



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ  
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

Διπλωματική Εργασία Μ.Δ.Ε. Φυσικής Περιβάλλοντος

# Μελέτη των χαρακτηριστικών του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος πάνω από το Αιγαίο



Παναγιώτης Μούσχουρας

A.M: 201144

Τριμελής επιτροπή:

Κ. Χέλμης, Καθηγητής ΕΚΠΑ (επιβλέπων)

Δ. Ασημακόπουλος, Καθηγητής ΕΚΠΑ

Ε. Φλόκα, Αναπλ. Καθηγήτρια ΕΚΠΑ

ΑΘΗΝΑ 2014

αφιερώνεται στους Γονείς μου και την Αδερφή μου

# Περιεχόμενα

Πρόλογος .....	1
Εισαγωγή.....	2
<b>1.Θεωρητικό Μέρος</b> .....	<b>6</b>
1.1 Χαρακτηρισμός του ΑΟΣ .....	6
1.1.1 Τυρβώδης δομή.....	6
1.1.2 Μεταφορά Ορμής και Θερμότητας.....	8
1.2 Καταστάσεις του ΑΟΣ.....	11
1.2.1 Το ασταθές ΑΟΣ (convective).....	12
1.2.2 Το ουδέτερο ΑΟΣ (neutral) .....	13
1.2.3 Το ευσταθές ΑΟΣ (stable) .....	14
1.3 Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα .....	15
1.3.1 Χαρακτηριστικά.....	15
1.3.2 Το επιφανειακό Στρώμα .....	18
1.4 Τοπογραφικά τροποποιημένη ροή .....	27
1.4.1 Το Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (IBL).....	28
1.4.2 Θερμικό Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (TIBL).....	31
<b>2. Πειραματικό Μέρος</b> .....	<b>34</b>
2.1 Τοποθεσία του Πειράματος .....	34
2.2 Εξοπλισμός .....	37
2.2.1 Ηχητικό Ανεμόμετρο CSAT3 .....	37
2.2.2 Υγρόμετρο Krypton KH20 .....	40
2.2.3 Όργανα χαμηλής απόκρισης .....	42
<b>3. Επεξεργασία δεδομένων</b> .....	<b>44</b>
3.1 Έλεγχος Ποιότητας (Quality Control) .....	45
3.2 Διόρθωση δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου.....	52
3.3 Υπόθεση Στατικότητας .....	56

3.4 Υπολογισμοί των ροών .....	58
<b>4. Αξιολόγηση Αποτελεσμάτων.....</b>	<b>64</b>
4.1 Συνοπτικές Συνθήκες Πειράματος.....	64
4.2 Το βάθος του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος .....	65
4.3 Χαρακτηριστικά του Επιφανειακού Θαλάσσιου ΑΟΣ .....	71
4.3.1 Ροή Ορμής ( $u'w'$ ).....	72
4.3.2 Αισθητή Ροή Θερμότητας ( $w'T'$ ) .....	77
<b>5. Συμπεράσματα.....</b>	<b>80</b>
Βιβλιογραφία .....	82

## Πρόλογος

Η παρούσα εργασία με θέμα «Μελέτη των χαρακτηριστικών του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος πάνω από το Αιγαίο», εκπονήθηκε στο τμήμα Φυσικής, του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών, στο πλαίσιο του Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης Φυσικής Περιβάλλοντος, του Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας.

Στόχος της εργασίας είναι η μελέτη και η παρουσίαση μιας λεπτομερειακής εικόνας των τυρβωδών χαρακτηριστικών της ροής του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος πάνω από το Αιγαίο Πέλαγος, με την εφαρμογή της μεθόδου Eddy Correlation. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από την πειραματική αποστολή του Πανεπιστημίου Αθηνών στη νήσο Κάρπαθο.

Για την ολοκλήρωση της εργασίας αυτής θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή Κωνσταντίνο Χέλμη για την πολύτιμη συμπαράσταση και καθοδήγησή του. Θα ήθελα επίσης να απευθύνω τις ειλικρινείς ευχαριστίες μου στον υποψήφιο διδάκτορα Βασίλη Κωστόπουλο για την αμέριστη βοήθειά του και τις εύστοχες παρατηρήσεις του. Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους-συναδέλφους, Λιακόπουλο Ορέστη, Μπαρμπαρέσο Νικόλαο, Πολύδωρο Αναστάσιο, Κόντο Σεραφείμ, Νούλα Γεώργιο και Χαραλαμπίδου Χριστίνα για τη βοήθεια και τη στήριξή τους καθ' όλη τη διάρκεια συγγραφής της παρούσας εργασίας.

## Εισαγωγή

Σημαντικές ανταλλαγές ενέργειας, μάζας και ορμής λαμβάνουν χώρα δια μέσου των υδάτινων επιφανειών οι οποίες επηρεάζουν τις ατμοσφαιρικές και ωκεάνιες κυκλοφορίες σε ένα μεγάλο φάσμα χρονικών και χωρικών κλιμάκων. Γι' αυτό, η μελέτη των φυσικών διεργασιών και φαινομένων που συμβαίνουν πάνω από τη θάλασσα και ειδικότερα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα που κυρίως επηρεάζεται από αυτήν, έχει μεγάλο ενδιαφέρον.

Το Αιγαίο Πέλαγος είναι μια από τις τέσσερις βασικές λεκάνες της ανατολικής Μεσογείου, καλύπτοντας μια περιοχή 240.000 km<sup>2</sup>. Παρουσιάζει έναν διαφορετικό χαρακτήρα σε σχέση με τους ωκεανούς, καθώς είναι μια ημίκλειστη θάλασσα με ιδιαίτερα μορφολογικά και ωκεανογραφικά χαρακτηριστικά (Sofianos et al., 2002). Οριοθετείται στα βόρεια και δυτικά από την ελληνική ηπειρωτική χώρα, στα ανατολικά από τις ακτές της Τουρκίας και στο νότο από τα νησιά του τόξου της Κρήτης.

Χαρακτηρίζεται από πολύπλοκη κυκλοφορία με σχηματισμούς της τάξης των δεκάδων χιλιομέτρων (10<sup>1</sup>-10<sup>2</sup> km), σε αντίθεση με τους κύριους ωκεάνιους σχηματισμούς οι οποίοι είναι τάξης χιλιάδων έως και δεκάδων χιλιάδων χιλιομέτρων (10<sup>3</sup>-10<sup>4</sup> km). Η πολυπλοκότητα και η έντονη χωροχρονική διακύμανση της θαλάσσιας κυκλοφορίας στο Αιγαίο οφείλεται στην έντονη αλληλεπίδραση με την ατμόσφαιρα, στην ύπαρξη μεγάλου αριθμού νησιών που είναι διάσπαρτα σε όλη την έκταση του πελάγους και στενών ανάμεσα στα νησιά, αλλά και στην εποχιακή διακύμανση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας και του πεδίου των ανέμων, το οποίο είναι γενικά ισχυρό και τροποποιείται από την έντονη τοπογραφία.

Οι κυρίαρχοι άνεμοι, σε μέση ετήσια βάση, είναι βόρειου τομέα. Ο εποχιακός κύκλος του πεδίου ανέμων παρουσιάζει δύο μέγιστα, ένα κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Δεκέμβριος-Φεβρουάριος) και ένα δεύτερο κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού (Ιούλιος-Αύγουστος). Το χειμώνα, οι άνεμοι είναι κυρίως βόρειοι, μεταφέροντας κρύο και ξηρό αέρα μέσα από τις διάφορες κοιλάδες των ποταμών της Βαλκανικής χερσονήσου. Το καλοκαίρι κυριαρχούν οι ετησίες άνεμοι, οι οποίοι είναι βόρειας διεύθυνσης, ξηροί και μπορούν να φτάσουν τις εντάσεις θύελλας.

Η ρυθμός εξάτμισης πάνω από το Αιγαίο είναι περίπου 1.3-1.5 m/year (da Silva et al., 1994; Jakovides et al., 1989), με μέγιστες τιμές το Φεβρουάριο και τον Αύγουστο. Η μέση ετήσια ολική ροή θερμότητας εκτιμάται στα 26 W/m<sup>2</sup> (Poulos et al., 1997), γεγονός που δείχνει ότι το Αιγαίο, κατά μέσο όρο, χάνει θερμότητα μέσω της επιφάνειάς του. Η απώλεια αυτή εξισορροπείται από τη μεταφορά των θερμών νερών της Λεβαντίνης μέσω των στενών του τόξου της Κρήτης, ενώ η ανταλλαγή θερμότητας με τη Μαύρη θάλασσα είναι αμελητέα (Tolmazin, 1985).

Οι διεργασίες αλληλεπίδρασης που λαμβάνουν χώρα ανάμεσα στα τυρβώδη Οριακά Στρώματα ατμόσφαιρας και θάλασσας, διαφοροποιούνται ανάλογα με την ένταση του ανέμου και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν. Ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι συνθήκες πολύ χαμηλών και πολύ υψηλών ανέμων, όπου αναμένεται στη πρώτη περίπτωση οι φυσικές διεργασίες να επηρεάζονται κύρια από τις κατακόρυφες θερμικές κινήσεις (Beljaars, 1995; Mondon et al., 1998; Mahrt, 2008), ενώ στη δεύτερη περίπτωση η μεταφορά ορμής λαμβάνει εξαιρετικά υψηλές τιμές (Large and Pond, 1981). Παράλληλα, ο συνδυασμός έντασης ανέμου και ευστάθειας της ατμόσφαιρας επηρεάζει την κατακόρυφη δομή του ατμοσφαιρικού στρώματος και οδηγεί σε αρκετές περιπτώσεις στην ανάπτυξη αεροχειμάρων χαμηλού ύψους (Low Level Jets), οι οποίοι διαφοροποιούν σημαντικά τις τυρβώδεις μεταφορές ορμής, οδηγούν σε ανοδικές και καθοδικές μεταφορές ορμής σε ύψη αρκετά πάνω από το επιφανειακό στρώμα και αναδιανέμουν την τυρβώδη κινητική ενέργεια (Helmis et al., 2006).

Λόγω της θεμελιώδους σημασίας της κατανόησης της δομής και των χαρακτηριστικών του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος πάνω από τη θάλασσα, έχουν πραγματοποιηθεί επιστημονικές αποστολές κατά τις τελευταίες δεκαετίες, κυρίως σε ανοιχτές θάλασσες και τους ωκεανούς. Τέτοια πειράματα εξακολουθούν να θεωρούνται αναγκαία στη πρόγνωση του καιρού και του κλίματος σήμερα, δεδομένου ότι παρέχουν μοντέλα με τις βασικές παραμετροποιήσεις των επιφανειακών τυρβώδων ροών ορμής, θερμότητας και υδρατμών με τη βοήθεια κατάλληλων ημι-εμπειρικών σχέσεων και τη χρήση βασικών μετεωρολογικών παραμέτρων εύκολα μετρήσιμων (Smith et al., 1996). Η παραμετροποίηση επιτυγχάνεται μέσω των αδιάστατων συντελεστών αντίστασης ( $C_D$ ), τυρβώδους μεταφοράς θερμότητας ( $C_H$ ) και υγρασίας ( $C_Q$ ). Μελέτες που πραγματοποιήθηκαν ανέδειξαν τον σημαντικό ρόλο που παίζει η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας στον καθορισμό του ρυθμού εξάτμισης (Hasse, 1971; Skyllingstad et al., 2005) και την επίδραση της ταχύτητας

του ανέμου και της διαφοράς θερμοκρασίας αέρα-θάλασσας στις ροές αλληλεπίδρασης και ιδιαίτερα στη ροή αισθητής θερμότητας (Subrahmanyam et al. 2007). Επίσης, τα επιφανειακά κύματα ασκούν σημαντική επίδραση στην τύρβη κοντά στην επιφάνεια και επομένως επηρεάζουν το μέγεθος των ροών (Donelan, 1990; Geemaert, 1990; Fairall et al., 1990; Smith et al., 1992), ενώ το μικρό μήκος διαδρομής του ανέμου και τα σχετικά ρηγά ύδατα παράγουν μεγαλύτερους συντελεστές αντίστασης συγκριτικά με εκείνους που έχουν παρατηρηθεί πάνω από τις ανοιχτές θάλασσες και τους ωκεανούς (Smith and Banke, 1975; Smith, 1980; Anderson and Smith, 1981; Large and Pond, 1981, 1982; Garratt, 1977; Wu, 1980). Σημειώνεται ότι στη περιοχή της Μεσογείου έχει πραγματοποιηθεί ένα μόνο πείραμα για την μέτρηση των ροών, στη περιοχή του κόλπου του Λέοντος το 1998 (πείραμα FETCH, Hauser 2003), ενώ στο Αιγαίο, διεξήχθη το πρώτο πείραμα στη Σκύρο το καλοκαίρι του 2011.

Σκοπός αυτής της εργασίας είναι να παρουσιάσει την ανάλυση των αποτελεσμάτων, όσον αφορά τις κατακόρυφες μεταφορές ορμής και θερμότητας που χαρακτηρίζουν τη ροή του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος στο Αιγαίο.

Στο κεφάλαιο 1 αναπτύσσεται το θεωρητικό μέρος της εργασίας. Γίνεται αναφορά στη τυρβώδη δομή του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος και τις καταστάσεις που το χαρακτηρίζουν. Το κύριο μέρος του κεφαλαίου είναι το Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα, το οποίο αναλύεται και περιγράφεται. Επίσης, παρουσιάζεται το Εσωτερικό Οριακό Στρώμα που αναπτύσσεται πάνω από τη ξηρά. Στο Κεφάλαιο 2 γίνεται λόγος για την πειραματική περιοχή και τον εξοπλισμό του πειράματος. Στο κεφάλαιο 3 παρουσιάζεται η διαδικασία της επεξεργασίας των δεδομένων. Οι στιγμιαίες καταγραφές των μετρούμενων παραμέτρων εισάγονται σε βάση δεδομένων, η οποία παρέχει δυνατότητα επικοινωνίας με το λογισμικό Matlab, το οποίο χρησιμοποιείται για τον έλεγχο της ποιότητας των δεδομένων, την εφαρμογή των απαιτούμενων διορθώσεων στις μετρήσεις (λόγω της κλίσης των γρήγορων αισθητήρων), τον έλεγχο στατικότητας των δεδομένων και τον υπολογισμό των τυρβώδων ροών. Στο κεφάλαιο 4 αναφέρονται οι συνοπτικές συνθήκες της περιόδου καταγραφής, ενώ στη συνέχεια, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα και γίνεται ο σχολιασμός του βάθους ανάπτυξης του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος καθώς και των μέσων τιμών των τυρβωδών ροών μεταφοράς του Επιφανειακού Θαλάσσιου



Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος. Τέλος, τα συμπεράσματα και η συζήτηση των αποτελεσμάτων δίδονται στο κεφάλαιο 5.

# Κεφάλαιο 1

## Θεωρητικό Μέρος

### 1.1 Χαρακτηρισμός του ΑΟΣ

Παρόλο που η τροπόσφαιρα εκτείνεται από την επιφάνεια της γης μέχρι ένα μέσο ύψος των 11 km, συνήθως μόνο τα κατώτερα δύο χιλιόμετρα επηρεάζονται άμεσα από την υποκείμενη επιφάνεια (έδαφος ή νερό). Μπορούμε να ορίσουμε το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) ως το τμήμα εκείνο της τροπόσφαιρας το οποίο επηρεάζεται άμεσα από την παρουσία μιας υλικής επιφάνειας και αντιδρά στις επιδράσεις της επιφάνειας σε μια χρονική κλίμακα της μιας ώρας ή λιγότερο. Οι επιδράσεις αυτές περιλαμβάνουν τη τριβή, την εξάτμιση και τη διαπνοή, τη μεταφορά θερμότητας, τις εκπομπές ρύπων και τη τροποποίηση της ροής λόγω των γεωγραφικών χαρακτηριστικών. Το βάθος του ΑΟΣ είναι αρκετά ευμετάβλητο στο χώρο και το χρόνο και κυμαίνεται από εκατοντάδες μέτρα μέχρι μερικά χιλιόμετρα.

Σημαντικές ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας χαρακτηρίζουν τη δομή ΑΟΣ. Αντίθετα, η ελεύθερη ατμόσφαιρα παρουσιάζει μικρή μεταβλητότητα στη θερμοκρασία κατά τον ημερήσιο κύκλο. Η ημερήσια μεταβλητότητα του ΑΟΣ δεν προκαλείται από την άμεση επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας. Πολύ μικρό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από το οριακό στρώμα, ενώ το μεγαλύτερο μέρος διαδίδεται στο έδαφος, όπου τυπικές απορροφητικότητες της τάξης του 90% προκαλούν την απορρόφηση του μεγαλύτερου μέρους της ηλιακής ενέργειας. Η επιφάνεια είναι αυτή που θερμαίνεται και ψύχεται αντιδρώντας στην ακτινοβολία και προκαλεί αλλαγές στα χαρακτηριστικά του οριακού στρώματος μέσω διεργασιών μεταφοράς. Η τύρβη είναι μια από τις σημαντικότερες διεργασίες μεταφοράς και συχνά χρησιμοποιείται για τον προσδιορισμό του ΑΟΣ. Έμμεσα, ολόκληρη η τροπόσφαιρα μπορεί να μεταβληθεί αντιδρώντας στα επιφανειακά χαρακτηριστικά, αλλά αυτή η αντίδραση είναι σχετικά αργή έξω από το ΑΟΣ. (Stull, 1988)

#### 1.1.1 Τυρβώδης δομή

Η σχετικά υψηλή συχνότητα εμφάνισης της τύρβης κοντά στο έδαφος είναι ένα από τα χαρακτηριστικά που διαφοροποιεί το ΑΟΣ από την υπόλοιπη ατμόσφαιρα. Έξω

από το οριακό στρώμα η τύρβη παρατηρείται κυρίως σε νέφη θερμικών ανοδικών κινήσεων (convective clouds) και κοντά στο jet stream. Μια συνήθης προσέγγιση για τη μελέτη της τύρβης είναι ο διαχωρισμός των μεταβλητών, όπως η θερμοκρασία και ο άνεμος, σε ένα μέσο μέρος και ένα μέρος διαταραχών. Το μέσο μέρος απεικονίζει την επίδραση της μέσης θερμοκρασίας και του μέσου ανέμου, ενώ το μέρος των διαταραχών μπορεί να αναπαριστά είτε την επίδραση των κυμάτων είτε την επίδραση της τύρβης που επικάθεται στο μέσο άνεμο. Αυτή η τεχνική διαχωρισμού μπορεί να εφαρμοστεί στις εξισώσεις κίνησης δημιουργώντας έναν πλαίσιο νέων όρων. Κάποιοι από αυτούς τους όρους που αποτελούνται από παράγωγα των μεταβλητών των διαταραχών, περιγράφουν μη γραμμικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ των μεταβλητών και συνδέονται με την τύρβη. Αυτοί οι όροι συνήθως παραλείπονται όταν η κίνηση των κυμάτων στην ατμόσφαιρα είναι στους άξονες κύριου ενδιαφέροντος. Άλλοι όροι, που περιλαμβάνουν μόνο μια μεταβλητή διαταραχής, περιγράφουν γραμμικές κινήσεις που σχετίζονται με τα κύματα. Αυτοί οι όροι έχουν μικρή σημασία όταν δίνεται έμφαση στη μελέτη της τύρβης. (Stull, 1988).

Η τύρβη μπορεί να περιγραφεί ως ένα μίγμα από ακανόνιστες δίνες κίνησης που ονομάζονται στρόβιλοι. Συνήθως αποτελείται από πολλά διαφορετικά μεγέθη στροβίλων που υφίστανται ταυτόχρονα. Η σχετική ενέργεια αυτών των στροβίλων διαφορετικής κλίμακας προσδιορίζουν το φάσμα της τύρβης. Ένα μεγάλο μέρος της τύρβης στο οριακό στρώμα δημιουργείται από την επίδραση της γήινης επιφάνειας. Για παράδειγμα, η θέρμανση του εδάφους από την ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας δημιουργεί τμήματα θερμού αέρα που ανυψώνονται από το έδαφος (thermals). Αυτά τα τμήματα θερμού αέρα είναι μεγάλης κλίμακας στρόβιλοι. Η ύπαρξη τριβής στον αέρα που ρέει πάνω από τραχείες επιφάνειες, προκαλεί την ανάπτυξη διατμήσεων στον άνεμο που συχνά γίνονται τυρβώδεις. Τα εμπόδια, όπως τα δέντρα και τα κτίρια, εκτρέπουν τη ροή προκαλώντας την ανάπτυξη τυρβώδους ροής κοντά στην υπήνεμη πλευρά του εμποδίου.

Οι μεγαλύτεροι στρόβιλοι έχουν μέγεθος περίπου ίσο με το βάθος του οριακού στρώματος (100 με 2.000 m σε διάμετρο). Αυτοί είναι και οι πιο έντονοι στρόβιλοι επειδή παράγονται άμεσα από την επίδραση του εδάφους. Οι μικρότεροι στρόβιλοι, της τάξης μερικών χιλιοστών σε μέγεθος, είναι πολύ ασθενείς εξαιτίας των φαινομένων κατανάλωσης του μοριακού ιξώδους.

Η τύρβη είναι αρκετές τάξεις μεγέθους πιο αποτελεσματική στη μεταφορά ποσοτήτων από τη μοριακή διάχυση και είναι αυτή που επιτρέπει στο οριακό στρώμα

να αποκριθεί στις αλλαγές που συμβαίνουν στο έδαφος. Η συχνή έλλειψη τύρβης πάνω από το οριακό στρώμα δείχνει ότι το υπόλοιπο τμήμα της ελεύθερης ατμόσφαιρας δε μπορεί να αντιδράσει στις μεταβολές του εδάφους. (Stull, 1988)

Συχνά, απαιτούνται πληροφορίες σχετικές με το μέγεθος των στροβίλων και τις κλίμακες των κινήσεων στο ΑΟΣ. Δυστυχώς, είναι δύσκολη η δημιουργία ενός στιγμιότυπου του οριακού στρώματος. Αντί να απεικονίζεται το ΑΟΣ σε μια χρονική στιγμή με παρατηρήσεις σε μια μεγάλη περιοχή του χώρου (χωρική μεταβολή), είναι πιο εύκολες οι μετρήσεις σε ένα σημείο στο χώρο για μια μεγάλη χρονική περίοδο (χρονική μεταβολή). Για παράδειγμα, μετεωρολογικά όργανα που τοποθετούνται πάνω σε ένα πύργο παρατήρησης μπορούν να δώσουν μια χρονική απεικόνιση του οριακού στρώματος, όπως αυτό εξελίσσεται μπροστά από τα όργανα.

Ο Taylor (1938) πρότεινε ότι για μερικές ειδικές περιπτώσεις, η τύρβη μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι αμετάβλητη καθώς περνά από έναν αισθητήρα, μετακινούμενη από τη μέση ροή. Με αυτόν τον τρόπο, η ταχύτητα του ανέμου μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον μετασχηματισμό των μετρήσεων της τύρβης συναρτήσει του χρόνου από τις αντίστοιχες μετρήσεις στο χώρο. Πρέπει να σημειωθεί ότι η τύρβη δεν είναι πραγματικά αμετάβλητη. Η απλοποίηση του Taylor (του "παγωμένου πεδίου") είναι χρήσιμη μόνο για τις περιπτώσεις στις οποίες οι τυρβώδεις στρόβιλοι εξελίσσονται σε μια κλίμακα χρόνου μεγαλύτερη από το χρονικό διάστημα που χρειάζεται ο στρόβιλος να μεταφερθεί πέρα από τον αισθητήρα (Powell and Elderkin, 1974).

### 1.1.2 Μεταφορά Ορμής και Θερμότητας

Μια πολύ σημαντική ιδιότητα του ΑΟΣ είναι η τυρβώδης διάχυση της ορμής, της θερμότητας και της μάζας που το χαρακτηρίζει, ενώ μια στρωτή ροή χαρακτηρίζεται από τη μοριακή διάχυση των παραπάνω. Οι κατακόρυφες ροές ορμής, θερμότητας και υγρασίας, σε μια στρωτή ροή, η οποία παρουσιάζει βαθμίδες μόνο κατά την κατακόρυφη διεύθυνση (z), δίνονται από τις σχέσεις:

$$\tau = -\nu \rho \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1.1.1)$$

$$H = -\kappa_h \rho C_p \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.1.2)$$

όπου  $\nu$  το κινηματικό ιξώδες (kinematic viscosity),  $\kappa_h$ , ο συντελεστής μοριακής διάχυσης της θερμότητας,  $u$  η οριζόντια ταχύτητα,  $T$  η θερμοκρασία,  $\rho$  η πυκνότητα και  $C_p$  η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση. Οι συντελεστές  $\nu$  και  $\kappa_h$  αποτελούν χαρακτηριστικά του ρευστού.

Αντίθετα στο τυρβώδες οριακό στρώμα η μεταφορά θερμότητας, ορμής και υγρασίας οφείλεται κύρια στην τυρβώδη κατάσταση που βρίσκεται το μέσο. Μπορούμε να διαχωρίσουμε μια μεταβλητή σε ένα μέσο μέρος και ένα μέρος διαταραχών όπως παρακάτω (Reynolds decomposition) :

$$\begin{aligned} u &= \bar{u} + u' \\ w &= \bar{w} + w' \\ T &= \bar{T} + T' \end{aligned}$$

όπου  $\bar{u}$ ,  $\bar{w}$ ,  $\bar{T}$ , οι μέσες τιμές και  $u'$ ,  $w'$ ,  $\theta'$ , οι διακυμάνσεις της οριζόντιας και της κατακόρυφης ταχύτητας ανέμου και της θερμοκρασίας αντίστοιχα. Αν υποθέσουμε ότι οι διακυμάνσεις των  $u'$ ,  $\theta'$ , συσχετίζονται με τις μεταβολές στην κατακόρυφη ταχύτητα  $w'$  τότε θα υφίστανται τυρβώδεις ροές ορμής και θερμότητας και οι σχέσεις (1.1.2.1) και (1.1.2.2) γράφονται:

$$\tau = \left(-\nu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \overline{u'w'}\right) \rho \quad (1.1.3)$$

$$H = \left(-\kappa_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \overline{\theta'w'}\right) \rho C_p \quad (1.1.4)$$

όπου η γραμμή πάνω από τα μεγέθη αναφέρεται στη μέση τιμή. Ο Prandtl (1932) σε μια προσπάθεια να περιγράψει την μεταφορά ιδιοτήτων λόγω τυρβώδους κατάστασης του μέσου, όρισε το συντελεστή τυρβώδους διάχυσης  $K_m$ . Επομένως, οι σχέσεις (1.1.2.3) και (1.1.2.4) λαμβάνουν τη μορφή:

$$\tau = -(\nu + K_m) \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \rho \quad (1.1.5)$$

$$H = -(\kappa_h + K_h) \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \rho C_p \quad (1.1.6)$$

όπου: 
$$-\overline{u'w'} = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad \text{και} \quad -\overline{w'\theta'} = K_m \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (1.1.7)$$

ενώ γενικά ισχύει:

$$-\overline{w'n'} = K_v \frac{\partial \bar{n}}{\partial z} \quad (1.1.8)$$

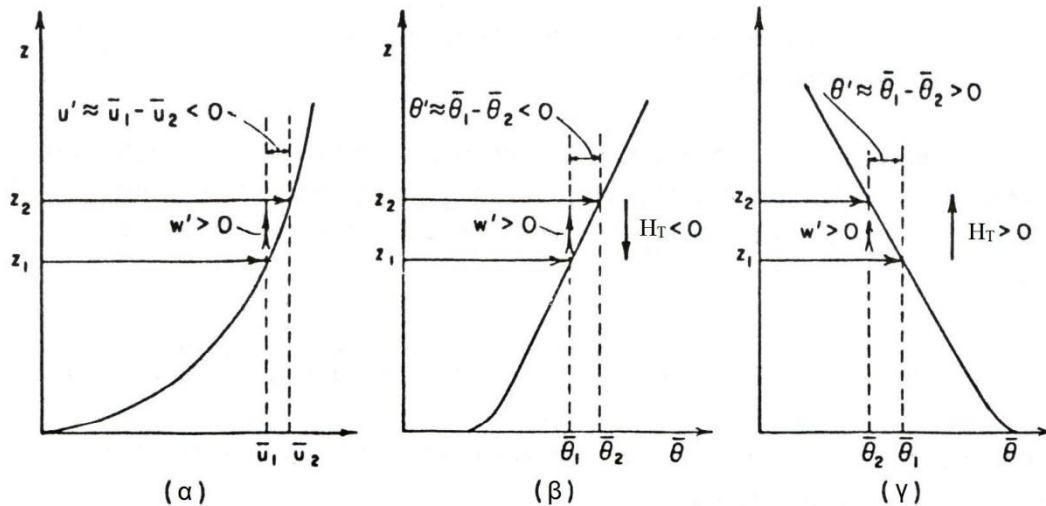
όπου στη θέση του n μπορεί να είναι οποιαδήποτε από τις παραμέτρους u, v, θ, q. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι αντίθετα με τους συντελεστές μοριακής διάχυσης, οι συντελεστές  $K_m$ ,  $K_h$ , είναι ιδιότητες της τυρβώδους ροής. Αν μάλιστα συγκρίνουμε αυτούς τους συντελεστές, για παράδειγμα θα δούμε ότι ισχύει  $K_m \gg \nu$ , πράγμα που αποδεικνύει ότι η τυρβώδης διάχυση στο ΑΟΣ είναι πολύ περισσότερο σημαντική από τη μοριακή διάχυση. (Helmis, 1999)

Συνεπώς, οι τυρβώδεις ροές ορμής και θερμότητας περιγράφονται ως ακολούθως:

$$\tau = -\rho \overline{u'w'} \quad (1.1.9)$$

$$H = \rho C_p \overline{w'\theta'} \quad (1.1.10)$$

Το πρόσημο (-) στην (1.1.9) υποδεικνύει ότι η ροή ορμής στην κατακόρυφη διεύθυνση είναι αρνητική.



