλάσσιας αύρας. Η έναρξη πνοής ξεκινά τις πρωινές ώρες (~10:00 τοπική ώρα) με ένταση ολοένα αυξανόμενη μέχρι τις 16:00 – 16:30 τοπική ώρα, οπότε και παρατηρείται η μέγιστη ταχύτητα (~14,5 m/sec) και στη συνέχεια ακολουθεί σταδιακή εξασθένιση μέχρι τις βραδινές ώρες και τη λήξη πνοής, με συνολική διάρκεια περίπου 10 ωρών και μέση ταχύτητα πνοής ~5,5 m/sec. Η διεύθυνση πνοής μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια της ημέρας από Δυτική (~250°) σε Νότια (~180°) και τέλος σε Νοτιοανατολική (~135°). Η μεταβολή αυτή οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στη γεωμορφολογία της περιοχής, λόγω της παρουσίας της κοιλάδας του Ανθεμούντα, επιτρέποντας τον καναλισμό του ανέμου κατά μήκος της, καθιστώντας τη γεωμορφολογία ως έναν από τους κύριους παράγοντες που επιδρούν στην ανάπτυξη των χαρακτηριστικών του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή.



ABSTRACT

This dissertation is a numerical study of a case of sea breeze in the region of Thessaloniki, in order to gain a more profound understanding of the characteristics and function of the phenomenon. The data that has been used for the study of the sea breeze was a combination of data provided by the National Observatory of Athens from meteorological stations in the regions of Kalamaria and Nea Michaniona, data provided by the Hellenic National Meteorological Service from 'Macedonia' airport, synoptic weather maps from the United Kingdom Meteorological Office (UKMET), as well as grid analyses from the European Centre of Medium range Weather Forecasts (ECMWF) and mainly a simulation of the WRF (Weather Research and Forecasting) model with very high analysis (1.4 km x 1.4 km).

Conducive circumstances for the development of a sea breeze system in Thessaloniki is the existence of mild and clear weather and the absence of intense synoptic systems of wind in the Southeastern Europe. Due to the difference of heat capacity between the land and the sea and the uneven heating between them, a horizontal pressure gradient force is formed, which creates the movement of the air and the occurrence of the sea breeze. The development of the sea breeze begins in the morning hours (~10:00 local time) with a gradually increasing intensity until 16:00 – 16:30 local time, when the maximum velocity occurs (~14,5 m/sec), following the gradual deterioration until the evening and therefore the termination of the breeze, with a total duration of approximately 10 hours and a mean velocity of ~5,5 m/sec. The wind direction varies during the course of the day, from Western (~250°) to Southern (~180°) and finally to Southeastern (~135°). This alteration is mainly due to the geomorphology of the area, as a result of the presence of Anthemoundas valley, allowing the channelling of the wind along its length, rendering geomorphology as one of the main factors that influence the development of the characteristics of sea breeze in the area.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Εισαγωγικές Έννοιες

Άνεμος ορίζεται ως οποιοδήποτε ρεύμα ατμοσφαιρικού αέρα, το οποίο υφίσταται μια σχετική κίνηση ως προς το έδαφος. Προσδιορίζεται από δύο κύρια χαρακτηριστικά: την ταχύτητα, δηλαδή το πόσο γρήγορα κινείται σε σχέση με ένα σταθερό σημείο αναφοράς, και τη διεύθυνσή του, δηλαδή το σημείο του ορίζοντα από όπου πνέει (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

Οι άνεμοι χωρίζονται σε κατηγορίες, ανάλογα με το αίτιο κίνησής τους. Μία κατηγορία ανέμων είναι οι ημερήσιοι άνεμοι. Είναι τοπικοί άνεμοι μέσης κλίμακας, με τη διάρκειά τους να περιορίζεται σε 5 έως 10 ώρες. Πηγή ενέργειάς τους είναι η ηλιακή ακτινοβολία και επομένως η κίνησή τους οφείλεται στη θέρμανση που προκύπτει από τη δράση του ηλίου. Αίτιο δημιουργίας τους είναι η ανομοιόμορφη θέρμανση δύο γειτονικών σημείων στο χώρο. Η διαφορά θερμοκρασίας στη συνέχεια δημιουργεί ένα πεδίο δυνάμεων βαροβαθμίδας, το οποίο αναγκάζει τις αέριες μάζες να κινηθούν από περιοχές υψηλής πίεσης σε περιοχές χαμηλής πίεσης.

Οι κύριες κατηγορίες των ημερησίων ανέμων είναι:

- Θαλάσσια αύρα
- Απόγειος αύρα
- Αύρα Ορέων
- Αύρα Κοιλάδων

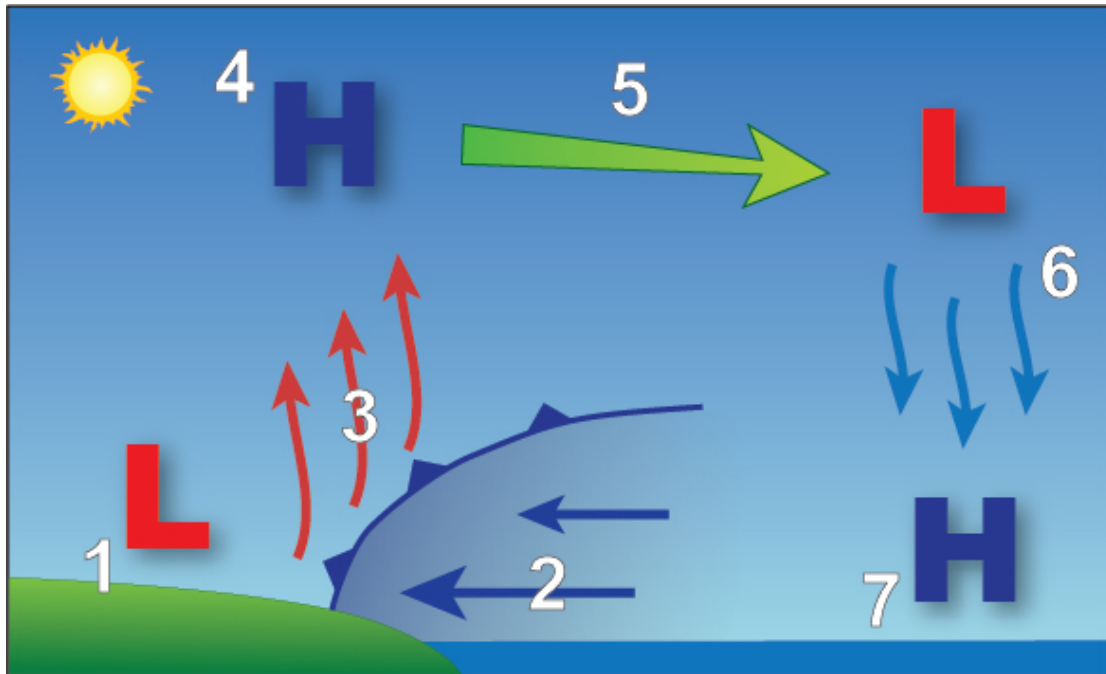
1.2 Ορισμός Θαλάσσιας Αύρας

Θαλάσσια αύρα ονομάζεται ένα ημερήσιο, τοπικής κλίμακας σύστημα ανέμου που οφείλεται στη θερμοκρασιακή διαφορά που δημιουργείται κατά τη διάρκεια της ημέρας ανάμεσα στην ξηρά και τη θάλασσα.

Ως γνωστόν, το νερό έχει περίπου τέσσερις φορές μεγαλύτερη θερμοχωρητικότητα από την ξηρά, το οποίο σημαίνει πως απαιτείται μεγαλύτερη ποσότητα θερμότητας -συγκεκριμένα, τετραπλάσια - για τη θέρμανση της θάλασσας σε σύγκριση με την ξηρά, προκειμένου να αυξηθεί η θερμοκρασία κατά 1°C (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

Επομένως, τις πρώτες ώρες μετά από την ανατολή του ηλίου, το επιφανειακό κομμάτι της ξηράς έχει μεγαλύτερη θερμοκρασία από την επιφάνεια της θάλασσας. Άμεσο αποτέλεσμα είναι η αύξηση της θερμοκρασίας του υπερκείμενου αέρα πάνω από την ξηρά σε μεγαλύτερο βαθμό από ότι του αντίστοιχου επιφανειακού αέρα πάνω από τη θάλασσα. Δημιουργείται έτσι ένα αβαθές θερμικό χαμηλό πάνω από την ξηρά

(Κοντογιάννη, 2008), με μεγάλες αποστάσεις μεταξύ των ισοβαρών του πεδίου βαροβαθμίδας, ενώ αντίστοιχα έχουμε τη δημιουργία ενός βαρομετρικού υψηλού πάνω από τη θάλασσα, όπως παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.1. Με αυτό τον τρόπο, έχουμε τη δημιουργία έντονης οριζόντιας βαροβαθμίδας ανάμεσα στο υψηλό της θάλασσας και το χαμηλό της ξηράς.



Σχήμα 1.1 Κύτταρο κυκλοφορίας Θαλάσσιας αύρας
(Πηγή: <https://www.weather.gov/jetstream/seabreeze>)

Ο άνεμος σε ένα πεδίο βαροβαθμίδας τείνει γενικά να κινηθεί από τις υψηλότερες πιέσεις προς τις χαμηλότερες. Συνεπώς, λόγω της βαροβαθμίδας που σχηματίστηκε, δημιουργείται μία πνοή ανέμου που κινείται από τη θάλασσα, όπου η πίεση είναι υψηλότερη, με κατεύθυνση προς την ξηρά, όπου η πίεση έχει μικρότερες τιμές, μεταφέροντας παράλληλα δροσερό αέρα με αυξημένη υγρασία από τη θάλασσα προς τις ξηρότερες συνθήκες που επικρατούν στη στεριά.

Κατά την άφιξη του ανέμου πάνω από τη στεριά, ο αέρας θερμαίνεται από την επιφάνεια του εδάφους, διαστέλλεται και σταδιακά ανέρχεται, έως ότου φτάσει σε ένα ορισμένο ύψος. Στο ύψος αυτό, λόγω της μεγαλύτερης θερμοκρασίας του αέρα πάνω από την ξηρά, η πίεση πάνω από την ξηρά είναι μεγαλύτερη από την πίεση στο αντίστοιχο ύψος πάνω από τη θάλασσα, οπότε ο άνεμος κινείται με κατεύθυνση προς τη θάλασσα, δημιουργώντας ένα ρεύμα επιστροφής (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004). Όταν φτάσει σε ένα σημείο όπου είναι βαρύτερος σε σχέση με τον υποκείμενο άνεμο κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας, τότε κατέρχεται.

Δημιουργείται με αυτό τον τρόπο ένας δακτύλιος κυκλοφορίας, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1.1, ο οποίος τροφοδοτείται από την ηλιακή ακτινοβολία και εξαρτάται από διάφορες παραμέτρους, τις οποίες θα εξετάσουμε στη συνέχεια.

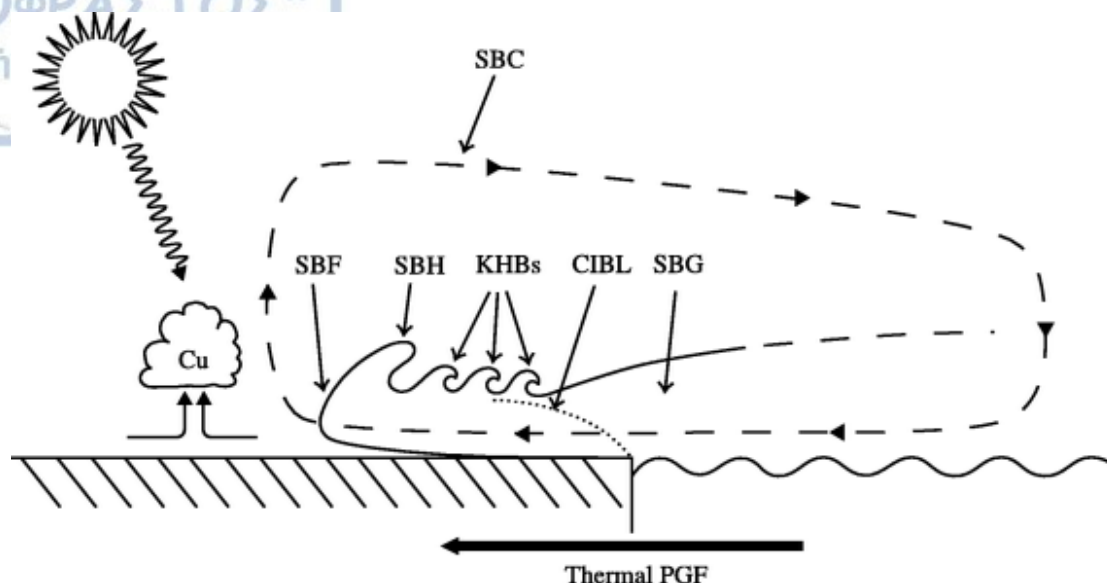
1.3 Κύρια Χαρακτηριστικά της Θαλάσσιας Αύρας

Α. Παρακάτω θα περιγραφούν τα βασικά χαρακτηριστικά ενός συστήματος θαλάσσιας αύρας και οι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται το φαινόμενο, ενώ θα γίνει και αναφορά ειδικά για την περιοχή της Θεσσαλονίκης.

1.3.1 Χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας

Οι **συνιστώσες της θαλάσσιας αύρας** σύμφωνα με τους Miller et al. (2003), όπως παρουσιάζονται και στο Σχήμα 1.2, είναι οι εξής:

1. **Κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας (Sea Breeze Circulation, SBC)**, δηλαδή η πορεία την οποία ακολουθεί η κίνηση του αέρα σε ένα σύστημα θαλάσσιας αύρας, σχηματίζοντας έναν κλειστό δακτύλιο συνεχούς κυκλοφορίας.
2. **Ρεύμα βαρύτητας της θαλάσσιας αύρας (Sea Breeze Gravity Current, SBG)**, που είναι η δροσερή και υγρή ροή αέρα, η οποία προέρχεται από την θάλασσα με κατεύθυνση προς την ξηρά.
3. **Μέτωπο θαλάσσιας αύρας (Sea Breeze Front, SBF)**, αποτελεί το όριο που σχηματίζεται λόγω της πορείας της θαλάσσιας αύρας και της διαφοράς στη θερμοκρασία και υγρασία του αέρα προερχόμενου από τη θάλασσα με τον αέρα στην ξηρά. Με τη διέλευση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας σε μία περιοχή συνδέονται σημαντικές αλλαγές στη θερμοκρασία, την υγρασία και τον άνεμο, ενώ παράλληλα υπάρχει η πιθανότητα ανάπτυξης νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης τύπου σωρειτών (Cumulus, Cu).
4. **Κεφαλή θαλάσσιας αύρας (Sea Breeze Head, SBH)**, είναι το ανυψωμένο κομμάτι ακριβώς όπισθεν του μετώπου της θαλάσσιας αύρας, το οποίο δημιουργείται από ρεύματα ανύψωσης εντός των ηπειρωτικών, αλλά και των ωκεάνιων αερίων μαζών.
5. **Kelvin – Helmholtz κύματα (Kelvin – Helmholtz Billows, KHB)**, είναι κύματα τα οποία αναπτύσσονται σε περιπτώσεις χαμηλής ευστάθειας, όταν μεταξύ δύο στρωμάτων αέρα τα οποία τείνουν να αναμιχθούν, υπάρχει διαφορά πυκνότητας και ταχύτητας ανέμου, με το αραιότερο υπερκείμενο στρώμα αέρα να κινείται ευκολότερα, ενώ το πυκνότερο υποκείμενο να είναι πιο δυσκίνητο.
6. **Εσωτερικό οριακό στρώμα ανωμεταφοράς (Convective Internal Boundary Layer, CIBL)**, το οποίο αποτελεί το ασταθές στρώμα μέσα στη θαλάσσια αέρια μάζα, όπου εμφανίζονται συχνά φαινόμενα παγίδευσης αερίων ρύπων, εντείνοντας φαινόμενα ρύπανσης στις παράκτιες περιοχές.



Σχήμα 1.2 Συνιστώσες της θαλάσσιας αύρας (Miller et al., 2003)

1.3.2 Παράγοντες που επιδρούν στη θαλάσσια αύρα

Οι Miller et al. (2003) περιέγραψαν τους κύριους παράγοντες, οι οποίοι επηρεάζουν την γένεση και την περαιτέρω ανάπτυξη ενός συστήματος θαλάσσιας αύρας και οι οποίοι είναι οι εξής:

α) Η ημερήσια μεταβολή της θερμοκρασίας του εδάφους, η οποία ταυτόχρονα αποτελεί και το γενεσιουργό αίτιο του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας.

β) Η διάχυση της θερμότητας.

Οι δύο παραπάνω παράμετροι είναι απαραίτητες, προκειμένου να δημιουργηθούν οι κατάλληλες συνθήκες για να αναπτυχθεί η θαλάσσια αύρα.

γ) Η στατική ευστάθεια, η οποία επηρεάζει την κίνηση της θαλάσσιας αύρας στην ξηρά.

δ) Η δύναμη Coriolis, παρόλο που δεν είναι ιδιαίτερα σημαντική τις πρώτες 6 ώρες, είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία και διατήρηση της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας (SBC), δημιουργώντας την οριζόντια περιστροφή και περιορίζοντας την εισχώρησή της στην ξηρά.

ε) Η διάχυση της ορμής, που αποτρέπει τη δημιουργία υπερβολικών ταχυτήτων του ανέμου, λειτουργώντας ως ένα «φρένο» στην πνοή της θαλάσσιας αύρας.

στ) Η μορφολογία του εδάφους επηρεάζει κυρίως το βάθος της εισχώρησης της θαλάσσιας αύρας στην ενδοχώρα, την κίνηση που θα ακολουθήσει, αλλά και την ταχύτητα πνοής της.

ζ) Τέλος, ο **επικρατών άνεμος**, ο οποίος περιορίζει την πνοή της θαλάσσιας αύρας και το βάθος εισχώρησης στην ξηρά, σε περίπτωση που είναι ιδιαίτερα ισχυρός.

1.3.3 Χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας σε περιοχές της Ευρώπης και Ελλάδας

Ο Estoque (1962) έκανε αναφορά στη μελέτη περιπτώσεων θαλάσσιας αύρας και συγκεκριμένα στην εξάρτηση της ανάπτυξης της σε σχέση με τον επικρατούντα άνεμο. Αναφέρει πως η επίδραση που έχει ο επικρατών γεωστροφικός άνεμος στην ένταση, έκταση και τις διαστάσεις του συστήματος της θαλάσσιας αύρας είναι έντονη. Επιπλέον, η εισχώρηση της θαλάσσιας αύρας στην ξηρά επηρεάζεται από τους επικρατούντες ανέμους, με μικρότερη εισχώρηση στην ενδοχώρα, αλλά και ισχυρότερο σύστημα θαλάσσιας αύρας στην περίπτωση που η πνοή του συνοπτικού ανέμου είναι από την ξηρά προς τη θάλασσα, ενώ επικρατεί μεγαλύτερη εισχώρηση στην ενδοχώρα, με πιο αδύναμη όμως ένταση θαλάσσιας αύρας, στην περίπτωση που ο συνοπτικός άνεμος πνέει από τη θάλασσα προς την ξηρά.

Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξαν και οι Helmis et al. (1995), οι οποίοι αναφέρθηκαν στη μελέτη της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή του Σαρωνικού κόλπου, σχετικά με το πως επηρεάζεται από τη συνοπτική ροή. Κατέληξαν, λοιπόν, στο συμπέρασμα ότι στην περίπτωση που η συνοπτική ροή πνέει από τη θάλασσα προς την ξηρά, η απόσταση εισχώρησης την θαλάσσιας αύρας είναι μεγαλύτερη, παρόλο που αποδυναμώνεται τόσο το μέτωπό της θαλάσσιας αύρας, όσο και η ένταση της κατακόρυφης κίνησης. Σε αντίθετη περίπτωση, αν η συνοπτική ροή πνέει από την ξηρά προς τη θάλασσα, η απόσταση στην οποία εισχωρεί η θαλάσσια αύρα μπορεί να είναι μικρή, αλλά το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας είναι ισχυρό και η ένταση της κατακόρυφης κίνησης μεγάλη, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός ισχυρού συστήματος θαλάσσιας αύρας. Βλέπουμε, επομένως, τη μεγάλη επίδραση του συνοπτικού συστήματος μιας περιοχής στη διαμόρφωση των χαρακτηριστικών της θαλάσσιας αύρας.