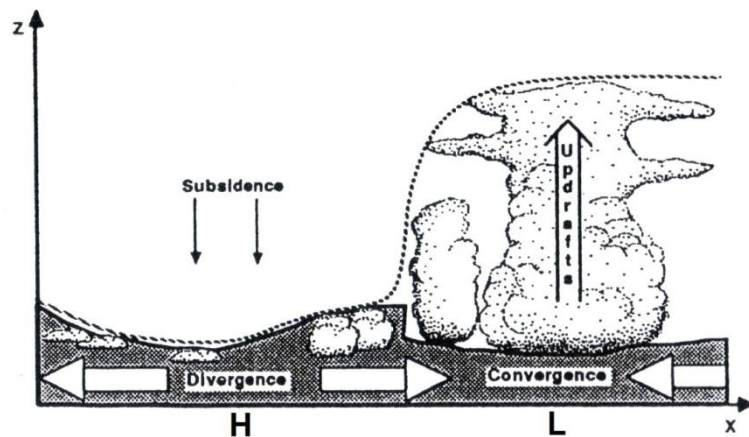
**Εικόνα 1.1** Μεταφορά ορμής και ενέργειας υπό μορφή θερμότητας σε ένα τυρβώδες οριακό στρώμα :

(α) Οι διακυμάνσεις  $u'$  και  $w'$  έχουν συνήθως διαφορετικό πρόσημο με αποτέλεσμα  $\overline{u'w'} < 0$ . (β) Σε περίπτωση στατικής ευστάθειας οι διακυμάνσεις  $\theta'$  και  $w'$  έχουν κατά κανόνα διαφορετικό πρόσημο και έτσι η τυρβώδης ροή θερμότητας κατευθύνεται προς τα κάτω. (γ) Το αντίθετο συμβαίνει σε περίπτωση στατικής αστάθειας.

## 1.2 Καταστάσεις του ΑΟΣ

Γενικά, το ΑΟΣ είναι λεπτότερο στις περιοχές υψηλών πιέσεων απ' ότι στις περιοχές χαμηλών πιέσεων πάνω από τη θάλασσα και τη ξηρά. Η καταβύθιση και η χαμηλού επιπέδου οριζόντια απόκλιση που συνδέεται με συνοπτικές συνθήκες υψηλών πιέσεων, μεταφέρει τον αέρα του οριακού στρώματος μακριά από τις περιοχές υψηλών πιέσεων προς τις περιοχές με χαμηλότερη πίεση.

Στις περιοχές των χαμηλών πιέσεων οι ανοδικές κινήσεις μεταφέρουν τον αέρα του οριακού στρώματος μακριά από το έδαφος σε μεγάλα υψόμετρα μέσα στη τροπόσφαιρα. Αυτές οι καταστάσεις καθιστούν δύσκολο τον προσδιορισμό του ανώτερου ορίου του οριακού στρώματος. Η βάση των νεφών είναι συχνά μια αυθαίρετη επιλογή για τον προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ. Επομένως, η περιοχή που μελετάται από μετεωρολόγους του οριακού στρώματος μπορεί στη πραγματικότητα να είναι λεπτότερη σε περιοχές που επικρατούν χαμηλές πιέσεις σε σχέση με αυτές των υψηλών πιέσεων (Σχήμα 1.2). (Stull, 1988)



**Εικόνα 1.2** Συνοπτικής κλίμακας μεταβλητότητα του βάθους του οριακού στρώματος μεταξύ των κέντρων υψηλής (H) και χαμηλής πίεσης (L) στην επιφάνεια. Η διακεκομμένη γραμμή δείχνει το μέγιστο ύψος που μπορεί να φτάσει ο τροποποιημένος από την επιφάνεια αέρας κατά τη περίοδο μιας ώρας. Η συμπαγής γραμμή περικλείει την σκιασμένη περιοχή που μελετάται περισσότερο από τους μετεωρολόγους του οριακού στρώματος.

Ο κύριος παράγοντας που επηρεάζει τη ροή στο οριακό στρώμα, είναι η υποκείμενη επιφάνεια. Εξαιτίας του διαφορετικού ανάγλυφου που συναντά ο άνεμος στην επιφάνεια, δημιουργείται τυρβώδης ροή και ανάλογα με το αν είναι ημέρα ή νύχτα η επιφάνεια ενεργεί σαν πηγή ή καταβόθρα θερμότητας αντίστοιχα. Η κατηγοριοποίηση των καταστάσεων του ΑΟΣ, στηρίζεται στην επίδραση των ανωστικών δυνάμεων λόγω διαφοράς πυκνότητας (buoyancy).

### 1.2.1 Το ασταθές ΑΟΣ (convective)

Κατά τις πρωινές και μεσημεριανές ώρες η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται με αποτέλεσμα να θερμαίνονται τα κατώτερα στρώματα του αέρα και να δημιουργούνται έντονες θερμικές ανοδικές κινήσεις. Οι θερμές αέριες μάζες ανυψώνονται γιατί είναι λιγότερο πυκνές από τον περιβάλλοντα αέρα. Ανοδικές κινήσεις όμως μπορούν να δημιουργηθούν και όταν τα κατώτερα στρώματα του αέρα περιέχουν περισσότερους υδρατμούς σε σχέση με τα υπερκείμενα στρώματα. Οι υδρατμοί είναι λιγότερο πυκνοί από τον ξηρό αέρα με αποτέλεσμα ο ακόρεστος αέρας να είναι αραιότερος από τον ξηρό αέρα της ίδιας θερμοκρασίας. Τέτοιες καταστάσεις εμφανίζονται συνήθως πάνω από θάλασσα ή λίμνες. Οι ανοδικές κινήσεις εκτείνονται μέχρι ένα μέγιστο ύψος  $z_i$ , που καθορίζει το ύψος της αναστροφής. Ουσιαστικά, η αναστροφή περιορίζει τις κατακόρυφες κινήσεις και καθορίζει το ύψος του ΑΟΣ, το οποίο αυξάνεται με τη



πάροδο της ημέρας, ενώ σε αρκετές περιπτώσεις με έντονα φαινόμενα ατμοσφαιρικής ρύπανσης παραμένει σταθερό ή ελαττώνεται.

Μπορούμε να διακρίνουμε το ΑΟΣ σε τρία στρώματα: Αρχικά υφίσταται το επιφανειακό στρώμα, το οποίο καλύπτει τα πρώτα 50 έως 100m του ΑΟΣ. Το στρώμα ανάμειξης βρίσκεται πάνω από το επιφανειακό στρώμα και εκτείνεται περίπου μέχρι το ύψος  $z_i$ . Χαρακτηρίζεται από έντονη ανάμειξη ορμής, θερμότητας και υδρατμών με αποτέλεσμα οι κατακόρυφες βαθμίδες θερμοκρασίας, ταχύτητας ανέμου και υγρασίας να είναι πολύ πιο ομαλές (σχεδόν μηδενικές) σε σχέση με το επιφανειακό στρώμα, το οποίο χαρακτηρίζεται από έντονες βαθμίδες. Σε όλο το στρώμα ανάμειξης οι ταχύτητες του ανέμου είναι υπογεωστροφικές (subgeostrophic), με τα ανύσματα του ανέμου να τέμνουν τις ισοβαρείς με μικρή γωνία προς τις χαμηλές πιέσεις. Κοντά στο έδαφος, οι ταχύτητες του ανέμου μειώνονται προς το μηδέν, δημιουργώντας ένα προφίλ ανέμου σχεδόν λογαριθμικό με το ύψος στο επιφανειακό στρώμα. Τα ανύσματα του ανέμου τέμνουν τις ισοβαρείς με αυξανόμενη γωνία καθώς προσεγγίζουμε το έδαφος, με γωνίες 45 μοιρών να εμφανίζονται συχνά κοντά στην επιφάνεια. Πάνω από το στρώμα ανάμειξης βρίσκεται το στρώμα αναστροφής (inversion layer) που περιορίζει την τύρβη κι πλησιάζει τα χαρακτηριστικά της ελεύθερης ατμόσφαιρας.

### **1.2.2 Το ουδέτερο ΑΟΣ (neutral)**

Αν υποθέσουμε ότι η θερμοβαθμίδα ισούται με την αδιαβατική (δηλ. η επιφανειακή ροή θερμότητας και υγρασίας είναι αμελητέες) και ότι δεν υφίσταται θερμοκρασιακή αναστροφή ύψους, τότε προσεγγίζουμε τις συνθήκες του ουδέτερου ΑΟΣ. Η ανάπτυξη της τύρβης δεν είναι αποτέλεσμα των θερμικών ανοδικών κινήσεων, αλλά της κατακόρυφης βαθμίδας του ανέμου (wind shear stress). Ωστόσο, μια τέτοια εικόνα δεν ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα, με εξαίρεση κάποιες ώρες το απόγευμα. Πειραματικά δεν είναι εύκολο να εξάγουμε το συμπέρασμα αν το ΑΟΣ βρίσκεται κάτω από ουδέτερες συνθήκες και γενικά χρησιμοποιείται η έκφραση " σχεδόν ουδέτερο ΑΟΣ ", αφού οι ροές θερμότητας και υγρασίας στη πραγματικότητα δεν μηδενίζονται. (Helmis, 1999)

### 1.2.3 Το ευσταθές ΑΟΣ (stable)

Τη νύχτα η επιφάνεια του εδάφους χάνει θερμότητα λόγω εκπομπής υπέρυθρης ακτινοβολίας με αποτέλεσμα να ψύχεται περισσότερο γρήγορα από τον υπερκείμενο αέρα. Τα πρώτα στρώματα αέρα κοντά στο έδαφος έχουν μικρότερη θερμοκρασία από αυτά που βρίσκονται σε μεγαλύτερα ύψη με αποτέλεσμα να δημιουργείται μια θετική θερμοβαθμίδα. Στη περίπτωση αυτή, οι ανωστικές δυνάμεις λόγω διαφοράς πυκνότητας, δεν προσφέρουν ενέργεια στο μέσο αλλά αφαιρούν ενέργεια από αυτό. Αυτή η απώλεια ενέργειας έχει ως επακόλουθο την απόσβεση της τύρβης.

Αν και ο άνεμος στην επιφάνεια του εδάφους συχνά γίνεται πιο ασθενής τη νύχτα, οι άνεμοι στα μεγαλύτερα ύψη μπορούν να αναπτυχθούν σε υπερ-γεωστροφικές ταχύτητες, σε ένα φαινόμενο που ονομάζεται χαμηλός ή νυχτερινός αεροχείμαρος (low level jet). Ο ευσταθής αέρας τείνει να καταπνίξει την τύρβη, ενώ το εξελισσόμενο νυχτερινό jet ενισχύει τη βαθμίδα του ανέμου που τείνει να δημιουργήσει τύρβη. Αποτέλεσμα αυτού είναι ότι η τύρβη μερικές φορές εμφανίζεται με σχετικά σύντομα ξεσπάσματα που μπορούν να επιφέρουν ανάμιξη σε όλο το βάθος του ευσταθούς οριακού στρώματος.

Ο άνεμος παρουσιάζει μια εξαιρετικά πολύπλοκη συμπεριφορά κατά τη διάρκεια της νύχτας. Μόλις πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, οι ταχύτητες του ανέμου γίνονται συχνά ασθενείς ή πολλές φορές επικρατεί άπνοια. Σε υψόμετρα της τάξης των 200 m πάνω από το έδαφος, ο άνεμος μπορεί να φτάσει τα 10-30 m/sec στο νυχτερινό αεροχείμαρο. Ακόμα ψηλότερα, οι ταχύτητες του ανέμου είναι μικρότερες και πιο κοντά στη γεωστροφική τιμή. Η ισχυρή βαθμίδα κάτω από το επίπεδο του νυχτερινού αεροχείμαρου, συνοδεύεται από μια απότομη μεταβολή στη διεύθυνση του ανέμου, όπου οι άνεμοι των χαμηλότερων επιπέδων έχουν διεύθυνση κάθετα στις ισοβαρείς προς τις χαμηλές πιέσεις.

Οι κυματικές κινήσεις παρατηρούνται συχνά στο ευσταθές οριακό στρώμα. Το πολύ ευσταθές νυχτερινό οριακό στρώμα δεν ενισχύει μόνο τα κύματα βαρύτητας, αλλά πολλές φορές μπορεί να παγιδεύσει μεγαλύτερης συχνότητας κύματα κοντά στο έδαφος. Το ευσταθές οριακό στρώμα μπορεί επίσης να αναπτυχθεί και κατά τη διάρκεια της ημέρας, με τη προϋπόθεση ότι η υποκείμενη επιφάνεια είναι ψυχρότερη από τον αέρα. Αυτές οι καταστάσεις εμφανίζονται συχνά κατά τη διάρκεια εισβολών θερμού αέρα πάνω από ψυχρές επιφάνειες, όπως για παράδειγμα πάνω από τη θάλασσα.

### **1.3 Θαλάσσιο Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα**

Πάνω από τα 2/3 της επιφάνειας της Γης καταλαμβάνονται από νερό (ωκεανοί, θάλασσες και λίμνες). Σημαντικές ανταλλαγές ενέργειας, μάζας και ορμής λαμβάνουν χώρα δια μέσου των υδάτινων επιφανειών και επηρεάζουν τις ατμοσφαιρικές και ωκεάνιες κυκλοφορίες σε ένα μεγάλο φάσμα χρονικών και χωρικών κλιμάκων. Εδώ, θα περιοριστούμε σε διαδικασίες αλληλεπίδρασης ατμόσφαιρας - θάλασσας μικρής κλίμακας οι οποίες σε μεγάλο βαθμό επηρεάζουν το θαλάσσιο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα καθώς και το ανώτερο ωκεάνιο στρώμα ανάμειξης. (Arya, 1988)

Σε αρκετές περιπτώσεις, τοπικά συστήματα κυκλοφορίας, όπως είναι η θαλάσσια αύρα, επηρεάζουν την ατμόσφαιρα πάνω από αστικές και βιομηχανικές περιοχές που βρίσκονται κοντά σε θάλασσα καθώς και τη συγκέντρωση ρύπων. Επομένως, η γνώση σχέσεων που περιγράφουν τη δομή του ΑΟΣ πάνω από θάλασσα είναι χρήσιμη για την μελέτη τοπικών συστημάτων ή προβλημάτων.

#### **1.3.1 Χαρακτηριστικά**

Το θαλάσσιο ΑΟΣ αποτελεί το τμήμα της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται άμεσα από την ύπαρξη της θαλάσσιας επιφάνειας. Χαρακτηρίζεται από γρήγορη απόκριση στις αλλαγές που συμβαίνουν σε αυτή, ενώ το ύψος του μεταβάλλεται αργά συναρτήσει του χώρου και του χρόνου. Οι θαλάσσιες επιφάνειες χαρακτηρίζονται από χωρική και χρονική ομοιογένεια της επιφανειακής θερμοκρασίας, ειδικά στις κλίμακες του ενδιαφέροντος της μικρομετεωρολογίας. Το γεγονός αυτό οφείλεται κυρίως στις αποτελεσματικές διαδικασίες ανάμειξης στο ανώτερο θαλάσσιο στρώμα ανάμειξης και στην μεγάλη θερμική χωρητικότητα της υδάτινης μάζας που επιτρέπει την απορρόφηση μεγάλων ποσών θερμότητας από τον ήλιο. Υφίστανται σημαντικές διαφορές ανάμεσα στα οριακά στρώματα που αναπτύσσονται πάνω από τη ξηρά και τις υδάτινες επιφάνειες εξαιτίας κάποιων ειδικών θερμοδυναμικών και δυναμικών χαρακτηριστικών των τελευταίων. Τα εν λόγω χαρακτηριστικά είναι η διαρκής κίνηση της θαλάσσιας επιφάνειας, η ανάπτυξη των κυμάτων καθώς και οι μικρές διακυμάνσεις της επιφανειακής θερμοκρασίας.

Οι περισσότερες μεταβολές στο βάθος του ΑΟΣ πάνω από τους ωκεανούς οφείλονται σε συνοπτικές και μέσης κλίμακας διεργασίες κατακόρυφης κίνησης και μεταφοράς διαφορετικών αερίων μαζών πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Οι αέριες μάζες με διαφορετική θερμοκρασία από αυτή του ωκεανού υφίστανται αλλαγές μέχρι να

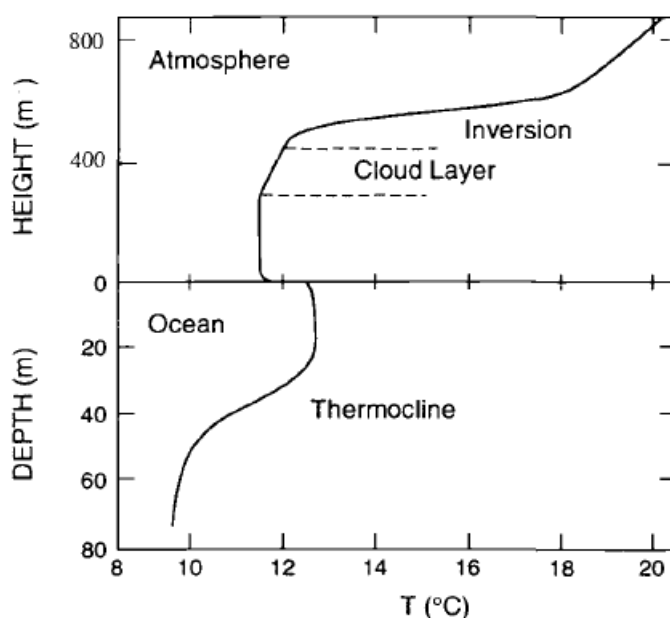
αποκατασταθεί ισορροπία της θερμοκρασίας τους με αυτή της επιφάνειας της θάλασσας. Όταν επέλθει αυτή η ισορροπία, το ύψος του ΑΟΣ που διαμορφώνεται μπορεί να μεταβάλλεται μόνο κατά 10% για μια οριζόντια απόσταση 1000 km. Εξαιρέση μόνο αποτελούν τα όρια μεταξύ δύο θαλασσιών ρευμάτων διαφορετικής θερμοκρασίας (Stage and Weller, 1976).

Γενικά, το ΑΟΣ πάνω από τη θάλασσα μπορεί να χωριστεί αυθαίρετα σε δύο περιοχές: τη περιοχή που γειτνιάζει άμεσα με τη διεπιφάνεια αέρα - θάλασσας και ονομάζεται επιφανειακό στρώμα ή στρώμα σταθερής ροής (Monin and Yaglom, 1971) και ένα στρώμα μετάβασης μόλις κάτω από την ελεύθερη ατμόσφαιρα. Πολύ κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας ξεχωρίζει ένα λεπτό μικροστρώμα με ύψος της τάξης του 1cm (viscous sub-layer) στο οποίο κυριαρχούν οι μοριακές διαδικασίες. Πάνω από τα υποτροπικά και τροπικά τμήματα των ωκεανών, το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα χαρακτηρίζεται από κινήσεις επαγωγής θερμότητας (convective) καθ' όλη σχεδόν τη διάρκεια του έτους εφόσον η επιφανειακή πυκνότητα ροής λόγω της θέρμανσης και της υγρασίας κατευθύνεται προς τα κάτω. Από εμπειρικές μελέτες κάποιος μπορεί να περιγράψει σχηματικά τη δομή του στρώματος μετάβασης ως αποτελούμενο από τέσσερα στρώματα, όπου το καθένα διέπεται από διαφορετική φυσική (Augstein, 1976).

Πάνω από το στρώμα σταθερής ροής υπάρχει το αναμειγμένο στρώμα με ύψος της τάξης 1 km. Εδώ, η μεταβολή της δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος είναι μικρή, και η ανάμειξη καθορίζεται από οργανωμένες κινήσεις θερμικής επαγωγής (μεγάλοι στρόβιλοι). Στη κορυφή του στρώματος ανάμειξης εντοπίζεται η ζώνη εισροής (entrainment zone) με πάχος 100-500 m. Το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από διαλείπουσα τύρβη, η στρωμάτωση είναι ευσταθής όσον αφορά τη δυνητική θερμοκρασία και μερικές φορές παρατηρούνται μικρή νέφη και εσωτερικά κύματα. Στη περίπτωση που υφίσταται μια περιοχή νεφών στη κορυφή του οριακού στρώματος, τότε αυτή η περιοχή περιλαμβάνεται εντός του οριακού στρώματος σαν ένα πρόσθετο στρώμα από σπασμένα ή ομοιόμορφα νέφη. Αυτό το στρώμα νεφών συνδέεται με την ελεύθερη ατμόσφαιρα δια μέσου ενός στρώματος αναστροφής.

Το πιο ευμετάβλητο τμήμα αυτής της ιδεατής δομής ΑΟΣ είναι το στρώμα νεφών. Όταν δεν σχηματίζονται νέφη, το ύψος του ΑΟΣ εκτείνεται στη ζώνη εισροής. Η κορυφή του οριακού στρώματος δεν είναι καλά ορισμένη, όταν πολύ βαθιά νέφη αναπτυχθούν και επεκταθούν σε όλη τη τροπόσφαιρα. Αυτό συμβαίνει για παράδειγμα, σε κυκλωνικές συνθήκες επιφανειακής σύγκλισης και μεγάλης κλίμακας

ανοδικές κινήσεις. Εν τούτοις, σε πολλές περιπτώσεις η ελεύθερη ατμόσφαιρα αποσυνδέεται ορμητικά από το οριακό στρώμα, τυπικά στον ωκεανό, στη πίσω πλευρά των κυκλώνων και στην ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Inter-Tropical Convergence Zone). (Jones and Toba, 2009)



**Εικόνα 1.3** Τυπικό προφίλ θερμοκρασίας για την ατμόσφαιρα και τα ανώτερα στρώματα του ωκεανού. (Jones and Toba, 2009)

Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας ( $T_s$ ) εξαρτάται από ένα πλήθος θαλασσίων, ατμοσφαιρικών και άλλων παραγόντων. Όσον αφορά τους θαλάσσιους παράγοντες, αυτοί είναι το βάθος και η ένταση του ωκεάνιου στρώματος ανάμειξης, η οριζόντια μεταφορά θερμότητας λόγω των θαλασσίων ρευμάτων και τα ρεύματα που μεταφέρουν νερό διαφορετικής θερμοκρασίας από μεγάλα βάθη στην επιφάνεια (up-welling) και αντίστροφα (down-welling). Οι μετεωρολογικοί παράγοντες οι οποίοι επιδρούν στην επιφανειακή θερμοκρασία είναι η καθαρή ακτινοβολία από και προς την επιφάνεια, οι διαδικασίες εξάτμισης και βροχόπτωσης και σε μικρότερο βαθμό η ανταλλαγή αισθητής θερμότητας με την ατμόσφαιρα.

Μια σημαντική παράμετρος στο ενεργειακό ισοζύγιο κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας είναι η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $H_L$ ), η οποία είναι συνήθως μία τάξη μεγέθους μεγαλύτερη από την ροή αισθητής θερμότητας ( $H_S$ ). Αντίθετα η ροή αισθητής θερμότητας μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας είναι συνήθως πολύ μικρότερη από την λανθάνουσα θερμότητα και τις ανταλλαγές ακτινοβολίας και

εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από την διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ αέρα και θάλασσας ( $T_a - T_s$ ), η οποία κυμαίνεται μεταξύ  $\pm 1^\circ\text{K}$  πάνω από τις περισσότερες ανοιχτές θάλασσες. Η κατάσταση αλλάζει σε θερμά θαλάσσια ρεύματα ή ψυχρές εισβολές πάνω από θερμές θάλασσες, καθώς οι διαφορές αυτές εύκολα μπορούν να ξεπεράσουν τους  $5^\circ\text{K}$  με αποτέλεσμα η ροή αισθητής θερμότητας να γίνεται σημαντική και σε εξαιρετικές περιπτώσεις να παρουσιάζει ίδια τάξη μεγέθους με τη λανθάνουσα θερμότητα.

Καθώς μεταφέρεται ορμή από την ατμόσφαιρα στην θάλασσα, ένα μέρος της δαπανάται για την ανάπτυξη των επιφανειακών κυμάτων, ενώ το υπόλοιπο συμβάλλει στη δημιουργία ρευμάτων και την ανάπτυξη τύρβης στο ανώτερο στρώμα της θάλασσας. Το ποσοστό της ορμής που κατανέμεται στις παραπάνω καταστάσεις είναι δύσκολο να εκτιμηθεί και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως η διάρκεια του ανέμου και τα στάδια ανάπτυξης των κυμάτων. (Helmis, 1999)

### **1.3.2 Το επιφανειακό Στρώμα**

Το επιφανειακό στρώμα περιλαμβάνει τα πρώτα 50 έως 100 m του ΑΟΣ και θεωρείται ότι είναι το στρώμα στο οποίο εφαρμόζονται ικανοποιητικά οι προσεγγίσεις οριζόντιας ομοιογένειας και στατικότητας. Λόγω της πρώτης προσέγγισης μπορεί να θεωρηθεί ότι οι μέσες τιμές των διαφόρων παραμέτρων είναι ανεξάρτητες από την οριζόντια θέση και εξαρτώνται μόνο από το χρόνο και το ύψος  $z$ , με την προϋπόθεση ότι η επιφάνεια είναι ομοιόμορφη και επίπεδη σε μεγάλη έκταση. Η δεύτερη προσέγγιση (στατικότητα) είναι περισσότερο δύσκολο να θεωρηθεί ότι ισχύει, εξαιτίας των συνεχών αλλαγών των οριακών συνθηκών με το χρόνο. Ωστόσο, μπορεί να θεωρηθεί ότι οι αλλαγές στη δομή του ΑΟΣ οφείλονται σε μια διαδοχική σειρά στατικών καταστάσεων, που η κάθε μια χαρακτηρίζεται από αλλαγές στο χρόνο τόσο μικρές που να θεωρούνται αμελητέες (ημιστατική κατάσταση). (Helmis, 1999)

Για την περιγραφή και ανάλυση της δομής του τοπικά ομοιογενούς και ημιστατικού επιφανειακού στρώματος έχουν προταθεί πολλές θεωρίες, από τις οποίες η πιο γνωστή και σημαντική είναι η θεωρία ομοιότητας των Monin-Obukhov (M-O). Σύμφωνα με τη θεωρία αυτή, για ύψη μικρά συγκρινόμενα με το βάθος του ΑΟΣ, οι τυρβώδεις ροές είναι σταθερές και ίσες με τις επιφανειακές τυρβώδεις ροές. Με άλλα λόγια, το επιφανειακό στρώμα είναι στρώμα σταθερών ροών ορμής και θερμότητας (constant flux layer).

Γενικά, οι παράμετροι που συμβάλλουν καθοριστικά στην ανάπτυξη της δομής ενός επιφανειακού στρώματος είναι το ύψος  $z$ , ο λόγος  $g/\theta$  όπου  $\theta$  η δυναμική θερμοκρασία, η επιφανειακή τάση  $\tau_0$  και η επιφανειακή ροή θερμότητας  $H_0$ . Αυτές οι παράμετροι ορίζουν τις παρακάτω χαρακτηριστικές κλίμακες:

Κλίμακες μήκους:  $z$

$$\text{μήκος Monin-Obukhov } L = -u_*^3 \overline{\theta_0} / gkH_0 \quad (1.3.1)$$

Κλίμακα ταχύτητας:  $u_* = (\tau_0 / \rho)^{1/2} = \sqrt{-u'w'}$  (1.3.2)

Κλίμακα θερμοκρασίας:  $\theta_* = -H_0 / u_* = -\overline{w'\theta'} / u_*$  (1.3.3)

όπου  $k$  η σταθερά von Karman και  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας. Η θεωρία των M-O ισχύει για  $z_0 \ll z \ll h$  όπου  $z_0$  το επιφανειακό μήκος τραχύτητας και  $h$  το βάθος του ΑΟΣ. Με την εφαρμογή της θεωρίας ομοιότητας M-O αποδεικνύεται ότι οι βαθμίδες ροής ορμής κι θερμοκρασίας στο επιφανειακό στρώμα με τη χρησιμοποίηση των παραπάνω κλιμάκων, γίνονται συναρτήσεις της παραμέτρου ευστάθειας  $z/L$ . Η τιμή  $z = L$  ορίζει το ύψος στο οποίο η μηχανική παραγωγή τυρβώδους κίνησης εξισορροπείται από τη θερμική παραγωγή τύρβης (δράση του όρου buoyancy). Όταν  $z < L$  τότε η μηχανική παραγωγή τυρβώδους ενέργειας είναι μεγαλύτερη από την απώλεια ενέργειας λόγω της δράσης των δυνάμεων που οφείλονται στη διαφορά πυκνότητας. Σημειώνεται ότι το μήκος  $L$  είναι μεγαλύτερο του μηδενός όταν η ροή θερμότητας είναι αρνητική, δηλαδή όταν το οριακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ευστάθεια.

Μετά από αξιολόγηση μιας μεγάλης σειράς πειραμάτων, έχει αποδειχθεί ότι το επιφανειακό στρώμα παρουσιάζει αποκλίσεις από το θεωρητικό υπόδειγμα των M-O, οι οποίες οφείλονται στους παρακάτω λόγους:

- Χρονικές μεταβολές των οριακών συνθηκών
- Μη ύπαρξη ομοιογένειας
- Επίδραση του φαινομένου ακτινοβολίας
- Πειραματικοί χώροι μη επίπεδοι σε μεγάλη έκταση

Για μετρήσεις πάνω από θάλασσα χρησιμοποιείται στις εξισώσεις (1.3.2) και (1.3.3) η αληθής δυνητική θερμοκρασία  $\theta_v$  και η αληθής ροή θερμότητας  $H_{ov}$  αντί της πραγματικής δυνητικής θερμοκρασίας  $\theta$ , ώστε να συμπεριληφθεί και η επίδραση της υγρασίας.