Εκτενής αναφορά στις διάφορες παραμέτρους που επηρεάζουν τη θαλάσσια αύρα γίνεται και από τους Melas et al. (1995), με μελέτη του φαινομένου στην περιοχή της Αττικής. Κυριότεροι παράγοντες που επηρεάζουν την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας αποτελούν η τοπογραφία (η οποία εμποδίζει τη συνοπτική ροή, μειώνοντας την επίδραση της τελευταίας στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας), ο γεωστροφικός άνεμος (προκαλεί ενδυνάμωση του συστήματος θαλάσσιας αύρας, οπότε αποτελεί θετική επίδραση στη μείωση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης λόγω μείωσης του επιπέδου συγκέντρωσης ατμοσφαιρικών ρύπων), καθώς και η ημερήσια διακύμανση της επιφανειακής θερμοκρασίας της ξηράς. Επιπλέον αναφορά γίνεται και στην επίδραση του συνοπτικού πεδίου ανέμων – στην προκειμένη περίπτωση οι ετησίες, οι οποίες εμποδίζουν την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας. Η απουσία της θαλάσσιας αύρας

στην συγκεκριμένη περίπτωση στην περιοχή της Αττικής ευνοεί τον καλύτερο αερισμό της λεκάνης.

Επιπρόσθετη ανάλυση στη θαλάσσια αύρα στην περιοχή της Αττικής έγινε από τους Melas et al. (1998), όπου γίνεται αναφορά στην επιρροή της θαλάσσιας αύρας στην ατμοσφαιρική ρύπανση της πόλης. Η πιθανή αδυναμία ανάπτυξης συνοπτικών συστημάτων (ετησίες) ενισχύει τη δυνατότητα ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας, με παράλληλη αύξηση της πιθανότητας ατμοσφαιρικής ρύπανσης, λόγω ανεπαρκούς αερισμού της περιοχής. Παράλληλα, μελετάται η ανάπτυξη και η πιθανή αλληλοεπίδραση δύο ή περισσότερων συστημάτων θαλάσσιας αύρας σε περιοχές με βουνά κοντά σε ακτογραμμές.

Μία ακόμη μελέτη για τα χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας και για την επιρροή της στην περιοχή του Παγασητικού Κόλπου έγινε από τους Papanastasiou et al. (2010). Τονίζεται η επιρροή που έχουν τα συστήματα θαλάσσιας αύρας τόσο στο τοπικό κλίμα, επηρεάζοντας όχι μόνο τις ατμοσφαιρικές συνθήκες στη στενή ζώνη της ακτογραμμής, αλλά και στο κλίμα της ευρύτερης περιοχής, αφού επιδρούν στις αγροτικές δραστηριότητες σε βάθος αρκετών χιλιομέτρων στο εσωτερικό της ενδοχώρας, όσο και στην ποιότητα του αέρα, αφού ρύποι μπορεί είτε να εγκλωβιστούν στο θερμικό οριακό στρώμα (thermal internal boundary layer), που καταλήγουν σε μεγάλες συγκεντρώσεις στην επιφάνεια, είτε να ανακυκλώνονται, κυκλοφορώντας μέσα στο σύστημα της θαλάσσιας αύρας. Σχολιάζεται επίσης και η επιρροή τοπικών ορεινών όγκων - στην προκειμένη περίπτωση, του Πηλίου - στην ενίσχυση της ανάπτυξης του φαινομένου.

Όσον αφορά τις περιπτώσεις μελέτης της θαλάσσιας αύρας τον Ευρωπαϊκό χώρο, ιδιαίτερα χρήσιμα συμπεράσματα αναφέρουν οι Sweeney et al. (2014) για την παράκτια περιοχή της νότιας Αγγλίας. Συγκεκριμένα, μελετήθηκε η αλληλεπίδραση της θαλάσσιας αύρας με την παράκτια ορογραφία, όπως και η εξάρτησή της από την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας στενής ζώνης με μειωμένες ταχύτητες ανέμου σε μικρή απόσταση από την ακτή. Η μείωση της ταχύτητας πνοής της θαλάσσιας αύρας στη συγκεκριμένη περίπτωση είναι εν μέρει αποτέλεσμα της μερικής φραγής της κυκλοφορίας της πνοής της που κινείται προς την ξηρά λόγω της ορογραφίας. Επιπλέον, με την επικράτηση ψυχρών επιφανειακών θερμοκρασιών στη θάλασσα δημιουργείται ένα σταθερότερο θαλάσσιο οριακό στρώμα και η αυξημένη σταθερή ευστάθεια της ροής του ανέμου που πνέει προς την ακτή εντείνει τον εμποδισμό της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας.

Μία εξίσου ενδιαφέρουσα μελέτη έγινε από τους Miao et al. (2003) όσον αφορά την επίδραση της τοπογραφίας στα χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Νοτιοανατολικής Ιβηρικής χερσονήσου. Στη μελέτη αυτή αναφέρεται πως η τοπογραφία επηρεάζει έντονα την κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας, αφού η κυκλοφορία της ενδυναμώνεται λόγω της ορογραφίας. Αναπτύσσονται επομένως ισχυρότερες εντάσεις ανέμου σε μέτριας κλίσης ορογραφία, ισχυρότερο ρεύμα επιστροφής, μεγαλύτερες ταχύτητες, μεγαλύτερη εισχώρηση στην ενδοχώρα και

μεγαλύτερα ύψη κατακόρυφης πνοής στην κυκλοφορία της θαλάσσιας αύρας. Επιπλέον αναφέρεται πως η μείωση της υγρασίας του εδάφους οδηγεί σε υψηλότερες τιμές στην οριζόντια, αλλά και κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου, τόσο σε ύψος, όσο και σε βάθος εισχώρησης.

Η επίδραση της τοπογραφίας και της συνοπτικής ροής επίσης για την Ισπανία και συγκεκριμένα για την περιοχή της Καταλονίας αναλύθηκε και από τους Soler et al. (2011). Στη μελέτη αυτή περιγράφεται η επίδραση στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα και τη διασπορά των ρύπων σε δύο παραθαλάσσιες περιοχές λόγω της διαφορετικής τοπογραφίας. Στη μία περιοχή η διασπορά περιορίστηκε λόγω της έντονης τοπογραφίας, ενώ στην άλλη περιοχή η εισχώρηση της θαλάσσιας αύρας στην ενδοχώρα έφτασε έως και τα 100 km. Επιπλέον, οι αναβατικοί άνεμοι ενίσχυαν αρκετά τις κατακόρυφες ροές, αυξάνοντας το ύψος τους έως και τα 1400 m. Συμπερασματικά, η τοπογραφία και η συνοπτική ροή είναι οι κύριοι παράγοντες που διαμορφώνουν την οριζόντια και κατακόρυφη μεταφορά ρύπων σε επεισόδια θαλάσσιας αύρας προς την ακτή. Η οριζόντια διασπορά περιορίζεται από την περίπλοκη τοπογραφία της περιοχής, ενώ η ροή της θαλάσσιας αύρας εντείνεται από τους αναβατικούς ανέμους που συμβάλλουν στην κατακόρυφη μεταφορά των ρύπων.

Οι Bastin and Drobinski (2006) μελέτησαν το φαινόμενο στην περιοχή της Νότιας Γαλλίας και συγκεκριμένα στη Μασσαλία. Αναφέρθηκαν κυρίως στο πως η αλληλεπίδραση μεταξύ της θαλάσσιας αύρας, της συνοπτικής ροής και της περίπλοκης μορφολογίας του εδάφους επηρεάζουν τη δομή της θαλάσσιας αύρας και τη μεταφορά αερίων μαζών στην περιοχή. Στη συγκεκριμένη μελέτη περιγράφεται αναλυτικά η μορφολογία της περιοχής και αναφέρεται η επίδραση των κοιλάδων στην τοπική μορφολογία, προκαλώντας τη μείωση της έντασης της θαλάσσιας αύρας και παράλληλα την αύξηση της εισχώρησής της στην ενδοχώρα με καναλισμό της πνοής. Επιπρόσθετα, η πόλη και οι βιομηχανίες στα προάστια αποτελούν πηγή ρύπανσης, επομένως εξετάζεται η πιθανή επίδραση της μορφολογίας στη μεταφορά των ρύπων σε μεγάλη απόσταση από την πηγή τους λόγω της λειτουργίας της θαλάσσιας αύρας.

1.3.4 Χαρακτηριστικά της Θαλάσσιας Αύρας για την περιοχή της Θεσσαλονίκης

Δεδομένου ότι η κύρια γενεσιουργός αιτία του φαινομένου είναι η ηλιακή ενέργεια, τόσο η ημερήσια όσο και η ετήσια κύμανση της πορείας της θαλάσσιας αύρας στη Θεσσαλονίκη είναι άμεσα εξαρτημένες από τη διάρκεια ηλιοφάνειας μέσα στη μέρα και επομένως από τη θερμοκρασία του αέρα (Σαχσαμάνογλου, 1976). Γενικά, η ταχύτητα του ανέμου ακολουθεί ανάλογη μεταβολή με τη θερμοκρασία του και επομένως αυξάνεται όσο αυξάνεται και η θερμοκρασία, αφού η ενέργεια που τροφοδοτεί την κίνησή του προέρχεται από τον ήλιο.

Η έναρξη πνοής της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης ξεκινάει τις πρώτες πρωινές ώρες, περίπου 2 – 3 ώρες μετά την ανατολή του ηλίου, μεταξύ

10:00 – 12:00 (τοπική ώρα). Στη συνέχεια, η ταχύτητα πνοής του ανέμου αυξάνεται σταθερά, έως ότου αποκτήσει τις μέγιστες ταχύτητες, μεταξύ 15:00 – 16:00 (τοπική ώρα). Η μέγιστη πνοή κατά τις μεσημεριανές – απογευματινές ώρες οφείλεται στο γεγονός ότι την ώρα εκείνη τα ρεύματα είναι ισχυρότερα και οι αέριες μάζες είναι ελαφρύτερες κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, λόγω των ολοένα αυξανόμενων θερμοκρασιών (Livadas and Sahsamanoglou, 1973).

Ακολουθεί σταθερή μείωση της ταχύτητας έως τις 19:00 – 20:00 τοπική ώρα, οπότε και σταματάει η πνοή της θαλάσσιας αύρας. Η διακύμανση αυτή φαίνεται σαφέστερη και εντονότερη κατά τη διάρκεια της άνοιξης και του καλοκαιριού, όταν δεν επικρατούν ισχυρά συνοπτικά συστήματα κατά μήκους του κύριου άξονα της Ευρώπης, τα οποία προκαλούν ισχυρούς, βόρειας συνιστώσας ανέμους, με επικρατέστερο τον Βαρδάρη, όπως συμβαίνει κατά τους χειμερινούς μήνες (Livadas and Sahsamanoglou, 1973).

Όσον αφορά τη διάρκεια πνοής της θαλάσσιας αύρας, αυτή μεταβάλλεται αρκετά κατά τη διάρκεια του έτους. Η μέγιστη διάρκεια πνοής εμφανίζεται κατά τη θερμή περίοδο, κυρίως από τον Απρίλιο έως τον Σεπτέμβριο και κυμαίνεται από 5 έως 10 ώρες. Κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου η διάρκεια πνοής ελαττώνεται σημαντικά λόγω της μικρότερης διάρκειας ηλιοφάνειας, καθώς και της έντονης επίδρασης πνοής ανέμων άλλων διευθύνσεων, κυρίως βόρειας συνιστώσας, όπως ο Βαρδάρης, οι οποίοι περιορίζουν σε μεγάλο βαθμό την ανάπτυξη συστημάτων θαλάσσιας αύρας (Σαχσαμάνογλου, 1976).

Η μικρότερη διάρκεια πνοής κατά τη χειμερινή περίοδο, πέρα των μικρών θερμοκρασιακών διαφορών ξηράς – θάλασσας, οφείλεται κυρίως στην επικράτηση Βόρειας συνιστώσας ανέμων, προερχόμενων από αντικυκλωνικά συστήματα που αναπτύσσονται στη Βόρεια Ελλάδα, οι οποίοι περιορίζουν ή ακόμη και εμποδίζουν σε ορισμένες περιπτώσεις την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας.

Η Κοντογιάννη (2008) περιγράφει με λεπτομέρεια τα χαρακτηριστικά της θαλάσσιας αύρας για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Συγκεκριμένα, αναφέρεται στην ανάπτυξη δύο κυττάρων κυκλοφορίας στην περιοχή, με τη μέγιστη ταχύτητα πνοής να κυμαίνεται στα 6 m/sec στις 18:00 τοπική ώρα. Το πρώτο κύτταρο εντοπίζεται στον Θερμαϊκό κόλπο τις πρωινές ώρες (10:00 τοπική ώρα), με μέσες ταχύτητες 4 m/sec και το δεύτερο κύτταρο εμφανίζεται λίγο πριν από τη μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας (14:00 τοπική ώρα). Η λήξη του φαινομένου παρατηρείται στις 20:00 τοπική ώρα, περίπου 2-3 ώρες μετά την καταγραφή της μέγιστης θερμοκρασίας της ημέρας, με τη συνολική διάρκεια πνοής να είναι μεγαλύτερη από 10 ώρες. Η διεύθυνση πνοής μεταβάλλεται από Νοτιοδυτική τις πρωινές ώρες σε Νότια και τέλος σε Νοτιοανατολική.

Φαινόμενα θαλάσσιας αύρας εμφανίζονται καθ' όλη τη διάρκεια του έτους στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Μεγάλη συχνότητα εμφάνισης της θαλάσσιας αύρας έχουμε κυρίως κατά τη θερμή περίοδο, από Απρίλιο έως και τον Σεπτέμβριο και κυρίως

κατά τη διάρκεια των θερμότερων ωρών μέσα στη μέρα (περίπου 14:00 – 15:00) και με το μέγιστο κυρίως τον Ιούνιο. Αντίθετα, την ψυχρή περίοδο ελαττώνεται αισθητά, με την ελάχιστη συχνότητα εμφάνισης τον Δεκέμβριο (Σαχσαμάνογλου, 1976).

1.4 Ιστορική Αναδρομή

Από τα αρχαία χρόνια ακόμα, ο καιρός απασχόλησε ιδιαίτερα τους ανθρώπους, καθώς επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τόσο την καθημερινή τους ζωή, όσο και την πλειοψηφία των δραστηριοτήτων τους. Πολλοί λαοί, μεταξύ των οποίων και οι Αρχαίοι Έλληνες, ασχολήθηκαν ιδιαίτερα με τη ναυτιλία και το εμπόριο, ενώ επεκτείνονταν συνεχώς με την ίδρυση αποικιών σε γειτονικές, παραλιακές κυρίως περιοχές μέσω των ναυτικών οδών, δημιουργώντας έτσι την άμεση ανάγκη εκτενούς μελέτης του καιρού και κυρίως των ανέμων (Holslag, 2018).

Οι άνεμοι που τους απασχόλησαν κυρίως ήταν οι Ετησίες ή Μετέμια και οι ημερήσιοι άνεμοι, όπως η θαλάσσια και απόγειος αύρα και οι αύρες των ορέων και κοιλάδων. Επιπλέον, γνωστή είναι και η απόπειρα καθημερινής πρόγνωσης του καιρού με τη χρήση των παρατηγμάτων, δηλαδή πλακών, πάνω στις οποίες αναγραφόταν η ημερήσια πρόβλεψη του καιρού (http://www.hnms.gr/emv/el/meteorology/meteorologia_arxaia_ellada?pageno=1).

Ένα ιδιαίτερα χαρακτηριστικό ιστορικό παράδειγμα που δείχνει τη μεγάλης σημασίας δράση της θαλάσσιας αύρας από τα αρχαία χρόνια είναι η Ναυμαχία της Σαλαμίνας, που καθόρισε και την αποφασιστική νίκη των Ελλήνων το 480 π.Χ. ενάντια στην περσική εισβολή. Το στρατηγικό πλάνο του Θεμιστοκλή αποδεικνύει πως ήταν γνώστης του τοπικού κλίματος και της ημερήσιας διακύμανσης των συστημάτων ανέμου της περιοχής. Η μεταβολή της πνοής του ανέμου από Βορειοδυτική σε Νοτιοανατολική κατά τη διάρκεια της ημέρας ήταν ο παράγοντας που ευνόησε τους Έλληνες στην αρχή της ναυμαχίας, ενώ παράλληλα εμπόδισε τον περσικό στόλο να διαφύγει (Zerefos et al., 2020).

Από τους πρώτους που ασχολήθηκαν με τη μελέτη του καιρού ήταν ο Ιπποκράτης, ο οποίος θεωρήθηκε και ο πατέρας της Κλιματολογίας, και στη συνέχεια ο Αριστοτέλης. Τον όρο μετεωρολογία χρησιμοποίησε επίσης και ο Πλάτων, ο δάσκαλος του Αριστοτέλη, για να περιγράψει τη μελέτη των μετεώρων. Ο Αριστοτέλης αποτέλεσε τον συγγραφέα των Μετεωρολογικών, του μοναδικού παγκοσμίως μετεωρολογικού εγχειριδίου έως και τον 17^ο αιώνα, μέσω του οποίου διαχώρισε επίσημα την επιστήμη της μετεωρολογίας από την αστρονομία (http://www.hnms.gr/emv/el/meteorology/meteorologia_arxaia_ellada?pageno=1).

Οι αύρες γενικά αποτελούν συχνό φαινόμενο στην Ελλάδα, κατά βάση κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, όταν το ημερήσιο θερμοκρασιακό εύρος είναι μεγαλύτερο από ότι τον χειμώνα, ειδικά τις ημέρες κατά τις οποίες δεν πνέουν οι Ετησίες. Οι αρχαίοι Έλληνες ονόμαζαν τη θαλάσσια αύρα Τροπαία, με την ετυμολογική σημασία

1.5 Σκοπός της Εργασίας

Η θαλάσσια αύρα είναι ένα φαινόμενο το οποίο επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό τόσο τις παραθαλάσσιες περιοχές, όσο και τις περιοχές οι οποίες βρίσκονται σε μικρή απόσταση από τη θάλασσα. Δεδομένου ότι ένα σημαντικό ποσοστό των πόλεων σε παγκόσμια κλίμακα βρίσκεται κοντά σε παραθαλάσσιες περιοχές, φαινόμενα όπως η θαλάσσια και η απόγειος αύρα επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τον τρόπο και την ποιότητα ζωής των κατοίκων της ευρύτερης περιοχής. Ειδικά κατά τους θερινούς μήνες, η θαλάσσια αύρα αποτελεί μία πνοή δροσιάς, περιορίζοντας την αποπνικτική ατμόσφαιρα που συχνά επικρατεί τις θερμές ημέρες του καλοκαιριού (Miller et al., 2003).

Επιπλέον, μεγάλη επιρροή έχουν τα συστήματα θαλάσσιας αύρας και στην ποιότητα του αέρα της περιοχής, καθώς σε αρκετές περιπτώσεις εντείνουν φαινόμενα ατμοσφαιρικής ρύπανσης. Ένα σημαντικό μειονέκτημα είναι ο εγκλωβισμός των ατμοσφαιρικών ρύπων στο θερμικό οριακό στρώμα και η περαιτέρω μεταφορά τους μέσω της κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας σε βάθος στην ξηρά.

Η θαλάσσια αύρα αποτελεί επομένως ένα φαινόμενο ιδιαίτερου ερευνητικού ενδιαφέροντος για τη διεξοδική μελέτη και τη βαθύτερη κατανόησή του, προκειμένου να συλλέγονται ολοένα και περισσότερες πληροφορίες για τη φύση και τη λειτουργία της θαλάσσιας αύρας στις διάφορες περιοχές.

Δεδομένου ότι αποτελεί ένα σύστημα ανέμου το οποίο δεν έχει κάποιο συγκεκριμένο περιορισμό όσον αφορά την εμφάνισή του στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη της γης, εξαιρετικό ενδιαφέρον έχει η μελέτη των χαρακτηριστικών και του τρόπου ανάπτυξης της θαλάσσιας αύρας σε περιοχές διαφορετικές μεταξύ τους. Η κάθε περίπτωση είναι σαφώς μοναδική (με την εξαίρεση ορισμένων βασικών χαρακτηριστικών) και διαφορές από περιοχή σε περιοχή σε στοιχεία όπως η τοπογραφία, ο προσανατολισμός της ακτής, τα συνοπτικά συστήματα ανέμου που επικρατούν σε κάθε περιοχή κλπ., προσδίδουν καινούριο ενδιαφέρον στη μελέτη του φαινομένου.

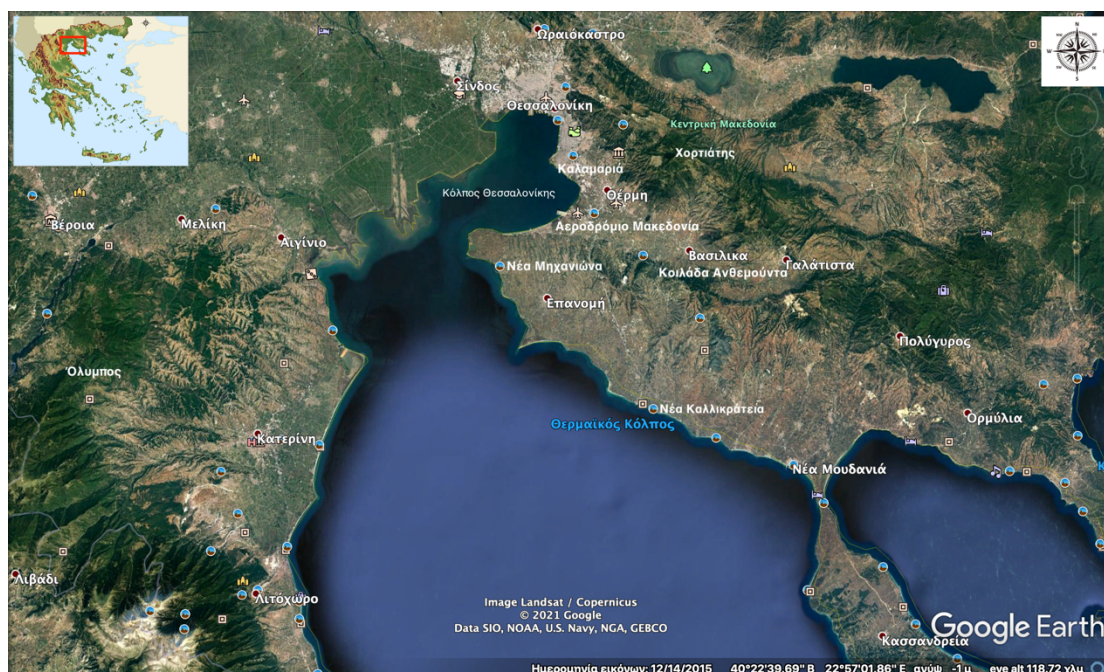
Στην παρούσα εργασία θα ασχοληθούμε με τη μελέτη της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, αλλιώς γνωστή και ως μπάτης ή μπουκαδούρα. Όπως είναι ήδη γνωστό, η παρουσία των ημερησίων ανέμων όπως η θαλάσσια αύρα στην περιοχή της Ελλάδας είναι συχνό φαινόμενο, ειδικά κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών. Επιπλέον, όπως θα δούμε σε επόμενο κεφάλαιο, η τοπογραφία των βουνών και των κοιλάδων περιμετρικά της πόλης καθιστά ενδιαφέρουσα τη μελέτη της κατεύθυνσης που ακολουθεί κατά τη διάρκεια της ημέρας η πνοή της θαλάσσιας αύρας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Η υπό μελέτη περιοχή είναι η Θεσσαλονίκη, συμπεριλαμβανομένης της περιοχής του Αεροδρομίου Μακεδονία (Σχήμα 2.1). Η Θεσσαλονίκη ανήκει στο γεωγραφικό διαμέρισμα της Μακεδονίας, του οποίου είναι και πρωτεύουσα. Αποτελεί την δεύτερη μεγαλύτερη πόλη της Ελλάδας, με πληθυσμό περίπου 1.000.000 κατοίκους. Βρέχεται από τον Κόλπο της Θεσσαλονίκης, ο οποίος περικλείεται από τον Θερμαϊκό Κόλπο, ενώ ο τελευταίος αποτελεί και το μεγαλύτερο κόλπο του Αιγαίου Πελάγους.

Όπως ήδη αναφέρθηκε, η τοπογραφία της ευρύτερης περιοχής επηρεάζει άμεσα την κίνηση και λειτουργία των συστημάτων ανέμου που λειτουργούν στην περιοχή και στην προκειμένη περίπτωση, του συστήματος της θαλάσσιας αύρας. Τα κύρια στοιχεία που επηρεάζουν την πορεία του ανέμου στην περιοχή είναι ο ορεινός όγκος του Χορτιάτη και η κοιλάδα του Ανθεμούντα, ο συνδυασμός των οποίων δημιουργεί γεωμορφολογικές συνθήκες οι οποίες επηρεάζουν σε μεγάλο βαθμό τη διαδρομή που θα ακολουθήσει ο άνεμος στην πορεία του στην ξηρά, κάτι το οποίο θα εξετάσουμε στη συνέχεια.

Η ημέρα που επιλέχθηκε για τη μελέτη του φαινομένου είναι η 4^η Αυγούστου 2017, καθώς όπως θα δούμε και στη συνέχεια, αποτελεί μια ιδανική ημέρα, αφού τόσο στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, όσο και στην ευρύτερη περιοχή της νότιας Ευρώπης επικρατούσαν συνθήκες κατάλληλες για την ανάπτυξη του συστήματος θαλάσσιας αύρας.



Σχήμα 2.1 Περιοχή Μελέτης, Θεσσαλονίκη (Πηγή: Google Earth Pro, Χάρτης Ελλάδος – Πηγή: <https://geodromio.wordpress.com/χάρτες/hellas1/>)

2.1 Δεδομένα

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για τη μελέτη των διαφόρων παραμέτρων, προκειμένου να διερευνηθεί το φαινόμενο της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή προέρχονται από:

Α) το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, με δεδομένα καταγραφής ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου, καθώς και θερμοκρασίας αέρα – σημείου δρόσου ανά 10 λεπτά από σταθμούς που βρίσκονται στην περιοχή της Καλαμαριάς με συντεταγμένες $40^{\circ}35'7,9''$ ή $40,585531^{\circ}$ Β γεωγραφικό πλάτος και $22^{\circ}56'15,2''$ ή $22,937551^{\circ}$ Α γεωγραφικό μήκος και της Νέας Μηχανιώνας, με συντεταγμένες $40^{\circ}28'16,8''$ ή $40,471324^{\circ}$ Β γεωγραφικό πλάτος και $22^{\circ}50'52,7''$ ή $22,847964^{\circ}$ Α γεωγραφικό μήκος.

Β) την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY), με δεδομένα καταγραφής ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου και θερμοκρασίας αέρα – σημείου δρόσου ανά 30 λεπτά από το σταθμό που βρίσκεται στην περιοχή του αεροδρομίου 'Μακεδονία' με συντεταγμένες $40^{\circ}31'13,6''$ ή $40,520444^{\circ}$ Β γεωγραφικό πλάτος και $22^{\circ}58'17,7''$ ή $22,971583^{\circ}$ Α γεωγραφικό μήκος (https://www.skg-airport.gr/el/category-detailed/ctg_id-54/nd_id-425).

Γ) τη Μετεωρολογική Υπηρεσία του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office, UKMET), από όπου προήλθαν οι χάρτες ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας στην περιοχή της Ευρώπης.

Δ) το European Centre for Medium range Weather Forecasts (ECMWF), το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μακροπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού, που αποτελεί ένα αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης με επιχειρησιακές αναλύσεις παγκόσμιας κάλυψης. Από τα δεδομένα αυτά προέκυψαν οι χάρτες του γεωδυναμικού πεδίου και του ανεμολογικού πεδίου στην επιφάνεια και είναι ανά 6 ώρες (00, 06, 12 και 18 UTC) στην επιφάνεια και σε ισοβαρικά επίπεδα, με χωρική ανάλυση $0,1^{\circ} \times 0,1^{\circ}$.

Ε) το Weather Research and Forecasting (WRF), αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης περιοχικής κάλυψης, από όπου προέκυψαν οι χάρτες ροής αισθητής θερμότητας, ανεμολογικού πεδίου και σχετικής υγρασίας με πολύ υψηλή χωροχρονική ανάλυση.

2.2 Αριθμητική προσομοίωση μοντέλου WRF

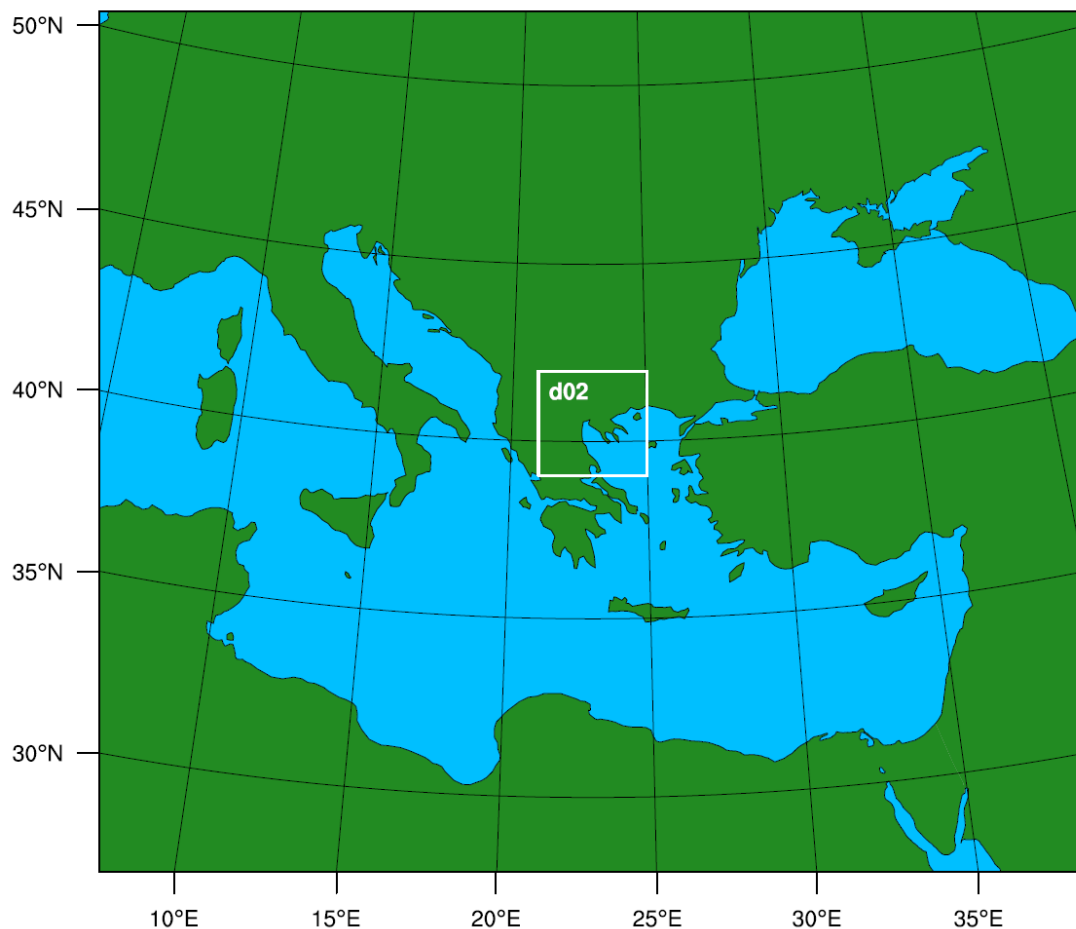
Η προσομοίωση του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου και της Θεσσαλονίκης πραγματοποιήθηκε με το μη-υδροστατικό αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού Weather Research and Forecasting με τον δυναμικό πυρήνα Advanced Research (WRF, έκδοση 3.7.1) (Skamarock et al., 2008, Wang et al., 2016). Χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Α.Π.Θ., σε ειδική διαμόρφωση για την περιοχή της Κεντρικής και

Ανατολικής Μεσογείου, με πολύ υψηλή ανάλυση στην ευρύτερη περιοχή της Βορείου Ελλάδος.

Το μοντέλο έτρεξε σε δύο πλέγματα (Σχήμα 2.2) με χωρική διακριτοποίηση 7 χλμ στην εξωτερική περιοχή d01 (437x381 σημεία πλέγματος) και 1.4 χλμ στην εσωτερική περιοχή d02 (241x231 σημεία πλέγματος) που καλύπτει την περιοχή ενδιαφέροντος. Η προσομοίωση του πλέγματος d02 αναλύθηκε στην εργασία. Κατακόρυφα χρησιμοποιήθηκαν 39 σίγμα επίπεδα έως τα 50 hPa. Οι αρχικές και οριακές συνθήκες βασίστηκαν στις επιχειρησιακές αναλύσεις του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF) που ήταν διαθέσιμες ανά 6 ώρες με χωρική διακριτοποίηση $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ (γεωγραφικό μήκος και πλάτος). Οι επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας βασίστηκαν στα ημερήσια πλεγματικά δεδομένα του NCEP με διακριτοποίηση $1/12^{\circ} \times 1/12^{\circ}$. Οι αρχικές συνθήκες ήταν στις 12:00 UTC 3/8/2017 και ο προγνωστικός χρόνος ήταν 2 ημέρες έτσι ώστε να καλυφθεί όλη η εξέλιξη του φαινομένου.

Οι παρακάτω παραμετροποιήσεις χρησιμοποιήθηκαν στην προσομοίωση:

- WRF Single-Moment 6-class για τις μικροφυσικές διεργασίες (Hong and Lim, 2006).
- Kain-Fritsch (μόνο στην d01) για την κατακόρυφη μεταφορά (Kain, 2004), λαμβάνοντας υπόψη την αλληλεπίδρασή της με την ακτινοβολία.
- RRTMG για την ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος (Iacono et al., 2008). Λήφθηκε υπόψη η κλίση του εδάφους και η σκίαση λόγω της τοπογραφίας.
- Το αναθεωρημένο MM5 σχήμα για το επιφανειακό στρώμα της ατμόσφαιρας (Jimenez et al., 2012).
- Noah Land Surface Model για τις φυσικές διεργασίες του εδάφους πάνω από χερσαία σημεία (Chen and Dudhia, 2001).
- Yonsei University για το οριακό στρώμα (Hong et al., 2006) με διόρθωση των επιφανειακών ανέμων λόγω της τοπογραφίας (Jimenez and Dudhia, 2012).



Σχήμα 2.2 Οι δύο περιοχές προσομοίωσης του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας με τη χρήση του αριθμητικού μοντέλου πρόγνωσης καιρού *Weather Research and Forecasting*.

2.3 Επεξεργασία Δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων που προήλθαν από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών και από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία έγινε μέσω Microsoft Excel, προκειμένου να δημιουργηθούν τα διαγράμματα για την ταχύτητα και τη διεύθυνση ανέμου και τη θερμοκρασία – σημείο δρόσου.

Επιπλέον χρησιμοποιήθηκαν και χάρτες ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας για τη μελέτη τη ευρύτερης περιοχής της Ευρώπης την ημέρα μελέτης, οι οποίοι προήλθαν από δεδομένα της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office, UKMET).

Τέλος, τα δεδομένα από τα μοντέλα τόσο του ECMWF, όσο και του WRF, επεξεργάστηκαν με τη χρήση του προγράμματος GrADS (<http://cola.gmu.edu/grads/>),



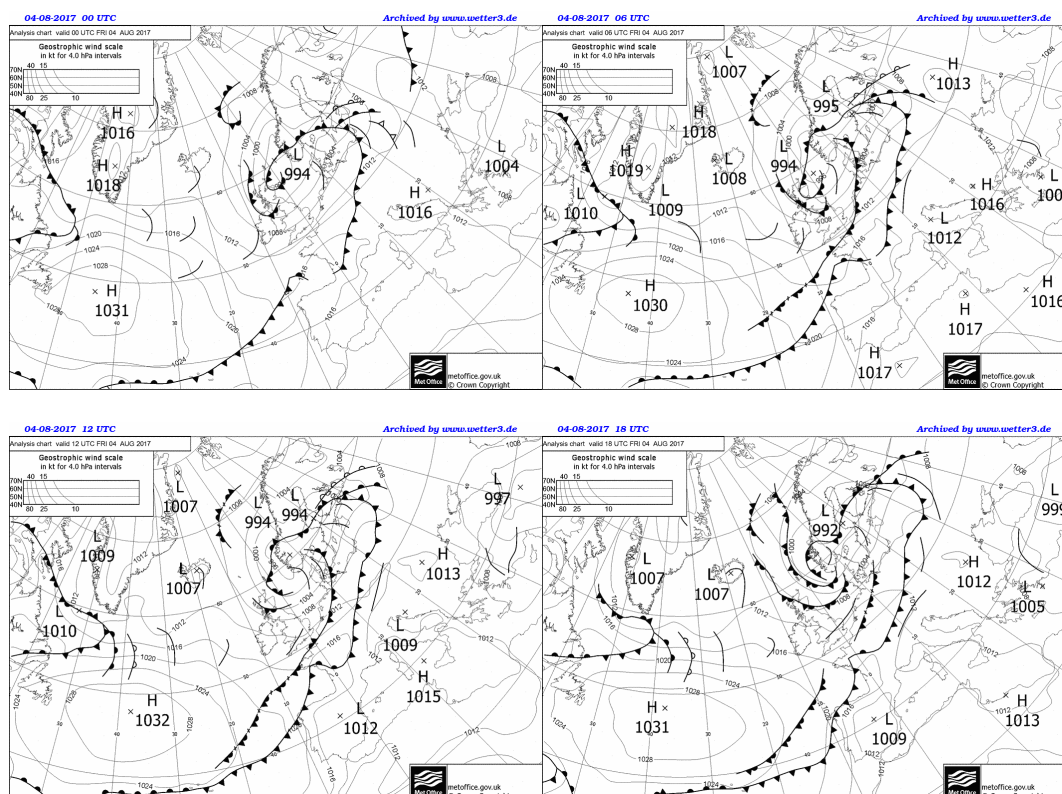
προκειμένου να δημιουργηθούν οι χάρτες του γεωδυναμικού πεδίου, του ανεμολογικού πεδίου, της σχετικής υγρασίας και της ροής αισθητής θερμότητας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα γίνει η ανάλυση των συνοπτικών χαρτών και των διαγραμμάτων που χρησιμοποιήθηκαν, προκειμένου να μελετηθούν με λεπτομέρεια οι συνθήκες που επικρατούσαν στις 4 Αυγούστου 2017 τόσο στη Θεσσαλονίκη, όσο και στην ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης.

3.1 Βαρομετρική πίεση και γεωδυναμικό ύψος

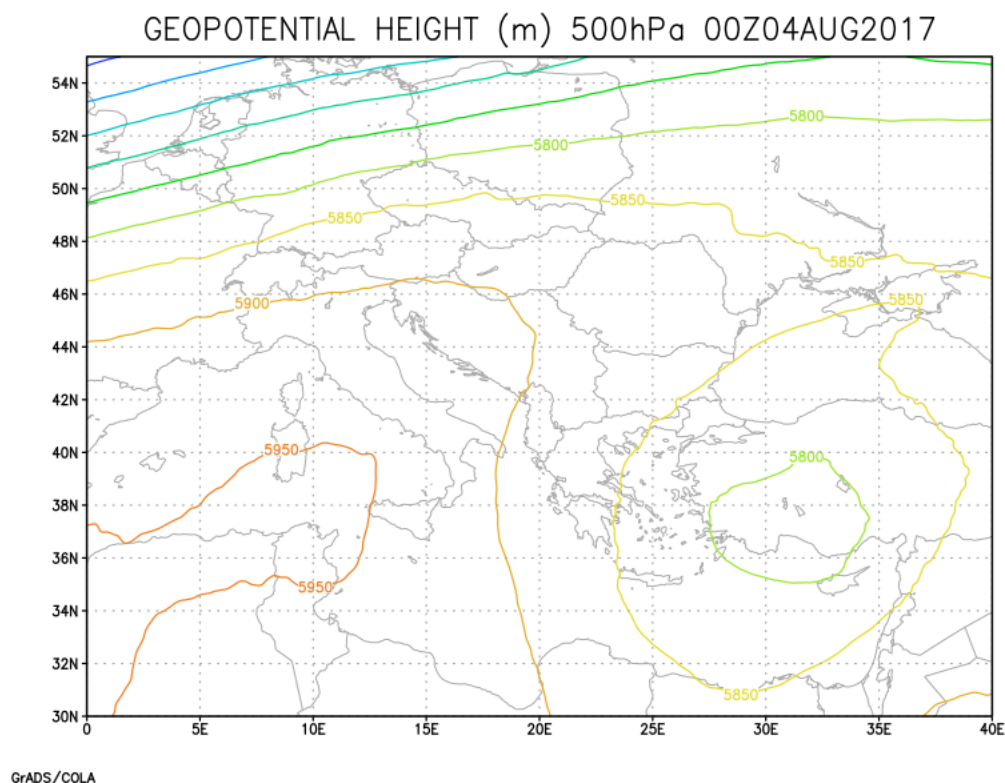
Προκειμένου να μελετήσουμε τη δημιουργία της θαλάσσιας αύρας, είναι απαραίτητο πρώτα να εξετάσουμε τις συνθήκες που επικρατούσαν στην ευρύτερη περιοχή των Βαλκανίων. Στους παρακάτω χάρτες του Σχήματος 3.1 βλέπουμε τις συνθήκες πίεσης στο επίπεδο της θάλασσας ανά 6 ώρες την ημέρα μελέτης. Παρατηρούμε ότι στην περιοχή της Βόρειας Ελλάδας έχουμε ένα αντικυκλωνικό σύστημα, χαρακτηριστικό του οποίου είναι ο αίθριος καιρός και το οποίο ευνοεί στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας. Το όλο σύστημα μεταφέρεται σταδιακά προς τα ανατολικά, χωρίς να παρατηρούνται στη συνέχεια συνθήκες που θα μπορούσαν να εμποδίσουν την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας.