Όταν συμβαίνει σημαντική εξάτμιση, επηρεάζεται η στρωμάτωση πυκνότητας στο επιφανειακό στρώμα. Το γεγονός αυτό οδηγεί σε μια νέα τροποποιημένη θεωρία ομοιότητας η οποία λαμβάνει υπόψη την επίδραση των υδρατμών. Στην τροποποιημένη υπόθεση ομοιότητας, τόσο η ροή αισθητής θερμότητας όσο και η ροή υγρασίας αντιμετωπίζονται ενιαία μέσω τις αληθούς ροής θερμότητας (buoyancy flux):

$$H_v = \rho C_p \overline{w' \theta_v'} \quad (1.3.4)$$

Η τροποποιημένη θεωρία δηλώνει ότι σε ένα ομογενές και στατικό ατμοσφαιρικό επιφανειακό στρώμα, οι μέσες βαθμίδες και η δομή της τύρβης εξαρτώνται από τέσσερις ανεξάρτητες μεταβλητές:  $z$ ,  $u_*$ ,  $g/T_{v0}$  και  $H_{v0}/\rho C_p$ . Η διαφορά ανάμεσα στην αληθή και την πραγματική θερμοκρασία δεν ξεπερνά τους 7 °K και συχνά είναι γύρω στους 2 °K, έτσι ώστε η παράμετρος άνωσης  $g/T_{v0}$  να μην διαφέρει πολύ από τον όρο  $g/T_0$ . Παρόλο που η αληθής ροή θερμότητας μπορεί να διαφέρει σημαντικά από την πραγματική ροή θερμότητας και οι δύο συνδέονται με την προσεγγιστική σχέση:

$$H_v \approx H + 0.61 C_p \bar{\theta} E \quad (1.3.5)$$

όπου  $\bar{\theta}$  η μέση τιμή της πραγματικής θερμοκρασίας και  $E$  ο ρυθμός εξάτμισης που αντιπροσωπεύει τη μάζα των υδρατμών ανά μονάδα όγκου και χρόνου που δημιουργείται κατά την αλλαγή φάσης (από υγρό σε αέριο) και δίνεται από τη σχέση:

$$E = \rho \overline{w' q'} \quad (1.3.6)$$

Η σχέση (1.3.5) συνάγεται από την προσεγγιστική σχέση ανάμεσα στις διακυμάνσεις της αντίστοιχης θερμοκρασίας, της πραγματικής θερμοκρασίας και της ειδικής υγρασίας:

$$\theta_v' \approx \theta' + 0.61 \bar{\theta} q' \quad (1.3.7)$$



Η σχέση (1.3.5) μπορεί επίσης να εκφραστεί σε όρους της ροής λανθάνουσας θερμότητας  $H_L$  ή του λόγου Bowen ( $B=H/H_L$ ) ως:

$$H_v = H + \alpha_\theta H_L = H(1 + \alpha_\theta B^{-1}) \quad (1.3.8)$$

όπου  $\alpha_\theta = 0.61 C_p \bar{\theta} / L_C$  είναι ένας αδιάστατος συντελεστής. Εφόσον ο συντελεστής  $\alpha_\theta$  παρουσιάζει πολύ μικρή εξάρτηση από τη θερμοκρασία, μια σταθερή τιμή  $\alpha_\theta = 0.07$  που αντιστοιχεί σε  $\bar{\theta} = 280$  °K συνήθως χρησιμοποιείται στις παραπάνω σχέσεις. Από τη σχέση (1.3.8) είναι προφανές ότι η προτεινόμενη τροποποίηση στην υπόθεση M-O είναι απαραίτητη μόνο όταν  $|B| < 1$ , δηλαδή, όταν η ροή λανθάνουσας θερμότητας υπερβαίνει την αισθητή ροή θερμότητας. Αυτή είναι συνήθως η περίπτωση που συμβαίνει πάνω από τη θάλασσα.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στην τροποποιημένη υπόθεση ομοιότητας η ροή αισθητής θερμότητας και η ροή υγρασίας θεωρούνται μαζί σε έναν κατάλληλο συνδυασμό (ροή αληθούς θερμότητας) και όχι χωριστά. Επομένως, ένα τροποποιημένο μήκος Obukhov πάνω από τη θάλασσα ορίζεται ως εξής:

$$L = -u_*^3 / \left( k \frac{g}{T_{v0}} \frac{H_{v0}}{\rho C_p} \right) \quad (1.3.9)$$

όπου  $k=0.41$  η τιμή της σταθεράς von Karman. Οι κλίμακες της θερμοκρασίας, της αληθούς θερμοκρασίας και τις ειδικής υγρασίας ορίζονται από τις αντίστοιχες ροές τους:

$$\theta_* = \frac{-H_0}{(\rho C_p u_*)} \quad \theta_{v*} = \frac{-H_{v0}}{(\rho C_p u_*)} \quad q_* = \frac{-E_0}{(\rho u_*)} \quad (1.3.10)$$

Η βαθμίδα ροής υγρασίας είναι επίσης συνάρτηση της παραμέτρου ευστάθειας  $z/L$  σύμφωνα με την αρχική θεωρία M-O.

Στο επιφανειακό στρώμα οι κατακόρυφες μεταβολές των τυρβώδων ροών δεν υπερβαίνουν το 10% των επιφανειακών τιμών τους. Σε αυτή τη περιοχή οι

κατακόρυφες κατανομές των μετεωρολογικών παραμέτρων παρουσιάζουν ασυμπτωτική λογαριθμική εξάρτηση όταν προσεγγίζουν την θαλάσσια επιφάνεια και επηρεάζονται από τη στρωμάτωση της πυκνότητας του αέρα. Επιπλέον, τα επιφανειακά κύματα επηρεάζουν την ροή του αέρα και έχουν καθοριστικό ρόλο στη μεταφορά ορμής. Μικρής κλίμακας τυρβώδεις στρόβιλοι με μεγέθη που περιορίζονται από την απόσταση με την υποκείμενη επιφάνεια είναι κυρίως υπεύθυνοι για την μεταφορά ορμής, θερμότητας και υγρασίας στο στρώμα σταθερών ροών. (Jones and Toba, 2009)

Οι υποθέσεις στατικότητας και οριζόντιας ομοιογένειας καθώς και οι θεωρίες ομοιότητας Monin-Obukhov ικανοποιούνται σε μεγαλύτερο βαθμό σε σχέση με τις περισσότερες περιοχές της ξηράς. Μετρήσεις πάνω από ανοικτές θάλασσες έδειξαν ότι η κατατομή του ανέμου κάτω από ουδέτερες συνθήκες ακολουθεί το λογαριθμικό νόμο (Roll, 1965):

$$u(z) = \frac{u_*}{k} \log \frac{z}{z_0} \quad (1.3.11)$$

Πρέπει να σημειωθεί ότι τα κύματα και τα ρεύματα στην επιφάνεια της θάλασσας, έχουν ταχύτητα ίση με το 3-5% της ταχύτητας του ανέμου στα 10 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, ενώ εμφανίζουν μεγαλύτερες τιμές πάνω από ορισμένες περιοχές (Gulf Stream, Kuroshio). Η παράμετρος τραχύτητας  $z_0$  συνδέεται τόσο με το πεδίο του ανέμου όσο και με το πεδίο των κυμάτων και έχει εύρος τιμών από  $10^{-6}$  έως  $10^{-2}$  m. Μέσω κάποιων θεωρητικών και ημιεμπειρικών σχέσεων, συσχετίζεται με την ταχύτητα τριβής  $u_*$ , το κινηματικό ιξώδες  $\nu$  (kinematic viscosity), το μέσο ύψος των κυμάτων, το στάδιο ανάπτυξης και την ταχύτητα φάσης των κυμάτων. Η πιο απλή και ευρέως χρησιμοποιούμενη σχέση προτάθηκε από τον Charnock (1995):

$$z_0 = a \left( \frac{u_*^2}{g} \right) \quad (1.3.12)$$

όπου  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $a$  μια εμπειρική σταθερά (Charnock constant) που παίρνει τη τιμή 0.011 για ανοιχτούς ωκεανούς (Smith, 1988; Gairall et al., 1996) και τη τιμή 0.018 για ρηχά νερά (Garratt, 1997; Johnson et al., 1998).

Αργότερα, ο Smith (1988) έχοντας επιβεβαιώσει τη σχέση του Charnock και λαμβάνοντας υπόψη το ιξώδες  $\nu$ , πρότεινε τη σχέση:

$$z_o = a \left( \frac{u_*^2}{g} \right) + 0.11 \frac{\nu}{u_*} \quad (1.3.13)$$

Οι προϋποθέσεις για να ισχύει η σχέση (1.3.12) είναι ότι ο άνεμος πρέπει να είναι σταθερός για μεγάλο χρονικό διάστημα πάνω από την υδάτινη επιφάνεια ώστε το πεδίο των κυμάτων να βρίσκεται σε κατάσταση ισορροπίας με το πεδίο του ανέμου και ότι η επιφάνεια πρέπει να είναι αεροδυναμικά τραχεία. Εν τούτοις, οι παραπάνω προϋποθέσεις σπάνια υφίστανται πάνω από τη θάλασσα. Σε πολλές περιπτώσεις, το πεδίο των κυμάτων δεν βρίσκεται σε ισορροπία με τους τοπικούς ανέμους, αλλά εξαρτάται από την ένταση, το μήκος διαδρομής και την χρονική εξέλιξη του πεδίου των ανέμων. Σε μικρές ταχύτητες του ανέμου, η επιφάνεια μπορεί να γίνει αεροδυναμικά λεία ή να βρίσκεται σε ένα μεταβατικό στάδιο μεταξύ τραχείας και λείας. (Helmis, 1999)

Για το προσδιορισμό της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής ανάμεσα στην ατμόσφαιρα και τη θάλασσα, χρησιμοποιείται ο συντελεστής αντίστασης  $C_D$  (drag coefficient), ο οποίος συνδέεται με τη μεταφορά ορμής σύμφωνα με τη παρακάτω σχέση στη περίπτωση αεροδυναμικά τραχείας επιφάνειας (Taylor, 1916):

$$\tau = \rho C_D V(z)^2 \quad (1.3.14)$$

όπου  $V(z)$  η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος  $z$  από την επιφάνεια της θάλασσας. Κάτω από ουδέτερες συνθήκες ο συντελεστής αντίστασης δίνεται από τη σχέση.

$$C_{DN} = k^2 \left[ \ln \left( \frac{z}{z_o} \right) \right]^{-2} \quad (1.3.15)$$

Η τιμή του συντελεστή αντίστασης εξαρτάται από ένα πλήθος παραμέτρων όπως η ταχύτητα και το μήκος διαδρομής του ανέμου, το στάδιο ανάπτυξης των κυμάτων, τα κύματα χαμηλής συχνότητας (swell), η ευστάθεια, η μέθοδος υπολογισμού του  $C_D$  και η επιλογή του χρόνου ολοκλήρωσης. Γενικά, ο συντελεστής  $C_D$  προτιμάται έναντι

του  $z_0$  διότι αφ' ενός μεταβάλλεται σε μικρότερο εύρος πάνω από τη θάλασσα και αφ' ετέρου συνδέεται άμεσα με την επιφανειακή τάση  $\tau$ , ανεξάρτητα από τη μορφή της κατατομής του ανέμου. Συγκεκριμένα, ο συντελεστής αντίστασης μπορεί να εκτιμηθεί από μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου και της ροής ορμής, ενώ ο υπολογισμός του  $z_0$  απαιτεί μετρήσεις της κατατομής του ανέμου στο επιφανειακό στρώμα με μεγάλη ακρίβεια.

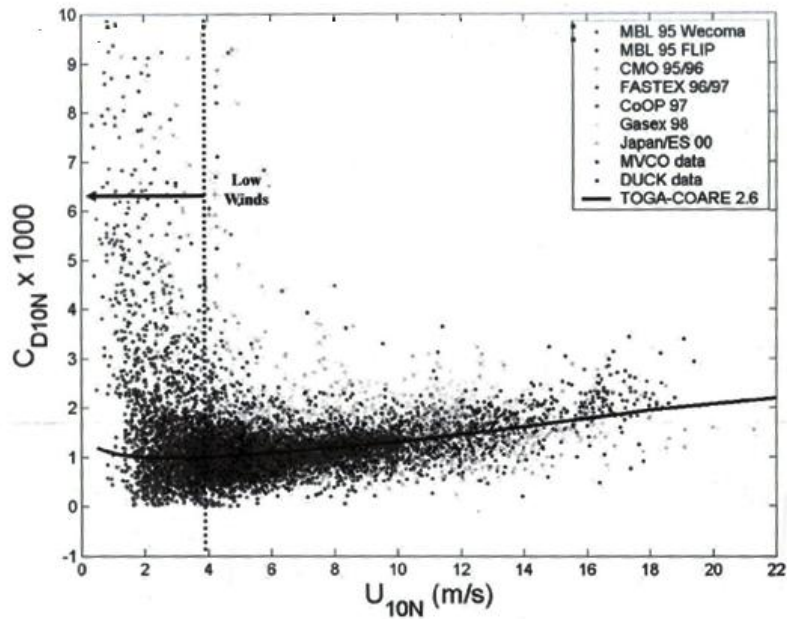
Για ανέμους ταχύτητας  $V > 7 \text{ m/sec}$ , όπου η σχέση (1.3.12) είναι σε καλή συμφωνία με τα πειραματικά δεδομένα, η εξάρτηση του συντελεστή  $C_D$  από την ταχύτητα του ανέμου στα 10m ύψος κάτω από ουδέτερες συνθήκες περιγράφεται από τις παρακάτω σχέσεις (Garratt, 1977):

$$C_{DN} = 0.00051 \cdot V^{0.46} \quad (\text{δυναμικός νόμος}) \quad (1.3.16)$$

ή

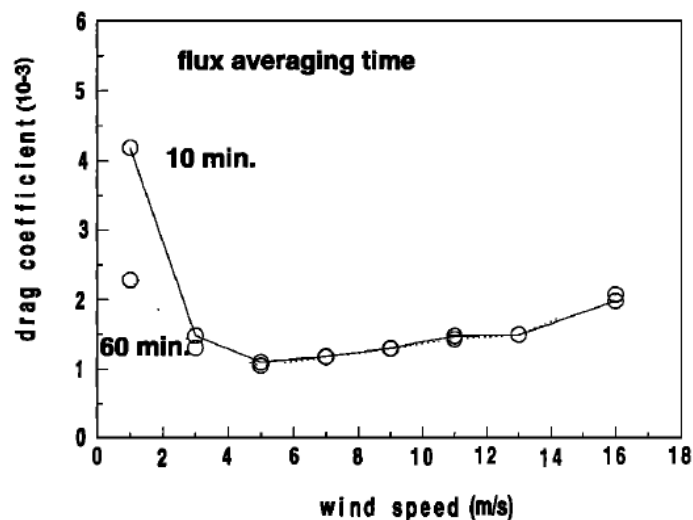
$$C_{DN} = (0.75 + 0.067 V) \cdot 10^{-3} \quad (\text{γραμμική μορφή}) \quad (1.3.17)$$

Για ταχύτητες του ανέμου  $V < 7 \text{ m/sec}$ , η εξάρτηση του  $C_D$  μεταβάλλεται λόγω της βαθμιαίας αλλαγής της επιφάνειας της θάλασσας από αεροδυναμικά τραχεία σε αεροδυναμικά λεία (Εικόνα 1.4). Ειδικά, σε ασθενές πεδίο ανέμων ( $V < 2.5 \text{ m/sec}$ ), ο συντελεστής  $C_D$  αυξάνεται λόγω της επίδρασης του ιξώδους, ενώ εισάγονται λάθη στον υπολογισμό του αφού τα τυχαία σφάλματα στον προσδιορισμό της ροής αυξάνονται και η μεθοδολογία υπολογισμού εξαρτάται σημαντικά από την επιλογή του χρόνου ολοκλήρωσης και τον συνυπολογισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας της μεταφοράς ορμής.



**Εικόνα 1.4** Ο συντελεστής αντίστασης παρουσιάζει αύξηση σε ασθενές πεδίο ανέμων λόγω ιξώδους βάσει μετρήσεων από διάφορα πειράματα.

Η εικόνα 1.5 δείχνει την ευαισθησία του συντελεστή αντίστασης στην επιλογή του χρόνου ολοκλήρωσης της ροής μόνο για την περίπτωση χαμηλής έντασης ανέμων. Γενικά, αυξάνοντας τον χρόνο ολοκλήρωσης της ροής, υπάρχουν πιο πολλές πιθανότητες σύλληψης αντίστροφου σήματος μιας εκ των συνιστωσών της ροής, γεγονός που μειώνει το μέγεθος της μέσης ροής. Επομένως, αυξάνοντας τον χρόνο ολοκλήρωσης, ελαττώνεται η τιμή του συντελεστή αντίστασης στην κατηγορία των ασθενών ανέμων. (Mahrt et al., 1996)



**Εικόνα 1.5** Σε πολύ χαμηλές ταχύτητες ανέμου, η τιμή του συντελεστή αντίστασης ελαττώνεται με την αύξηση του χρόνου ολοκλήρωσης. (Mahrt et al., 1996)

Εκτός από την κατακόρυφη μεταφορά ορμής, ανταλλάσσονται και σημαντικά ποσά θερμότητας (αισθητή και λανθάνουσα). Οι κατακόρυφες μεταφορές ορμής, αισθητής θερμότητας και υγρασίας περιγράφονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$\tau = -\overline{\rho w' u'} \quad (1.3.18)$$

$$H_s = C_p \overline{(\rho w) \theta'} \cong \rho C_p \overline{w' \theta'} \quad (1.3.19)$$

$$E = \overline{(\rho w) q'} \cong \rho \overline{w' q'} \quad (1.3.20)$$

ενώ η ροή λανθάνουσας θερμότητας δίνεται από τη σχέση:

$$H_L = L_C E \quad (1.3.21)$$

όπου  $\rho$  είναι η πυκνότητα του αέρα,  $C_p$  η ειδική θερμότητα του αέρα υπό σταθερή πίεση σταθερή,  $L_C$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης,  $u'$ ,  $w'$ ,  $\theta'$ ,  $q'$  οι διακυμάνσεις της οριζόντιας ταχύτητας, της κατακόρυφης ταχύτητας, της θερμοκρασίας και της ειδικής υγρασίας του αέρα αντίστοιχα. Σύμφωνα με την αεροδυναμική θεωρία και με την προϋπόθεση ότι η επιφάνεια είναι αεροδυναμικά τραχεία, οι παραπάνω σχέσεις γράφονται ως εξής:

$$\tau = \rho C_D U_{10}^2 \quad (1.3.22)$$

$$H_s = \rho C_p C_H (\theta_s - \theta(z)) U_{10} \quad (1.3.23)$$

$$H_L = \rho L_C C_E (q_s - q(z)) U_{10} \quad (1.3.24)$$

όπου ο δείκτης  $s$  δηλώνει τις ροές στην επιφάνεια,  $C_H$ ,  $C_E$  οι συντελεστές μεταφοράς θερμότητας και υγρασίας. Οι παραπάνω σχέσεις επαληθεύονται πειραματικά. Αρκετά πειράματα έχουν πραγματοποιηθεί σαν στόχο την εκτίμηση των συντελεστών  $C_D$ ,  $C_H$ ,  $C_E$  για ένα ευρύ φάσμα τιμών τραχύτητας, κατάστασης της θάλασσας και

ατμοσφαιρικών συνθηκών. Κάτω από ισχυρούς ανέμους ( $6 < U_{10} < 12$  m/sec) και ουδέτερες συνθήκες, τα πειραματικά αποτελέσματα συγκλίνουν σε ικανοποιητικό βαθμό προς τις θεωρητικές τιμές ( $C_D \cong C_H \cong C_E \cong 1.2 \cdot 10^{-3}$ ). Κάτω από ασταθείς συνθήκες, οι συντελεστές προσεγγίζουν τη τιμή  $1.5 \cdot 10^{-3}$  με ένα σφάλμα της τάξης  $\pm 20\%$ .

Οι μετρήσεις των κατατομών του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας, που έχουν πραγματοποιηθεί πάνω από θάλασσα, έδειξαν ότι είναι σε καλή συμφωνία με τις σχέσεις ομοιότητας M-O, με τη προϋπόθεση ότι έχει ληφθεί υπόψη η επίδραση των υδρατμών στις παραμέτρους ευστάθειας. Επίσης, παρουσιάζουν πολύ μικρότερες διακυμάνσεις με το ύψος, σε σχέση με μετρήσεις πάνω από τη ξηρά. (Helmis, 1999)

#### **1.4 Τοπογραφικά τροποποιημένη ροή**

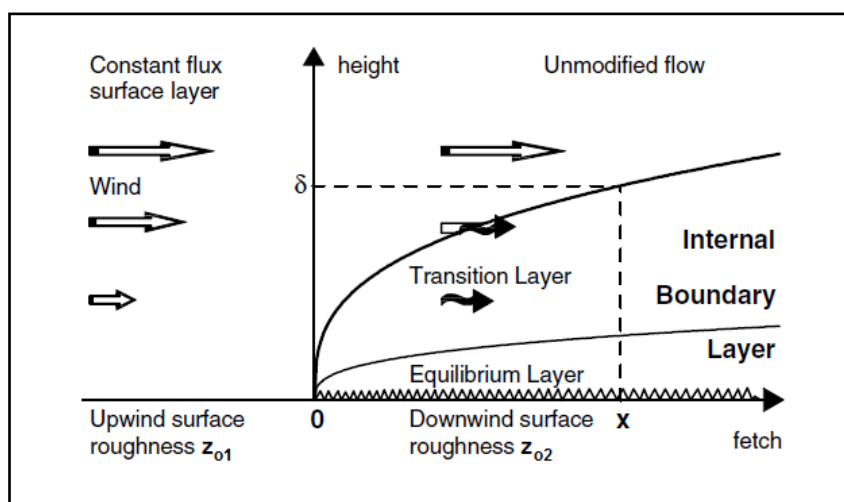
Οι θεωρίες που αναλύθηκαν, εφαρμόζονται για ένα ΑΟΣ με οριζόντια ομοιογένεια, δηλαδή αγνοήθηκαν μεταβολές της ταχύτητας του ανέμου και της θερμοκρασίας στις οριζόντιες διευθύνσεις. Οριζόντια ομοιογένεια του οριακού στρώματος προϋποθέτει και οριζόντια ομοιογένεια της τοπογραφίας. Συνθήκες αυτού του είδους επικρατούν πάνω από τη θάλασσα. Η μορφολογία του εδάφους και η γειννίαση με υδάτινες μάζες είναι οι γενεσιουργές αιτίες για τοπικά συστήματα κυκλοφορίας, όπως συστήματα θαλάσσιας - απόγεια αύρας. Τέτοιες περιπτώσεις με επιφανειακές ανομοιογένειες οδηγούν σε ένα μη ομογενές ΑΟΣ. Οι ανομοιογένειες αυτές επιδρούν στις μετεωρολογικές παραμέτρους επιφανείας (ταχύτητα ανέμου, θερμοκρασία, υγρασία) είτε ταυτόχρονα είτε μεμονωμένα.

Όταν ο άνεμος ρέει πάνω από διαφορετικές επιφάνειες, κάθε επιφανειακό χαρακτηριστικό θα επηρεάζει τη ροή. Για παράδειγμα, υποθέτουμε μετάβαση ροής από λεία σε τραχεία επιφάνεια. Αρχικά, πάνω από τη λεία επιφάνεια έχει αναπτυχθεί ένα οριακό στρώμα. Με την απότομη αλλαγή της επιφανειακής τραχύτητας σε διεύθυνση κάθετη στη ροή, η βάση του οριακού στρώματος στη νέα επιφάνεια θα τροποποιηθεί από τα καινούργια επιφανειακά χαρακτηριστικά και το βάθος του τροποποιημένου αέρα θα αυξηθεί όσο απομακρυνόμαστε από το σημείο αλλαγής τραχύτητας. Πάνω από αυτό το νέο στρώμα, το αρχικό οριακό στρώμα δεν <<αισθάνεται>> την παρουσία της καινούργιας επιφάνειας και καθορίζεται από τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας από την οποία προέρχεται η ροή (Stull, 1988).

### 1.4.1 Το Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (IBL)

Ο αέρας που τροποποιείται από τη ροή πάνω από την επιφάνεια διαφορετικής τραχύτητας ονομάζεται Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (ΕΟΣ), επειδή αυτό σχηματίζεται μέσα σε ένα υφιστάμενο οριακό στρώμα. Όταν η επιφανειακή ροή θερμότητας αλλάζει εγκάρσια του ορίου ανάμεσα στις δύο επιφάνειες, ο τροποποιημένος αέρας καλείται Θερμικό Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (TIBL) (Lyons, 1975; Garratt, 1987). Για αλλαγή στη τραχύτητα και όχι στην επιφανειακή ροή θερμότητας ή ευστάθεια, ο γενικός όρος ΕΟΣ συνήθως χρησιμοποιείται.

Η γενική δομή της ροής μετά την αλλαγή των επιφανειακών χαρακτηριστικών αποτελείται από ένα στρώμα ισορροπίας αμέσως πάνω από την επιφάνεια (equilibrium layer), ένα στρώμα μετάβασης (transition zone) και την εξωτερική περιοχή της εισερχόμενης ροής που σχηματίστηκε πάνω από την αρχική επιφάνεια. Το εσωτερικό οριακό στρώμα περιλαμβάνει τα πρώτα δύο στρώματα. Ωστόσο, δεν είναι πασιφανές το πως μπορεί να επιβεβαιωθεί η αναδυόμενη κατάσταση ισορροπίας (Savel'yev and Taylor, 2004).



**Εικόνα 1.6** Δομή του ΕΟΣ που αναπτύχθηκε μετά την αλλαγή της επιφανειακής τραχύτητας.  $\delta$  το βάθος του σε απόσταση  $x$  από το όριο. (Savel'yev and Taylor, 2004)

Σύμφωνα με πειραματικές μετρήσεις (Smedman-Hogstrom, 1978; Rao, et al., 1974) το βάθος  $\delta$  του ΕΟΣ περιγράφεται από τη σχέση:

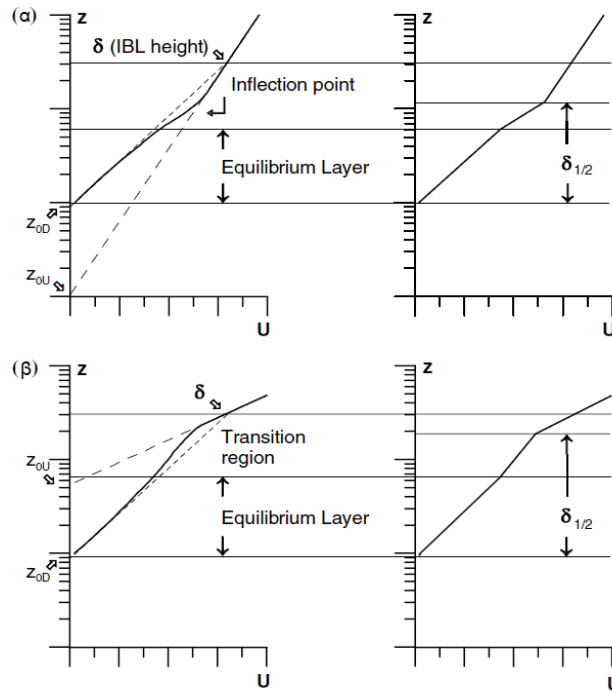
$$\frac{\delta}{z_{o2}} = a_{IBL} \left( \frac{x}{z_{o2}} \right)^{b_{IBL}} \quad (1.4.1)$$



όπου  $z_{o1}$  και  $z_{o2}$  είναι τα αεροδυναμικά μήκη τραχύτητας των δύο επιφανειών. Ο όρος  $b_{IBL}$  ισούται περίπου με 0.8 για στατικά ουδέτερες συνθήκες, αλλά είναι ελαφρώς μικρότερος (0.6 με 0.7) σε στατικά ευσταθείς συνθήκες, και μεγαλύτερος για ασταθείς συνθήκες (0,8 έως 1). Η παράμετρος  $a_{IBL}$  έχει εύρος τιμών 0.2 έως 0.8, παρουσιάζοντας μεγάλες τιμές για ασταθείς συνθήκες και μικρές τιμές για ευσταθείς. Με την αλλαγή της τραχύτητας μεταβάλλεται η ταχύτητα τριβής με αποτέλεσμα να διαφοροποιείται η κατατομή της ταχύτητας του ανέμου καθώς και η ένταση της τύρβης.

Το σχήμα 1.7 παρουσιάζει το στατικά ουδέτερο λογαριθμικό προφίλ του ανέμου σε κάποια απόσταση από το όριο αλλαγής τραχύτητας και πιθανές αναλύσεις του βάθους του ΕΟΣ, για την μετάβαση της ροής από λεία σε τραχεία επιφάνεια και το αντίθετο. Για την εκτίμηση του ύψους του ΕΟΣ, αυτό ταυτίζεται με το σημείο τομής του κατώτερου μέρους του προφίλ του ανέμου, το οποίο μπορεί να βρίσκεται σε ισορροπία με τον λογαριθμικό νόμο στην νέα επιφάνεια, και του ανώτερου τμήματος που αντιστοιχεί στο λογαριθμικό νόμο της επιφάνειας προσήνεμα του ορίου αλλαγής τραχύτητας (αριστερά στο σχήμα 1.7). Υπάρχει ένας περιορισμός ότι αν δεν υπάρχουν μετρήσεις προσήνεμα του ορίου αλλαγής τραχύτητας, τότε τα φαινόμενα μετάβασης δεν μπορούν να διαχωριστούν με σαφήνεια. Εναλλακτικά, στη περίπτωση ενός ενιαίου προφίλ, το ανώτερο λογαριθμικό τμήμα μπορεί να επεκταθεί στη ζώνη μετάβασης μέχρι το σημείο καμπής (inflection point) (δεξιά στο σχήμα 1.7), με αποτέλεσμα το ύψος του ΕΟΣ (εδώ συμβολίζεται με  $\delta_{1/2}$ ) να λαμβάνει μικρότερες τιμές. Αναφέρεται ότι ορισμένοι ερευνητές τοποθετούν τη κορυφή του ΕΟΣ κάπου στη ζώνη μετάβασης (Logan and Fichtl, 1975) ανάμεσα στο ευδιάκριτο εσωτερικό στρώμα ισορροπίας και το ανώτερο στρώμα που επηρεάζεται από την επιφάνεια που προέρχεται η ροή.