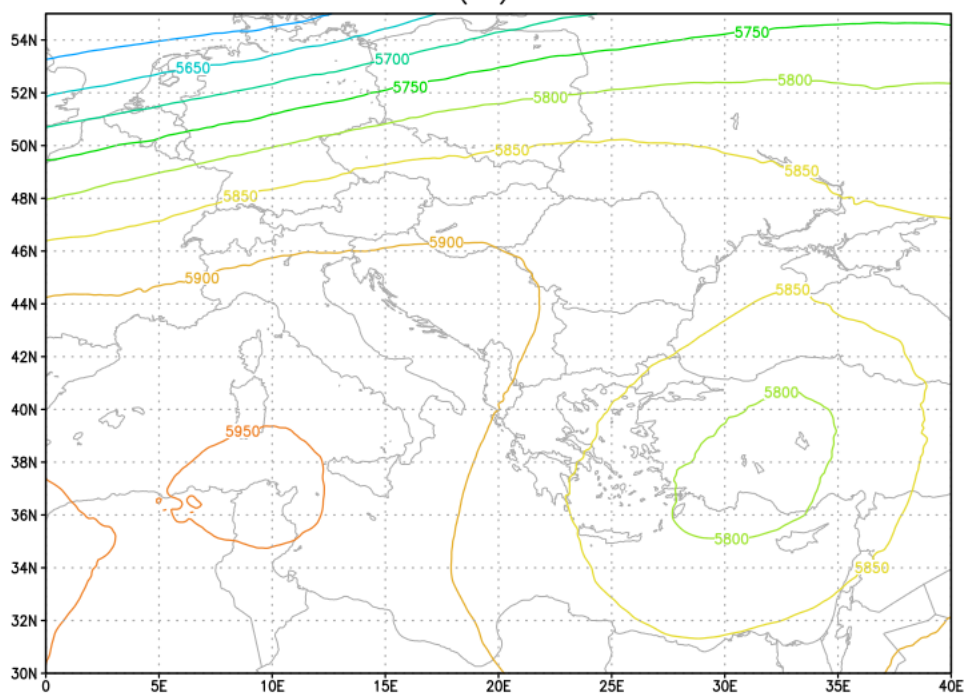
Σχήμα 3.1 α, β, γ, δ. Χάρτες ατμοσφαιρικής πίεσης της Μετεωρολογικής Υπηρεσίας του Ηνωμένου Βασιλείου (United Kingdom Meteorological Office) σε επίπεδο θάλασσας στην περιοχή της Ευρώπης στις 4 Αυγούστου 2017 **α)** στις 00Z, **β)** στις 06Z, **γ)** στις 12Z, **δ)** στις 18Z (Πηγή: http://www1.wetter3.de/archiv_ukmet_en.html).

Στους χάρτες του Σχήματος 3.2 παρατηρούμε το γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa, όπου στις 00Z της 4^{ης} Αυγούστου 2017 μπορούμε να μελετήσουμε τις συνθήκες που επικρατούσαν. Βλέπουμε, λοιπόν, μεγάλα γεωδυναμικά ύψη στην περιοχή της Βόρειας Αφρικής – Σικελίας – Σαρδηνίας, ενώ αποδυναμώνονται όσο μετακινούμαστε προς τα ανατολικά. Ο συνδυασμός τους προκαλεί Βόρεια Βορειοανατολική ροή στη μέση τροπόσφαιρα πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος. Παράλληλα, παρατηρείται σταδιακή ελάττωση των γεωδυναμικών υψών όσο μετακινούμαστε προς μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Στις 12Z, βλέπουμε ότι οι συνθήκες παραμένουν σχεδόν ίδιες. Παράλληλα, στα 850hPa, βλέπουμε μια επίσης ήπια κατάσταση του γεωδυναμικού πεδίου, χωρίς την παρουσία έντονων βαρομετρικών συστημάτων, με τη ροή και σε αυτό το επίπεδο να είναι Βόρεια Βορειοανατολική.

Όλα τα παραπάνω μας δείχνουν ότι στην κεντρική και νότια Ευρώπη οι συνθήκες της ανώτερης ατμόσφαιρας είναι ήπιες, χωρίς να παρατηρούνται έντονα βαρομετρικά συστήματα. Επομένως, οι ήπιες συνθήκες, ελλείπει έντονου συνοπτικού πεδίου ανέμων στον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο, είναι ευνοϊκές και συντελούν στην ανάπτυξη συστήματος θαλάσσιας αύρας.

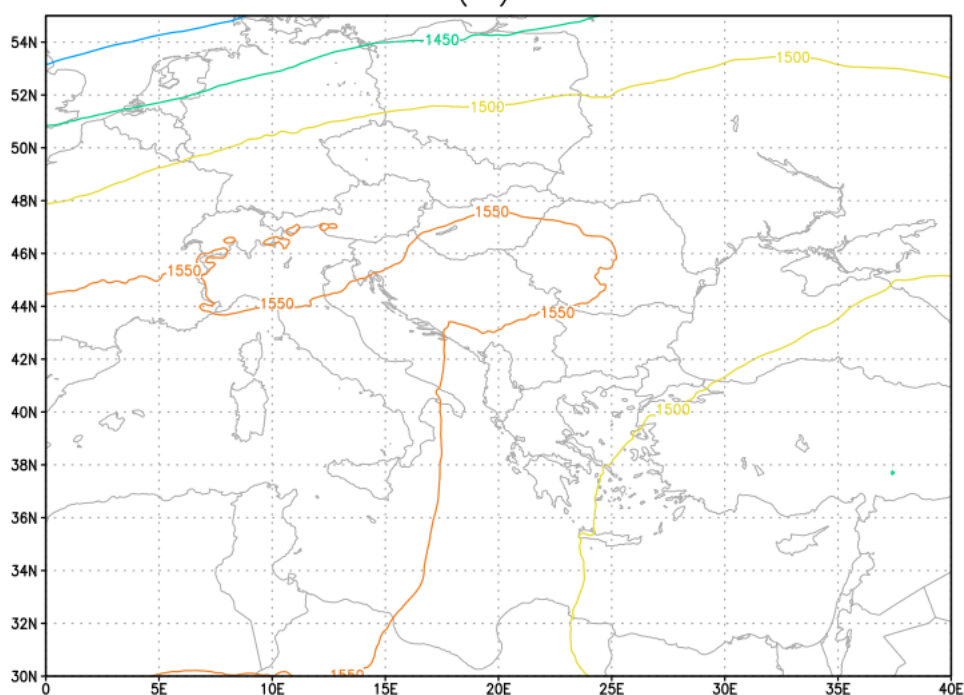


GEOPOTENTIAL HEIGHT (m) 500hPa 12Z04AUG2017

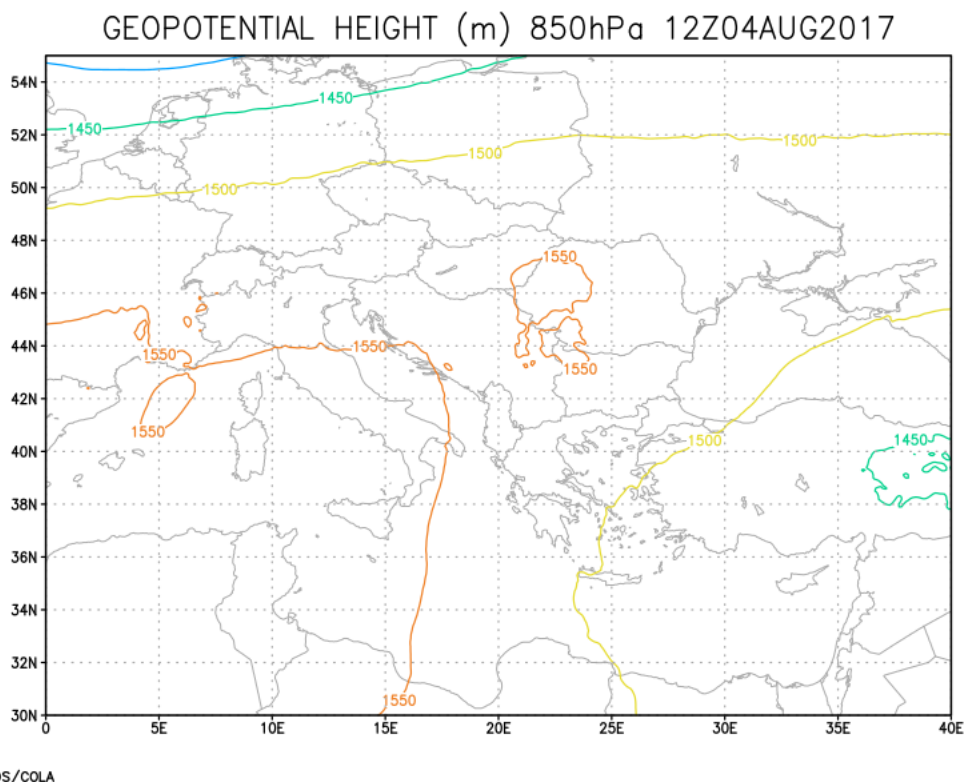


GrADS/COLA

GEOPOTENTIAL HEIGHT (m) 850hPa 00Z04AUG2017



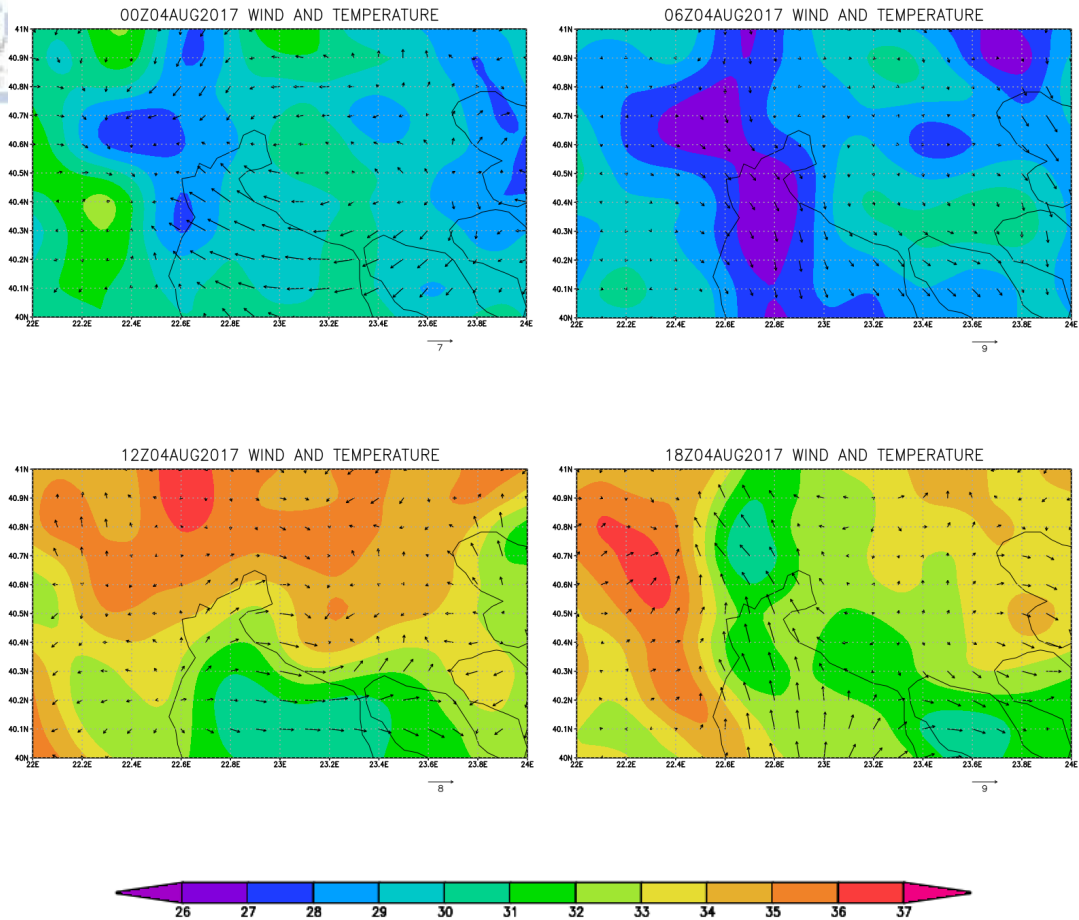
GrADS/COLA



Σχήμα 3.2 α, β, γ, δ. Χάρτες γεωδυναμικών υψών στις 4 Αυγούστου 2017 **α)** στις 00Z στα 500hPa, **β)** στις 12Z στα 500 hPa, **γ)** στις 00Z στα 850 hPa και **δ)** στις 12Z στα 850 hPa, δεδομένα του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μακροπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF).

3.2 Το ανεμολογικό πεδίο στην επιφάνεια

Όπως ήδη έχουμε αναφέρει, ο άνεμος στην περίπτωση της θαλάσσιας αύρας είναι αποτέλεσμα της ανομοιόμορφης θέρμανσης του εδάφους και του επιφανειακού στρώματος της θάλασσας. Είναι λογικό επομένως να μελετηθεί σε συνάρτηση με την κατανομή της θερμοκρασίας στην περιοχή. Στους παρακάτω χάρτες (Σχήμα 3.3) βλέπουμε την κατανομή θερμοκρασιών ανά τέσσερις ώρες, παράλληλα με την διεύθυνση και το μέτρο ταχύτητας του ανεμολογικού πεδίου από τις αναλύσεις του ECMWF.



Σχήμα 3.3 α, β, γ, δ. Χάρτες θερμοκρασιών 2μ. και ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου στα 10 μ. από 00Z έως 18Z στις 4 Αυγούστου του 2017 ανά 6 ώρες (η κλίμακα αφορά τις τιμές θερμοκρασίας και στους τέσσερις χάρτες σε °C), δεδομένα του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μακροπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (ECMWF).

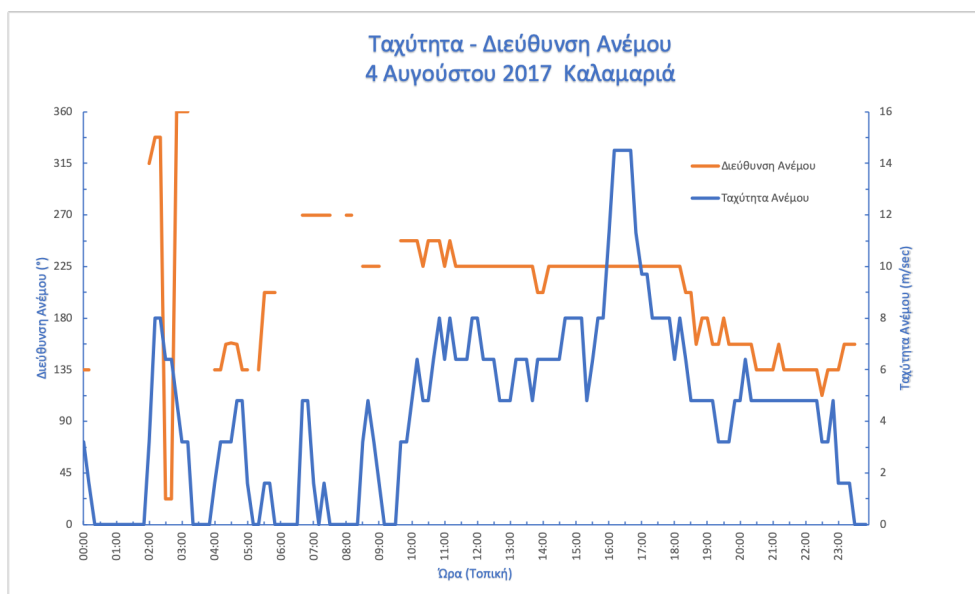
Στις 00Z (03:00 τοπική ώρα) οι θερμοκρασίες κυμαίνονται από 27 έως 33°C με τους ανέμους να πνέουν κυρίως από Ανατολικές – Βορειοανατολικές διευθύνσεις. Η πνοή του ανέμου με τη συγκεκριμένη διεύθυνση την ώρα αυτή οφείλεται στη δράση της απογείου αύρας στην περιοχή, με κατεύθυνση από την ξηρά προς τη θάλασσα στις περιοχές της Θεσσαλονίκης και της Δυτικής Χαλκιδικής. Παρατηρούνται επίσης και οι ελαφρώς υψηλότερες θερμοκρασίες της ξηράς συγκριτικά με τη θάλασσα στη Θεσσαλονίκη. Οπότε, λόγω της χαμηλής χωρικής ανάλυσης (0,1°) δεν είναι καθαρά σχηματισμένη η θερμική κυκλοφορία της απογείου αύρας.

Στις 06Z (09:00 τοπική ώρα) οι θερμοκρασίες κυμαίνονται από 26 έως 31°C, οπότε παρατηρείται μία ελαφριά πτώση της θερμοκρασίας, η οποία είναι αναμενόμενη, λόγω της έλλειψης ηλιοφάνειας κατά τη διάρκεια των νυχτερινών ωρών. Επιπλέον, παρατηρείται εντονότερη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ της ξηράς και της θάλασσας, με τη θερμοκρασία της θάλασσας να υφίσταται εντονότερη πτώση θερμοκρασίας. Οι άνεμοι πνέουν Βόρειοι – Βορειοδυτικοί με ελαφρώς χαμηλότερες τιμές ταχύτητας.

Στις 12Z (15:00 τοπική ώρα) φαίνεται πλέον καθαρά η έντονη επίδραση της ηλιοφάνειας. Οι θερμοκρασίες αυξάνονται σημαντικά, με τιμές από 30 έως 37°C, ενώ παρατηρείται και η έντονη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ ξηράς και θάλασσας, με αρκετά υψηλότερες θερμοκρασίες στην ξηρά, λόγω διαφοράς θερμοχωρητικότητας μεταξύ των δύο σωμάτων. Οι άνεμοι πλέον πνέουν από Δυτικά – Δυτικά Νοτιοδυτικά με αυξημένες τιμές.

Τέλος, στις 18Z (21:00 τοπική ώρα) αρχίζει να διαφαίνεται μία σχετική πτώση της θερμοκρασίας στην ξηρά, ενώ παράλληλα παρατηρείται μια αύξηση της θερμοκρασίας στη θάλασσα. Η ύπαρξη υψηλότερων θερμοκρασιών σε περιοχές της θάλασσας συγκριτικά με τις χαμηλότερες θερμοκρασίες στην ξηρά δημιουργεί αναστροφή των συνθηκών γένεσης της θαλάσσιας αύρας, οδηγώντας σταδιακά σε συνθήκες ευνοϊκές για τη δημιουργία απογείου αύρας. Η διεύθυνση του ανέμου στην περιοχή του κόλπου πνέει από Νότιες κυρίως διευθύνσεις, με τις ταχύτητες να μην υφίστανται κάποια έντονη μεταβολή. Η χαμηλή χωρική ανάλυση (0,1°) δεν επιτρέπει το βέλτιστο σχηματισμό τοπικών κυκλοφοριών και την απεικόνιση της θαλάσσιας απογείου αύρας στον κόλπο της Θεσσαλονίκης και τον εξωτερικό Θερμαϊκό κόλπο ή στην περιοχή του Ανθεμούντα.

Παρόμοια αποτελέσματα έδειξαν και τα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών στον σταθμό της Καλαμαριάς, όσον αφορά την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου με μετρήσεις ανά 10 λεπτά σε τοπική ώρα, όπως φαίνεται και στο Σχήμα 3.4.



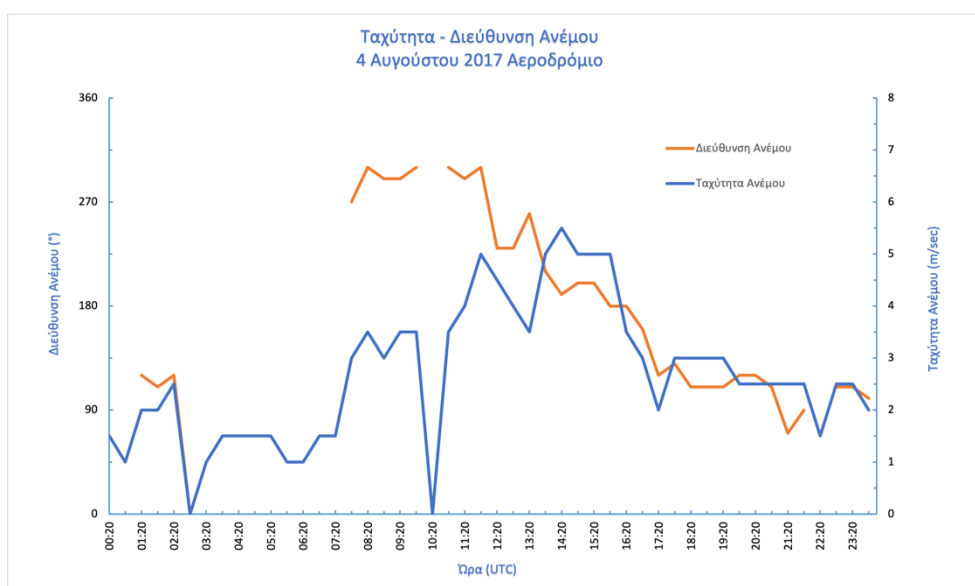
Σχήμα 3.4 Ταχύτητα και Διεύθυνση Ανέμου στην Καλαμαριά στις 4 Αυγούστου 2017, Δεδομένα Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Αναλυτικότερα, στις 00:00 τοπική ώρα στις 4 Αυγούστου 2017 καταγράφηκε άνεμος Ανατολικής – Νοτιοανατολικής διεύθυνσης, ενώ από τις 11:00 έως και τις 18:00 η διεύθυνση πνοής παρέμεινε σταθερή Νοτιοδυτική. Στη συνέχεια, με την

πάροδο της ώρας, η διεύθυνση της πνοής μεταβάλλεται σταδιακά και ομαλά σε Νότια κατά τις 19:00 έως 20:00 τοπική ώρα και στη συνέχεια σε Νοτιοανατολική κατά τις 20:30 έως και τις 23:00 τοπική ώρα, γεγονός το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τα δεδομένα των παγκόσμιων αναλύσεων.

Όσον αφορά την ταχύτητα του ανέμου, παρατηρείται η έναρξη πνοής στις 10:00 τοπική ώρα, με σταδιακή αύξηση της έντασης, έως ότου παρατηρηθεί το μέγιστο έντασης της πνοής του ανέμου στα 15 m/sec στις 16:00 – 17:00 τοπική ώρα. Στη συνέχεια ακολουθεί η σταδιακή μείωση της έντασης, με τη λήξη πνοής να λαμβάνει χώρα από τις 22:00 τοπική ώρα.

Τα δεδομένα που παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.5 προέρχονται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία και απεικονίζουν την ταχύτητα και τη διεύθυνση ανέμου από μετρήσεις στην περιοχή του αεροδρομίου 'Μακεδονία' με μετρήσεις ανά 30 λεπτά σε ώρα UTC.



Σχήμα 3.5 Ταχύτητα και Διεύθυνση Ανέμου στο Αεροδρόμιο στις 4 Αυγούστου 2017, Δεδομένα Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας. Η διεύθυνση του ανέμου δεν καταγράφεται όταν η ταχύτητά του είναι μικρότερη ή ίση των 3 κόμβων (~1,54 m/sec).

Παρατηρείται μια διακύμανση σχετικά παρόμοια με τα αποτελέσματα από τους σταθμούς στην Καλαμαριά και τη Νέα Μηχανιώνα. Όσον αφορά τη διεύθυνση πνοής, καταγράφεται από τις 08:30 έως περίπου τις 12:00 UTC (11:30 έως 15:00 τοπική ώρα) διεύθυνση κυρίως Δυτική, στη συνέχεια από τις 14:00 έως και 16:30 UTC (17:00 έως 19:30 τοπική ώρα) διατηρείται μια διεύθυνση πνοής Νότια και τέλος από τις 17:20 UTC (20:20 τοπική ώρα) η διεύθυνση είναι Ανατολική – Νοτιοανατολική. Η μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου πιθανότατα δεν είναι τόσο ξεκάθαρη εξ αιτίας του μεγαλύτερου χρονικού βήματος των δεδομένων, που κάνει το διάγραμμα λιγότερο λεπτομερές από ότι του Σχήματος 3.4, βρίσκεται παρόλα αυτά επίσης σε συμφωνία με τα δεδομένα που έχουν ήδη παρουσιασθεί.

Η ταχύτητα πνοής στην περιοχή του αεροδρομίου διατηρεί επίσης ομαλότερη πορεία, με τις ταχύτητες να παραμένουν σχετικά χαμηλές και με έναρξη πνοής στις 08:00 UTC (11:00 τοπική ώρα). Η μέγιστη πνοή καταγράφηκε περίπου στις 14:20 UTC (17:20 τοπική ώρα) στα 5,5 m/sec, που έρχεται σε συμφωνία με την καταγραφή της μέγιστης τιμής στην περιοχή της Καλαμαριάς, ενώ στη συνέχεια ακολούθησε η σταδιακή εξασθένιση της πνοής μέχρι περίπου τις 17:00 UTC (20:00 τοπική ώρα), οπότε και διατηρήθηκε σταθερή στα 2,5 – 3 m/sec μέχρι και τη λήξη της πνοής. Γενικά παρατηρούνται αρκετά μικρότερες καταγραφές ταχύτητας στην περιοχή του αεροδρομίου και μέγιστη ταχύτητα πνοής με σημαντικά μικρότερη τιμή, το οποίο ήταν σχετικά αναμενόμενο, δεδομένης της θέσης του αεροδρομίου συγκριτικά με τη θέση του σταθμού της Καλαμαριάς.

Τόσο τα δεδομένα του μοντέλου, όσο και τα δεδομένα μετρήσεων από τους επίγειους σταθμούς δείχνουν ότι η μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου μεταβάλλεται από Δυτική (~250°) σε Νότια (~180°) και μετέπειτα σε Νοτιοανατολική (~135°). Εξήγηση για την ανάπτυξη των τριών αυτών συστημάτων, καθώς και για τη σταδιακή μεταβολή της πνοής προς τα Νότια δίνεται από την ύπαρξη της κοιλάδας του Ανθεμούντα, που αποτελεί και τον γεωμορφολογικό παράγοντα που διαμορφώνει τη διεύθυνση πνοής του ανέμου στην περιοχή. Πιο λεπτομερής ανάλυση αυτών των τοπικών κυκλοφοριών θα γίνει με τη χρήση υψηλής ανάλυσης προσομοίωσης του μοντέλου WRF.

3.3 Θερμοκρασία αέρα – Θερμοκρασία σημείου δρόσου

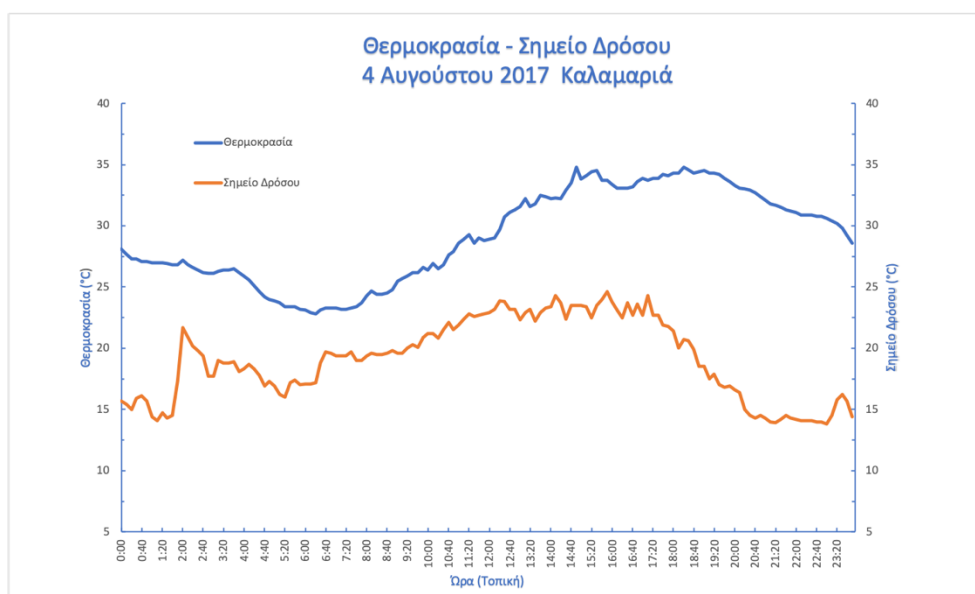
Μία επιπλέον παράμετρος που μας επιτρέπει την περαιτέρω κατανόηση του φαινομένου είναι η θερμοκρασία του σημείου δρόσου, δηλαδή η θερμοκρασία στην οποία πρέπει να ψυχθεί ισοβαρικά μια ορισμένη μάζα αέρα για να γίνει κορεσμένη σε υδρατμούς, και η σύγκρισή της με τη θερμοκρασία του αέρα (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004). Η διαφορά της θερμοκρασίας του αέρα με τη θερμοκρασία του σημείου δρόσου αποτελεί την ένδειξη για μια παράμετρο που θα εξετάσουμε αναλυτικότερα στη συνέχεια, τη σχετική υγρασία. Συγκεκριμένα, όσο μικρότερη είναι η διαφορά μεταξύ της θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου, τόσο μεγαλύτερη είναι και η σχετική υγρασία.

Στα Σχήματα 3.6, 3.7, 3.8 φαίνεται η σύγκριση της θερμοκρασίας του αέρα με τη θερμοκρασία σημείου δρόσου κατά τη διάρκεια της 4^{ης} Αυγούστου 2017. Το ελάχιστο της θερμοκρασίας παρατηρήθηκε λίγα λεπτά μετά την ανατολή του ηλίου την ημέρα εκείνη (ανατολή ηλίου στις 06:31 τοπική ώρα) και στη συνέχεια παρατηρείται σταδιακή και σχετικά σταθερή αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα, μέχρι περίπου τις 15:00 τοπική ώρα, ενώ διατηρήθηκε σταθερή θερμοκρασία έως περίπου τις 19:20, ακολουθώντας αμέσως μετά σταδιακή πτώση.

Στο πρώτο διάγραμμα θερμοκρασίας με το σημείο δρόσου στο σταθμό της Καλαμαριάς (Σχήμα 3.6) παρατηρείται η παράλληλη αύξηση της θερμοκρασίας σημείου δρόσου με τη θερμοκρασία του αέρα μέχρι περίπου τις 12:40 τοπική ώρα. Με την αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα αυξάνει παράλληλα και το σημείο δρόσου, αφού ο θερμός αέρας συγκρατεί περισσότερους υδατμούς από τον ψυχρό. Συγχρόνως αυτές τις ώρες η θαλάσσια αύρα μεταφέρει υγρές θαλάσσιες αέριες μάζες προς την ξηρά. Στη συνέχεια σταθεροποιείται έως τις 17:30, οπότε και αρχίζει σταδιακά η πτώση του σημείου δρόσου, ακολουθώντας τη θερμοκρασία του αέρα.

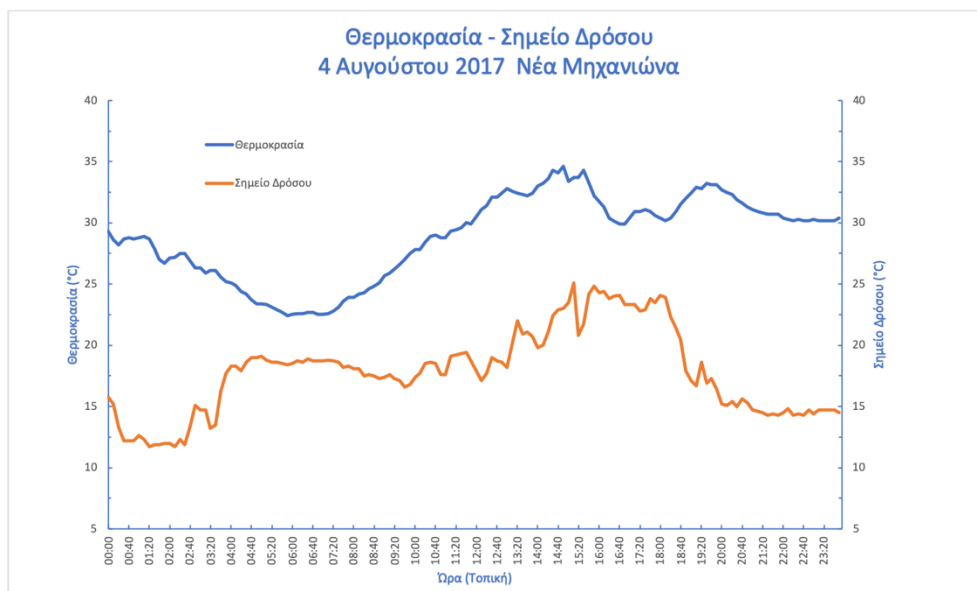
Η πτώση της θερμοκρασίας σημείου δρόσου συμπίπτει επίσης με την μείωση έντασης του ανέμου (όπως είδαμε στην προηγούμενη παράγραφο, η μέγιστη πνοή παρατηρείται περίπου κατά τις 17:00, ενώ μετέπειτα φθίνει), επομένως επέρχεται μείωση της παροχής υγρασίας. Το γεγονός ότι η θερμοκρασία σημείου δρόσου μειώνεται με μεγαλύτερο ρυθμό από ότι η θερμοκρασία του αέρα πιθανώς οφείλεται στο συνδυασμό της πτώσης θερμοκρασίας που επήλθε από τη μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας και της μείωσης παροχής αέρα με αυξημένη υγρασία από τη θάλασσα.

Επιπλέον, παρατηρείται τόσο στις απογευματινές (μετά τις 17:00 τοπική ώρα), όσο και τις πολύ πρωινές ώρες (έως τις 6:30 τοπική ώρα) ότι δημιουργούνται μεγάλες διαφορές ανάμεσα στη θερμοκρασία του αέρα και του σημείου δρόσου, το οποίο συνεπάγεται χαμηλή σχετική υγρασία, δηλαδή ξηρότερο αέρα που μεταφέρεται από την ξηρά. Αντίστοιχα, περίπου από τις 06:40 έως και τις 12:00 τοπική ώρα, οι δύο καμπύλες πλησιάζουν αρκετά, παρουσιάζοντας υψηλή σχετική υγρασία, επομένως καταλαβαίνουμε πως ο αέρας πλησιάζει (χωρίς να φτάνει) τον κορεσμό.



Σχήμα 3.6 Θερμοκρασία και θερμοκρασία σημείου δρόσου σε °C στην Καλαμαριά στις 4 Αυγούστου 2017, Δεδομένα Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Ανάλογες τιμές θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου παρατηρούνται και στο σταθμό της Νέας Μηχανιώνας (Σχήμα 3.7), με τις τιμές σε αυτή την περίπτωση να ακολουθούν λιγότερο ομαλές μεταβολές. Και σε αυτή την περίπτωση παρατηρείται σταθερή αύξηση της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου, που συμπίπτει χρονικά με την πορεία των αντίστοιχων τιμών στο σταθμό της Καλαμαριάς.



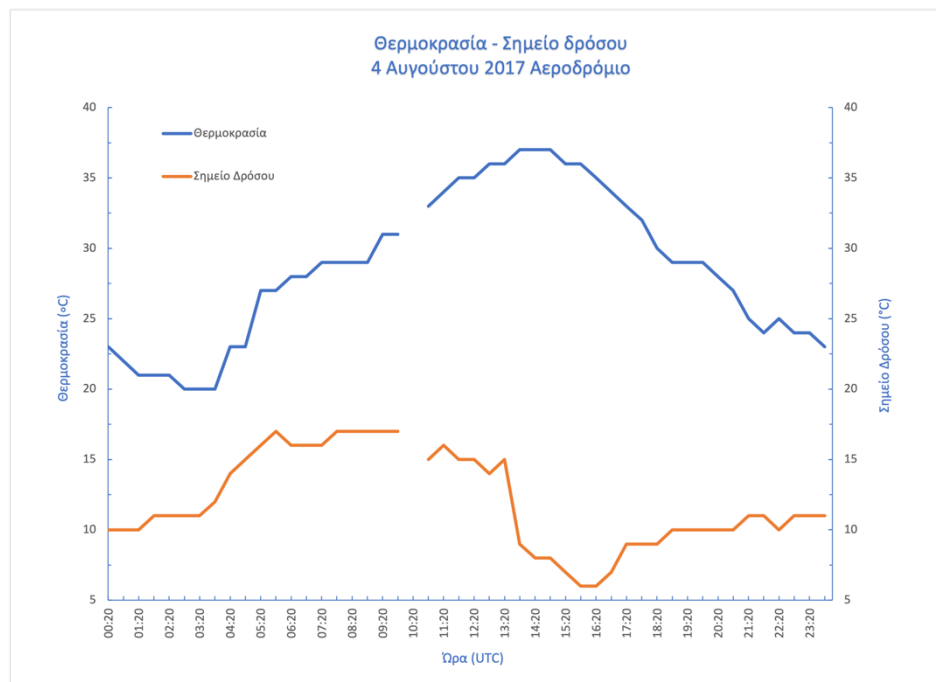
Σχήμα 3.7 Θερμοκρασία αέρα και θερμοκρασία σημείου δρόσου σε °C στη Νέα Μηχανιώνα στις 4 Αυγούστου 2017, Δεδομένα Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών.

Στο Σχήμα 3.8 παρουσιάζονται οι μετρήσεις θερμοκρασίας αέρα και θερμοκρασίας σημείου δρόσου που προέρχονται από την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία στην περιοχή του αεροδρομίου 'Μακεδονία' με καταγραφές ανά 30 λεπτά σε ώρα UTC.

Στην περιοχή του αεροδρομίου βλέπουμε αρχικά τη θερμοκρασία του αέρα να αυξάνεται σταδιακά από τις 04:00 UTC (07:00 τοπική ώρα) με σχετικά σταθερό ρυθμό έως και τις 14:00 UTC (17:00 τοπική ώρα), ενώ η θερμοκρασία του σημείου δρόσου αυξάνεται μέχρι περίπου τις 06:00 UTC (09:00 τοπική ώρα), στη συνέχεια διατηρείται σταθερή έως περίπου τις 10:00 UTC (13:00 τοπική ώρα) και μετά ακολουθεί φθίνουσα πορεία μέχρι τις 16:00 UTC (19:00 τοπική ώρα), οπότε και παίρνει την ελάχιστη τιμή της. Η μέγιστη καταγραφή της θερμοκρασίας του αέρα είναι 37°C από τις 14:20 έως και τις 15:20 UTC (17:20 έως 18:20 τοπική ώρα), ενώ στη συνέχεια ακολουθεί σταθερή μείωση μέχρι τη λήξη του φαινομένου.

Μία σημαντική παρατήρηση όσον αφορά τα δεδομένα είναι αρχικά οι υψηλότερες καταγραφές θερμοκρασίας αέρα στην περιοχή του αεροδρομίου συγκριτικά με τα δεδομένα του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, όπως και οι αρκετά

μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ της θερμοκρασίας αέρα και σημείου δρόσου, οι οποίες φτάνουν έως και τους 29°C, το οποίο συνεπάγεται χαμηλή σχετική υγρασία, δηλαδή ξηρότερο αέρα κατά τις μεσημβρινές ώρες.



Σχήμα 3.8 Θερμοκρασία και θερμοκρασία σημείου δρόσου σε °C στο Αεροδρόμιο στις 4 Αυγούστου 2017, Δεδομένα Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4 - ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Α. Στο παρόν κεφάλαιο θα γίνει μια πιο λεπτομερής ανάλυση καθώς και αναλυτική περιγραφή των παραγόντων που συνέβαλαν στην ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας με χάρτες μεγαλύτερης χωρικής και χρονικής ανάλυσης που προέκυψαν από τα αποτελέσματα του μοντέλου Weather Research and Forecasting (WRF), προκειμένου να παρατηρηθούν με λεπτομέρεια τα χαρακτηριστικά του φαινομένου.

4.1 Ροή αισθητής θερμότητας

Η ροή αισθητής θερμότητας αποτελεί μία ένδειξη της ευκολίας με την οποία πραγματοποιείται μεταφορά θερμότητας μεταξύ δύο σωμάτων. Όταν οι τιμές της είναι αρνητικές σημαίνει πως γίνεται μεταφορά θερμότητας από τον υπερκείμενο αέρα στο έδαφος, ενώ όταν οι τιμές της είναι θετικές, τότε η μεταφορά θερμότητας γίνεται από το έδαφος προς τον υπερκείμενο αέρα (Κοντογιάννη, 2008).

Στην περίπτωση της θαλάσσιας αύρας, μας ενδιαφέρει ιδιαίτερα αυτή η παράμετρος, καθώς η ηλιακή ακτινοβολία αποτελεί την πηγή ενέργειας για την ανάπτυξη του συστήματος. Ουσιαστικά μας δείχνει το ρυθμό μεταφοράς της θερμότητας από το έδαφος στο επιφανειακό στρώμα του αέρα και αντίστροφα, που τροφοδοτεί το σύστημα με ενέργεια και σηματοδοτεί την έναρξη του φαινομένου.

Στους παρακάτω χάρτες (Σχήμα 4.1) παρουσιάζονται οι τιμές της ροής αισθητής θερμότητας (sensible heat flux) σε W/m^2 , για την περιοχή μελέτης. Ο πρώτος χάρτης μας δείχνει τη ροή αισθητής θερμότητας στις 04Z (τοπική ώρα 07:00), όπου παρατηρούμε πως οι τιμές της είναι αρνητικές και κυμαίνονται από -40 έως $0 W/m^2$, ως συνέπεια του ότι τα παρεδάφια στρώματα του αέρα είναι θερμότερα του εδάφους που έχει ψυχθεί κατά τη νύχτα. Η ώρα αυτή συμπίπτει σχεδόν με την ανατολή του ηλίου, οπότε γίνονται διακριτά τα πρώτα αποτελέσματα που είχε η θέρμανση της ξηράς από τον ήλιο και στη συνέχεια η επερχόμενη θέρμανση του υπερκείμενου αέρα από την ξηρά.

Μεγάλες διαφορές στις τιμές ροής παρατηρούνται στις 06Z (09:00 τοπική ώρα), με τιμές από -20 έως και $60 W/m^2$ στην περιοχή της Θεσσαλονίκης. Η αύξηση είναι έντονη και επομένως φαίνεται η ένταση της επίδρασης της ηλιοφάνειας στη θέρμανση τόσο της ξηράς, όσο και της θάλασσας. Επιπλέον, αξίζει να σημειωθεί ότι η αύξηση της ροής θερμότητας είναι κατά πολύ μεγαλύτερη στην ξηρά από ότι στη θάλασσα, όπου η αύξηση ακολουθεί μικρότερο ρυθμό, λόγω της μεγαλύτερης θερμοχωρητικότητας.