Αν υπάρχουν αλλαγές στην επιφανειακή θερμοκρασία ή στη ροή θερμότητας, το προφίλ της θερμοκρασίας κατάντη του σημείου αλλαγής τραχύτητας αναμένεται να αποτελείται από τμήματα με διακριτές κλίσεις οι οποίες αντιστοιχούν σε θερμοβαθμίδες πριν και μετά τη γραμμή διαχωρισμού στο πεδίο της επιφανειακής θερμοκρασίας ή της ροής θερμότητας. Όπως και στη περίπτωση της κατατομής της ταχύτητας του ανέμου, ψάχνουμε για σημεία τομής αυτών των τμημάτων ή για μια ασυνέχεια στο προφίλ. (Savel'yev and Taylor, 2004)



**Σχήμα 1.7** Το προφίλ της ταχύτητας του ανέμου (αριστερά) σε κάποια απόσταση από το όριο και πιθανές αναλύσεις του ύψους του ΕΟΣ κοντά το σημείο καμπής του προφίλ (δεξιά) για μετάβαση από λεία σε τραχεία (α) και από τραχεία σε λεία επιφάνεια (β). Οι δείκτες U, D υποδεικνύουν τις περιοχές ανάντη και κατάντη του ορίου αντίστοιχα. (Savelyev and Taylor, 2004)

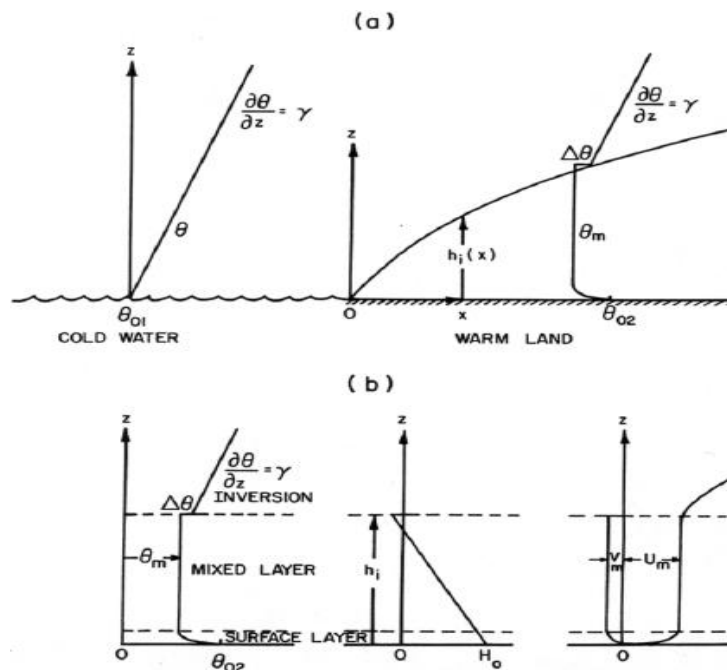
Κατά τη μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια, η ροή επιβραδύνεται. Το γεγονός αυτό προκαλεί οριζόντια σύγκλιση και ανοδική κίνηση πάνω από το όριο ανάμεσα στις δύο επιφάνειες. Αντίστοιχα, για ροή από τραχεία σε λεία επιφάνεια δημιουργείται σύγκλιση και καθοδική κίνηση ή καταβύθιση (subsidence). Αυτές οι κατακόρυφες κινήσεις αλληλεπιδρούν με άλλες κινήσεις επαγωγής θερμότητας (convective) και επηρεάζουν την μεταφορά των ρυπαντών. (Stull, 1988)

## 1.4.2 Θερμικό Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (TIBL)

Η επιφανειακή θερμοκρασία είναι δυνατόν να μεταβληθεί με ταυτόχρονη μεταβολή της τραχύτητας ή και μεμονωμένα όπως η μεταβολή ανακλαστικότητας του εδάφους. Η πιο συνηθισμένη περίπτωση είναι να συμβεί ταυτόχρονη αλλαγή, όπως στην διαχωριστική γραμμή θάλασσας - ξηράς όπου σχηματίζεται ένα θερμικό ΕΟΣ. (Helmis, 1999).

### Ασταθές Θερμικό Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (convective TIBL)

Όταν ο αέρας μεταφέρεται από μια ψυχρή σε μια θερμή επιφάνεια (Εικόνα 1.7), ένα ασταθές στρώμα ανάμειξης (ασταθές ΕΟΣ) δημιουργείται, του οποίου το βάθος αυξάνει καθώς απομακρυνόμαστε από τη διαχωριστική γραμμή. Θερμικά ΕΟΣ μπορούν να συμβούν το χειμώνα όταν κρύος αέρας προερχόμενος από τη ξηρά μεταφέρεται πάνω από θερμή θάλασσα και το καλοκαίρι όταν ψυχρός αέρας από τη θάλασσα μεταφέρεται πάνω από θερμή ξηρά.



**Εικόνα 1.8** (α) Ανάπτυξη ενός ασταθούς θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος σαν συνάρτηση της απόστασης από την ασυνέχεια της επιφανειακής ροής θερμότητας, (β) κατακόρυφη δομή του θερμικού ΕΟΣ.

Το θερμικά παραγόμενο ΕΟΣ αναπτύσσεται με την τετραγωνική ρίζα της απόστασης  $x$  από την ακτογραμμή. Προτάθηκε η ακόλουθη εξίσωση για το βάθος  $z_i$  του θερμικού ΕΟΣ σαν συνάρτηση της απόστασης  $x$  (Venkatram ,1977) :

$$z_i = \left[ \frac{2C_D |\bar{\theta}_{\text{land}} - \bar{\theta}_{\text{sea}}| x}{\gamma(1 - 2A_R)} \right]^{1/2} \quad (1.4.2)$$

όπου  $\gamma$  η κατακόρυφη βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας πάνω από το ΕΟΣ και  $A_R$  ένας συντελεστής εισροής με εύρος τιμών από 0 έως 0.22. Κοντά στην ακτή, βρέθηκε ότι ισχύει  $z_i = 1.91 \cdot x^{1/2}$  για ορισμένες περιπτώσεις (Hsu, 1986).

Καθώς ο αέρας μεταφέρεται πάνω από τη νέα επιφάνεια και θερμαίνεται, η θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ του αέρα και του εδάφους ελαττώνεται. Συνεπώς, η ροή θερμότητας στο έδαφος μειώνεται, η διαδικασία θέρμανσης του στρώματος ανάμειξης γίνεται με μικρότερο ρυθμό και η ανάπτυξη του περιορίζεται. Σε μεγάλες αποστάσεις από την ακτογραμμή, ο αέρας υποτίθεται ότι φτάνει σε μια κατάσταση ισορροπίας με την υποκείμενη επιφάνεια (αποκτά την ίδια θερμοκρασία), με αμελητέες ροές θερμότητας και με λίγο ή και καθόλου εισροή. Οι μέσες μεταβλητές προσεγγίζουν αυτή την κατάσταση ισορροπίας εκθετικά με την απόσταση από την ακτογραμμή, ενώ οι ροές θερμότητας προσεγγίζουν εκθετικά το μηδέν. (Stull, 1988)

#### Ευσταθές Θερμικό Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (stable TIBL)

Για ροή από θερμή σε ψυχρή επιφάνεια, ένα ευσταθές θερμικό ΕΟΣ σχηματίζεται. Αμέσως μετά την αλλαγή της επιφάνειας, η εξασθενημένη υπολειπόμενη τύρβη, είναι αρκετά αποτελεσματική στην ανάμειξη ενός τμήματος του ψυχρού αέρα προς τα ανώτερα στρώματα. Σε μεγαλύτερη απόσταση από την αλλαγή των επιφανειακών χαρακτηριστικών, η στατική ευστάθεια καταπνίγει την τύρβη, με εξαίρεση κοντά στην επιφάνεια και σε άλλες ζώνες βαθμίδας όπου η μηχανική παραγωγή της τυρβώδους κινητικής ενέργειας είναι ακόμα σημαντική. (Stull, 1998)

Ο Garratt (1987) πρότεινε ότι το βάθος του ευσταθούς θερμικού ΕΟΣ δίνεται από τη σχέση :

$$h = 0.014 \bar{u} \left( \frac{x \cdot \bar{\theta}}{g \cdot \Delta\theta} \right)^{1/2} \quad (1.4.3)$$

όπου  $\bar{u}$  η μέση ταχύτητα του ανέμου σε ύψος 10m,  $x$  η απόσταση από τη διαχωριστική γραμμή και  $\bar{\Delta\theta}$  είναι η αρχική θερμοκρασιακή διαφορά μεταξύ του αέρα (πριν αναπτυχθεί το θερμικό ΕΟΣ) και της ψυχρής επιφάνειας. Καθώς η βάση του ευσταθούς ΕΟΣ ψύχεται και πλησιάζει την επιφανειακή θερμοκρασία, η παραπάνω εξίσωση δεν θα ισχύει αφού μηδενιστεί η επιφανειακή ροή θερμότητας.

## Κεφάλαιο 2

### Πειραματικό Μέρος

#### 2.1 Τοποθεσία του Πειράματος

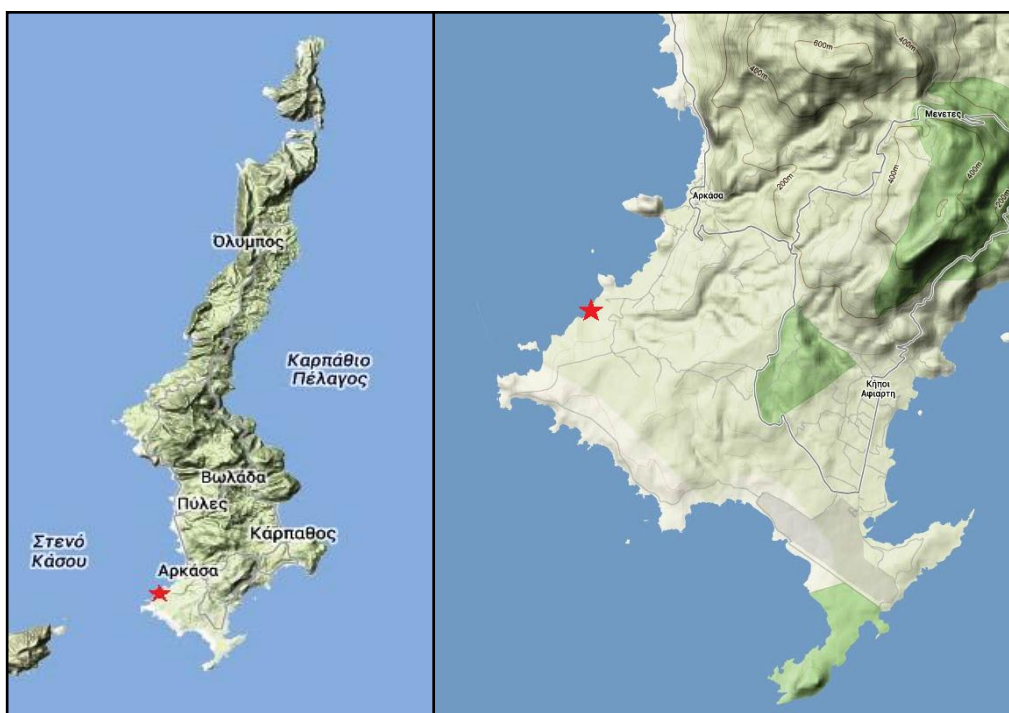
Η νήσος Κάρπαθος βρίσκεται στον νοτιοανατολικό Αιγαίο και σε απόσταση μεγαλύτερη των 150 km από τα νησιά του κεντρικού Αιγαίου (Εικόνα 2.1). Εκτός από το νότιο τμήμα του νησιού που είναι σχετικά επίπεδο και έχει ως επί το πλείστον ήπιας κλίσης ακτογραμμή, το νησί χαρακτηρίζεται από έντονη ορογραφία με πυκνά δάση. Τα βουνά εκτείνονται περίπου 600 m στη βόρεια πλευρά και έχουν ύψος πάνω από 1 km (1.220 m) στα κεντρικά του νησιού.



Εικόνα 2.1 Το Αιγαίο Πέλαγος

Το πείραμα έλαβε χώρα στο νοτιοδυτικό τμήμα του νησιού ( $35^{\circ} 27' 37.28''$  N,  $27^{\circ} 05' 44.24''$  E) το καλοκαίρι του 2012. Η περιοχή είναι στο μεγαλύτερο μέρος της επίπεδη και σχετικά ομοιογενής χωρίς εμπόδια. Η συγκεκριμένη τοποθεσία επιλέχθηκε δεδομένου ότι οι άνεμοι σε αυτό τον τομέα ήταν κατά κύριο λόγο βόρειοι ή

βορειοδυτικοί, έτσι είχαμε την καλύτερη πιθανότητα μέτρησης του επιφανειακού θαλάσσιου ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος.



**Εικόνα 2.2** Η νήσος Κάρπαθος (αριστερά). Το σχετικά επίπεδο νότιο τμήμα του νησιού (δεξιά). Η πειραματική περιοχή υποδεικνύεται από τον κόκκινο αστερίσκο.

Η καταγραφή των μετρήσεων διήρκεσε από τις 30 Ιουλίου μέχρι τις 9 Αυγούστου, ενώ οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν από όργανα υψηλής και χαμηλής απόκρισης, αναρτημένα σε μετεωρολογικό ιστό εγκατεστημένο σε απόσταση μικρότερη των 30 m από την ακτογραμμή. Η θέση του ιστού καθώς και το ύψος τοποθέτησης των αισθητήρων γρήγορης ανταπόκρισης επιλέχθηκαν με προσοχή, έτσι ώστε οι μετρήσεις να μην επηρεάζονται από το αναπτυσσόμενο Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (IBL) πάνω από την ξηρά.



**Εικόνα 2.3** Κάτοψη της πειραματικής περιοχής.



**Εικόνα 2.4** Ο μετεωρολογικός ιστός

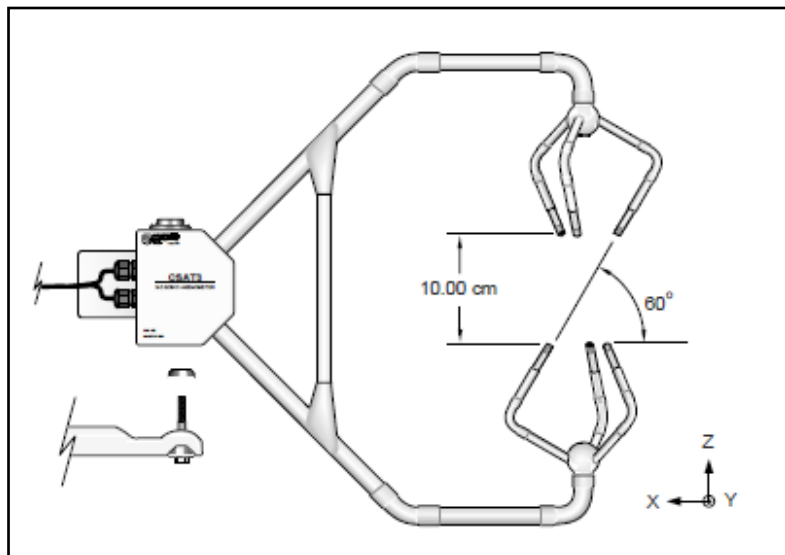


## 2.2 Εξοπλισμός

Στο επίπεδο των 14.5 m εγκαταστάθηκαν το ηχητικό ανεμόμετρο CSAT3 και το υγρόμετρο Krypton, αμφότερα της εταιρίας Campbell Scientific. Τα παραπάνω όργανα ήταν συγχρονισμένα ώστε να λαμβάνουν δέκα (10) μετρήσεις το δευτερόλεπτο (δειγματοληψία 10 Hz). Χρησιμοποιήθηκαν επίσης δεδομένα από όργανα χαμηλότερης απόκρισης του ιστού, τοποθετημένα σε τρία επίπεδα (3, 9 και 13 m), παρέχοντας μετρήσεις της σχετικής υγρασίας, της θερμοκρασίας, της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου με συχνότητα δειγματοληψίας 1 Hz.

### 2.2.1 Ηχητικό Ανεμόμετρο CSAT3

Πρόκειται για υψηλής απόκρισης μετεωρολογικό όργανο της εταιρείας Campbell Scientific, INC (τοποθετημένο στα 14.5 m). Είναι κατάλληλο για μετρήσεις τύρβης λόγω της υψηλής απόκρισής του. Ουσιαστικά είναι τριαξονικός (ηλεκτρονικός) ανεμογράφος που χρησιμοποιείται για μικρομετεωρολογικές εφαρμογές και αποτελείται από έναν κατακόρυφο άξονα η κεφαλή του οποίου φέρει σύστημα τριών αξόνων κάθετων ανά δύο μεταξύ τους, με τον κάθε άξονα να έχει πομπό-δέκτη (μεταδότη) (Εικόνα 2.5).



**Εικόνα 2.5** Το σύστημα των τριών πομπό-δεκτών του CSAT3 της Campbell Scientific INC.

## Αρχή λειτουργίας :

### *A. Ταχύτητα Ανέμου*

Η αρχή λειτουργίας του ηχητικού ανεμόμετρου βασίζεται σε θεμελιώδεις φυσικές αρχές και παρέχει ανυσματικές μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου που εξαρτώνται κυρίως από τις διαστάσεις και τη γεωμετρία των πομπό-δεκτών. Ζεύγη από μεταδότες λειτουργούν κατ' εναλλαγή ως πομποί και δέκτες, στέλνοντας παλμούς υψηλής συχνότητας υπερήχων μεταξύ τους. Στη συνέχεια μετράται ο χρόνος της διαδρομής σε κάθε διεύθυνση (π.χ.  $t_1$  και  $t_2$ ). Αν  $c$  είναι η ταχύτητα του ήχου,  $d$  η απόσταση μεταξύ των μεταδοτών και  $u_a$  ταχύτητα του ανέμου κατά μήκος του άξονα των μεταδοτών, μπορούν να εξαχθούν οι παρακάτω σχέσεις:

$$t_1 = \frac{d}{c + u_a} \quad (2.2.1)$$

$$t_2 = \frac{d}{c - u_a} \quad (2.2.2)$$

Αντιστρέφοντας και αφαιρώντας τις δύο παραπάνω σχέσεις προκύπτει:

$$u_a = \frac{d}{2} \left[ \frac{1}{t_1} - \frac{1}{t_2} \right] \quad (2.2.3)$$

Η ταχύτητα του ανέμου μετράται και στους τρεις μη ορθογώνιους άξονες για να εξαχθούν τα  $u_a$ ,  $u_b$  και  $u_c$ , όπου οι δείκτες  $a$ ,  $b$  και  $c$  αναφέρονται στους μη ορθογώνιους άξονες του ανεμομέτρου. Στη συνέχεια, οι μη ορθογώνιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου μετατρέπονται σε ορθογώνιες συνιστώσες,  $u_x$ ,  $u_y$  και  $u_z$  με την ακόλουθη σχέση:

$$\begin{bmatrix} u_x \\ u_y \\ u_z \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} u_a \\ u_b \\ u_c \end{bmatrix} \quad (2.2.4)$$

όπου  $A$  είναι ένας  $3 \times 3$  πίνακας στροφής συντεταγμένων ανάλογος με τη γωνία των  $60^\circ$  που σχηματίζουν οι άξονες του ανεμόμετρου με το οριζόντιο επίπεδο.

### *B. Θερμοκρασία*

Η ταχύτητα του ήχου μπορεί να βρεθεί, αντιστρέφοντας και προσθέτοντας τις σχέσεις (2.2.1) και (2.2.2):

$$c = \frac{d}{2} \left[ \frac{1}{t_1} + \frac{1}{t_2} \right] \quad (2.2.5)$$

Η ταχύτητα του ήχου στον υγρό αέρα είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας και της υγρασίας και δίνεται από τη σχέση:

$$c^2 = \gamma P / \rho = \gamma R_d T_v = \gamma R_d T (1 + 0.61q) \quad (2.2.6)$$

όπου  $\gamma$  είναι η ο λόγος της ειδικής θερμότητας του υγρού αέρα σε σταθερή πίεση προς αυτήν σε σταθερό όγκο,  $P$  είναι η πίεση,  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα,  $R_d$  η σταθερά των αερίων για τον ξηρό αέρα,  $T_v$  η αληθής θερμοκρασία,  $T$  η θερμοκρασία του αέρα και  $q$  η ειδική υγρασία η οποία ορίζεται ως ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τη συνολική μάζα του αέρα (Kaimal and Gaynor, 1991; Wallace and Hobbs, 1977). Σημειώνεται ότι η παράμετρος  $\gamma$  είναι συνάρτηση της ειδικής υγρασίας. Θα ήταν πρακτικό αν ο επιδράσεις της υγρασίας μπορούσαν να ενοποιηθούν σε έναν όρο.

Οι ειδικές θερμότητες για τον υγρό αέρα σε σταθερή πίεση και όγκο δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις:

$$\begin{aligned} C_p &= qC_{pw} + (1-q)C_{pd} \\ &= C_{pd}(1+0.84q) \end{aligned} \quad (2.2.7\alpha)$$

$$\begin{aligned} C_p &= qC_{vw} + (1-q)C_{vd} \\ &= C_{vd}(1+0.93q) \end{aligned} \quad (2.2.7\beta)$$

όπου  $C_p$  και  $C_v$  οι ειδικές θερμότητες του υγρού αέρα υπό σταθερό όγκο και πίεση,  $C_{pw}$  και  $C_{vw}$  οι ειδικές θερμότητες των υδρατμών, και  $C_{pd}$  και  $C_{vd}$  οι ειδικές θερμότητες για τον ξηρό αέρα αντίστοιχα (Fleagle and Businger, 1980).

Αντικαθιστώντας τις εξισώσεις (2.2.7α) και (2.2.7β) στην (2.2.6) και αγνοώντας τους όρους υψηλότερης τάξης έχουμε:

$$c^2 = \gamma_d R_d T_s = \gamma_d R_d T(1 + 0.51q) \quad (2.2.8)$$

όπου  $T_s$  η αληθής θερμοκρασία του sonic ανεμόμετρου και  $\gamma_d$  ο λόγος της ειδικής θερμότητας του ξηρού αέρα σε σταθερή πίεση προς αυτήν σε σταθερό όγκο (Fleagle and Businger, 1980; Kaimal and Gaynor, 1991; Kaimal and Businger, 1963; Schotanus et al., 1983). Με την εξίσωση (2.2.8), στην αληθή θερμοκρασία περιλαμβάνεται η επίδραση της υγρασίας στην ταχύτητα του ήχου.

Το ανεμόμετρο υπολογίζει την αληθή θερμοκρασία ( $^{\circ}\text{C}$ ) χρησιμοποιώντας τον έναν από τους τρεις άξονες της κεφαλής σύμφωνα με τον τύπο:

$$T_s = \frac{c^2}{\gamma_d R_d} - 273.15 \quad (2.2.9)$$

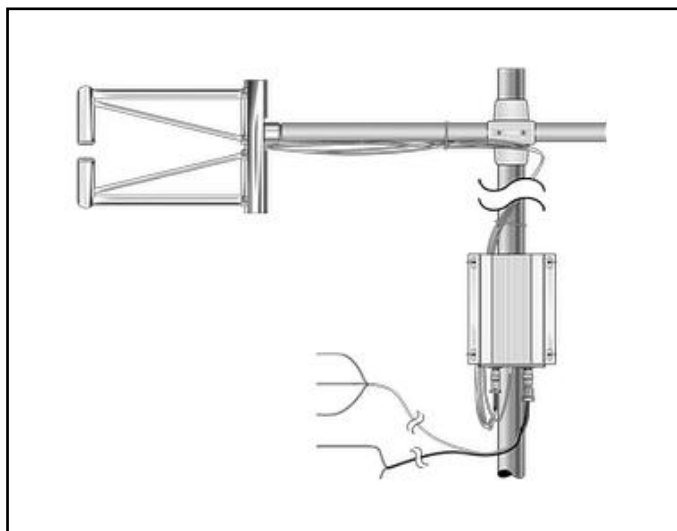
όπου  $\gamma_d = 1.4$  και  $R_d = 287.04 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$ .

Η συχνότητα δειγματοληψίας είναι δυνατόν να οριστεί μέσα σε ένα εύρος συχνοτήτων από 1 έως 60 Hz. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου που μπορεί να μετρήσει, φτάνουν τα 65.5 m/sec, με ανάλυση 2 mm/sec, ενώ το εύρος των ταχυτήτων του ήχου είναι από 300 έως 366 m/sec με ανάλυση 1 mm/sec. Τέλος, το εύρος της θερμοκρασίας λειτουργίας είναι από  $-30$  έως  $50 \text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## 2.2.2 Υγρόμετρο Krypton KH20

Το υγρόμετρο KH20 είναι ένα εξαιρετικά ευαίσθητο όργανο ειδικά σχεδιασμένο για τη μέτρηση πολύ γρήγορων μεταβολών των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Συνήθως χρησιμοποιείται μαζί με το ηχητικό ανεμόμετρο CSAT3 για μετρήσεις τύρβης. Ανήκει στην κατηγορία των υγρομέτρων Krypton υπεριώδους ακτινοβολίας, με μέγιστη συχνότητα δειγματοληψίας 100 Hz. Ο αισθητήρας KH20 χρησιμοποιεί έναν

λαμπτήρα που εκπέμπει δύο δέσμες απορρόφησης: μία σημαντική στα 123,58 nm και μία δευτερεύουσα στα 116.49 nm. Και οι δύο αυτές δέσμες απορροφούνται από τους υδρατμούς, ενώ ένα μικρό ποσοστό της δευτερεύουσας δέσμης απορροφάται από το οξυγόνο. Το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας είναι από -30 έως 50 °C.



**Εικόνα 2.6** Το Υγρόμετρο KH20

Η αρχή λειτουργίας του οργάνου στηρίζεται στην εμπειρική σχέση μεταξύ της απορρόφησης του φωτός και του υλικού μέσω του οποίου αυτό διαδίδεται. Αυτή η σχέση είναι γνωστή ως νόμος του Beer ή νόμος Beer-Lambert. Σύμφωνα με το νόμο αυτό, ο λογάριθμος της διαπερατότητας (transmittance) είναι αντιστρόφως ανάλογος του γινομένου του συντελεστή απορρόφησης του υλικού  $k$ , του μήκους διαδρομής του φωτός  $x$ , και της πυκνότητας  $\rho$  του απορροφητικού υλικού. Καθώς η εκπεμπόμενη από το λαμπτήρα υπεριώδης ακτινοβολία απορροφάται από τους υδρατμούς, αυτή η σχέση μπορεί να γραφεί ως ακολούθως:

$$T = e^{-k_w \times \rho_w} \quad (2.2.10)$$

όπου  $k_w$  ο συντελεστής απορρόφησης για τους υδρατμούς και  $\rho_w$  η πυκνότητα των υδρατμών. Αν εκφράσουμε την διαπερατότητα  $T$  σε όρους έντασης της ακτινοβολίας πριν και μετά τη διέλευση μέσα από το υλικό ( $V$  και  $V_0$  αντίστοιχα), όπως μετράται από τον αισθητήρα KH20, παίρνουμε την ακόλουθη εξίσωση:

$$\frac{V}{V_0} = e^{-k_w \times \rho_w} \quad (2.2.11)$$

Λαμβάνοντας το φυσικό λογάριθμο αμφοτέρων των μελών της παραπάνω εξίσωσης, και λύνοντας ως προς τη πυκνότητα  $\rho_w$ , καταλήγουμε στην παρακάτω σχέση:

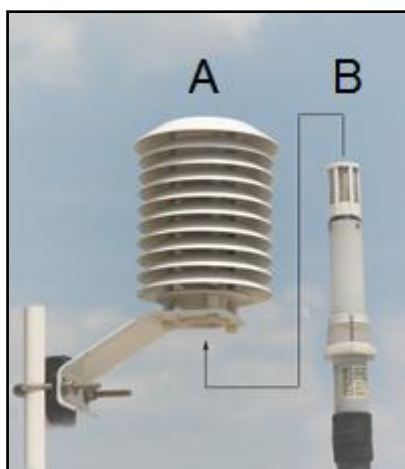
$$\rho_w = \frac{1}{-k_w \times x} (\ln V - \ln V_0) \quad (2.2.12)$$

Εάν το μήκος της διαδρομής  $x$  και ο συντελεστής απορρόφησης για τους υδρατμούς  $k_w$  είναι γνωστά, καθίσταται δυνατή η μέτρηση της πυκνότητας των υδρατμών  $\rho_w$ , μετρώντας το σήμα εξόδου  $V$ .

### 2.2.3 Όργανα χαμηλής απόκρισης

#### Αισθητήρας τύπου MP101A

Ο αισθητήρας οίκου Rotronic παρέχει υψηλής ακρίβειας μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα και της σχετικής υγρασίας. Είναι τοποθετημένος σε φυσικώς αεριζόμενο μικρό κλωβό που αποτελείται από επάλληλους δίσκους από θερμοπλαστικό υλικό. Είναι ιδιαίτερα ανθεκτικός σε βιομηχανικούς ρύπους και χαρακτηρίζεται από μεγάλη σταθερότητα. Η κλίμακα καταγραφής της σχετικής υγρασίας είναι από 0 έως 100% και το εύρος της θερμοκρασίας λειτουργίας του κυμαίνεται από  $-40$  έως  $60$  °C.



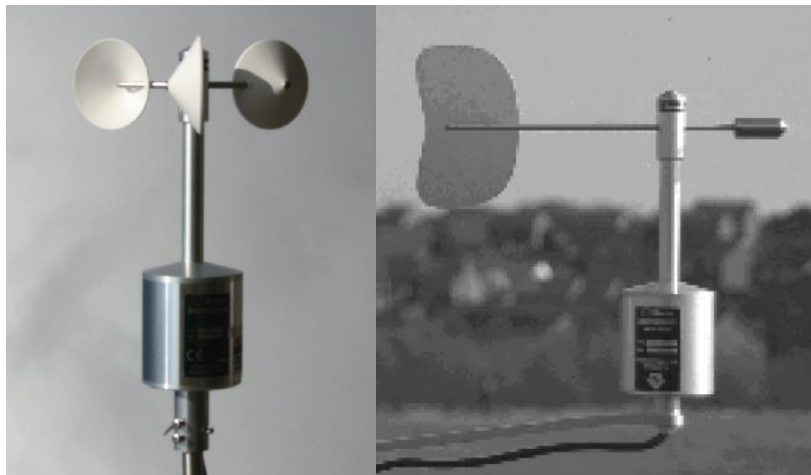
**Εικόνα 2.7** Ο κλωβός προστασίας (A) και ο αισθητήρας MP101A (B)

Ανεμόμετρο τύπου A101M (Pulse Output Anemometer)

Όργανο της Vector Instruments που δίνει μετρήσεις της ταχύτητας του ανέμου. Περιλαμβάνει τρία ημισφαιρικά κύπελλα τοποθετημένα συμμετρικά γύρω από έναν κατακόρυφο άξονα, έτσι ώστε το επίπεδο της διαμέτρου κάθε κυπέλλου να είναι κατακόρυφο. Οι μέγιστες ταχύτητες ανέμου που μπορεί να μετρήσει, ξεπερνούν τα 75 m/sec, ενώ η ταχύτητα καταφλίου είναι 0,15 m/sec. Το εύρος της θερμοκρασίας λειτουργίας του είναι από -40 έως 70 °C.

Ποτενσιομετρικός ανεμοδείκτης τύπου W200P (Potentiometer Windvane)

Εξαιρετικά ανθεκτικός αισθητήρας της Vector Instruments με μεγάλη διάρκεια ζωής (10 χρόνια ή  $5 \cdot 10^7$  πλήρεις στροφές). Δίνει μετρήσεις της διεύθυνσης του ανέμου από 0° έως 360° σε ταχύτητες μεγαλύτερες από 0.6 m/sec, ενώ η ακρίβειά του είναι  $\pm 3\%$  σε σταθερούς ανέμους πάνω από 5 m/sec, αλλά μπορεί να φτάσει το  $\pm 2\%$  με κατάλληλη βαθμονόμηση. Η μέγιστη ανεκτή ταχύτητα ανέμου είναι πάνω από 75 m/sec και το θερμοκρασιακό εύρος λειτουργίας είναι μεταξύ -50 και 70 °C. Κατά την τοποθέτηση του πρέπει να επιτυγχάνεται σωστή οριζοντίωση και προσανατολισμός, έτσι ώστε οι 0° να αντιστοιχούν στον Βορρά.

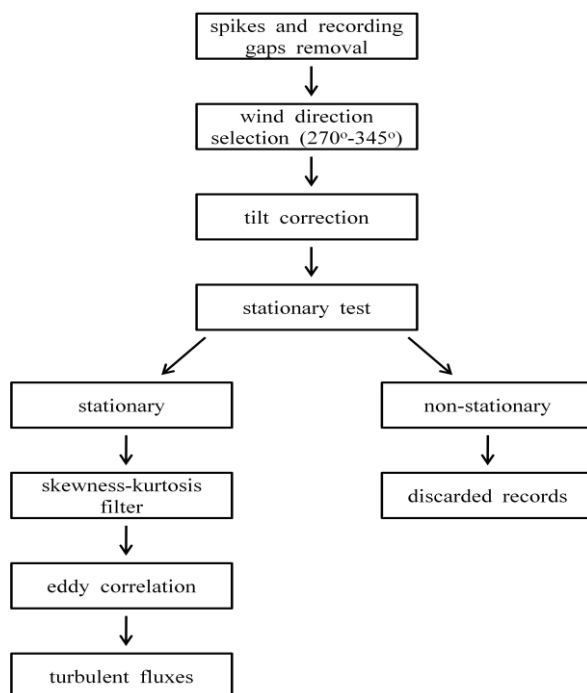


**Εικόνα 2.8** Το ανεμόμετρο A101M (αριστερά) και ο ανεμοδείκτης W200P (δεξιά)

## Κεφάλαιο 3

### Επεξεργασία δεδομένων

Οι χρονοσειρές των συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου, της θερμοκρασίας και της υγρασίας από το ηχητικό ανεμόμετρο και το υγρόμετρο χωρίστηκαν σε δεκάλεπτα τμήματα. Αρχικά, εφαρμόστηκε ο έλεγχος ποιότητας (quality control) στα ακατέργαστα δεδομένα ώστε να απομακρυνθούν τα κενά εγγραφής (recording gaps) και οι ακραίες τιμές (spikes). Στη συνέχεια έγινε επιλογή των δεδομένων για ένα συγκεκριμένο εύρος διευθύνσεων ανέμου ( $270^{\circ}$ - $345^{\circ}$ ), προκειμένου να μελετήσουμε τη καθαρή ροή από την ανοιχτή θάλασσα και να αποφύγουμε πιθανή αλλοίωση της από φυσικά εμπόδια (π.χ. βράχοι, βουνά). Πραγματοποιήθηκε διόρθωση των δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου (tilt correction) και στροφή του ανύσματος του ανέμου με σκοπό τον μηδενισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας  $v$ . Ακολούθησε η εξέταση των εγγραφών για στατικότητα και κατόπιν ο έλεγχος ασυμμετρίας και κυρτότητας (skewness-kurtosis). Το τελευταίο αποτελεί μέρος του quality control. Τέλος, πραγματοποιήθηκαν οι υπολογισμοί των μέσων τιμών των ροών του θαλάσσιου επιφανειακού στρώματος με την τεχνική Eddy Correlation.



Σχήμα 3.1 Τα στάδια επεξεργασίας των δεδομένων



### 3.1 Έλεγχος Ποιότητας (Quality Control)

Ο έλεγχος ποιότητας δεδομένων είναι μια σημαντική και απαιτητική διαδικασία. Συνήθως τα δεδομένα αναλύονται χωρίς κάποια επίπονη επιθεώρηση των μεμονωμένων εγγραφών για την ανίχνευση πιθανών προβλημάτων στα όργανα ή στη διαδικασία των εγγραφών. Ωστόσο, ορισμένοι ερευνητές έχουν αναπτύξει αυτόματους ελέγχους για προβλήματα που εμφανίζονται συχνά.

Ο Essenwanger (1969) παρουσίασε μια αυτοματοποιημένη διαδικασία για την ανίχνευση εσφαλμένων ή ύποπτων εγγραφών με βάση προφανή σφάλματα δεδομένων, σύγκριση των γειτονικών δεδομένων (σε χρόνο και χώρο) και σύγκριση με προδιαγραφόμενα όρια μιας κατανομής Weibull. Κατέληξε στο συμπέρασμα ότι μια τέτοια αυτοματοποιημένη τεχνική δεν μπορούσε να εντοπίσει με σαφήνεια τις διαφορές ανάμεσα σε ένα σπάνιο γεγονός και ένα προφανές λάθος. Οι Hall et al. (1991) εξέτασαν την διασφάλιση της ποιότητας των παρατηρήσεων από πλοία χρησιμοποιώντας ως περιορισμό, δεδομένα από ένα αριθμητικό μοντέλο πρόγνωσης καιρού. Το 1993 ο Højstrup παρουσίασε μια στατιστική μέθοδο για τον αυτόματο έλεγχο ποιότητας των δεδομένων με κατανομές κοντά στη Γκαουσιανή. Εφαρμόστηκαν κριτήρια σε υψηλής απόκρισης δεδομένα τύρβης για ελέγχους μη στατικότητας και σημαντικών αποκλίσεων από τη θεωρία ομοιότητας διακύμανσης των ροών είτε θεωρητικά είτε με τη χρήση οργάνων (Focken and Wichura, 1996). Οι Smith et al. (1996) κατασκεύασαν διαδικασίες αυτόματου ελέγχου ποιότητας για δεδομένα χαμηλής απόκρισης στην επιφάνεια και πραγματοποιήθηκε οπτικός έλεγχος στα υπό αμφισβήτηση δεδομένα. (Vickers and Mahrt, 1997)

Στη παρούσα εργασία εφαρμόστηκε έλεγχος ποιότητας ώστε να ανιχνευθούν και να απομακρυνθούν τα σφάλματα των οργάνων. Στα ακατέργαστα δεδομένα ανιχνεύθηκαν κενά εγγραφής (recording gaps) και ακραίες τιμές (spikes). Επίσης έγινε έλεγχος για ασυμμετρία και κυρτότητα. Πιο αναλυτικά:

#### *Spikes*

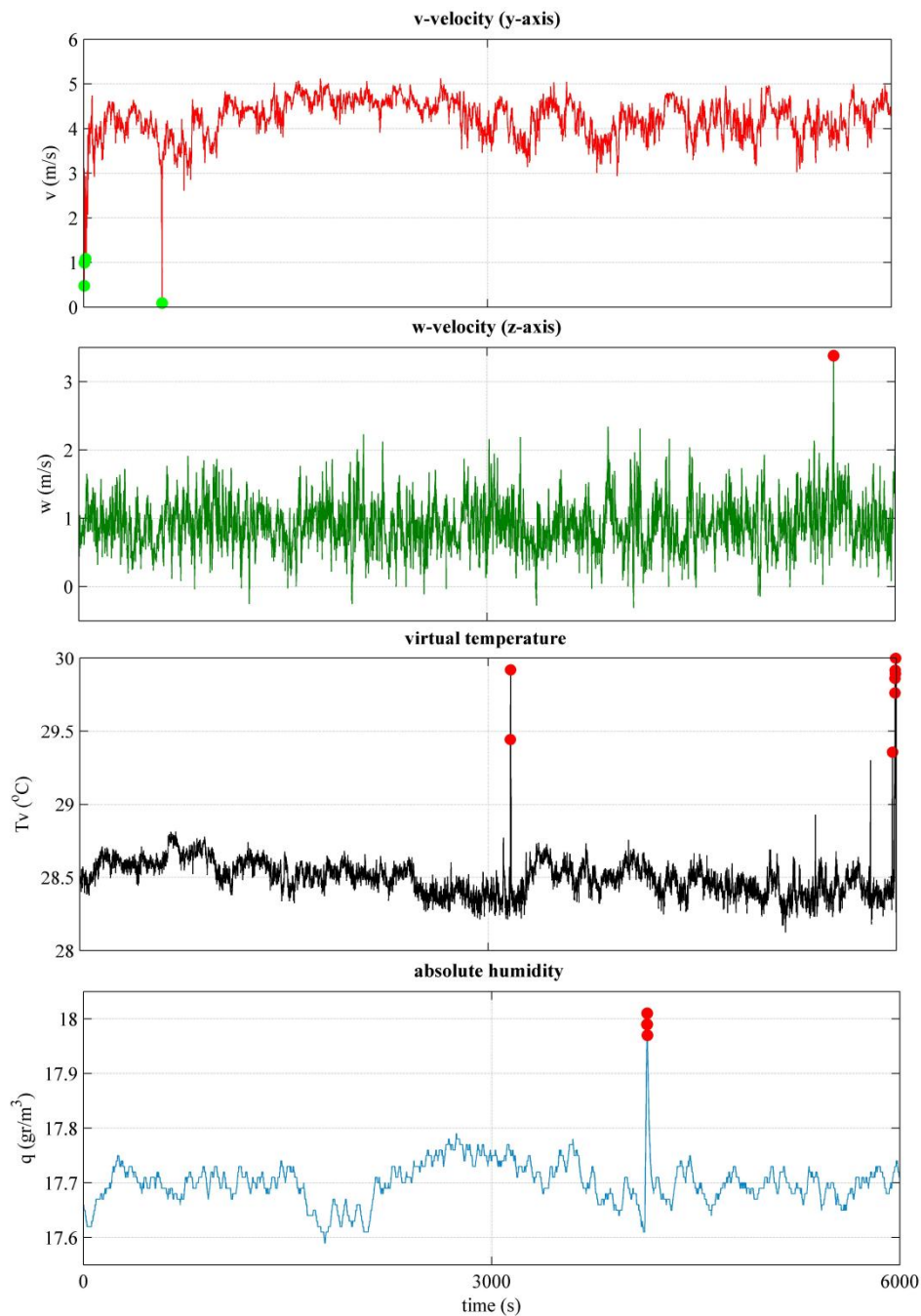
Τα spikes συνήθως χαρακτηρίζονται ως μικρής διάρκειας, μεγάλου πλάτους διακυμάνσεις που μπορούν να προκληθούν από τυχαίο θόρυβο στα ηλεκτρονικά (Brock, 1986). Επίσης, ακανόνιστα spikes σχετίζονται με το φαινόμενο συλλογής σταγόνων νερού στους μεταδότες των ηχητικών ανεμομέτρων (Vickers and Mahrt, 1997). Αυτό μπορεί να συμβεί κατά τη διάρκεια ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων

(precipitation) ή από το σπρέι του νερού της θάλασσας (sea spray) το οποίο παράγεται σε μεγάλη ποσότητα από το σπάσιμο των επιφανειακών κυμάτων (wave breaking) όταν πνέουν ισχυροί άνεμοι. Η τελευταία περίπτωση επικρατεί στο πείραμά μας γιατί, αφενός ο καιρός ήταν αίθριος με μέτριους και ισχυρούς ανέμους, αφετέρου οι μετρήσεις έλαβαν χώρα κοντά στη θάλασσα. Ο έλεγχος ποιότητας περιλαμβάνει την ανίχνευση (spikes detection), την οπτική επιθεώρηση (visual inspection) και εν τέλει την απομάκρυνση των spikes (spikes removal). Για παράδειγμα, συσχετισμένα spikes στην θερμοκρασία και τη κατακόρυφη ταχύτητα μπορούν να εισάγουν σημαντικά σφάλματα στον υπολογισμό της ροής θερμότητας (Lee et al., 2004). Στη περίπτωση που το πλήθος των spikes είναι αρκετά μεγάλο, μια ολόκληρη περίοδος δεδομένων μπορεί να θεωρηθεί ύποπτη και να απορριφθεί.

Το στατιστικό κριτήριο απομάκρυνσης των spikes διατυπώνεται σε όρους ενός καθορισμένου αριθμού τυπικών αποκλίσεων από τη μέση τιμή ή άλλες στατιστικές ιδιότητες. Θεωρούμε ως spike μια μετρούμενη τιμή  $x_i$  όπου η απόλυτη ποσότητα της διαφοράς της από τη μέση τιμή  $\bar{x}$  ενός δείγματος είναι μεγαλύτερη από κάποιο αριθμό τυπικών αποκλίσεων  $\sigma$ :

$$|x_i - \bar{x}| > n\sigma \quad (3.1.1)$$

όπου  $n=3, 5, 4, 7$  τα τρία βασικά κριτήρια εξέτασης ενός σημείου ως spike. Βάσει της οπτικής επιθεώρησης σε κάθε χρονικό παράθυρο των δέκα λεπτών, κρίναμε ότι καταλληλότερο είναι το κριτήριο των επτά τυπικών αποκλίσεων ( $n=7$ ), διότι θέλουμε να ανιχνεύσουμε τα σημεία που προκαλούν σημαντική παραμόρφωση του σήματος και τα οποία πρέπει να διορθωθούν. Επομένως, για κάθε δεκάλεπτο δεδομένων πραγματοποιήθηκε ανίχνευση των spikes για τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου, την αληθή θερμοκρασία και την απόλυτη υγρασία.



**Σχήμα 3.2** Χαρακτηριστικά παραδείγματα spikes σε δεκάλεπτες χρονοσειρές του πειράματος

Στη συνέχεια, υπολογίσαμε το ποσοτιαίο πλήθος των spikes ανά δεκάλεπτο για κάθε ημέρα και από εκεί το ποσοτιαίο μέσο και μέγιστο πλήθος για όλες τις ημέρες συνολικά. Επιπρόσθετα, προσδιορίσαμε τον ποσοτιαίο πληθυσμό των δεκαλέπτων στα οποία εντοπίζονται spikes (Πίνακας 3.1). Αυτή η στατιστική διαδικασία πραγματοποιήθηκε και για τα κενά εγγραφής (Πίνακας 3.2). Το μεγαλύτερο μέσο πληθυσμό spikes ανά δεκάλεπτο παρουσίασε η απόλυτη υγρασία, ενώ θα πρέπει να

σημειωθεί ότι δεν εντοπίστηκε κανένα spike στην οριζόντια ταχύτητα κατά τον άξονα x. Η αληθής θερμοκρασία και η απόλυτη υγρασία εμφάνισαν το μεγαλύτερο πλήθος δεκαλέπτων με ανιχνεύσιμα spikes. Ο αριθμός των spikes δεν ξεπέρασε το 1% του συνολικού αριθμού των εκάστοτε δεκάλεπτων δεδομένων, επομένως καμία δεκάλεπτη εγγραφή δεν θεωρήθηκε ύποπτη προς διαγραφή. Το γεγονός αυτό δείχνει ότι κατά τη διάρκεια του πειράματος δεν υπήρξαν αξιοπρόσεκτα λάθη κατά την εγγραφή των μετρήσεων ή ανωμαλίες στη λειτουργία των οργάνων.

μεταβλητές	ταχύτητα v (άξονας y)	ταχύτητα w (άξονας z)	αληθής θερμοκρασία ( $T_v$ )	απόλυτη υγρασία ( $\rho_v$ )
μέσο πλήθος (%)	0.0834	0.0459	0.0767	0.29
μέγιστο πλήθος (%)	0.1	0.0833	0.3667	0.95
πλήθος 10λέπτων (%)	0.16	0.32	1.59	1.9

**Πίνακας 3.1**

Μη ρεαλιστικές τιμές δεδομένων μπορούν να συμβούν για διάφορους λόγους. Για παράδειγμα, μια κατακόρυφη ταχύτητα άνω των  $5 \text{ m s}^{-1}$  κοντά στο έδαφος που ενδεχομένως να οφείλεται σε υψηλά επίπεδα ανατάραξης τα οποία σχετίζονται με εξαιρετικά ισχυρή επιφανειακή θέρμανση, πιθανόν να μην είναι φυσική. Η οπτική επιθεώρηση (visual inspection) μερικές φορές απαιτείται λόγω τέτοιων ειδικών συνθηκών (Lee et al., 2004). Άλλες ασυνήθιστες και ενδιαφέρουσες καταστάσεις είναι μια κατακόρυφη δομή που συνδέεται με ένα εσωτερικό οριακό στρώμα ή θερμοκρασιακή αναστροφή εδάφους, διαλείπουσα τύρβη, μέτωπα, κύματα βαρύτητας και φαινόμενα μέσης κλίμακας. Επομένως, ακολούθησε η οπτική επιθεώρηση των δεκάλεπτων εγγραφών στις οποίες ανιχνεύτηκαν ακραίες τιμές είτε για να επαληθεύσουμε κάποιο πρόβλημα στο όργανο ή στη διαδικασία εγγραφής των μετρήσεων, είτε για να χαρακτηρίσουμε μια αληθοφανή φυσική συμπεριφορά (Vickers and Mahrt, 1997). Κατά την εκτέλεση αυτού του βήματος, δεν εντοπίστηκε κάποια εγγραφή προς διαγραφή, καθώς εξάγαμε το συμπέρασμα ότι τα υπό αμφιβολία δεκάλεπτα πιθανόν να οφείλονταν σε κάποιο ιδιαίτερο φυσικό φαινόμενο, ενώ δεν παρατηρήθηκε κάποιο πρόβλημα στη λειτουργία των οργάνων.

Τέλος, ακολούθησε η διαδικασία απομάκρυνσης των ακραίων τιμών (spikes removal). Σε κάθε δεκάλεπτο τα spikes που ανιχνεύτηκαν, συμπληρώθηκαν από τους μέσους όρους γειτονικών σημείων, ο αριθμός των οποίων επιλέχθηκε βάσει ενός χρονικού παραθύρου. Τα όργανα κατέγραφαν με συχνότητα 10 μετρήσεις ανά δευτερόλεπτο, γι' αυτό και επιλέχθηκε χρονικό παράθυρο το ένα δευτερόλεπτο πριν και μετά τη παρατήρηση της ακραίας τιμής ( $\pm 10$  θέσεις).

### **Recording Gaps**

Τα κενά εγγραφής συμπληρώθηκαν με την ίδια μέθοδο που αναφέρθηκε παραπάνω. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το μοναδικό δεκάλεπτο που παρουσίασε αριθμό κενών εγγραφής κατά ποσοστό μεγαλύτερο του 1% (2.65%), εντοπίστηκε εκτός του επιθυμητού εύρους διευθύνσεων ανέμου.

μεταβλητές	ταχύτητα u (άξονας x)	ταχύτητα v (άξονας y)	ταχύτητα w (άξονας z)	αληθής θερμοκρασία ( $T_v$ )	απόλυτη υγρασία ( $\rho_w$ )
μέσο πλήθος (%)	1.465	1.465	1.465	1.465	0.1417
μέγιστο πλήθος (%)	2.65	2.65	2.65	2.65	0.3833
πλήθος 10λέπτων (%)	0.16	0.16	0.16	0.16	0.32

**Πίνακας 3.2**

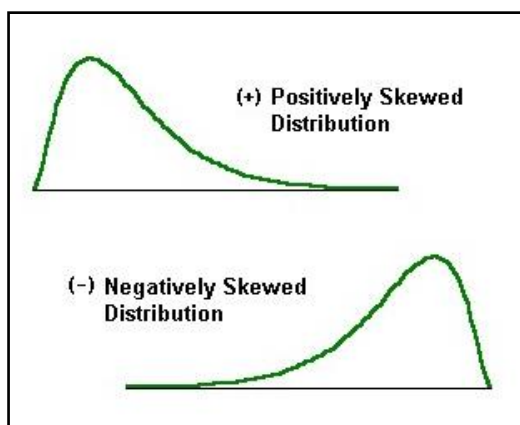
### **Higher-moment statistics**

Ακολούθησε ο έλεγχος για ασυμμετρία και κυρτότητα (Higher-moment statistics) στις δεκάλεπτες χρονοσειρές των μετρούμενων παραμέτρων προκειμένου να ανιχνευθούν πιθανά προβλήματα στα όργανα ή στις εγγραφές καθώς και φυσικές αλλά σπάνιες συμπεριφορές.

#### Asymmetry (Skewness)

Η κατανομή ενός πληθυσμού μπορεί να είναι είτε συμμετρική είτε μη συμμετρική. Στη πρώτη περίπτωση τα δεδομένα κατανέμονται συμμετρικά και όσο απομακρυνόμαστε από την μέση τιμή (είτε προς τα κάτω είτε προς τα πάνω) συναντάμε τον ίδιο αριθμό παρατηρήσεων. Με άλλα λόγια, η επικρατούσα τιμή, η διάμεσος και η μέση τιμή συμπίπτουν. Εάν τώρα μια κατανομή είναι ασυμμετρική θα

πρέπει να την ερευνήσουμε. Υπάρχουν δύο ειδών ασυμμετρίες, η θετική και η αρνητική. Θετική ασυμμετρία σημαίνει ότι η καμπύλη της κατανομής εκτείνεται περισσότερο προς τα δεξιά της μέσης τιμής, δηλαδή η διάμεσος και η μέση τιμή βρίσκονται δεξιά της επικρατούσας τιμής. Αντίθετα αρνητική ασυμμετρία σημαίνει μεγαλύτερη έκταση της καμπύλης προς τα αριστερά της μέσης τιμής. Στην περίπτωση αυτή, η διάμεσος και η μέση τιμή βρίσκονται αριστερά της επικρατούσας τιμής.



**Σχήμα 3.3** Θετική και αρνητική ασυμμετρία μια κατανομής

Το συνηθέστερο αριθμητικό μέτρο καθορισμού της ασυμμετρίας μιας κατανομής  $n$  παρατηρήσεων είναι ο συντελεστής ασυμμετρίας με βάση τις ροπές, ο οποίος ορίζεται ως το πηλίκο της κεντρικής ροπής 3ης τάξης προς το κύβο της τυπικής απόκλισης και δίνεται από τη σχέση:

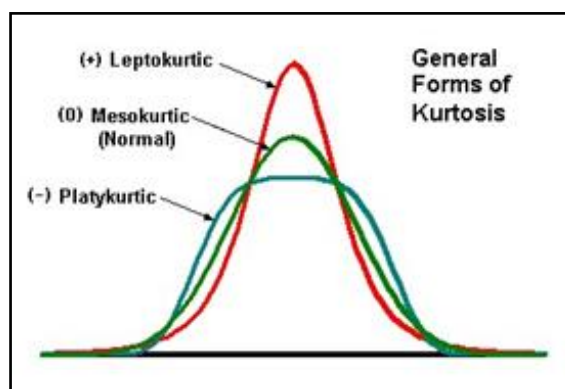
$$\gamma = \frac{\mu_3}{\sigma^3} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3}{\left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right\}^3} \quad (3.1.2)$$

Για  $\gamma > 0$  η κατανομή παρουσιάζει θετική συμμετρία, ενώ όταν  $\gamma < 0$  έχουμε αρνητική συμμετρία. Η κατανομή είναι συμμετρική όταν ισχύει  $\gamma = 0$ .

### Κυρτότητα (Kurtosis)

Μια κατανομή η οποία έχει σχετικά μεγάλη μέγιστη συχνότητα (κορυφή) και επομένως μεγάλη συγκέντρωση τιμών γύρω από τη μέση τιμή λέγεται λεπτόκυρτη (leptokurtic), ενώ αν η μέγιστη συχνότητα της είναι σχετικά μικρή λέγεται

πλατύκυρτη (platykurtic). Κατανομές που προσεγγίζονται από την κανονική κατανομή ονομάζονται μεσόκυρτες (mesokurtic).



Σχήμα 3.4 Τα τρία είδη κυρτότητας

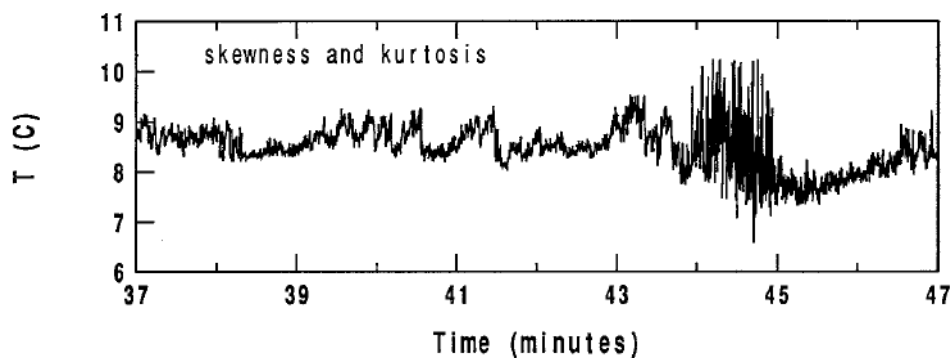
Ένα μέτρο που εκφράζει το βαθμό κυρτότητας μιας κατανομής είναι ο συντελεστής κυρτότητας του Pearson, ο οποίος ορίζεται ως το ηλίκο της κεντρικής ροπής 4ης τάξης προς τη τέταρτη δύναμη της τυπικής απόκλισης και δίνεται από τη σχέση:

$$\alpha = \frac{\mu_4}{\sigma^4} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4}{\left\{ \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \right\}^4} \quad (3.1.3)$$

Ασυνήθιστα μεγάλη ασυμμετρία υποδεικνύει συχνά ένα πρόβλημα στο όργανο, αν και πρέπει να αναλυθεί πιο προσεκτικά επειδή, για παράδειγμα, η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος κατά τη διάρκεια ισχυρής επιφανειακής θέρμανσης παρουσιάζει συνήθως μεγάλη θετική ασυμμετρία. Επίσης, σε πρόβλημα στο όργανο μπορεί να οφείλεται και η ασυνήθιστα μικρή ή μεγάλη κυρτότητα. Η μεγάλη κυρτότητα στο πεδίο της αληθούς θερμοκρασίας μερικές φορές οφείλεται σε spike το οποίο σχετίζεται με τη συλλογή νερού στους μεταδότες του ηχητικού ανεμόμετρου. (Lee et al., 2004)

Από τις σχέσεις (3.1.2) και (3.1.3) υπολογίστηκαν οι συντελεστές ασυμμετρίας και κυρτότητας για κάθε παράμετρο ανά δεκάλεπτο. Οι εγγραφές που παρουσίασαν συντελεστές ασυμμετρίας και κυρτότητας εκτός του εύρους τιμών (-2, 2) και (1, 8) αντίστοιχα, θεωρήθηκαν προβληματικές και αφαιρέθηκαν από τα δεδομένα (Vickers and Mahrt, 1997). Αυτές οι εγγραφές αντιστοιχούσαν σε δεκάλεπτα της αληθούς

θερμοκρασίας και της απόλυτης υγρασίας. Για πρακτικούς λόγους, ο έλεγχος ασυμμετρίας και κυρτότητας πραγματοποιήθηκε μετά την εφαρμογή του κριτηρίου στατικότητας το οποίο θα συζητηθεί στη παράγραφο 3.3. Ένα ποσοστό περίπου 1.5% των συνολικών στατικών δεδομένων βρέθηκε εκτός του προτεινόμενου εύρους.

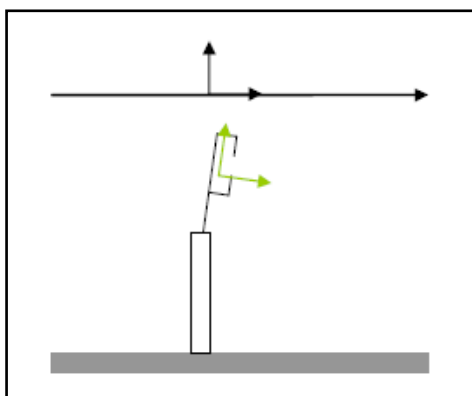


**Σχήμα 3.5** Χαρακτηριστικό παράδειγμα μεγάλης ασυμμετρίας και κυρτότητας σε ένα τμήμα χρονοσειράς της αληθούς θερμοκρασίας. (RASEX experiment, 1994)

### 3.2 Διόρθωση δεδομένων λόγω κλίσης του ανεμομέτρου

Χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες τιμές δεκαλέπτου των τριών συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου ( $u$ ,  $v$  και  $w$ ), όπως καταγράφηκαν στο σύστημα συντεταγμένων του ηχητικού ανεμομέτρου που χρησιμοποιήθηκε στα πλαίσια του πειράματος, προκειμένου να διορθωθούν τα δεδομένα της ταχύτητας του ανέμου.