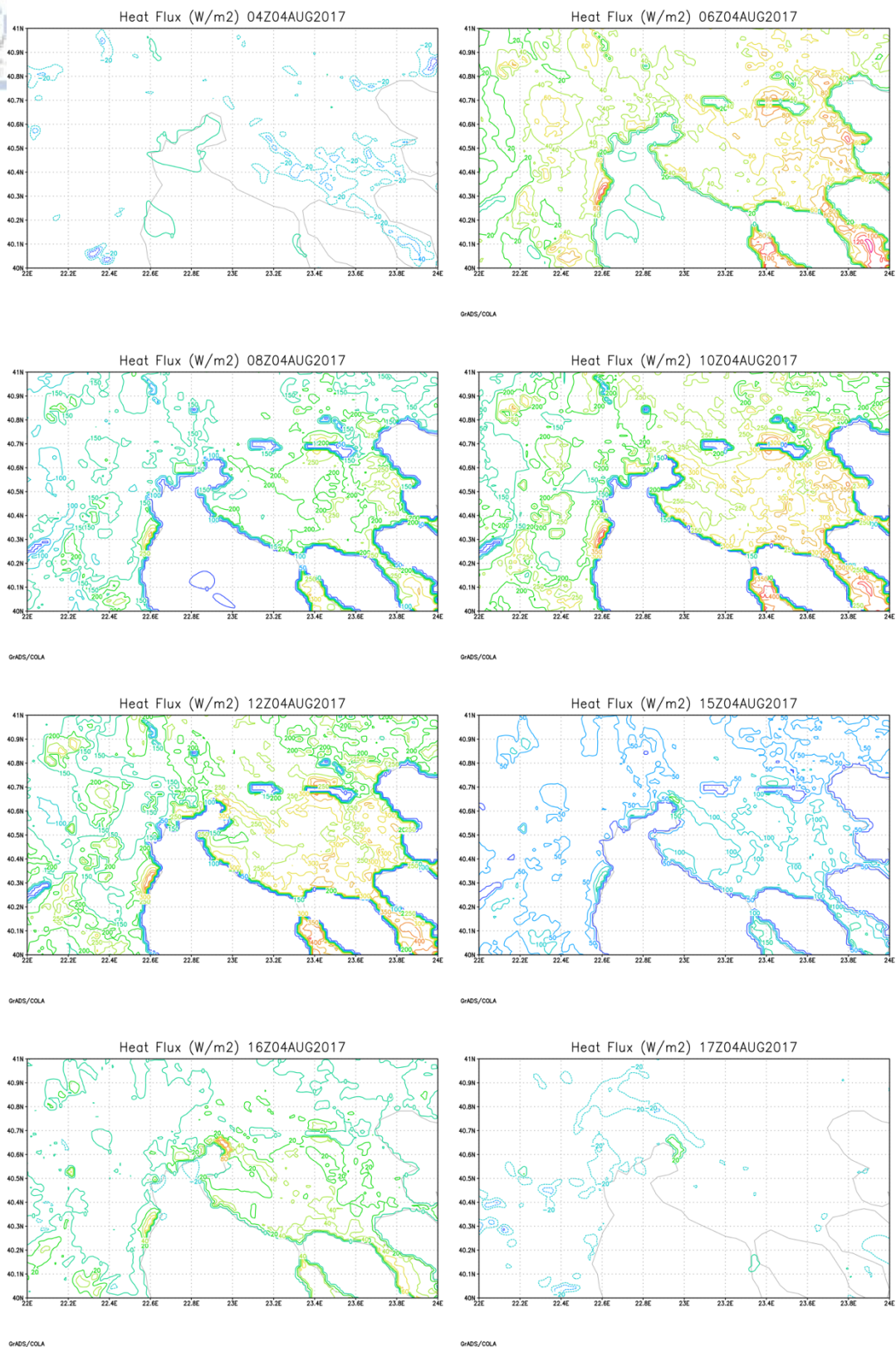
Στη συνέχεια, στις 08Z (11:00 τοπική ώρα), γίνεται ακόμα εντονότερη η αύξηση της ροής θερμότητας στην ξηρά και ειδικά στο παραλιακό μέτωπο, όπου οι τιμές της αυξάνονται ραγδαία, παίρνοντας τιμές από 50 έως και $200 W/m^2$ κατά

περιοχές, ενώ στη θάλασσα αυτή η αύξηση υπάρχει μεν, όμως έχει μικρότερη κλίμακα, με τιμές από 0 έως 50 W/m².

Η αύξηση της ροής αισθητής θερμότητας συνεχίζεται με την πάροδο του χρόνου, όπως φαίνεται και στις 10Z (13:00 τοπική ώρα), ιδιαίτερα στο εσωτερικό της ενδοχώρας, με τιμές να κυμαίνονται μεταξύ 0 και 350 W/m². Παρόμοιες είναι οι συνθήκες και στις 12Z (15:00 τοπική ώρα), με τις τιμές να κυμαίνονται στα ίδια επίπεδα. Εδώ αξίζει να σημειωθεί πως την ώρα αυτή, όπως είδαμε σε προηγούμενη παράγραφο, η θερμοκρασία του αέρα παίρνει τη μέγιστη τιμή της, επομένως εξηγούνται και οι μέγιστες τιμές ροής θερμότητας της ημέρας.

Αισθητή πτώση της ροής θερμότητας σημειώνεται στις 15Z (18:00 τοπική ώρα), με τις τιμές ροής θερμότητας να έχουν πέσει σε 0 έως και 100 W/m², ενώ στην αστική περιοχή φτάνουν έως και 150 W/m². Η πτώση της συνεχίζεται και στις 16Z (19:00 τοπική ώρα), με τις τιμές να κυμαίνονται από 0 έως 40 W/m² (φτάνουν έως και 100 W/m² στην αστική περιοχή), ενώ σημειώνονται και αρνητικές τιμές στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου. Επομένως, γίνεται αντιληπτή η έντονη επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας, αφού παρατηρείται κατακόρυφη πτώση της ροής θερμότητας στην ξηρά με τη δύση του ηλίου. Οι αρνητικές τιμές στη θαλάσσια περιοχή δείχνουν ότι η ροή θερμότητας αντιστρέφεται και η μεταφορά γίνεται πλέον από τον υπερκείμενο αέρα προς τη θαλάσσια επιφάνεια.

Στις 17Z (20:00 τοπική ώρα), βλέπουμε τη ραγδαία πτώση των τιμών της ροής θερμότητας τόσο στην ξηρά, όσο και στη θάλασσα, με τιμές από -40 έως και 20 W/m² λόγω της δύσης του ηλίου. Οι τελευταίοι χάρτες δείχνουν πως, μετά τις 15Z και έως και τη δύση του ηλίου, η ροή από το έδαφος προς τον υπερκείμενο αέρα (θετικές τιμές) συνεχίζεται μέχρι να αντιστραφεί η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα. Τότε κυριαρχούν πάλι αρνητικές τιμές και η φορά ροής της θερμότητας αντιστρέφεται, ακολουθώντας πορεία από τον υπερκείμενο αέρα προς την υποκείμενη επιφάνεια, είτε του εδάφους, είτε της επιφάνειας της θάλασσας (Κοντογιάννη, 2008).



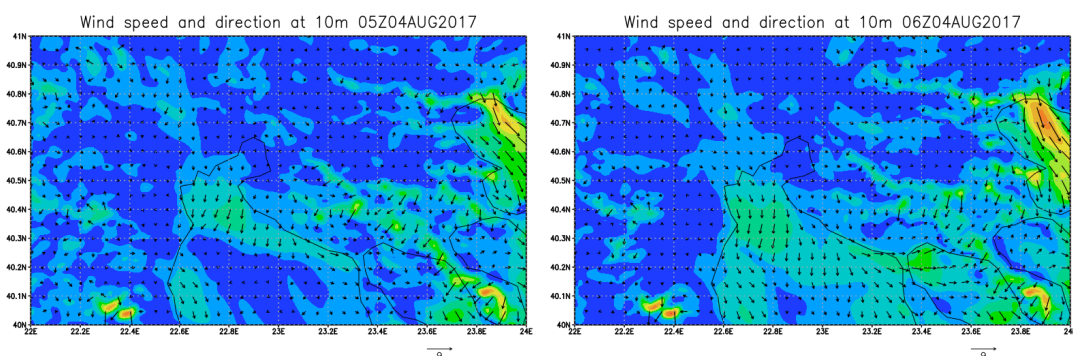
Σχήμα 4.1 α – η. Ροή αισθητής θερμότητας (σε W/m^2) στην επιφάνεια στις 4 Αυγούστου 2017 στις **α)04Z** (ανά 20), **β)06Z** (ανά 20), **γ)08Z** (ανά 50), **δ)10Z** (ανά 50), **ε)12Z** (ανά 50), **στ)15Z** (ανά 50), **ζ)16Z** (ανά 20), **η)17Z** (ανά 20), από δεδομένα του μοντέλου *Weather Research and Forecasting (WRF)*. Θετικές (αρνητικές) τιμές δηλώνουν τη μεταφορά θερμότητας από το έδαφος (τον αέρα) προς τον υπερκείμενο αέρα (έδαφος).

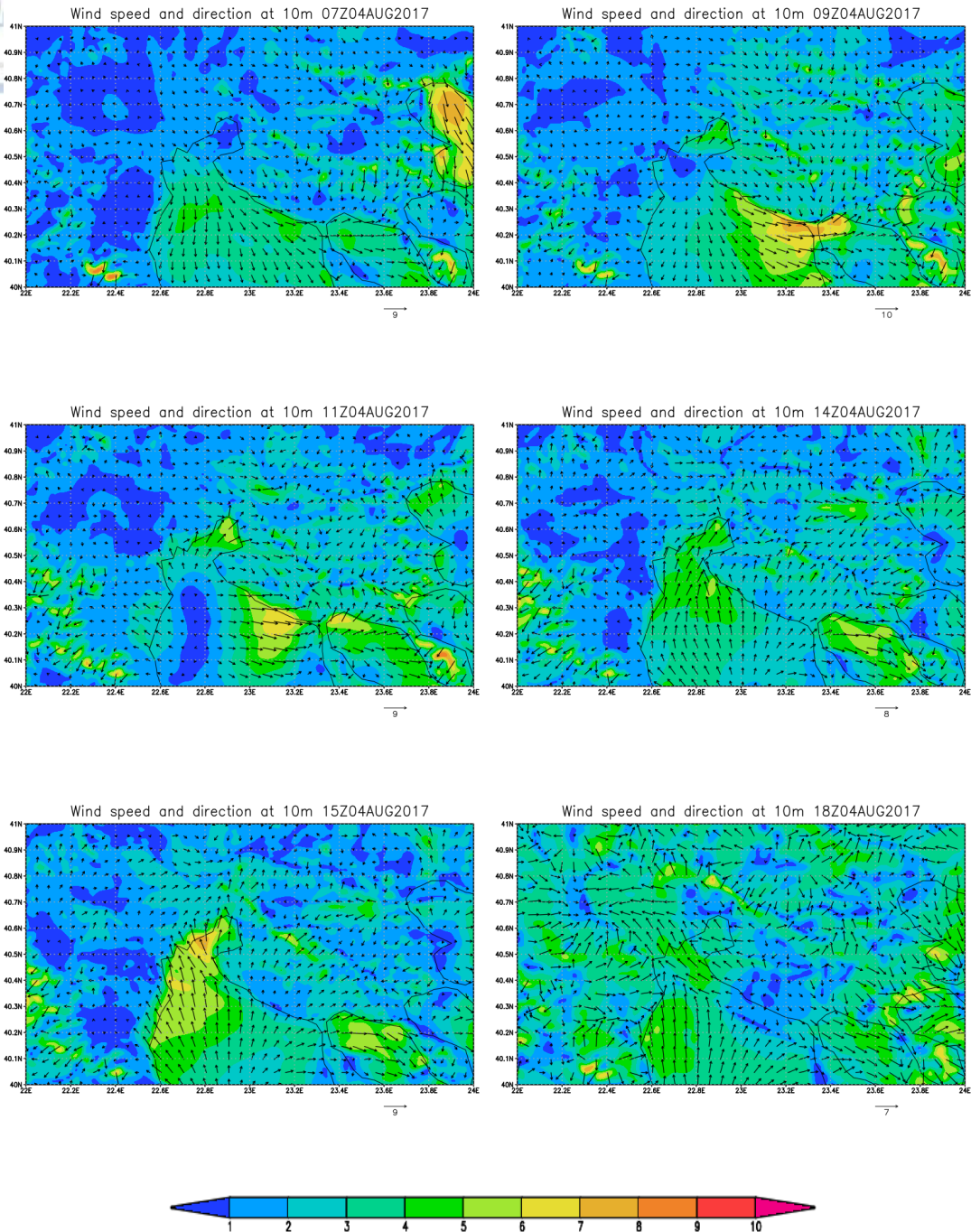
4.2 Ανεμολογικό πεδίο

Στο κεφάλαιο αυτό θα παρουσιαστεί το ανεμολογικό πεδίο στις 4 Αυγούστου 2017 από τα αποτελέσματα του μοντέλου WRF. Τόσο η χωρική, όσο και η χρονική ανάλυση των δεδομένων είναι υψηλότερη συγκριτικά με τα δεδομένα του προηγούμενου κεφαλαίου, αυτό επομένως μας επιτρέπει να παρατηρηθούν με μεγαλύτερη λεπτομέρεια οι συνθήκες του ανεμολογικού πεδίου κατά τη διάρκεια της ημέρας μελέτης.

Αρχικά, στους παρακάτω χάρτες (Σχήμα 4.2) παρουσιάζονται η ταχύτητα και η διεύθυνση ανέμου στα 10 m. Η χρωματική κλίμακα αφορά την ταχύτητα ανέμου σε m/sec, η οποία κατά τη διάρκεια της ημέρας και με τη δράση του ηλίου αυξάνεται. Συγκεκριμένα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης οι τιμές είναι χαμηλές κατά τις πρωινές ώρες, με μια σταδιακή αύξηση να διαφαίνεται μετά από τις 09Z (12:00 τοπική ώρα). Όσον αφορά τη διεύθυνση του ανέμου, στις 07Z (10:00 τοπική ώρα) παρατηρείται η έναρξη πνοής του ανέμου με διευθύνσεις κυρίως Δυτικής συνιστώσας και σχετικά μικρές ταχύτητες στην ξηρά. Στις 09Z (12:00 τοπική ώρα) φαίνεται πλέον καθαρά η διαμόρφωση πνοής Νοτιοδυτικής διεύθυνσης με έντονη αύξηση της ταχύτητας.

Κατά την πορεία της ημέρας στις 11Z (τοπική ώρα 14:00) παρατηρείται μια σχετικά έντονη αύξηση της ταχύτητας του ανέμου στον κόλπο της Θεσσαλονίκης, ενώ ενδιαφέρον παρουσιάζει και η πορεία την οποία ακολουθεί ο άνεμος πάνω από την ξηρά, με τον καναλισμό του κατά μήκος της κοιλάδας του Ανθεμούντα. Αυτό αλλάζει στις 14Z (17:00 τοπική ώρα), οπότε παρατηρείται αλλαγή στη διεύθυνση πνοής. Την ώρα αυτή αξίζει να σημειωθεί πως η πνοή πλέον μεταβάλλεται από Βορειοδυτική σε Νότια συνιστώσας. Η μεταβολή αυτή πιθανώς να οφείλεται στην έναρξη πνοής του κυττάρου του Θερμαϊκού κόλπου (Κοντογιάννη 2008) και την υπερνίκηση του ορεινού όγκου κατά μήκους του δυτικού παραλιακού μετώπου της Χαλκιδικής, λόγω της αύξησης της έντασης πνοής του ανέμου. Τέλος, στις 18Z (21:00 τοπική ώρα) παρατηρείται μια αναμενόμενη πτώση της ταχύτητας του ανέμου στην περιοχή της Θεσσαλονίκης και μεταβολή της διεύθυνσης σε Νοτιοανατολική στην περιοχή της Νέας Μηχανιώνας και σχεδόν Ανατολική στην περιοχή της Καλαμαριάς και του Αεροδρομίου.

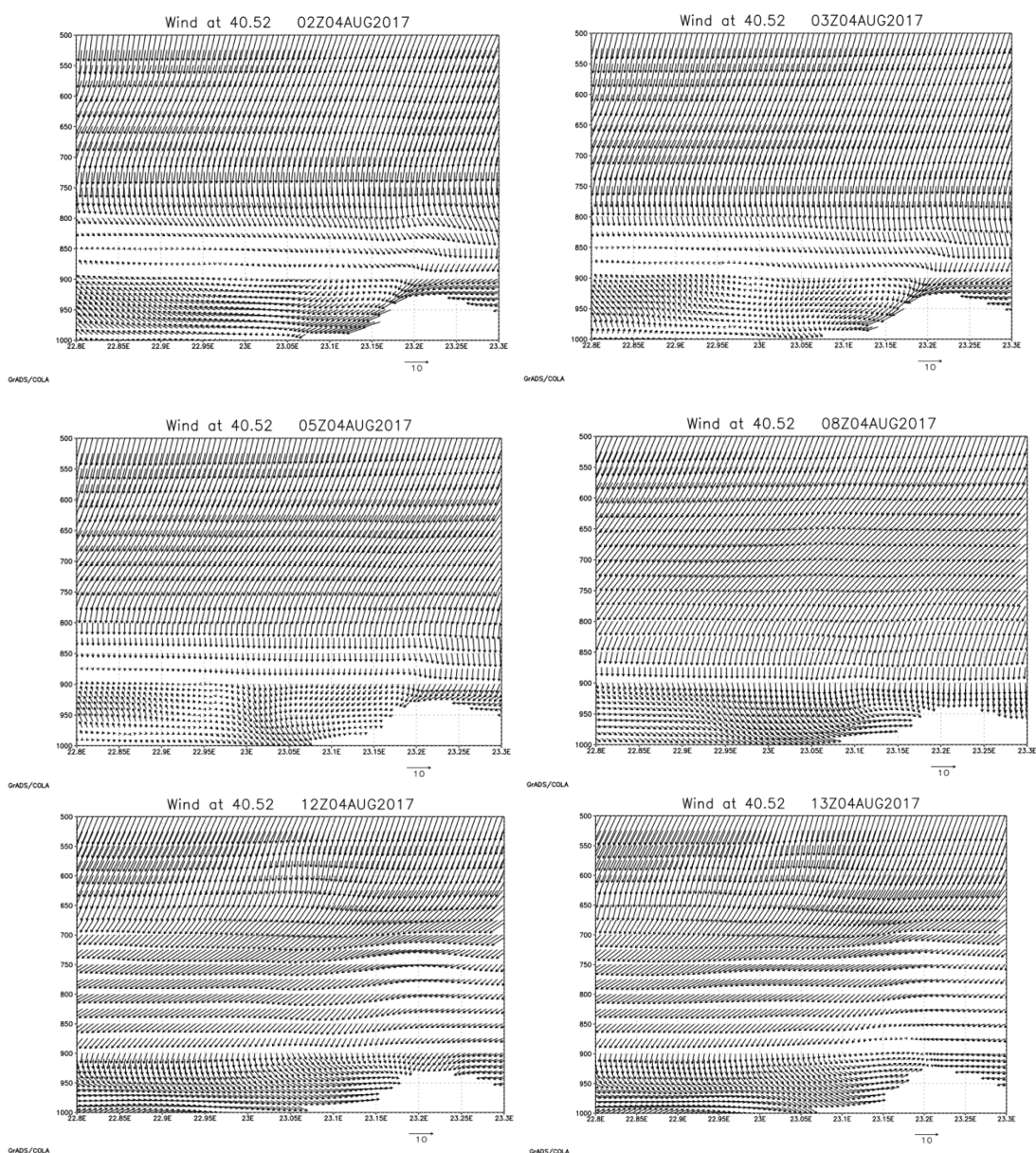


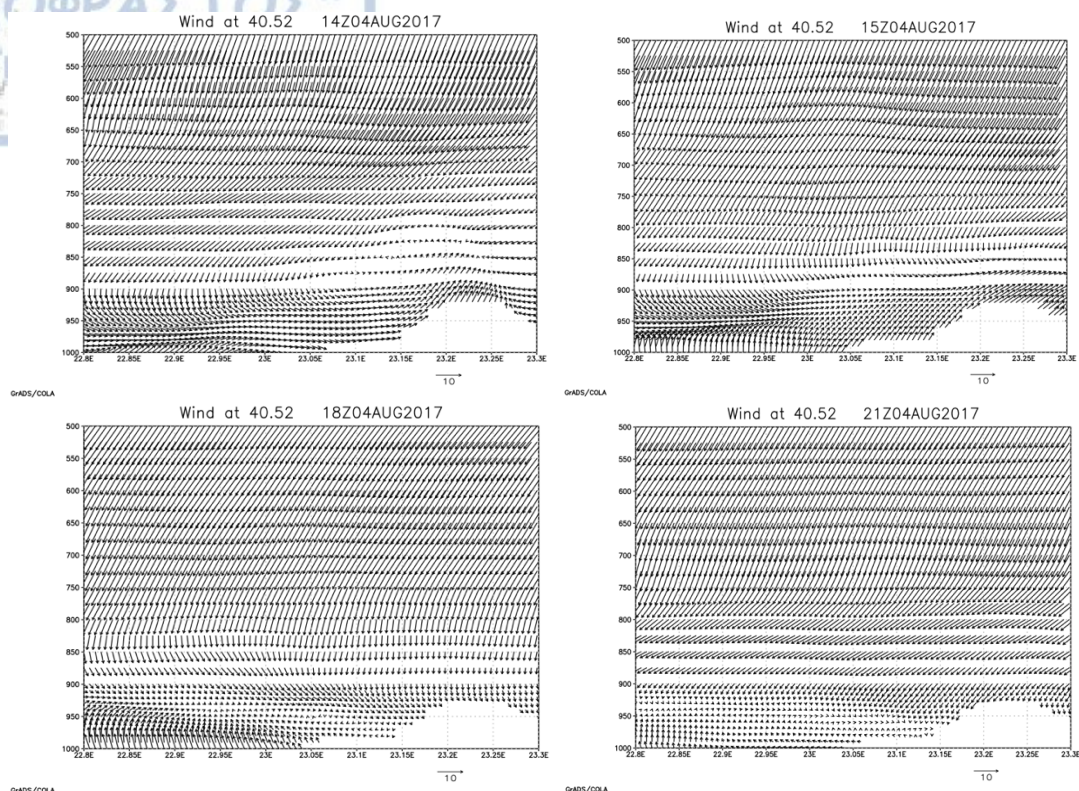


Σχήμα 4.2 α – η. Χάρτες ταχύτητας (m/sec) και διεύθυνσης ανέμου στα 10 μ. στις 4 Αυγούστου του 2017 στις **α)** 05Z, **β)** 06Z, **γ)** 07Z, **δ)** 09Z, **ε)** 11Z, **στ)** 14Z, **ζ)** 15Z, **η)** 18Z (η κλίμακα αφορά τις τιμές ταχύτητας ανέμου σε m/sec και στους τέσσερις χάρτες), από δεδομένα του μοντέλου *Weather Research and Forecasting (WRF)*.