Η διόρθωση πραγματοποιήθηκε με την εφαρμογή την τεχνικής Planar Fit με σκοπό να εξαλειφθεί η εξάρτηση της μέσης τιμής της κατακόρυφης συνιστώσας του ανέμου  $\bar{w}$  από τη μέση τιμή των δύο οριζόντιων συνιστωσών  $\bar{u}$  και  $\bar{v}$ , αφού μια τέτοιου είδους εξάρτηση αναμένεται να εμφανίζεται όταν το ανεμόμετρο παρουσιάζει κλίση σε σχέση με την πραγματική κατακόρυφο (Σχήμα 3.6). (Mahrt et al., 1996)



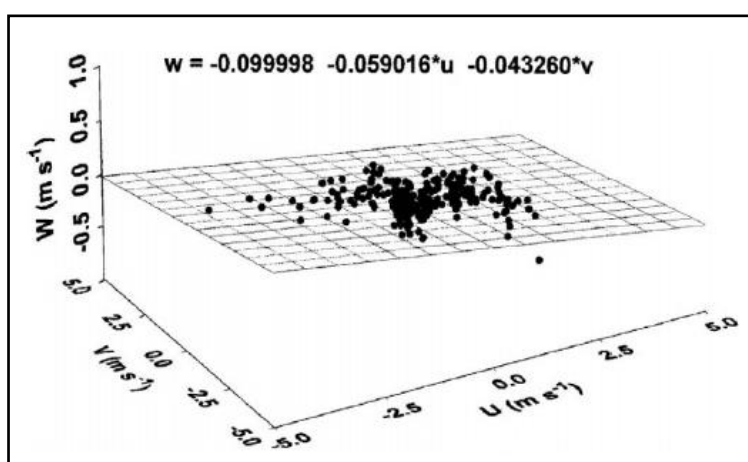
**Σχήμα 3.6** Κλίση του ηχητικού ανεμόμετρου σε σχέση με την πραγματική κατακόρυφο.



Στο σύστημα συντεταγμένων του ανεμόμετρου η εν λόγω εξάρτηση περιγράφεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\bar{w} = b_0 + b_1 \bar{u} + b_2 \bar{v} \quad (3.2.1)$$

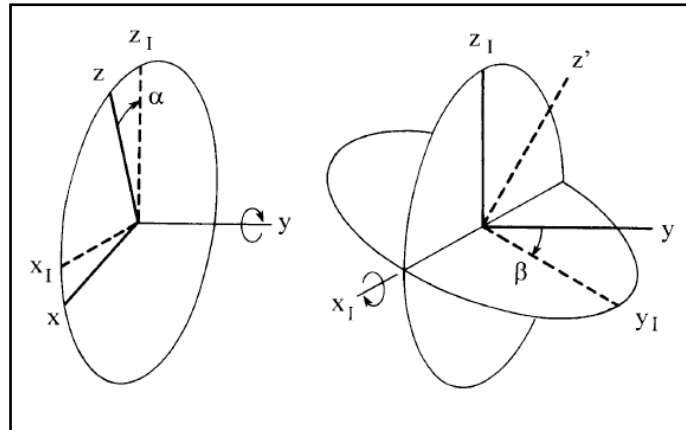
Η παραπάνω εξίσωση στην ουσία ορίζει ένα κεκλιμένο επίπεδο (Σχήμα 3.7). Για την εκτίμηση των άγνωστων συντελεστών  $b_0$ ,  $b_1$  και  $b_2$  εφαρμόζεται πολλαπλή παλινδρόμηση στην παραπάνω εξίσωση, με τη χρήση της μεθόδου ελαχίστων τετραγώνων. Ο συντελεστής παλινδρόμησης  $b_0$  είναι το μέσο σφάλμα (offset) στην μετρούμενη κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου λόγω σφάλματος του οργάνου.



Σχήμα 3.7 Παράδειγμα πολλαπλής παλινδρόμησης. (Paw U et. al, 2000)

Ο μηδενισμός της στατιστικής επιρροής του όρου  $b_1 \bar{u} + b_2 \bar{v}$  στην κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας, επιτυγχάνεται μέσω της στροφής του συστήματος συντεταγμένων του ανεμομέτρου. Συγκεκριμένα εφαρμόζονται δύο στροφές:

- μια στροφή γύρω από τον άξονα  $y$  (γωνία pitch  $\alpha$ ) με σκοπό να εξαλειφθεί η εξάρτηση της συνιστώσας  $\bar{w}$  από τη συνιστώσα  $\bar{u}$  και
- μια στροφή γύρω από τον άξονα  $x$  (γωνία roll  $\beta$ ) με σκοπό να εξαλειφθεί η εξάρτηση της συνιστώσας  $\bar{w}$  από τη συνιστώσα  $\bar{v}$ .



**Σχήμα 3.8** Ανάλυση των γωνιών  $\alpha$  και  $\beta$ . Οι αρχικοί άξονες είναι οι  $x, y, z$  και οι τελικοί άξονες είναι οι  $x_I, y_I, z_I$ . (Wilczak et al., 2001)

Οι παραπάνω στροφές μπορούν να περιγραφούν από τους ακόλουθους πίνακες στροφής:

$$A = \begin{bmatrix} \cos \alpha & 0 & \sin \alpha \\ 0 & 1 & 0 \\ -\sin \alpha & 0 & \cos \alpha \end{bmatrix} \quad (3.2.2)$$

$$B = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos \beta & -\sin \beta \\ 0 & \sin \beta & \cos \beta \end{bmatrix} \quad (3.2.3)$$

και ο μετασχηματισμός από τις αρχικές συντεταγμένες  $(u, v, w)$  στις νέες  $(u_I, v_I, w_I)$  πραγματοποιείται μέσω της ακόλουθης σχέσης:

$$\begin{bmatrix} u_I \\ v_I \\ w_I \end{bmatrix} = B^{-1} A^{-1} \begin{bmatrix} u \\ v \\ w \end{bmatrix} \quad (3.2.4)$$

Η απαίτηση  $b_1 = b_2 = 0$ , για τα δεδομένα που έχουν υποστεί τις δύο στροφές καθορίζει τις ακόλουθες σχέσεις για τις δύο γωνίες στροφής:

$$\tan \alpha = -b_1 \quad (3.2.5)$$

$$\tan \beta = b_2 \quad (3.2.6)$$

Με ήδη γνωστούς τους συντελεστές παλινδρόμησης, μπορούν να προσδιοριστούν οι γωνίες κλίσης.

Πρέπει να αναφέρουμε ότι η κλίση του ιστού άλλαξε μετά τις δύο πρώτες ημέρες της καταγραφής των μετρήσεων. Επομένως, υπολογίστηκαν οι γωνίες  $\alpha$  και  $\beta$  για δύο περιόδους κλίσης του ιστού. Την πρώτη περίοδο από 31/07 έως 01/08 (276 δεκάλεπτα τμήματα) η γωνία  $\alpha$  στο επίπεδο x-z ήταν  $-9.9629^\circ$  και η γωνία  $\beta$  στο επίπεδο y-z ήταν  $2.4291^\circ$ . Κατά τη δεύτερη περίοδο από 02/08 έως 09/08 (930 δεκάλεπτα τμήματα) βρέθηκε ότι  $\alpha=-6.3451^\circ$  και  $\beta=0.9325^\circ$ . Στη πραγματικότητα αυτές οι γωνίες δεν αντιπροσωπεύουν την απόκλιση του ιστού από την πραγματική κατακόρυφο αλλά συμπεριλαμβάνουν την κλίση του βραχίονα που φέρει τους αισθητήρες γρήγορης απόκρισης. Για γωνίες κλίσης περίπου  $10^\circ$ , μια αλλαγή στη τάξη διόρθωσης των  $\alpha$  και  $\beta$ , αναμένεται να επιφέρει μια αλλαγή στη διορθωμένη τάση, που να είναι τόσο μεγάλη όσο το 10% της πραγματικής τάσης (Wilczak et al., 2001).

Επιπρόσθετα, η διόρθωση των δεδομένων συνεχίζεται με την αφαίρεση του συντελεστή  $b_0$  και ο νέος μετασχηματισμός λαμβάνει τη μορφή:

$$\begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{bmatrix} = P \cdot \begin{bmatrix} u \\ v \\ w - b_0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \alpha & \sin \alpha \sin \beta & -\sin \alpha \sin \beta \\ 0 & \cos \beta & \sin \beta \\ \sin \alpha & -\cos \alpha \sin \beta & \cos \alpha \cos \beta \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u \\ v \\ w - b_0 \end{bmatrix} \quad (3.2.7)$$

όπου  $P=B^{-1}A^{-1}$  ο συνολικός πίνακας στροφής.

Δεδομένου ότι οι γωνίες κλίσης που βρέθηκαν θεωρούνται σχετικά μεγάλες, χρησιμοποιήθηκε η συνθήκη ορθογωνιότητας  $P_{31}^2 + P_{32}^2 + P_{33}^2 = 1$  και σε συνδυασμό με την εξίσωση (3.2.1) προσδιορίστηκαν τα στοιχεία του πίνακα P από τις ακόλουθες σχέσεις οι οποίες συνδέουν τις γωνίες κλίσης  $\alpha$  και  $\beta$  με τους συντελεστές παλινδρόμησης (Wilczak et al., 2001) :

$$\begin{aligned} \sin \alpha &= \frac{-b_1}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} & \sin \beta &= \frac{b_2}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \\ \cos \alpha &= \frac{\sqrt{b_2^2 + 1}}{\sqrt{b_1^2 + b_2^2 + 1}} & \cos \beta &= \frac{1}{\sqrt{b_2^2 + 1}} \end{aligned} \quad (3.2.8)$$

Τέλος, πραγματοποιήθηκε στροφή του νέου συστήματος συντεταγμένων γύρω από τον άξονα z, έτσι ώστε ο άξονας x να οριστεί κατά μήκος της διεύθυνσης του μέσου ανέμου με σκοπό τον μηδενισμό της κάθετης στη ροή συνιστώσας ( $\bar{v}=0$ ):

$$\begin{bmatrix} u_2 \\ v_2 \\ w_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \gamma & \sin \gamma & 0 \\ -\sin \gamma & \cos \gamma & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} u_1 \\ v_1 \\ w_1 \end{bmatrix} \quad (3.2.9)$$

όπου  $\gamma = \tan^{-1}(v_1 / u_1)$

Η διαδικασία διόρθωσης των δεδομένων που περιγράφηκε, εφαρμόστηκε στις στιγμιαίες τιμές των συνιστωσών της ταχύτητας του ανέμου.

### 3.3 Υπόθεση Στατικότητας

Μια κατάσταση θεωρείται στατική όταν οι στατιστικές της ιδιότητες δεν μεταβάλλονται στο χρόνο. Η έλλειψη στατικότητας είναι ένα σημαντικό πρόβλημα στις μετρήσεις τύρβης. Η στατικότητα μπορεί να διαταραχθεί από τις διακυμάνσεις των μετρούμενων μετεωρολογικών παραμέτρων, τις μεταβολές στις καιρικές συνθήκες, την παρουσία κινήσεων μέσης κλίμακας και τις αλλαγές του σημείου μέτρησης λόγω καταγραφής μικρομετεωρολογικών συμβάντων (αναστροφή, κύματα βαρύτητας, εσωτερικό οριακό στρώμα). (Foken and Wichura, 1995)

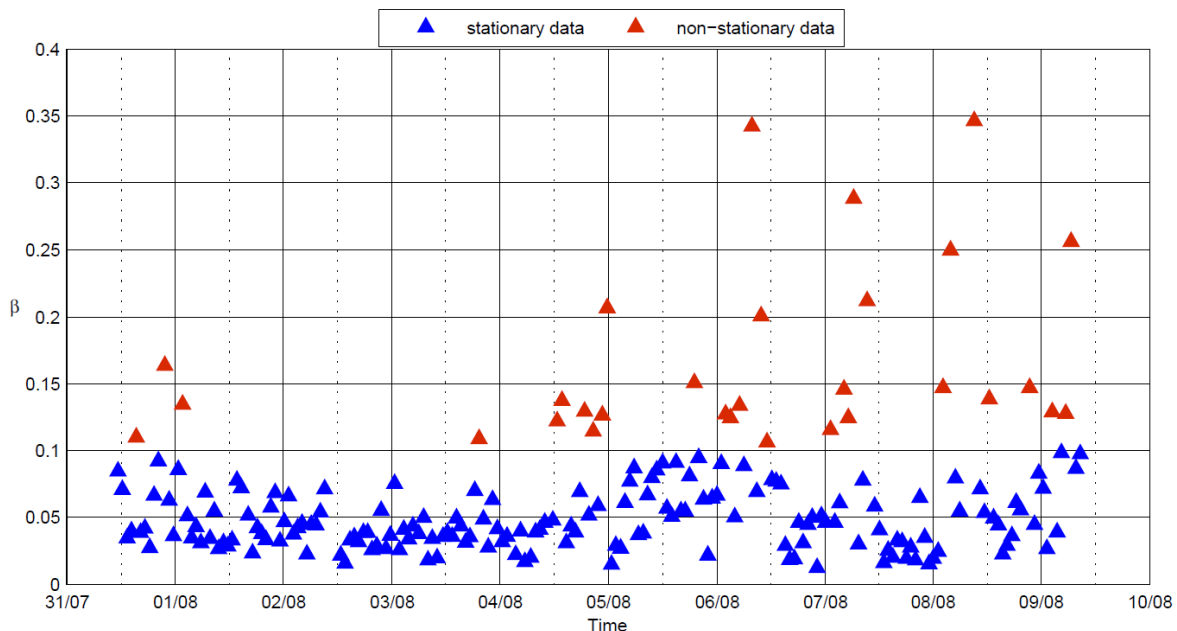
Ο χρόνος ολοκλήρωσης των δέκα λεπτών που επιλέχθηκε στην επεξεργασία των δεδομένων είναι αρκετά μεγάλος, ώστε η διαταραχή της ροής στο χρόνο αυτό να παρέχει την περισσότερη τύρβη για τη κατηγορία των στατικών καταστάσεων. Ωστόσο, ένας τέτοιος προσδιορισμός μπορεί να είναι ασαφής για τις μη στατικές καταστάσεις. Οι υπολογιζόμενες ροές είναι γενικά ασθενέστερες στην περίπτωση των μη στατικών δεδομένων, γεγονός που οφείλεται συχνά σε χαμηλής έντασης ανέμους. (Mahrt et al., 1996)

Σημειώνεται ότι με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία, η χρονική περίοδος των 5 λεπτών θεωρείται αρκετά περιορισμένη ώστε να συμπεριλάβει όλες τις χαρακτηριστικές τυρβώδεις δομές, ενώ η περίοδος των 20 λεπτών είναι αρκετά μεγάλη ώστε να χαρακτηρίζεται από στατικότητα.

Οι εγγραφές ταξινομήθηκαν ως στατικές ή μη στατικές σχετικά με τη τιμή του λόγου:

$$\beta = \frac{(\sigma_u^2 + \sigma_v^2)^{1/2}}{\langle V \rangle} \quad (3.3.1)$$

όπου  $\sigma_u$ ,  $\sigma_v$  είναι οι τυπικές αποκλίσεις των μέσων τιμών έξι δεκάλεπτων για τη περίοδο μίας ώρας και  $\langle V \rangle$  η ωριαία μέση τιμή της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου. Με τον τρόπο αυτό χαρακτηρίζονται συνολικά τα δεδομένα για κάθε μία ώρα. Το κριτήριο επιλογής των στάσιμων δεδομένων είναι ο συντελεστής  $\beta$ , να μην ξεπερνά την τιμή  $0,1$  (Mahrt et al., 1996). Από τα δεδομένα του πειράματος παρήχθησαν μέσες τιμές για το χρονικό διάστημα των 10 λεπτών. Υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές και οι διακυμάνσεις των παραπάνω τιμών για το διάστημα μίας ώρας καθώς και η τιμή του  $\beta$  για κάθε περίπτωση. Συγκεκριμένα, βρέθηκαν 30 μη στατικές ωριαίες καταστάσεις από τις 201 συνολικά, δηλ. ένα ποσοστό περίπου 15% των συνολικών δεδομένων. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.8. Οι μη στατικές καταστάσεις αφαιρέθηκαν ώστε το προκύπτον σφάλμα που εμπεριέχεται στους ποσοτικούς υπολογισμούς να είναι μικρό ή αμελητέο (Mahrt, 2007).



**Σχήμα 3.9** Οι τιμές του συντελεστή  $\beta$  για τα στατικά και τα μη στατικά δεδομένα.

### 3.4 Υπολογισμοί των ροών

Διαθέτοντας πλέον ένα σύνολο από αξιόπιστα δεδομένα ακολούθησε το τελικό στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων. Πριν την εφαρμογή της τεχνικής Eddy Correlation, προηγήθηκε η διόρθωση της θερμοκρασίας και κατόπιν ο υπολογισμός της ειδικής και της σχετικής υγρασίας προκειμένου να παραχθούν οι πλήρεις υπολογισμοί των χαρακτηριστικών της ροής του επιφανειακού θαλάσσιου ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος.

#### Διόρθωση Θερμοκρασίας

Αρχικά, πραγματοποιήθηκε η μετατροπή της αληθούς θερμοκρασίας  $T_v$  του ηχητικού ανεμόμετρου σε αισθητή θερμοκρασία  $T_s$ . Η αισθητή θερμοκρασία γράφεται σαν συνάρτηση της αληθούς θερμοκρασίας μέσω της σχέσης:

$$T_s = T_v \left[ 1 - \frac{e}{P} (1 - \varepsilon) \right] \quad (3.4.1)$$

όπου  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση στην επιφάνεια σε Pa ( $P=1005\text{hPa}$ ),  $e$  η τάση των υδρατμών και  $\varepsilon=0.622$  ο λόγος  $R_d/R_v$ . Η καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς θερμοκρασίας  $T_s$  γράφεται:

$$e = \rho_v R_v T_s \quad (3.4.2)$$

όπου  $e$  η τάση των υδρατμών,  $\rho_v$  η απόλυτη υγρασία και  $R_v=461.5 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$  η σταθερά αερίων για τον υγρό αέρα. Από τις σχέσεις (3.4.1) και (3.4.2) προκύπτει η ακόλουθη εξίσωση:

$$T_s = T_v \left[ 1 + T_v \frac{\rho_v R_v \cdot 10^{-3}}{P} (1 - \varepsilon) \right]^{-1} \quad (3.4.3)$$

Η διαφορά ανάμεσα στις δύο θερμοκρασίες βρέθηκε στους  $2\text{-}3^\circ\text{K}$  γεγονός που συμπίπτει σε ικανοποιητικό βαθμό με την βιβλιογραφία.

### Υπολογισμός Ειδικής Υγρασίας (Specific Humidity)

Η αναλογία μίγματος (mixing ratio) είναι αδιάστατη ποσότητα και δίνεται από τη σχέση:

$$r = \varepsilon \frac{e}{P} \quad (3.4.4)$$

και εκφράζεται συνήθως σε ποσοστό επί τοις εκατό (%). Με συνδυασμό της καταστατικής εξίσωσης (3.4.2) η παραπάνω σχέση λαμβάνει τη μορφή:

$$r = (T_s \rho_v R_v) \frac{e}{P} \quad (3.4.5)$$

Με γνωστή την αναλογία μίγματος, προσδιορίζεται η ειδική υγρασία (specific humidity) από το τύπο:

$$q = \frac{r}{1+r} \quad (3.4.6)$$

Η ειδική υγρασία εκφράζεται σε gr/gr ή gr/Kgr. Χωρίς μεγάλο σφάλμα ισχύει ότι  $r \approx q$ .

### Υπολογισμός Σχετικής Υγρασίας (Relative Humidity)

Η σχέση που συνδέει την απόλυτη υγρασία των υδρατμών και την τάση τους  $e$  είναι:

$$\rho_v (\text{gr} / \text{m}^3) \approx e (\text{mmHg}) \quad (3.4.7)$$

δηλ. η απόλυτη υγρασία και η τάση των υδρατμών εκφράζονται με τον ίδιο αριθμό, με την προϋπόθεση βέβαια ότι η μεν τάση έχει υπολογιστεί σε mmHg, η δε απόλυτη υγρασία σε gr/m<sup>3</sup>.

Η μέγιστη τάση των κορεσμένων υδρατμών  $e_s$  μπορεί να υπολογιστεί από τον εμπειρικό τύπο των Magnus-Tetens:

$$e_s(T) = e_{s0} \cdot 10^{\frac{\alpha T}{\beta + T}} \quad (3.4.8)$$

όπου  $e_{s0}=6.11\text{mb}$  η μέγιστη τάση των υδρατμών στους  $0^\circ\text{C}$  και  $T$  η θερμοκρασία του αέρα σε  $^\circ\text{C}$ . Οι συντελεστές  $\alpha$ ,  $\beta$  λαμβάνουν τις τιμές  $7.5^\circ\text{C}$  και  $237.3^\circ\text{C}$  αντίστοιχα πάνω από το νερό. Στην σχέση (3.4.8) χρησιμοποιήθηκε οι αισθητή θερμοκρασία  $T_s$ . Η σχέση (3.4.7) απαιτεί η μέγιστη τάση των υδρατμών  $e_s$  να εκφράζεται σε μονάδες mmHg ( $1\text{mb}=0.75\text{mmHg}$ ). Η σχετική υγρασία RH (%) συνδέεται με την τάση των υδρατμών μέσω της ακόλουθης σχέσης:

$$\text{RH} = \frac{e}{e_s} \quad (3.4.9)$$

### **Τεχνική Eddy Correlation**

Η τεχνική Eddy Correlation είναι μια μέθοδος υπολογισμού των κατακόρυφων ροών ορμής, θερμότητας, υγρασίας ή αερίων. Η εκάστοτε ροή υπολογίζεται ως η συνδιακύμανση (covariance) των στιγμιαίων τιμών των διαταραχών της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου και των στιγμιαίων τιμών των διαταραχών της παραμέτρου ενδιαφέροντος.

Αρχικά, διαχωρίζονται όλες οι μεταβλητές σε ένα μέσο μέρος και ένα μέρος διαταραχών (Reynolds decomposition) όπως παρουσιάστηκε στη παράγραφο 1.1.2 του 1<sup>ου</sup> Κεφαλαίου. Το επόμενο βήμα είναι να προσδιοριστούν οι τιμές διαταραχής των δεδομένων. Για παράδειγμα, στις χρονοσειρές των μετρήσεων της αληθούς θερμοκρασίας, αφαιρείται η μέση αληθής θερμοκρασία από κάθε μέτρηση, ώστε να προκύψουν ο χρονοσειρές των διαταραχών  $[T_v'(t), T_v'(t + \Delta t), T_v'(t + 2\Delta t), \dots]$ . Ομοια, προκύπτουν οι χρονοσειρές των διαταραχών της κατακόρυφης ταχύτητας  $[w'(t), w'(t + \Delta t), w'(t + 2\Delta t), \dots]$ . Πολλαπλασιάζοντας αυτές τις τιμές μεταξύ τους υπολογίζονται οι χρονοσειρές του όρου  $w'T_v'$   $[w'T_v'(t), w'T_v'(t + \Delta t), w'T_v'(t + 2\Delta t), \dots]$ . Ο μέσος όρος  $\overline{w'T_v'}$  είναι η ανάλυση της τυρβώδους ροής αληθούς θερμότητας στην



κατακόρυφη διεύθυνση. Επομένως, από τις χρονοσειρές των  $T_v'$ ,  $q'$ ,  $u'$ ,  $v'$  και  $w'$  μπορούν να εκτιμηθούν μέσω πράξεων απλού πολλαπλασιασμού και υπολογισμού μέσων τιμών, ποσότητες όπως ροές ( $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{w'q'}$ ,  $\overline{w'T_v'}$ ), διακυμάνσεις ( $\overline{w'^2}$ ,  $\overline{q'^2}$ ,  $\overline{u'^2}$ ,  $\overline{T_v'^2}$ ), τυρβώδης κινητική ενέργεια [ $TKE = 0.5 \cdot (\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$ ], ροές διακυμάνσεων ( $\overline{w'q'^2}$ ,  $\overline{w'T_v'^2}$ ,  $\overline{u'^2 w'}$ ,  $\overline{w'^3}$ ), ροές των τυρβώδων ροών [ $\overline{w'^2 T_v'}$ ,  $\overline{w'^2 q'}$ ,  $\overline{u'w'^2}$ ] και ροές ενέργειας [ $\overline{w'e} = 0.5 \cdot \overline{w'(u'^2 + v'^2 + w'^2)}$ ]. (Stull, 1988)

Η μέθοδος είναι άμεση και απλή, και οι ροές μπορούν να υπολογιστούν σε οποιοδήποτε ύψος ή τοποθεσία χωρίς περιοριστικές υποθέσεις σχετικά με τη φύση της επιφάνειας (όπως ομοιόμορφη, επίπεδη και ομογενής) ή την ατμόσφαιρα (Arya, 1988). Ένα μειονέκτημα είναι ότι οι αισθητήρες γρήγορης απόκρισης που απαιτούνται για την εφαρμογή της μεθόδου έχουν υψηλό κόστος. Αν είχαν αντικατασταθεί όμως με αισθητήρες αργής απόκρισης, οι τιμές των διαταραχών θα φιλτράρονταν σε μικρότερα μεγέθη, με αποτέλεσμα να έχουμε ανακριβείς ροές (Stull, 1998). Επίσης, οι απαιτήσεις για ακριβείς μετρήσεις είναι υψηλές και αφορούν την τοποθέτηση, τον προσανατολισμό, τη βαθμονόμηση καθώς και τη συντήρηση του οργάνων. Εν τούτοις, είναι η μόνη μέθοδος που παρέχει μετρήσεις των τυρβώδων ροών μέσα σε βλάστηση ή σε περιοχές που γειτνιάζουν με λόφους και κτήρια. (Arya, 1988)

Με την εφαρμογή της τεχνικής Eddy Correlation, πραγματοποιήθηκαν οι υπολογισμοί των τυρβώδων ροών με χρόνο ολοκλήρωσης τα δέκα λεπτά (δεκάλεπτες μέσες τιμές). Οι ροές ορμής, αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας όπως αναφέρθηκαν στη παράγραφο 1.3.2 του 1<sup>ου</sup> κεφαλαίου υπολογίζονται από τους τύπους:

$$\tau = -\rho \overline{w'u'} \quad (3.4.10)$$

$$H_s = \rho C_p \overline{w'T_s'} \quad (3.4.11)$$

$$H_L = L_c \rho \overline{w'q'} \quad (3.4.12)$$

όπου  $\rho=1.1839 \text{ Kg/m}^3$  η πυκνότητα του αέρα,  $C_p =1005 \text{ J/Kg}\cdot\text{K}$  η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση,  $L_c=2260 \text{ kJ/Kg}$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης,  $u'$ ,  $w'$ ,  $T_s'$  και  $q'$  οι διακυμάνσεις της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου, της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου, της αισθητής θερμοκρασίας και της ειδικής υγρασίας αντίστοιχα.

Η τάση του ανέμου (ολική ροή ορμής) ορίζεται ως:

$$\tau = \left[ (-\rho \overline{u'w'})^2 + (-\rho \overline{v'w'})^2 \right]^{1/2} \quad (3.4.13)$$

Η ταχύτητα τριβής (friction velocity) δίνεται από τη σχέση:

$$u_* = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \quad (3.4.14)$$

και μέσω της (3.4.13) γράφεται:

$$u_* = ((\overline{u'w'})^2 + (\overline{v'w'})^2)^{1/4} \quad (3.4.15)$$

Ο συντελεστής αντίστασης  $C_D$  (drag coefficient), συνδέεται με τη ροή ορμής σύμφωνα με τη παρακάτω σχέση:

$$\tau = \rho C_D V^2 \quad (3.4.16)$$

και μέσω της (3.4.14) γράφεται:

$$C_D = \frac{u_*^2}{V^2} \quad (3.4.17)$$

όπου  $\overline{V}$  η μέση ταχύτητα του ανέμου (ανά δεκάλεπτο) στα 14.5m ύψος πάνω το έδαφος.

Η ατμοσφαιρική ευστάθεια εκτιμάται με την παράμετρο  $z/L$ , όπου  $z$  είναι το ύψος μέτρησης των αισθητήρων υψηλής απόκρισης (14.5m) και  $L$  το μήκος Monin-Obukhov που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$L = -\frac{u_*^3 \overline{T_s}}{kg w' T_s'} \quad (3.4.18)$$

όπου  $T_s$  η αισθητή θερμοκρασία,  $k=0.41$  η σταθερά von Karman και  $g$  η επιτάχυνση λόγω της βαρύτητας ( $g=9.81\text{m/sec}$ ).

## Κεφάλαιο 4

### Αξιολόγηση Αποτελεσμάτων

#### 4.1 Συνοπτικές Συνθήκες Πειράματος

Η καταγραφή των μετρήσεων από τους αισθητήρες γρήγορης και αργής απόκρισης διήρκεσε από τις 30 Ιουλίου μέχρι τις 9 Αυγούστου 2012 κάτω από την επίδραση ετησίων ανέμων. Οι ετησίες άνεμοι (etesian winds) είναι εποχικοί άνεμοι που εκδηλώνονται στις ελληνικές θάλασσες και κυρίως στο Αιγαίο. Δημιουργούνται λόγω συνδυασμού του θερμικού χαμηλού των Ινδιών που επεκτείνεται μέχρι την μέση Ανατολή και την Κύπρο, με τον αντικυκλώνα των Αζόρων όταν επεκτείνεται μέχρι τα Βαλκάνια ή με τους αντικυκλώνες της Ευρώπης. Το χαμηλό σύστημα πίεσεων οφείλεται κυρίως στα μεγάλα θερμικά ανοδικά ρεύματα πάνω από την Ινδία όπου καθιστούν ένα μεγάλο θερμικό ελάχιστο πίεσης που εκτείνεται στο μέσον του καλοκαιριού μέχρι και την ανατολική Μεσόγειο. Αυτή η μεγάλη διαφορά πιέσεων, προκαλεί τους πολύ ισχυρούς ανέμους στο Αιγαίο.



**Εικόνα 4.1** Χάρτης στον οποίο φαίνεται πως δημιουργούνται οι ετήσιοι άνεμοι από το υψηλό βαρομετρικό (H) των Βαλκανίων και το χαμηλό (L) της Μικράς Ασίας.

Οι ετησίες άνεμοι εμφανίζονται από τις αρχές περίπου του Μαρτίου με μικρή όμως συχνότητα εμφάνισης και ένταση. Από τα μέσα Ιουλίου μέχρι και τα μέσα

Σεπτεμβρίου αποκτούν τη μεγαλύτερη συχνότητα τους και τη μεγαλύτερη έντασή τους. Η διεύθυνση των ετησίων στο βόρειο Αιγαίο είναι από ΒΔ διευθύνσεις, στο κεντρικό από βόρειες και ΒΑ, στο νότιο Αιγαίο και Κρητικό πέλαγος από ΒΔ, φθάνοντας μέχρι δυτικές διευθύνσεις κυρίως στη Ρόδο. Στο Ιόνιο και την Αδριατική είναι μικρότερης έντασης και πνέουν κυρίως από ΒΔ διευθύνσεις. Οι ετησίες πνέουν από βόρεια κατεύθυνση ως ψυχρή μάζα με συνέπεια να μειώνουν σημαντικά τη θερμοκρασία το καλοκαίρι.

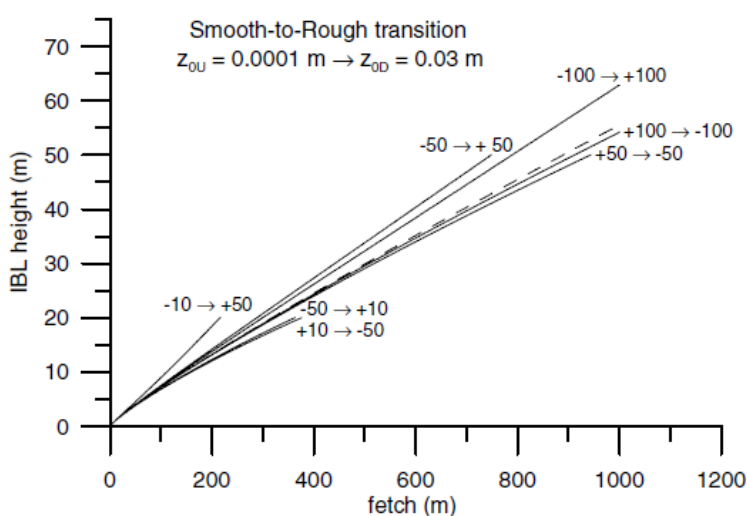
Η ισχυρή τους ένταση την ημέρα και η εξασθένησή τους τη νύχτα πιθανόν οφείλεται σε θερμικά αίτια. Τη νύχτα δημιουργείται αναστροφή της θερμοκρασίας στην κατώτερη ατμόσφαιρα που γίνεται έντονη πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές της Ελλάδας και της Τουρκίας με αποτέλεσμα να εμποδίζεται η μεταφορά ορμής από τα ανώτερα στρώματα προς την επιφάνεια, ενώ την ημέρα που συνήθως δεν υπάρχει αναστροφή της θερμοκρασίας, η ελεύθερη μεταφορά της ορμής ενισχύει τους ανέμους. Υπάρχει βέβαια και η επιρροή της θαλάσσιας αύρας η οποία την ημέρα τοπικά αυξάνει την ένταση. Γενικά, οι καιρικές συνθήκες που συνοδεύουν τους ετησίες είναι ο αίθριος ουρανός και η κυματώδης θάλασσα.

## **4.2 Το βάθος του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος**

Όπως αναφέρθηκε στο παράγραφο 2.1 του 2<sup>ου</sup> κεφαλαίου, η θέση του ιστού καθώς και το ύψος τοποθέτησης των αισθητήρων γρήγορης ανταπόκρισης επιλέχθηκαν με προσοχή, έτσι ώστε οι μετρήσεις να μην επηρεάζονται από το αναπτυσσόμενο Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (IBL) πάνω από την ξηρά. Η επιλογή της τοποθέτησης του ιστού βασίστηκε στο γεγονός ότι το αναπτυσσόμενο Εσωτερικό Οριακό Στρώμα (ΕΟΣ), σε απόσταση 30 m από την ακτογραμμή χαρακτηρίζεται από ύψη μικρότερα από το ύψος μέτρησης των ροών. Σύμφωνα με κάποιες αντιπροσωπευτικές εμπειρικές μεθόδους, το ύψος του αναπτυσσόμενου ΕΟΣ σε απόσταση 30 m από την ακτογραμμή προβλέπεται να είναι μικρότερο από το ύψος των 5 m πάνω από το έδαφος κάτω από σχεδόν ουδέτερες και μη αδιαβατικές συνθήκες (Σχήμα 4.2), λόγω των αλλαγών στην επιφανειακή τραχύτητα και την αισθητή ροή θερμότητας (Savel'yev and Taylor, 2004).

Παραδείγματα του ύψους του ΕΟΣ σε συνθήκες αλλαγής της παραμέτρου ευστάθειας απεικονίζονται στο Σχήμα 4.2. Στη περίπτωση της ασταθούς θερμικής στρωμάτωσης προσήνεμα του ορίου αλλαγής τραχύτητας, η διεπιφάνεια είναι γενικά υψηλότερη

από ότι στην περίπτωση της μετάβασης από ουδέτερες σε ουδέτερες συνθήκες, ενώ το αντίθετο ισχύει για την εισερχόμενη ροή ευσταθούς στρωμάτωσης. Η γραμμή που αντιπροσωπεύει την μετάβαση από ουδέτερες σε ουδέτερες συνθήκες (εμφανίζεται ως διακεκομμένη) δεν είναι γραμμή συμμετρίας με την έννοια ότι η ανάπτυξη του ΕΟΣ ενισχύεται περισσότερο όταν η ευστάθεια αλλάζει από ασταθή σε ευσταθή σε σχέση με την αντίθετη κατάσταση. Αρκετά ευσταθείς συνθήκες ( $L \leq 10m$ ) οδηγούν σε μικρά ύψη του ΕΟΣ ακόμα κι όταν η στρωμάτωση στα προσήνεμα του ορίου είναι ασταθής. (Savel'yev and Taylor, 2004)



**Σχήμα 4.2** Ύψος του ΕΟΣ σε περιπτώσεις αντίθετων παραμέτρων ευστάθειας ανάντη και κατάντη του σημείου αλλαγής τραχύτητας κατά τη μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια κάτω από μη αδιαβατικές συνθήκες. Οι αριθμοί κοντά στις καμπύλες υποδεικνύουν την αλλαγή της τιμής του μήκους Obukhov ( $L$ ). Η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει ουδέτερες συνθήκες. (Savel'yev and Taylor, 2004)

Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται διάφορα αποτελέσματα για το ύψος του ΕΟΣ σε απόσταση 90 m από την ακτογραμμή κάτω από ουδέτερες συνθήκες κατά τη μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια. Αξίζει να σημειωθεί ότι το ύψος ανάπτυξης του ΕΟΣ δεν ξεπερνά τα 13 m σε καμία περίπτωση. Σύμφωνα με τη παραπάνω εκτίμηση, τα δεδομένα που παρήχθησαν από τους αισθητήρες γρήγορης απόκρισης στα 14.5 m δεν προβλέπεται να διαταράσσονται από το αναπτυσσόμενο ΕΟΣ πάνω από τη ξηρά, αφού η απόσταση του ιστού από την ακτογραμμή ήταν 3 φορές μικρότερη στο πείραμά μας και έτσι το ΕΟΣ αναμένεται να αναπτυχθεί σε πολύ μικρότερο βάθος. Η ατμοσφαιρική ευστάθεια κατά τη διάρκεια του πειράματος

βρέθηκε στην πλειοψηφία της να είναι σχεδόν ουδέτερη, επομένως χωρίς μεγάλο σφάλμα μπορεί να εκτιμηθεί το ύψος του ΕΟΣ, λαμβάνοντας υπόψη τα αποτελέσματα που παρατίθενται στο πίνακα 4.1.

Author(s)	$\delta$ (m)	$\delta - \delta_m$ (m)	$\frac{ \delta - \delta_m }{\delta_m}$ (%)
Jegade and Foken (1999)	3.3	-3.9	54
Townsend (1966)	4.0	-3.2	44
Wood (1982)	5.1	-2.1	29
Equation (26)	5.1	-2.1	29
Townsend (1965)	5.5	-1.7	24
Pendergrass and Aria (1984)	5.8	-1.4	19
Jackson (1976)	5.8	-1.4	19
Equation (23)	5.9	-1.3	18
Saveljev and Taylor (2001)	6.4	-0.8	11
Raabe (1983)	7.9	0.7	10
Radkevitch (1971)	8.0	0.8	11
Elliott (1958)	8.6	1.4	19
Panofsky and Dutton (1984)	9.5	2.3	32
Panofsky (1973)	11.0	3.8	53
Miyake (1965)	12.4	5.2	72

**Πίνακας 4.1** Το ύψος  $\delta$  του ΕΟΣ σε απόσταση 90m από την ακτογραμμή κάτω από ουδέτερες συνθήκες κατά τη μετάβαση από λεία σε τραχεία επιφάνεια. Το μετρούμενο ύψος  $\delta_m$  ήταν 7.2m κατά τη διάρκεια της ημέρας (Echols and Wagner, 1972). (Saveljev and Taylor, 2004)

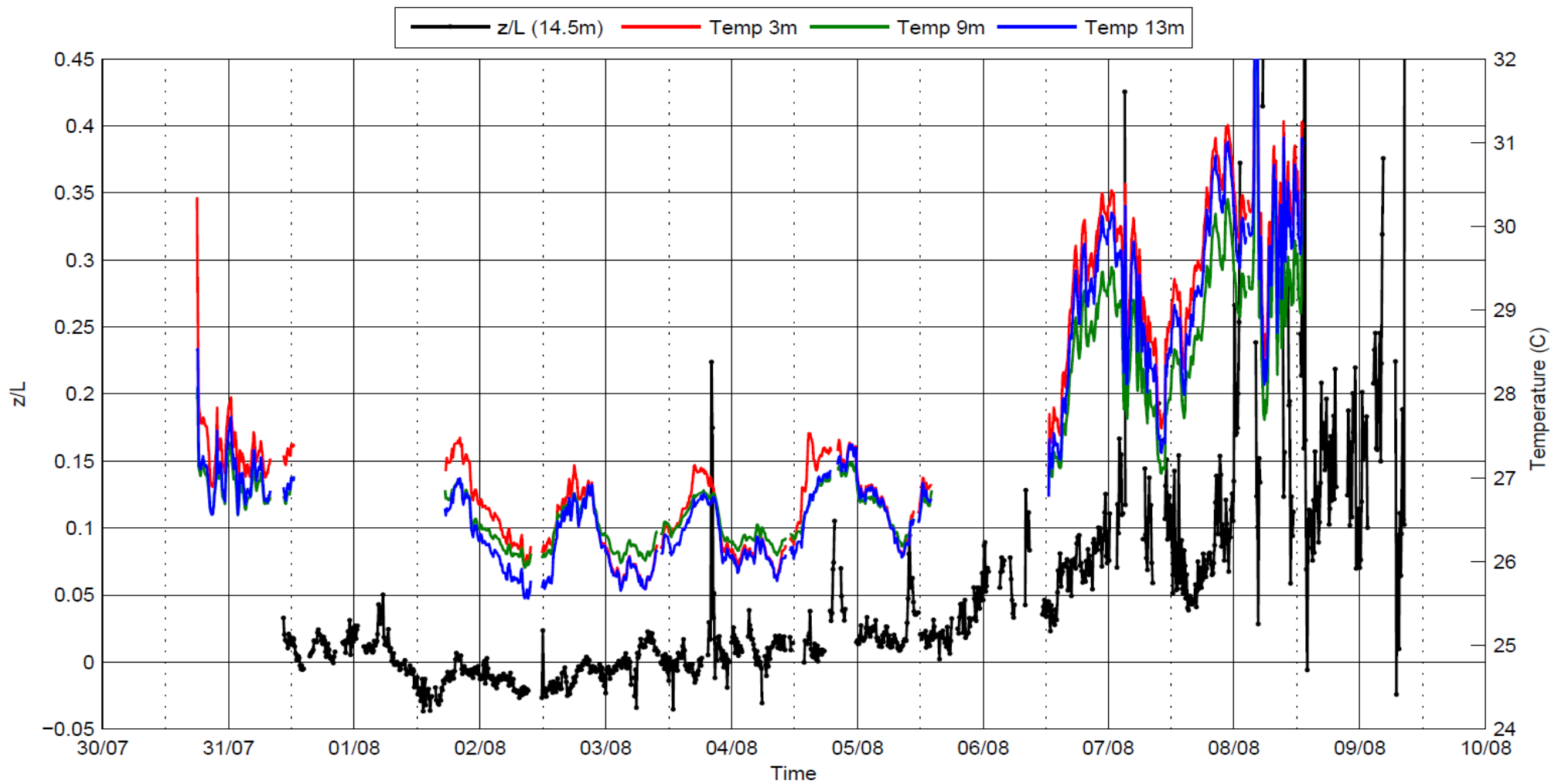
Πέρα από την έρευνα των Saveljev και Taylor, πραγματοποιήθηκε μια εμπειριστατωμένη μελέτη για την ανάπτυξη του ΕΟΣ με τα δεδομένα που παρήχθησαν από τους αισθητήρες αργής απόκρισης. Συγκεκριμένα, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και της σχετικής υγρασίας στα επίπεδα των 3, 9 και 13 m με στόχο να εξαχθούν οι αντίστοιχες κατατομές. Οι παράμετροι που παρέχουν τη δυνατότητα προσδιορισμού του ύψους του ΕΟΣ είναι η θερμοκρασία και η ταχύτητα. Επειδή δεν υπάρχουν αρκετές μετρήσεις (σε περισσότερα ύψη), μια πρακτική μέθοδος προσδιορισμού του βάθους του ΕΟΣ είναι η μελέτη της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας, από την οποία μπορεί να εκτιμηθεί η στατική ευστάθεια του ατμοσφαιρικού αέρα. Οι αλλαγές από αστάθεια (αρνητική θερμοβαθμίδα) σε ευστάθεια (θετική θερμοβαθμίδα) και αντίστροφα μπορούν να αποκαλύψουν σε μεγάλο βαθμό το ύψος του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος. Με άλλα λόγια, στη ζώνη μετάβασης από τη μία κατάσταση στην άλλη μπορεί να οριστεί το βάθος του ΕΟΣ. Από τις χρονοσειρές των θερμοκρασιών στα 3 επίπεδα σε συνάρτηση με την παράμετρο ευστάθειας  $z/L$  (Σχήμα 4.3), μπορούν να φανούν κάποιες χαρακτηριστικές περιπτώσεις αλλαγής της στατικής ευστάθειας. Για λόγους

καλύτερης ευκρίνειας των διακυμάνσεων της παραμέτρου  $z/L$ , παραλήφθηκαν από το γράφημα τέσσερις σχετικά υψηλές τιμές της (1.42, 1.15, 0.93, 0.69).

Το ξημέρωμα στις 03/08 παρατηρείται ότι η θερμοκρασία στα 9 m είναι μεγαλύτερη από τις υπόλοιπες. Αυτό δείχνει ότι επικρατεί ευσταθής στρωμάτωση κοντά στο έδαφος περίπου μέχρι τα 9 m και αμέσως μετά η στρωμάτωση του ατμοσφαιρικού αέρα γίνεται ασταθής. Το ίδιο συμβαίνει και κατά το ξημέρωμα στις 04/08. Το μεσημέρι στις 06/08 συμβαίνει η αντίθετη περίπτωση. Συγκεκριμένα, στα κατώτερα στρώματα επικρατεί αστάθεια μέχρι το ύψος των 9 m και αμέσως μετά η στρωμάτωση γίνεται ευσταθής. Η κατάσταση αυτή παρατηρείται διαρκώς μέχρι και το μεσημέρι της 08/08 όπου οι αισθητήρες χαμηλής απόκρισης σταμάτησαν να καταγράφουν. Αξίζει να σημειωθεί ότι η στρωμάτωση του ατμοσφαιρικού αέρα στα 13 m συμφωνεί χωρίς μεγάλο σφάλμα με την παράμετρο ευστάθειας  $z/L$  στα 14.5 m, η οποία υπολογίστηκε κατά το στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων. Συνεπώς, μπορεί να επιβεβαιωθεί ότι παρόμοιες συνθήκες στατικής ευστάθειας επικρατούν από τα 13 m μέχρι τα 14.5 m ύψος. Επιπλέον, η θερμοκρασία δεν ακολουθεί τον ημερήσιο κύκλο καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος, αλλά ανά περιόδους. Για παράδειγμα, από τις 01/08 έως στις 04/08 παρουσιάζει μέγιστες τιμές αργά το απόγευμα και ελάχιστες τη νύχτα, ενώ στις 07/07 και 08/08 εμφανίζει μέγιστες τιμές τη νύχτα και ελάχιστες περίπου το πρωί. Από την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, παρατηρείται ότι και η στατική ευστάθεια δεν παρουσιάζει κάποια συστηματική συμπεριφορά ούτε τη μέρα ούτε τη νύχτα, ενώ παρατηρούνται αρκετές περιπτώσεις με ευσταθείς συνθήκες κοντά στο έδαφος το μεσημέρι και ασταθείς τη νύχτα. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι η βαθμονόμηση του αισθητήρα MP101A έγινε σε ικανοποιητικό βαθμό μέχρι τους 28-29°C.

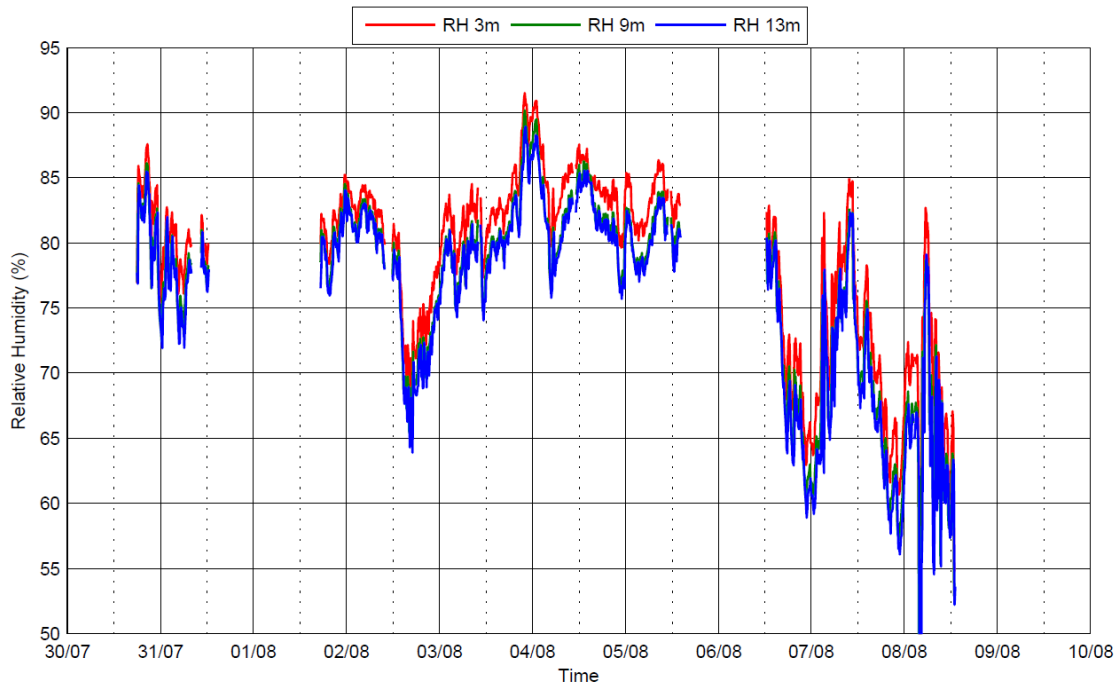
Σύμφωνα με τις παραπάνω παρατηρήσεις του προφίλ της θερμοκρασίας, το ύψος του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος δεν προβλέπεται να ξεπερνάει τα 9 m. Σε συνάρτηση και με την εμπειρική μελέτη των Savelyev και Taylor που αναφέρθηκε, είμαστε βέβαιοι ότι τα δεδομένα που παρήχθησαν από το ηχητικό ανεμόμετρο και το υγρόμετρο, δεν διαταράσσονται από την ανάπτυξη του ΕΟΣ. Επομένως, η ροή του Θαλάσσιου Επιφανειακού Ατμοσφαιρικού Οριακού στρώματος που μελετάται στο επίπεδο των 14.5 m είναι ανεπηρέαστη από την επίδραση των αλλαγών στην επιφανειακή τραχύτητα και την αισθητή ροή θερμότητας.



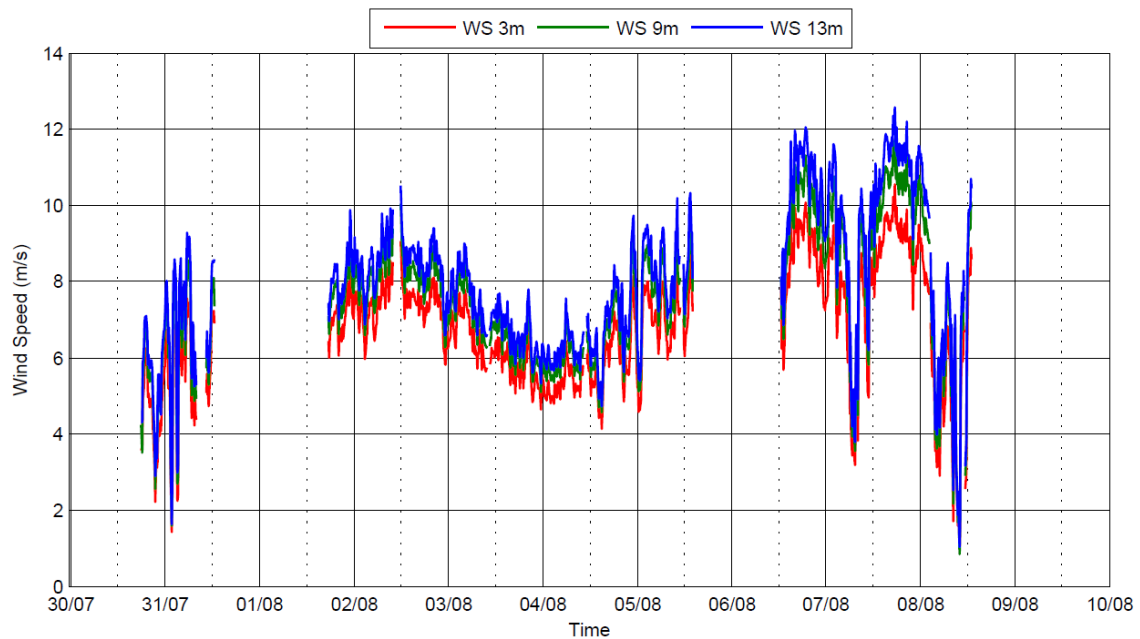


Σχήμα 4.3 Οι Χρονοσειρές της θερμοκρασίας στα τρία επίπεδα μέτρησης και της παραμέτρου ευστάθειας z/L για όλη τη περίοδο

Αξίζει να σημειωθεί ότι η σχετική υγρασία παρουσίασε αρνητική βαθμίδα (ελάττωση καθ' ύψος), ενώ η ταχύτητα του ανέμου αυξάνει καθ' ύψος όπως και αναμένεται (Σχήματα 4.4 και 4.5).



Σχήμα 4.4 Η Χρονοσειρά της σχετικής υγρασίας στα τρία επίπεδα μέτρησης για όλη τη περίοδο

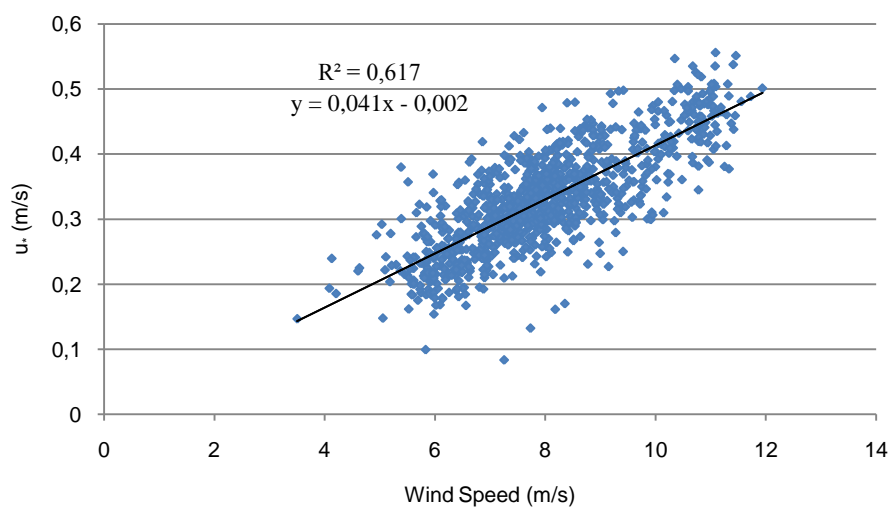


Σχήμα 4.5 Η Χρονοσειρά της ταχύτητας του ανέμου στα τρία επίπεδα μέτρησης για όλη τη περίοδο

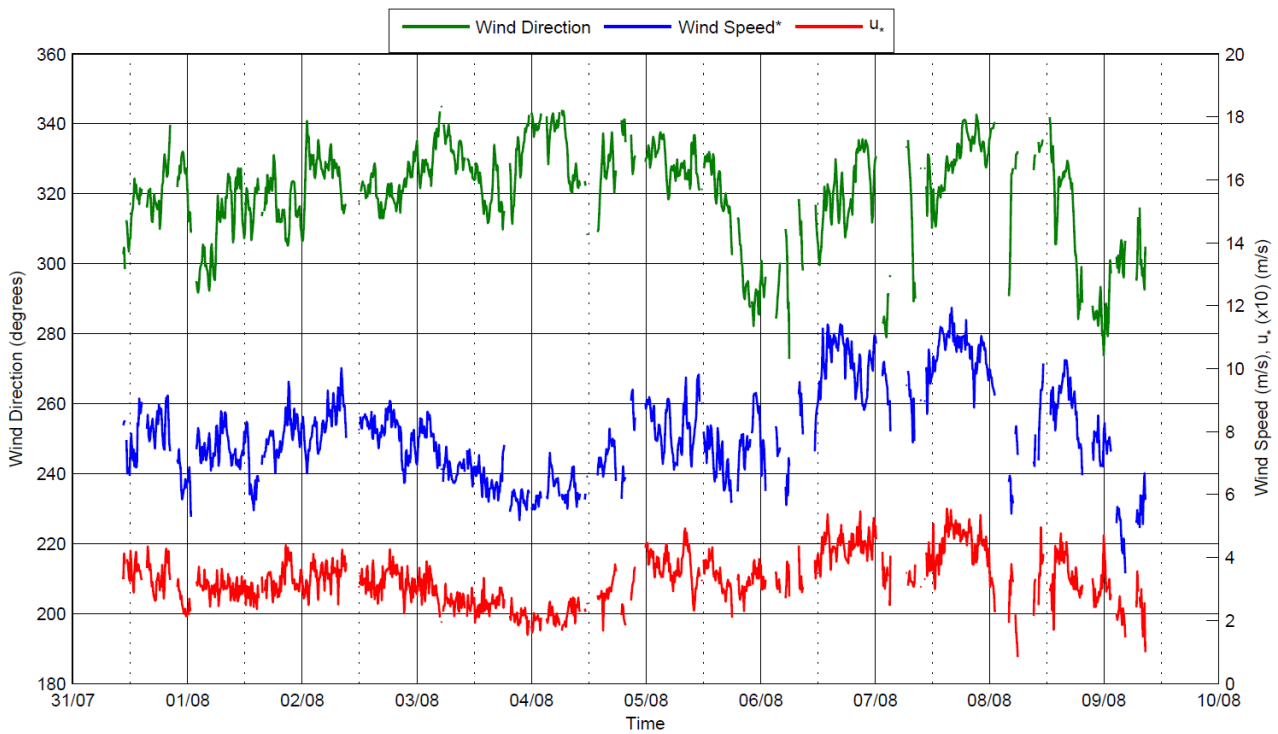
### 4.3 Χαρακτηριστικά του Επιφανειακού Θαλάσσιου ΑΟΣ

Κατά τη διάρκεια του πειράματος, ο ουρανός ήταν ανέφελος στη περιοχή μελέτης, ενώ μέτριας έως ισχυρής έντασης άνεμοι καταγράφηκαν με διακύμανση έως 12m/s. Οι διευθύνσεις του ανέμου μεταβλήθηκαν από βόρειες (N) σε βορειοδυτικές (NW) στα νότια του νησιού. Η θερμοκρασία του αέρα κυμάνθηκε από 24°C έως 30°C, η σχετική υγρασία από 55% μέχρι 85% και η απόλυτη υγρασία από 15 έως 20gr/m<sup>3</sup>.

Η εξάρτηση της ταχύτητας τριβής από την ένταση του μέσου ανέμου αποκαλύπτεται από την κατανομή των στατικών τιμών στις διάφορες ταχύτητες (σχήμα 4.6) αλλά και απλά παρατηρώντας την πλήρη χρονοσειρά του σχήματος 4.7. Οι μέγιστες τιμές της ταχύτητας τριβής πλησιάζουν τα 0.6 m/s για ταχύτητες μεγαλύτερες από 10 m/s, σε σχεδόν ουδέτερες συνθήκες και ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες, ενώ προσεγγίζουν τιμές στη περιοχή 0.1-0.2 σε μικρότερες εντάσεις της ταχύτητας του ανέμου. Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, η κατηγοριοποίηση των καταστάσεων ευστάθειας γίνεται με την χρήση του ορίου  $|z/L| \leq 0.02$  να θεωρούνται ουδέτερες συνθήκες.