Στη συνέχεια, θα εξεταστεί η πορεία του ανεμολογικού πεδίου με κατακόρυφες τομές Ανατολής – Δύσης, στις οποίες είναι ορατή η εμφάνιση και ο σχηματισμός του κυττάρου κυκλοφορίας της θαλάσσιας αύρας. Στο Σχήμα 4.3 παρουσιάζονται

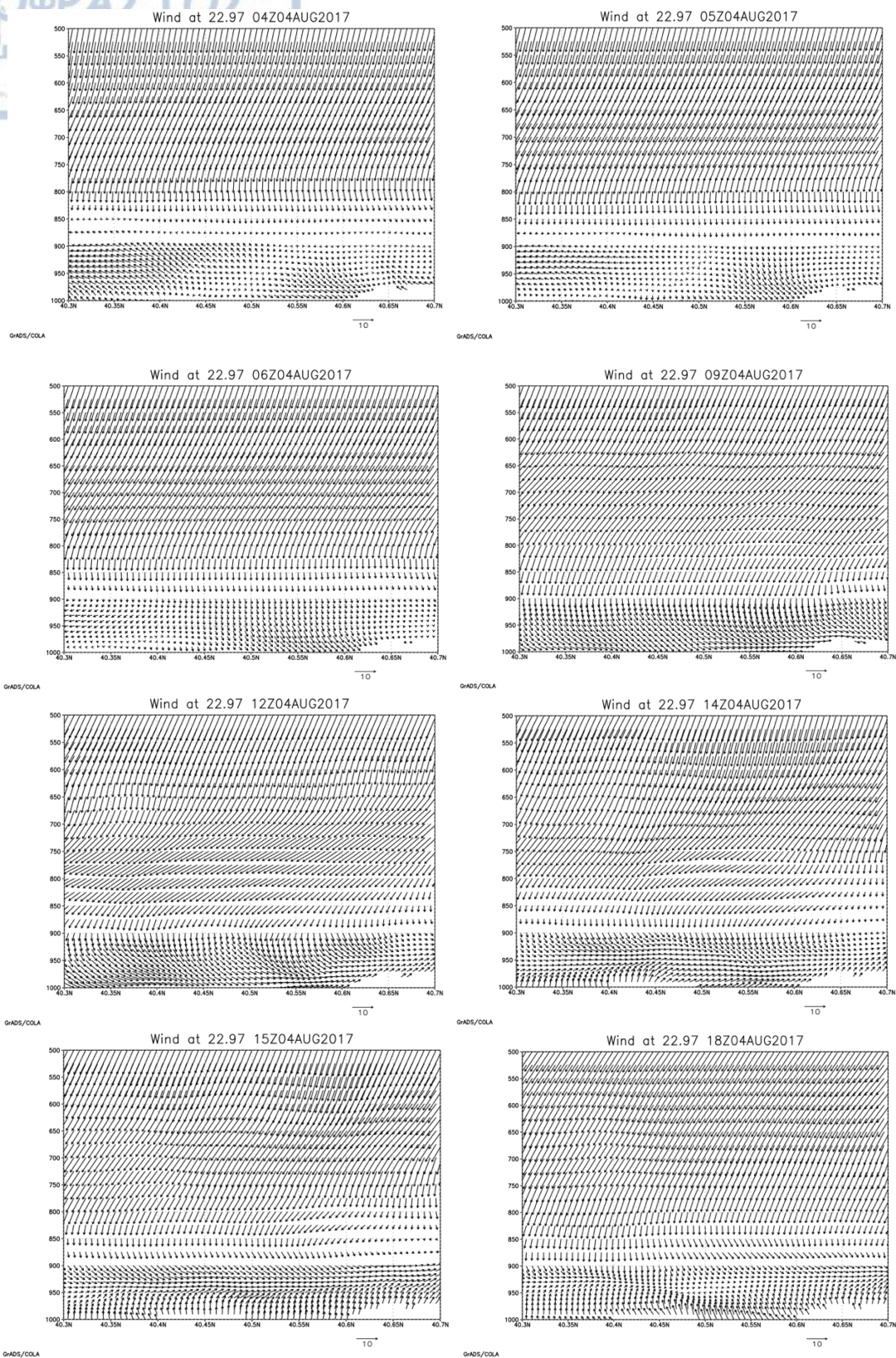
διαγράμματα γεωγραφικού μήκους και πίεσης του οριζόντιου ανεμολογικού πεδίου στο γεωγραφικό πλάτος του Αεροδρομίου 'Μακεδονία' ($40,52^\circ$ B), σε διαφορετικές χρονικές στιγμές την ημέρα μελέτης. Παρατηρείται και σε αυτά τα διαγράμματα στο γεωγραφικό μήκος του αεροδρομίου ($\sim 22.97^\circ$ A) η μεταβολή της πνοής του ανέμου από Βορειοδυτική (08Z ή 11:00 τοπική ώρα) σε Νότια (15Z ή 18:00 τοπική ώρα) και σε Νοτιοανατολική (18Z ή 21:00 τοπική ώρα). Επιπλέον, φαίνεται με ακρίβεια η διαμόρφωση του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας, ειδικά στις 14Z (17:00 τοπική ώρα), καθώς και το μέτωπο της θαλάσσιας αύρας.





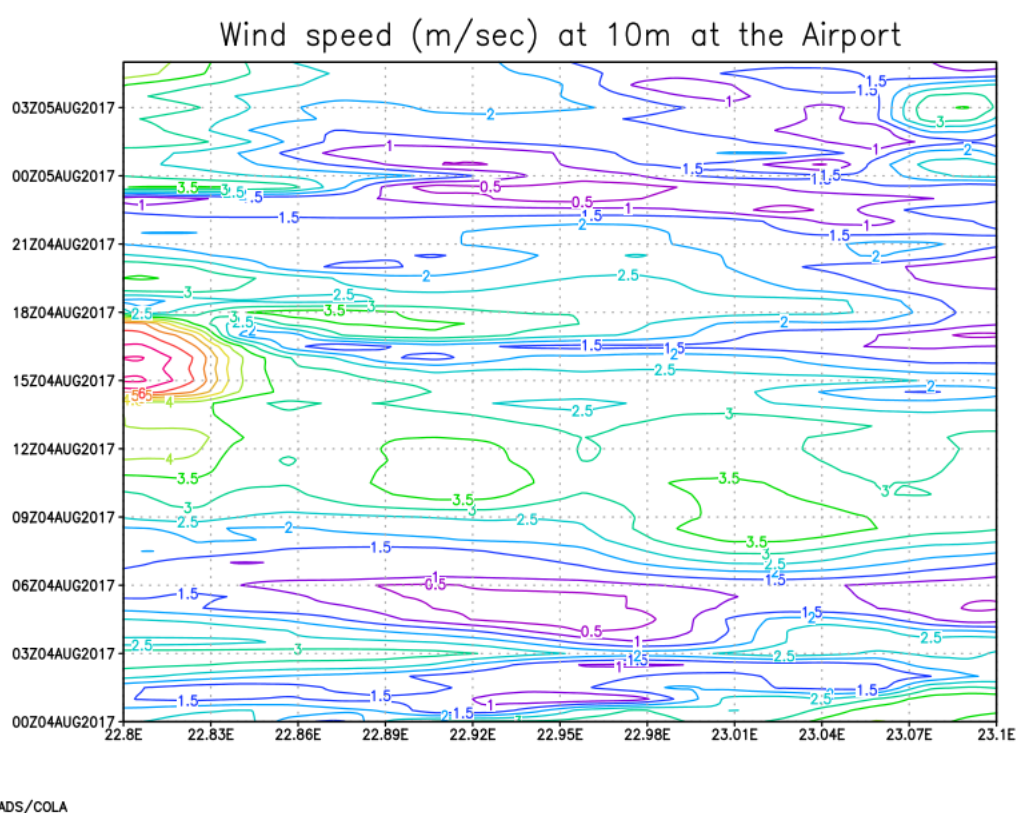
Σχήμα 4.3 α – ι. Κατακόρυφες τομές γεωγραφικού μήκους και πίεσης του οριζόντιου ανεμολογικού πεδίου (η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec), στη διεύθυνση Ανατολής – Δύσης για γεωγραφικό πλάτος 40,52° Β στις 4 Αυγούστου 2017 στις **α)** 02Z, **β)** 03Z, **γ)** 05Z, **δ)** 08Z, **ε)** 12Z, **στ)** 13Z, **ζ)** 14Z, **η)** 15Z, **θ)** 18Z, **ι)** 21Z, από δεδομένα του μοντέλου *Weather Research and Forecasting (WRF)*.

Στη συνέχεια, παρουσιάζονται αντίστοιχα και οι κατακόρυφες τομές διεύθυνσης Βορρά – Νότου του ανεμολογικού πεδίου (Σχήμα 4.4), με διαγράμματα γεωγραφικού πλάτους και πίεσης του οριζόντιου ανεμολογικού πεδίου, επίσης το γεωγραφικό μήκος του αεροδρομίου της Θεσσαλονίκης (22,97° Α). Και σε αυτή την περίπτωση μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει τόσο η δημιουργία του κυττάρου της θαλάσσιας αύρας, όσο και η μεταβολή της πνοής από Βορειοδυτική στις 09Z (12:00 τοπική ώρα) σε Νοτιοδυτική στις 14Z (17:00 τοπική ώρα) και σε Νοτιοανατολική στις 18Z (21:00 τοπική ώρα).

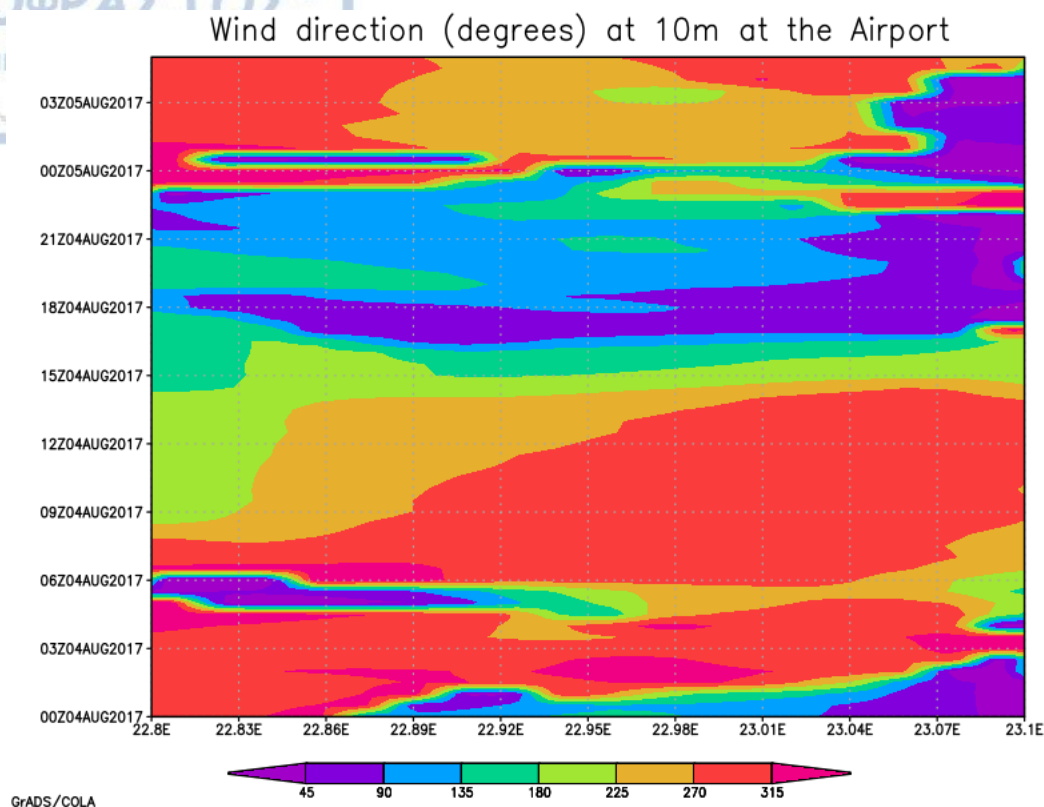


Σχήμα 4.4 α – η. Κατακόρυφες τομές γεωγραφικού πλάτους και πίεσης του οριζόντιου ανεμολογικού πεδίου (η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec), στη διεύθυνση Βορρά – Νότου για γεωγραφικό μήκος 22,97° Α στις 4 Αυγούστου 2017 στις α) 04Z, β) 05Z, γ) 06Z, δ) 09Z, ε) 12Z, στ) 14Z, ζ) 15Z, η) 18Z, από δεδομένα του μοντέλου Weather Research and Forecasting (WRF).

Συμπερασματικά, στα Σχήματα 4.5 και 4.6 παρατίθενται συνολικά οι ημερήσιες πορείες της ταχύτητας ανέμου (σε m/sec) και διεύθυνσης ανέμου (σε °) αντίστοιχα, στα 10 m, σε άξονα Ανατολής – Δύσης για το γεωγραφικό πλάτος του αεροδρομίου 'Μακεδονία' (40,52° B) από τις 00Z της 4^{ης} έως τις 05Z της 5^{ης} Αυγούστου 2017. Παρατηρείται αύξηση της ταχύτητας του ανέμου κατά τις πρωινές και μεσημβρινές ώρες, με τις μέγιστες ταχύτητες να καταγράφονται περίπου στις 12Z (15:00 τοπική ώρα) και στη συνέχεια να ακολουθεί μείωση της ταχύτητας. Όσον αφορά τη διεύθυνση του ανέμου, βλέπουμε και εδώ αντιστοιχία με τα προηγούμενα αποτελέσματα, με μεταβολή της από Δυτική (~270°) σε Νότια (~180°) και στη συνέχεια σε Νοτιοανατολική (~135°) κατά τη διάρκεια της ημέρας.



Σχήμα 4.5 Διάγραμμα Hovmoller (σε διεύθυνση Ανατολής – Δύσης) της ημερήσιας πορείας της ταχύτητας ανέμου στα 10 μ. (ανά 0,5 m/sec) για γεωγραφικό πλάτος 40,52° B από τις 00Z της 4^{ης} έως και τις 05Z της 5^{ης} Αυγούστου 2017, από δεδομένα του μοντέλου Weather Research and Forecasting (WRF).



Σχήμα 4.6 Διάγραμμα Hovmöller (σε διεύθυνση Ανατολής – Δύσης) της ημερήσιας πορείας της διεύθυνσης ανέμου στα 10 μ. (ανά 45°) για γεωγραφικό πλάτος 40,52° Β από τις 00Z της 4^{ης} έως και τις 05Z της 5^{ης} Αυγούστου 2017, από δεδομένα του μοντέλου *Weather Research and Forecasting (WRF)*.

4.3 Σχετική Υγρασία

Η σχετική υγρασία αναπαριστά το πόσο κορεσμένη είναι η ατμόσφαιρα σε υδρατμούς, δείχνει δηλαδή το ποσό των υδρατμών που περιέχει μια μάζα αέρα συγκριτικά με το μέγιστο ποσό υδρατμών που θα μπορούσε να συγκρατήσει υπό συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

Αποτελεί μία παράμετρο που μας δείχνει την υγρασία και εξαρτάται από τη μάζα των υδρατμών και τη θερμοκρασία του αέρα, ενώ ισχύει γενικά ότι με την αύξηση της θερμοκρασίας έχουμε ελάττωση της σχετικής υγρασίας (αν δεν υπάρχει πηγή/καταβόθρα υγρασίας) και αντίστροφα. Μετρίεται σε ποσοστό τοις εκατό (%), παίρνοντας τη μέγιστη τιμή 100 όταν ο αέρας είναι κορεσμένος σε υδρατμούς, όταν η ατμόσφαιρα φτάσει δηλαδή στο σημείο κόρου, ενώ η θερμοκρασία στην κατάσταση αυτή ονομάζεται θερμοκρασία σημείου δρόσου (Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004).

Με την αύξηση της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια της ημέρας θα περιμέναμε μείωση της σχετικής υγρασίας πάνω από την ξηρά. Παρ' όλα αυτά, λόγω της επίδρασης της θαλάσσιας αύρας και της διέλευσης του μετώπου της, μεταφέρεται ψυχρότερος αέρας με αυξημένη υγρασία από τη θάλασσα στις ξηρότερες και θερμότερες συνθήκες της ξηράς (Κοντογιάννη, 2008). Επομένως, παρά τις εκτιμήσεις για πτώση της υγρασίας, παρατηρούνται αυξημένες τιμές σχετικής υγρασίας, ιδιαίτερα στο παραθαλάσσιο μέτωπο της περιοχής.

Αρχικά, όπως παρατηρείται και στα Σχήματα 4.7 α – η, στις 00Z (03:00 τοπική ώρα), έχουμε σχετικά υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας πάνω από τη θάλασσα, οι οποίες κυμαίνονται μεταξύ 60-85% και χαμηλότερες πάνω από την ξηρά, κυμαινόμενες από 45 έως 55%. Στις 04Z (07:00 τοπική ώρα), παρατηρείται αισθητή αύξηση της υγρασίας στην ξηρά, ειδικά στην αστική περιοχή της Θεσσαλονίκης, όπου η υγρασία κυμαίνεται από 50-55% έως και 85-90%. Οι αυξημένες τιμές της σχετικής υγρασίας τη συγκεκριμένη ώρα συμφωνούν και με τα αποτελέσματα του προηγούμενου κεφαλαίου, όπου η ελάχιστη διαφορά θερμοκρασίας – σημείου δρόσου (συνεπώς η μέγιστη τιμή σχετικής υγρασίας) παρατηρείται περίπου στις 06:40 τοπική ώρα.

Παράλληλα, στη θαλάσσια περιοχή κοντά στην ακτή παρατηρούμε επίσης αύξηση της υγρασίας, που μεταφέρεται ολοένα και πιο ανατολικά με την πάροδο της ώρας, κυρίως στο παραλιακό μέτωπο της περιοχής της Νέας Μηχανιώνας – παραλίας Επανομής. Οι παρατηρήσεις αυτές συμπίπτουν και με τα δεδομένα της θερμοκρασίας – σημείου δρόσου (αυξημένη σχετική υγρασία), ενώ δικαιολογούνται και από το γεγονός ότι η ώρα συμπίπτει με τα πρώτα αποτελέσματα της ανατολής του ηλίου και την έναρξη πνοής της θαλάσσιας αύρας.

Όσο προχωράει η μέρα, στις 06Z (09:00 τοπική ώρα) παρατηρείται μια μικρή πτώση της σχετικής υγρασίας στο εσωτερικό της ενδοχώρας, όπως και στη θαλάσσια περιοχή κοντά στην ακτή. Παράλληλα στην ακτογραμμή αναπτύσσεται ένα στενό μέτωπο, όπου παρατηρείται έντονη αύξηση της υγρασίας, από 40-45% και αυξάνεται έως και 60-65% προς τη μεριά της θάλασσας.

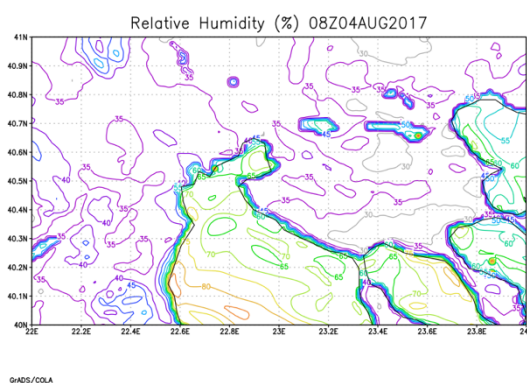
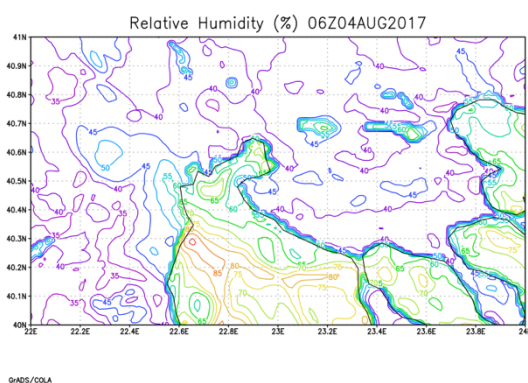
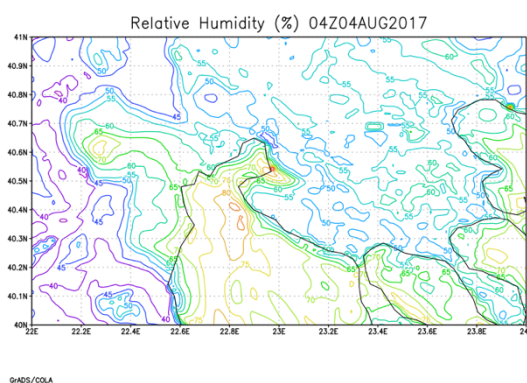
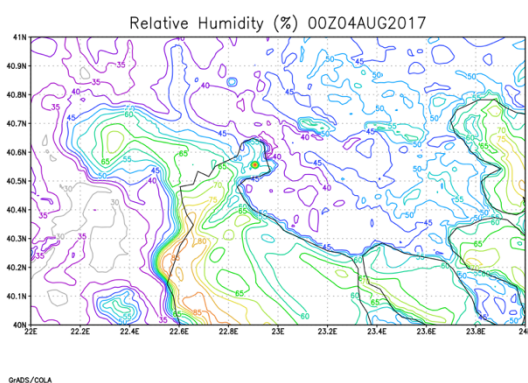
Στις 08Z (11:00 τοπική ώρα), παρατηρείται μία ελαφριά πτώση των επιπέδων σχετικής υγρασίας στην ξηρά, με τιμές περίπου 30-35%, οι οποίες διατηρούνται και στις 11Z (14:00 τοπική ώρα), χωρίς ιδιαίτερες μεταβολές. Στο μέτωπο της ακτογραμμής η σχετική υγρασία κυμαίνεται από 40-65%, με έντονη μεταβολή σε ένα πολύ στενό μήκος, ενώ στη θάλασσα παίρνει τιμές 70-80%.

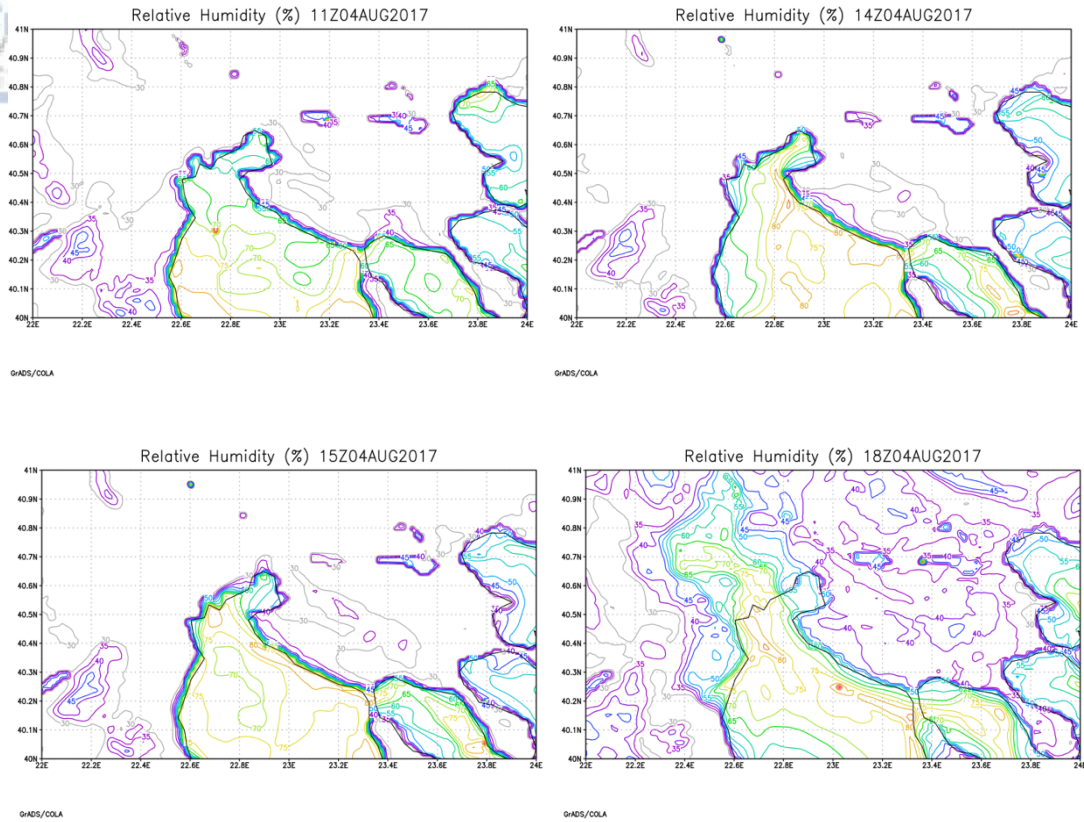
Σύμφωνα με τα αποτελέσματα από τη μελέτη του ανέμου, η ώρα 14Z (17:00 τοπική ώρα) συμπίπτει με την ώρα μέγιστης πνοής. Παρατηρείται μια μεγάλη αύξηση της σχετικής υγρασίας και "μετατόπιση" του μετώπου προς το εσωτερικό της ενδοχώρας. Αυτό συνεπάγεται με αύξηση της υγρασίας αν την παρατηρήσουμε κινούμενοι από το εσωτερικό της ενδοχώρας προς την ακτή, με τιμές σχετικής υγρασίας που κυμαίνονται από 30 έως και 80%. Βλέπουμε επομένως μια έντονη

μεταβολή της υγρασίας, ειδικά στην περιοχή της Νέας Μηχανιώνας, καθώς και κατά μήκος της ακτογραμμής που οδηγεί στο πρώτο πόδι της Χαλκιδικής.

Ήδη από τις 15Z (18:00 τοπική ώρα) παρατηρείται αισθητή πτώση της σχετικής υγρασίας, κυρίως στην περιοχή του Θερμαϊκού κόλπου και υποχώρηση του μετώπου της θαλάσσιας αύρας. Στις 18Z (21:00 τοπική ώρα) παρατηρούμε μια σχετικά ανομοιόμορφη κατανομή της υγρασίας, κυρίως στο εσωτερικό της ενδοχώρας, με τη σχετική υγρασία να κυμαίνεται κυρίως μεταξύ 35 και 45% και να αυξάνεται έντονα πλησιάζοντας την ακτή, παίρνοντας τιμές έως και 60-65%. Στη θάλασσα παρατηρούμε επίσης αύξηση της υγρασίας, η οποία φτάνει έως και 90%.

Γνωρίζοντας ότι έχει ήδη επέλθει λήξη της πνοής της θαλάσσιας αύρας αυτή την ώρα, αντιλαμβανόμαστε πως δεν λαμβάνει χώρα πλέον η μεταφορά της υγρασίας μέσω του ανέμου από τη θάλασσα προς την ξηρά, δικαιολογώντας και τις υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας πάνω από τη θάλασσα, όπως και τη 'διάλυση' του μετώπου της θαλάσσιας αύρας κατά μήκος του παραλιακού μετώπου.





Σχήμα 4.7 α – η. Σχετική Υγρασία (%) στα 2 m στις 4 Αυγούστου 2017 **α)** στις 00Z, **β)** στις 04Z, **γ)** στις 06Z, **δ)** στις 08Z, **ε)** στις 11Z, **στ)** στις 14Z, **ζ)** στις 15Z, **η)** στις 18Z, από δεδομένα του μοντέλου *Weather Research and Forecasting (WRF)*.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 – ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Α. Στο παρόν κεφάλαιο θα αναλυθούν τα συμπεράσματα που προέκυψαν από τη μελέτη των διαγραμμάτων και των χαρτών που παρουσιάστηκαν στη συνοπτική ανάλυση και στα αποτελέσματα του μοντέλου στα προηγούμενα κεφάλαια.

Αρχικά, από τη μελέτη του γεωδυναμικού πεδίου προέκυψε πως η ιδανική κατάσταση της ατμόσφαιρας για την ανάπτυξη της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης περιλαμβάνει την επικράτηση ήπιου και αιθρίου καιρού, σε συνδυασμό με την απουσία ισχυρών συνοπτικών συστημάτων στην ευρύτερη περιοχή της νοτιοανατολικής Ευρώπης. Ο αίθριος καιρός λοιπόν είναι υψίστης σημασίας στην τροφοδοσία του συστήματος με ενέργεια, αφού έχει ήδη αναφερθεί πως η αιτία δημιουργίας της θαλάσσιας αύρας και έναρξης της πνοής της είναι ο ήλιος και συγκεκριμένα η ηλιακή ακτινοβολία.

Η συνέχεια στη μελέτη του συστήματος της θαλάσσιας αύρας επομένως είναι η ικανότητα απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας και ο ρυθμός με τον οποίο πραγματοποιείται αυτό από την ξηρά και τη θάλασσα, προκειμένου να τροφοδοτηθεί το σύστημα με ενέργεια. Μελετώντας λοιπόν τη ροή αισθητής θερμότητας γίνεται αντιληπτό το πώς μεταφέρεται η ενέργεια προερχόμενη από τον ήλιο μεταξύ του επιφανειακού αέρα και της ξηράς ή θάλασσας αντίστοιχα. Οι μέγιστες τιμές ροής θερμότητας κατά τη διάρκεια της ημέρας καταγράφονται μεταξύ 13:00 και 15:00 τοπική ώρα πάνω από την ξηρά, που συμπίπτει και με την ώρα μέγιστης τιμής θερμοκρασίας της ημέρας, περίπου στις 15:00 τοπική ώρα.

Μέσω της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από την ξηρά και από τη θάλασσα και της επανεκπομπής της, επιτυγχάνεται θέρμανση του επιφανειακού αέρα πάνω από τα δύο αυτά σώματα και δημιουργείται θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στις δύο αυτές περιοχές στον χώρο. Δημιουργείται έτσι μια οριζόντια βαροβαθμίδα με υψηλές πιέσεις πάνω από τη θάλασσα και χαμηλές πάνω από την ξηρά.

Με την πάροδο της ημέρας παρατηρούνται ολοένα πιο αυξημένες θερμοκρασίες πάνω από την ξηρά και χαμηλότερες πάνω από τη θάλασσα, με σταδιακή αύξηση της διαφοράς θερμοκρασίας μεταξύ των δύο σωμάτων. Παρατηρείται επομένως μια αναλογία, με μεγαλύτερες πνοές ανέμου να καταγράφονται όταν επικρατεί εντονότερη θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ ξηράς και θάλασσας.

Η μεταφορά αέρα με αυξημένη υγρασία από τη θάλασσα προς την ξηρά καθιστά τη σχετική υγρασία ως έναν ιδιαίτερα σημαντικό παράγοντα στη μελέτη της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή, η οποία μελετήθηκε τόσο μέσω των διαγραμμάτων θερμοκρασίας αέρα – σημείου δρόσου, τόσο και με χάρτες που αποτυπώνουν τις τιμές της σχετικής υγρασίας. Παρατηρήθηκαν επομένως οι μικρότερες διαφορές $T - T_d$ στις 06:40 τοπική ώρα, λίγα λεπτά μετά την ανατολή του ηλίου την ημέρα εκείνη, που αποτελούν και τις υψηλότερες τιμές σχετικής υγρασίας στην αστική περιοχή της Θεσσαλονίκης. Παράλληλα, παρατηρήθηκε σταδιακή αύξηση της σχετικής υγρασίας κατά τη διάρκεια της ημέρας πάνω από τη θάλασσα, με έντονη αύξηση της σχετικής

υγρασίας στη στενή λωρίδα της ακτογραμμής, ιδιαίτερα από τις 15:00 έως και τις 21:00 τοπική ώρα, οπότε και παρατηρείται η σταδιακή διάλυση του μετώπου.

Ένα βασικό βήμα στη μελέτη του φαινομένου είναι το ανεμολογικό πεδίο συνδυαστικά με τη θερμοκρασία του αέρα, αφού η θαλάσσια αύρα είναι ένα φαινόμενο που οφείλεται σε θερμοκρασιακές διαφορές μεταξύ ξηράς και θάλασσας. Έχουμε επομένως αυξημένες ταχύτητες ανέμου σταδιακά από τις 10:00 τοπική ώρα περίπου, με μέγιστη ταχύτητα ανέμου $\sim 14 - 15$ m/sec να καταγράφεται μεταξύ 16:00 – 16:30 τοπική ώρα και στη συνέχεια να ακολουθεί σταδιακή μείωση. Η διακύμανση αυτή κατά τη διάρκεια της ημέρας οφείλεται κυρίως στην αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα που ξεκινά από τις πρωινές ώρες (περίπου από τις 07:00 τοπική ώρα) και συνεχίζει να αυξάνεται έως τις μεσημβρινές ώρες (περίπου 14:30 – 15:00 τοπική ώρα), οπότε και καταγράφεται η μέγιστη τιμή της όπως έχουμε ήδη δει, ενώ στη συνέχεια και μέχρι το βράδυ ακολουθεί κυρίως πτωτική πορεία.

Επιπρόσθετα, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζει η δυνατότητα αποτύπωσης της πνοής της θαλάσσιας αύρας, συμπεριλαμβανομένων και του μετώπου, αλλά και του κυττάρου κυκλοφορίας της, με τη χρήση των δεδομένων του μοντέλου WRF. Παρουσιάστηκαν συνεπώς τα χαρακτηριστικά του φαινομένου με μεγαλύτερη χωρική και χρονική ανάλυση, επιτρέποντας τη λεπτομερή οπτικοποίηση της θαλάσσιας αύρας για την καλύτερη και αναλυτικότερη μελέτη της.

Μια τελευταία σημαντική παρατήρηση για τη συμπεριφορά της θαλάσσιας αύρας στην περιοχή της Θεσσαλονίκης είναι πως η μεταβολή της διεύθυνσης πνοής του ανέμου μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια της ημέρας, ξεκινώντας από Δυτική ($\sim 250^\circ$) σε Νότια ($\sim 180^\circ$) και στη συνέχεια σε Νοτιοανατολική ($\sim 135^\circ$). Η μεταβολή αυτή οφείλεται εν μέρει και στη γεωμορφολογία της περιοχής, λόγω της παρουσίας της κοιλάδας του Ανθεμούντα, επιτρέποντας τον καναλισμό του ανέμου κατά μήκος της, καθιστώντας τη γεωμορφολογία ως έναν από τους κύριους παράγοντες που επιδρούν στην ανάπτυξη του φαινομένου της θαλάσσιας αύρας.



- Κοντογιάννη, Π., 2008: Μελέτη της θαλάσσιας αύρας στην ευρύτερη περιοχή της Θεσσαλονίκης με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου μέσης κλίμακας, Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών σπουδών Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας και Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος
- Μακρογιάννης, Τ. Ι., Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., 2004: Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας, Εκδόσεις ΧΑΡΙΣ.
- Σαχσαμάνογλου, Χ. Σ., 1976: Η Θαλάσσια Αύρα στη Θεσσαλονίκη, Δελτίον Ελληνικής Μετεωρολογικής Εταιρείας, Τόμος 1^{ος}, Τεύχος 2^{ον}.
- Holslag, J., Παγκόσμια Πολιτική Ιστορία. 3000 χρόνια πόλεμος και ειρήνη, 2018, Εκδόσεις Μεταίχμιο (για την ελληνική γλώσσα), Τίτλος Πρωτοτύπου: Jonathan Holslag, A Political History of the World. Three Thousand Years of War and Peace, Penguin Books Ltd, London 2018.

Ξένη

- Bastin, S., P. Drobinski, 2006: Sea-breeze-induced mass transport over complex terrain in south-eastern France: A case study. Q. L. R. Meteorol. Soc., 132, 405–423.
- Chen, F., J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land-surface/hydrology model with the Penn State/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation. Mon. Weather Rev. 129, 569–585.
- Estoque, M. A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, J. Atmos. Sci., 19, 244–250.
- Helmis, C. G., K. H. Papadopoulos, J. A. Kalogiros, A. T. Soilemes, and D. N. Asimakopoulos, 1995: Influence of background flow on evolution of

Saronic Gulf sea breeze, Atmos. Environ., 29, 3689–3701.

Hong, S.-Y., J.-O.J. Lim, 2006: The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). J. Korean Meteor. Soc. 42, 129–151.

Hong, S.-Y., Y. Noh, J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon. Weather Rev. 134, 2318–2341.

Iacono, M.J., J.S. Delamere, E.J. Mlawer, M.W. Shephard, S.A. Clough, W.D.

Collins, 2008: Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models. J. Geophys. Res. 113, D13103.

<http://dx.doi.org/10.1029/2008JD009944>.

Jimenez, P.A., J. Dudhia, 2012: Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model. J. Appl. Meteorol. Climatol. 51, 300–316.

<http://dx.doi.org/10.1175/JAMC-D-11-084.1>.

Jimenez, P.A., J. Dudhia, J.F. Gonzalez-Rouco, J. Navarro, J.P. Montavez, E. Garcia-Bustamante, 2012: A revised scheme for the WRF surface layer formulation. Mon. Weather Rev. 140, 898–918.

<http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-11-00056.1>

Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. J. Appl. Meteorol. 43, 170–181.

Livadas, G. C., C.S. Sahsamanoglou, 1973: Wind in Thessaloniki – Greece, Publications of the Meteorological Institute of the University of Thessaloniki

Melas, D., I.C. Ziomas and C. S. Zerefos, 1995: Boundary layer dynamics in an urban coastal environment under sea breeze conditions, Atmos. Environ., 29, 3605–3617.

Melas, D., I.C. Ziomas, O. Klemm and C. S. Zerefos, 1998: Anatomy of the sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds,

- Atmos. Environ., 32, 2223–2237.
- Miao, J.-F., L. J. M. Kroom, J. Vilà-Guerau de Arellano, A. A. M. Holtslag, 2003: Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain, Meteorol. Atmos. Phys., 84, 157–170.
- Miller, S. T. K., B. D. Keim, R. W. Talbot, and H. Mao, 2003: Sea Breeze: structure, forecasting, and impacts, Rev. Geophys., 41(3), 1011.
- Papanastasiou, D.K., D. Melas, I. Lissaridis, 2010: Study of wind field under sea breeze conditions; an application of WRF model, Atmos. Research, 98, 102–117.
- Skamarock, W.C., J.B. Klemp, J. Dudhia, D.O. Gill, D.M. Barker, M.G. Duda, X.Y. Huang, W. Wang, J.G. Powers, 2008: A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR/TN-475+STR. pp. 113.
- Soler, M. R., R. Arasa, M. Merino, M. Olid, S. Ortega, 2011: Modelling Local Sea-Breeze Flow and Associated Dispersion Patterns Over a Coastal Area in North-East Spain: A Case Study. Boundary-Layer Meteorol, 140, 37–56.
- Sweeney, J. K., J. M. Chagnon, S. L. Gray, 2014: A case study of sea breeze blocking regulated by sea surface temperature along the English south coast. Atmos. Chem. Phys., 14, 4409–4418.
- Wang, W., C. Bruyère, M. Duda, J. Dudhia, D. Gill, M. Kavulich, K. Keene, H.-C. Lin, J. Michalakes, S. Rizvi, X. Zhang, J. Berner, K. Fossell, J. Beezley, J. Coen, J. Mandel, H.-Y. Chuang, N. McKee, T. Slovacek, J. Wolff, 2016: ARW Version 3 Modeling System User's Guide. NCAR-MMM.
- Zerefos, C., S. Solomos, D. Melas, J. Kapsomenakis, C. Repapis, 2020: The Role of Weather during the Greek–Persian “Naval Battle of Salamis” in 480 B.C., Atmosphere, 11, 838.

<https://doi.org/10.3390/atmos11080838>



Διαδικτυακές Πηγές

<https://www.weather.gov/jetstream/seabreeze>

http://www.hnms.gr/emy/el/meteorology/meteorologia_arxaia_ellada?pageno=1

<https://www.astrospatialio.gr/uploads/breeze.pdf>

Google Earth Pro

<https://geodromio.wordpress.com/χάρτες/hellas1/>

https://www.skg-airport.gr/el/category-detailed/ctg_id-54/nd_id-425

<http://cola.gmu.edu/grads/>

http://www1.wetter3.de/archiv_ukmet_en.html