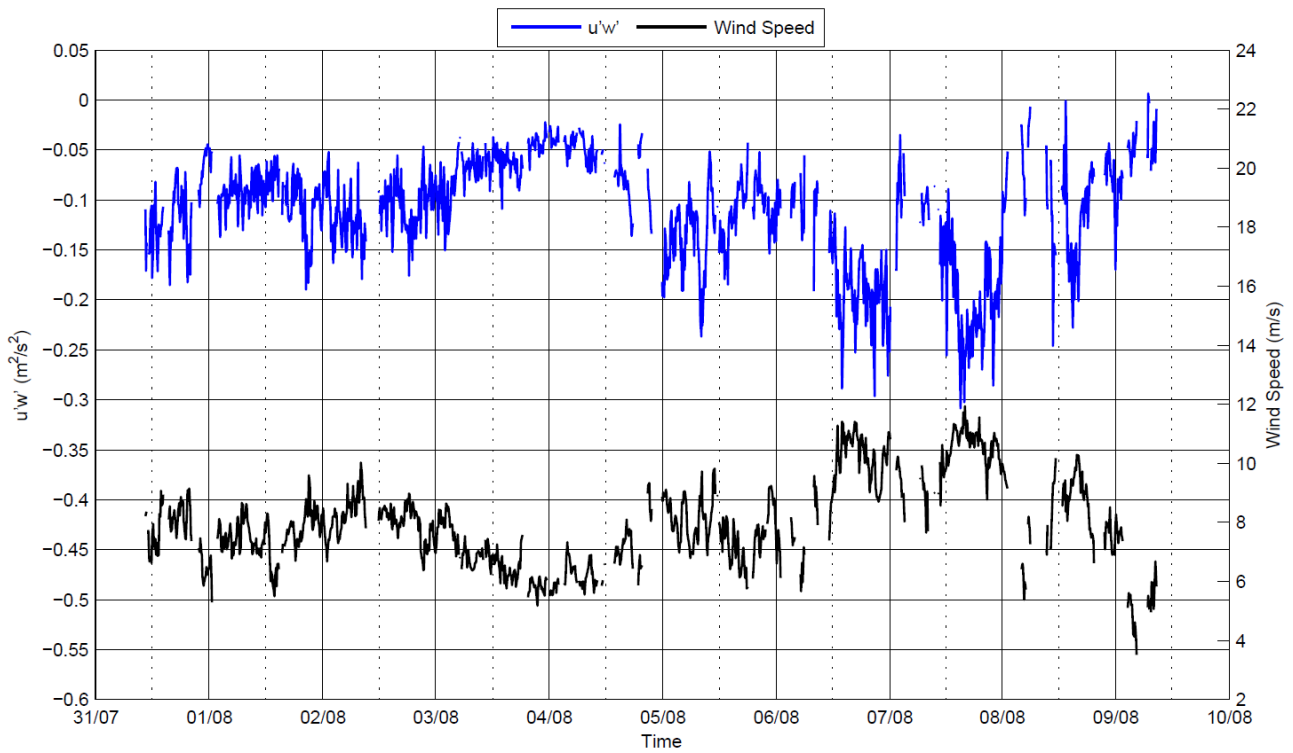
**Σχήμα 4.6** Διάγραμμα διασκόρπισης ταχύτητας τριβής ( $u_*$ ) - ταχύτητας του ανέμου.



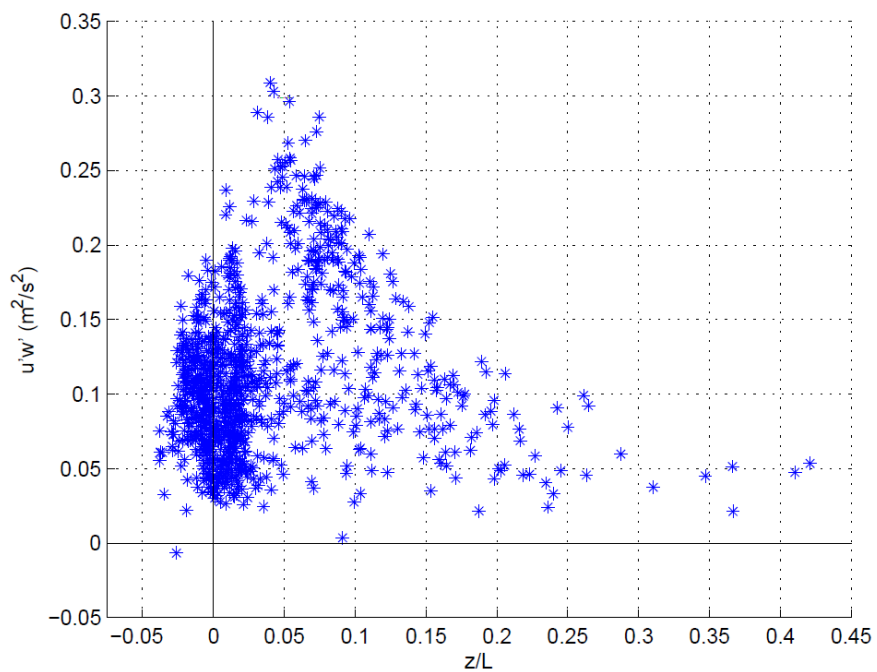
**Σχήμα 4.7** Οι πλήρεις χρονοσειρές διεύθυνσης και ταχύτητας του ανέμου και ταχύτητας τριβής ( $\times 10$ ) για όλη την περίοδο.

### 4.3.1 Ροή Ορμής ( $u'w'$ )

Η κατακόρυφη μεταφορά ορμής παρουσιάζει ακριβώς την ίδια συμπεριφορά με την ταχύτητα τριβής συναρτήσει του ανέμου και της κατάστασης της ατμόσφαιρας, όπως αναμενόταν άλλωστε αφού διαφέρουν ελάχιστα στον υπολογισμό τους. Η μέθοδος Eddy Correlation αποκάλυψε τιμές ροής ορμής με διακύμανση έως και  $0.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ , οι οποίες παρουσιάζουν αύξηση με την ταχύτητα του ανέμου όπως αναμένεται (Σχήμα 4.8). Αξίζει να σημειωθεί ότι οι τιμές της μεταφοράς ορμής είναι ενισχυμένες σε σχέση με εκείνες που μετρήθηκαν πάνω από την ανοιχτή θάλασσα (Large and Pond, 1981). Οι υψηλότερες τιμές εμφανίζονται κάτω από σχεδόν ουδέτερες συνθήκες και ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες, ενώ η ροή ορμής μειώνεται γρήγορα με την ευστάθεια, προσεγγίζοντας τιμές της τάξης του  $0.01 \text{ m}^2/\text{s}^2$  (Σχήμα 4.9).



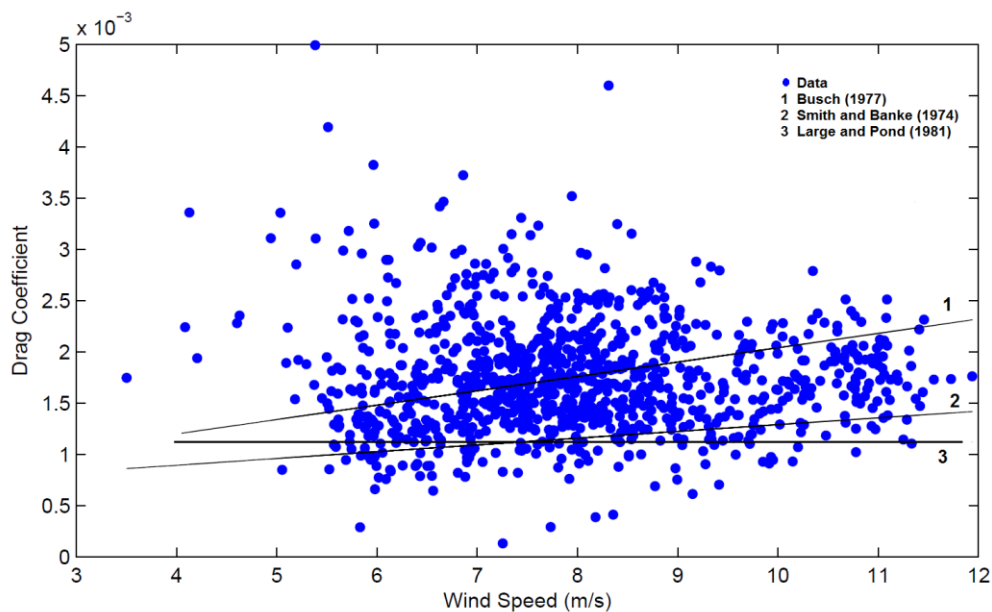
**Σχήμα 4.8** Οι πλήρεις χρονοσειρές της ταχύτητας του ανέμου και της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής ( $u'w'$ ) για όλη την περίοδο



**Σχήμα 4.9** Διάγραμμα διασκόρπισης  $z/L$  - κατακόρυφης μεταφοράς ορμής ( $u'w'$ )

Μια πολύ σημαντική παράμετρος για τον προσδιορισμό της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής ανάμεσα στην ατμόσφαιρα και τη θάλασσα, είναι ο συντελεστής αντίστασης  $C_D$  (drag coefficient). Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι συντελεστής παρουσιάζει σχετικά υψηλές τιμές στις μικρές ταχύτητες ανέμου, με μεγάλη διασκόρπιση τιμών, ενώ σε δυνατότερους ανέμους ( $>8\text{m/s}$ ) εμφανίζει κάποια αύξηση (Σχήμα 4.10). Εν γένει, οι τιμές είναι έως και 2 φορές μεγαλύτερες σε σχέση με εκείνες που έχουν μετρηθεί πάνω από ανοιχτές θάλασσες και ωκεανούς. Με την προϋπόθεση ότι τα νέα και αναπτυσσόμενα κύματα προκύπτουν με ατμοσφαιρική επιτάχυνση της ροής και σε περιορισμένο μήκος διαδρομής του ανέμου (fetch limited), αναμένεται ότι πάνω από το Αιγαίο, οι ενισχυμένες τιμές μεταφοράς ορμής που καταγράφονται, αντιστοιχούν σε πολύ μικρότερες χωροχρονικές κλίμακες της αλληλεπίδρασης αέρα-θάλασσας συγκριτικά με τους ωκεανούς (Sofianos et al., 2002).

Συγκρίνοντας το συντελεστή αντίστασης συναρτήσει της ταχύτητας του ανέμου από τα δεδομένα του πειράματος με κάποιες σχέσεις από εμπειρικές μελέτες (Πίνακας 4.2), παρατηρούμε ότι οι μετρήσεις μας στις μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμων συγκλίνουν προς την σχέση του Busch (Σχήμα 4.10). Το γεγονός αυτό πιθανόν εξηγείται από τις παρόμοιες συνθήκες κάτω από τις οποίες διεξήχθησαν τα δύο πειράματα (ημίκλειστη θάλασσα, σχετικά ρηγά ύδατα, περιορισμένο μήκος διαδρομής του ανέμου). Αντιθέτως, οι άλλες δύο περιπτώσεις (Large and Pond, Smith and Banke) αντιστοιχούν σε μετρήσεις που έχουν πραγματοποιηθεί πάνω από ανοιχτές θάλασσες. Ως εκ τούτου, είναι λογικό να αποκλίνουν περισσότερο από τα δεδομένα μας.

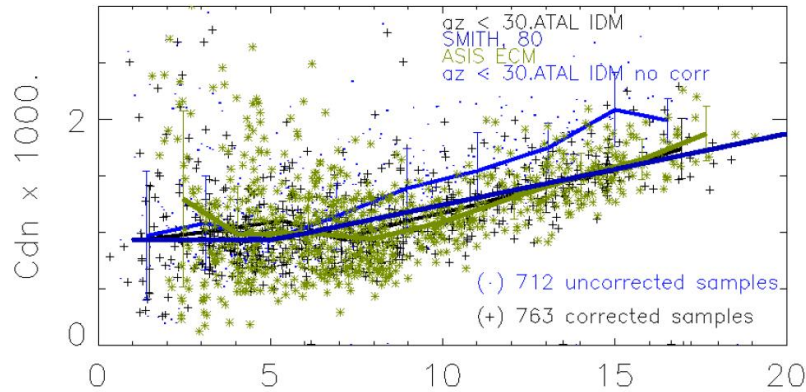


**Σχήμα 4.10** Ο συντελεστής αντίστασης ( $C_D$ ) συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου από τα δεδομένα του πειράματος (Data) και άλλες εμπειρικές μελέτες.

	$10^3 C_{DN}$	Range Speed (m/sec)
<b>Large and Pond (1981)</b>	1.2	$4 \leq V_{10} \leq 11$
	$0.49 + 0.065 V_{10}$	$11 \leq V_{10} \leq 25$
<b>Smith and Banke (1974)</b>	$0.63 + 0.066 V_{10}$	$3 \leq V_{10} \leq 21$
<b>Busch (1977)</b>	$0.64 + 0.14 V_{10}$	Δεν αναφέρεται

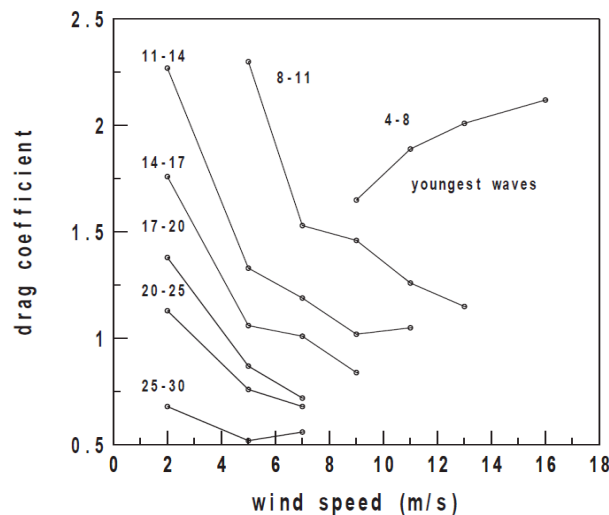
**Πίνακας 4.2** Παραμετρικές σχέσεις για το συντελεστή αντίστασης

Η συμπεριφορά του συντελεστή αντίστασης σε σχέση με τον άνεμο καθώς και ο μεγάλος διασκορπισμός στις μικρές ταχύτητες έρχονται σε συμφωνία με κάποια πειράματα που πραγματοποιήθηκαν όχι μόνο στην ανοιχτή αλλά και στη κλειστή θάλασσα (δεδομένα από ASIS), τα αποτελέσματα των οποίων αποτυπώνονται στο σχήμα 4.11.



**Σχήμα 4.11** Μετρήσεις του συντελεστή αντίστασης συναρτήσει της ταχύτητας ανέμου από πειράματα στην ανοιχτή και κλειστή θάλασσα. (Eymard et al., 2001)

Σημαντικές επιδράσεις της ηλικίας των κυμάτων στο συντελεστή αντίστασης έχουν αναγνωριστεί. Για όλες σχεδόν τις κατηγορίες ταχυτήτων του ανέμου, ο συντελεστής αντίστασης ( $C_D$ ) μειώνεται, καθώς αυξάνει η ηλικία κύματος (wave age), η οποία εκφράζει το στάδιο ανάπτυξης των κυμάτων. Στη κατηγορία των μικρότερων τιμών ηλικίας κύματος ( $C_p/u_*$  μεταξύ 4 και 8), ο συντελεστής αντίστασης αυξάνει με τη ταχύτητα ανέμου (Σχήμα 4.12). Η κατηγορία αυτή παρατηρείται συνήθως με ισχυρή ροή από τη θάλασσα. Αναφέρεται ότι η παράμετρος  $C_p$  εκφράζει την ταχύτητα φάσης του κύματος στη κορυφή του φάσματος και η ταχύτητα τριβής είναι σχετικά σταθερή για μια δεδομένη κατηγορία ηλικίας κύματος.



**Σχήμα 4.12** Μέσες τιμές του ουδέτερου συντελεστή αντίστασης σαν συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου για 7 κατηγορίες ηλικίας κύματος ( $C_p/u_*$ ) στο ύψος των 10 μέτρων. (Vickers and Mahrt, 1997)



Τα διαφορετικά χαρακτηριστικά στη κατηγορία των μικρών τιμών της ηλικίας κύματος αποδίδονται στο σπάσιμο του κύματος (wave breaking), το οποίο ενισχύεται με την ταχύτητα. Τα κύματα σπάνε, όταν κάποια σωματίδια του ρευστού στην επιφάνειά τους, συνήθως κοντά τη κορυφή του κύματος, ταξιδεύουν πιο γρήγορα από το κύμα, με αποτέλεσμα να το προσπερνούν (Csanady, 2004).

Κατά το σπάσιμο του κύματος, οι μικρές τιμές της παραμέτρου της ηλικίας κύματος, δεν οφείλονται στην πραγματική "νεαρή ηλικία" των καθοδηγούμενων από τον άνεμο κυμάτων, αλλά μάλλον στη μείωση της ταχύτητας φάσης του κύματος ( $C_p$ ) από το σπάσιμο. Με την έννοια αυτή, η παράμετρος της ηλικίας κύματος αντιπροσωπεύει δύο διαφορετικά διακριτά φαινόμενα, την επίδραση της ηλικίας των καθοδηγούμενων από τον άνεμο κυμάτων και το σπάσιμο των κυμάτων. Σημειώνεται ότι η λεπτομερής φύση της μείωσης στη ταχύτητα φάσης και την ηλικία κύματος λόγω του φαινομένου που σπάνε τα κύματα, μπορεί να είναι χαρακτηριστική της περιοχής. (Vickers and Mahrt, 1997)

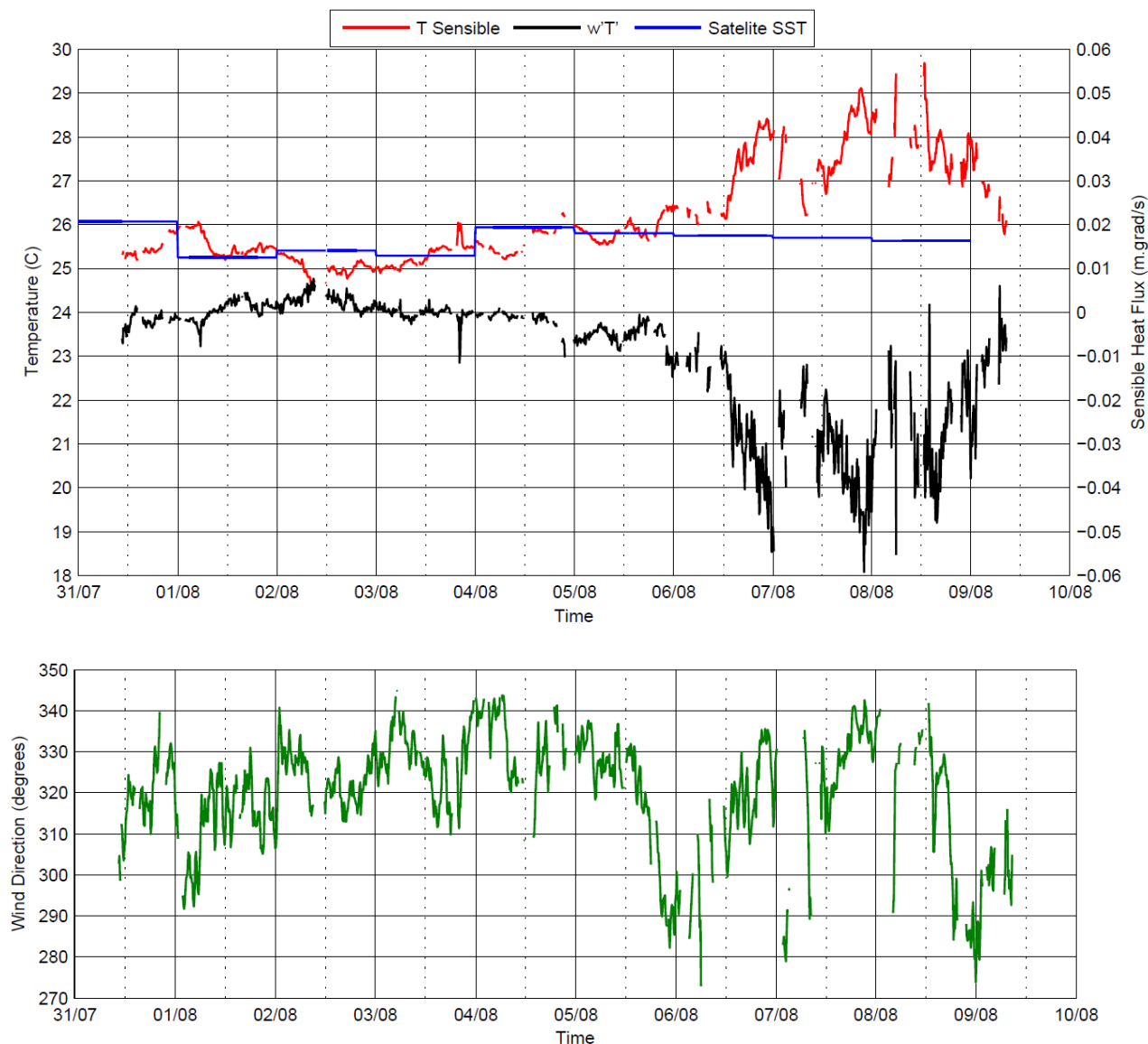
Δυστυχώς, στο πείραμα μας δεν διατίθενται δεδομένα της ταχύτητας φάσης των κυμάτων, επομένως δεν υπάρχει η δυνατότητα σύγκρισης του συντελεστή αντίστασης με την ηλικία του κύματος.

#### **4.3.2 Αισθητή Ροή Θερμότητας ( $w'T'$ )**

Επιπρόσθετα των μετρήσεων, συλλέχτηκαν ημερήσιες μέσες τιμές της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας μέσω παρατηρήσεων από δορυφόρο. Όπως φαίνεται από τις χρονοσειρές του σχήματος 4.13, το πρόσημο της μεταφοράς θερμότητας επηρεάζεται από τη διαφορά της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας και της θερμοκρασίας του αέρα, ενώ δεν φαίνεται να επηρεάζεται από τη διεύθυνση του ανέμου. Επίσης, δεν παρουσιάζει κάποια συστηματική συμπεριφορά ούτε την ημέρα ούτε και τη νύχτα.

Κατά τη περίοδο από 31/07 έως 05/08, η αισθητή ροή θερμότητας λαμβάνει μικρές τιμές μέχρι και  $0.01 \text{ m.grad/s}$  ( $\sim 10 \text{ W/m}^2$ ), οι οποίες αντιστοιχούν σε σχεδόν ουδέτερες συνθήκες. Οι θερμοκρασιακές διαφορές ανάμεσα στη θαλάσσια επιφάνεια και τον αέρα είναι σχετικά μικρές, ενώ κατά διαστήματα υπερισχύει με μικρή διαφορά είτε η μία μεταβλητή είτε η άλλη. Ωστόσο, κατά τη περίοδο από 06/08 έως 08/08, η μεταφορά θερμότητας παρουσιάζει ενισχυμένες αρνητικές τιμές που μπορούν να φτάσουν τα  $0.06 \text{ m.grad/s}$  ( $\sim 70 \text{ W/m}^2$ ). Αυτή η αξιοσημείωτη διαφορά στο μέγεθος της μεταφοράς θερμότητας, οφείλεται στην αύξηση της διαφοράς θερμοκρασίας ανάμεσα

στην επιφάνεια της θάλασσας και τον αέρα. Συγκεκριμένα, η επιφάνεια της θάλασσας παρουσιάζει θερμοκρασίες χαμηλότερες έως και 4°C σε σχέση με τη θερμοκρασία του αέρα.

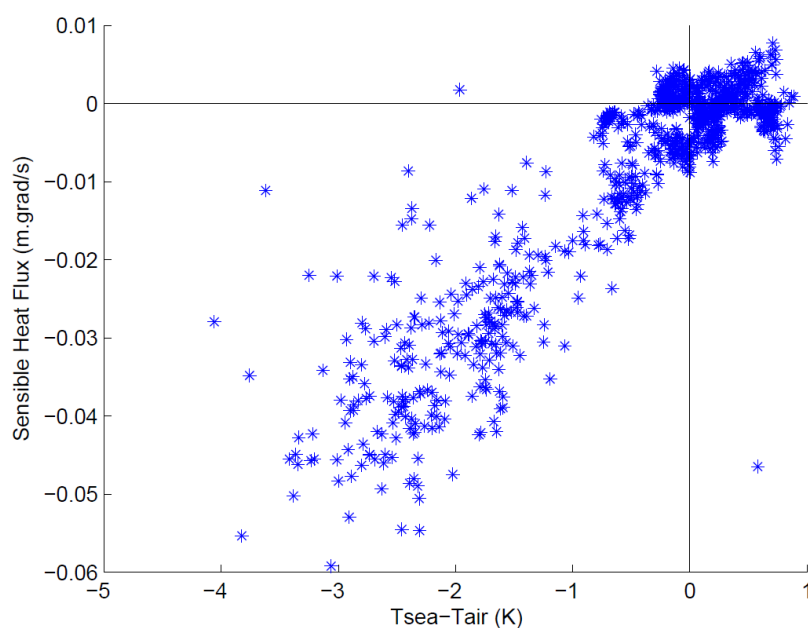


**Σχήμα 4.13** Οι πλήρεις χρονοσειρές θερμοκρασίας του αέρα, επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας, αισθητής ροής θερμότητας και διεύθυνσης του ανέμου για όλη την περίοδο.

Όταν ο αέρας μεταφέρεται πάνω από τη ψυχρότερη θάλασσα, ελαττώνεται η θερμοκρασία του. Εφόσον η επικρατούσα ροή είναι από τη θάλασσα προς τη θερμότερη ξηρά, ψυχρές αέριες μάζες εισβάλουν απότομα στη ξηρά και αντικαθιστούν τον θερμότερο αέρα. Λόγω των ισχυρών ανέμων, δεν έχουν αρκετό χρόνο ώστε να έρθουν σε ισορροπία με τον περιβάλλοντα αέρα υψηλότερης

θερμοκρασίας, με συνέπεια τα κατώτερα στρώματα να είναι πιο ψυχρά από τα ανώτερα στρώματα. Ως εκ τούτου, κατά τη δεύτερη περίοδο, η επιφανειακή αισθητή ροή θερμότητας, θα είναι καθοδική λαμβάνοντας υψηλές τιμές και οι συνθήκες ευσταθείς.

Οι τιμές που λαμβάνει η αισθητή ροή θερμότητας είναι αρκετά καλά συσχετισμένες με τη θερμοκρασιακή διαφορά της επιφάνειας της θάλασσας και του υπερκείμενου αέρα (Σχήμα 4.14). Παρατηρείται εν γένει, ότι όσο μεγαλύτερη είναι αυτή η διαφορά, τόσο πιο ενισχυμένες είναι οι τιμές μεταφοράς θερμότητας. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι συγκρίνονται τιμές θερμοκρασίας όπως υπολογίζονται από το ηχητικό ανεμόμετρο και τον δορυφόρο. Η σύγκριση αυτή εμπεριέχει σφάλμα το οποίο δεν είναι γνωστό. Εν τούτοις, η παρουσίαση των ποιοτικών αυτών στοιχείων δείχνει τα κύρια χαρακτηριστικά της κατάστασης αυτής.



**Σχήμα 4.14** Η αισθητή ροή θερμότητας σαν συνάρτηση της διαφοράς θερμοκρασίας θάλασσας-αέρα

## Κεφάλαιο 5

### Συμπεράσματα

Στα πλαίσια της παρούσας διπλωματικής εργασίας έγινε προσπάθεια αποτύπωσης και μελέτης των χαρακτηριστικών του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος καθώς και του βάθους ανάπτυξης του Εσωτερικού Οριακού Στρώματος πάνω από τη ξηρά. Βάσει του ελέγχου ποιότητας (quality control), τα δεδομένα που παρήχθησαν από τους αισθητήρες γρήγορης απόκρισης κρίθηκαν σε μεγάλο ποσοστό αξιόπιστα. Στην εφαρμογή της μεθόδου Eddy Correlation, χρησιμοποιήθηκαν τα στατικά δεδομένα, ώστε το προκύπτον σφάλμα στους ποσοτικούς υπολογισμούς των τυρβώδων ροών να είναι μικρό ή αμελητέο. Η εφαρμογή του κριτηρίου στατικότητας κατατάσσει τις καταστάσεις ως στατικές όταν το μέτρο της ταχύτητας και η διακύμανση από τη μέση τιμή, παραμένουν σταθερά στο χρονικό διάστημα που θεωρούνται κάθε φορά οι υπολογισμοί (π.χ. 5, 10, 20 min). Σημειώνεται ότι με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία, επιλέχθηκε ως περίοδος ολοκλήρωσης τα 10 λεπτά.

Το πείραμα πραγματοποιήθηκε κάτω από την επίδραση των ετησίων ανέμων. Συνολικά, η περίοδος μετρήσεων χαρακτηρίζεται κυρίως από βόρειους-βορειοδυτικούς ανέμους έως και 12 m/s, ενώ οι συνθήκες ευστάθειας που κατεγράφησαν βρέθηκαν επί το πλείστον ουδέτερες έως ελαφρώς ευσταθείς. Από τη μελέτη των χρονοσειρών της θερμοκρασίας στα επίπεδα των 3, 9 και 13 m και σε συνάρτηση με κάποιες εμπειρικές μελέτες, το ύψος του αναπτυσσόμενου ΕΟΣ πάνω από τη ξηρά, δεν προβλέπεται να ξεπερνάει το ύψος μέτρησης των ροών του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος. Ως εκ τούτου, η ροή που μετράται από τους αισθητήρες γρήγορης απόκρισης θα είναι ανεπηρέαστη από την επίδραση των αλλαγών στην επιφανειακή τραχύτητα και την αισθητή ροή θερμότητας.

Η μελέτη των τυρβωδών χαρακτηριστικών αποκάλυψε ότι το θαλάσσιο επιφανειακό οριακό στρώμα χαρακτηρίζεται από ισχυρές μεταφορές ορμής ( $0.3 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) κάτω από ουδέτερες και ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες. Ο συντελεστής αντίστασης παρουσίασε σχετικά υψηλές τιμές στις μικρές ταχύτητες ανέμου, με μεγάλο διασκορπισμό, ενώ σε

δυνατότερους ανέμους εμφανίζει αύξηση. Εν γένει, η συσχέτιση του με την ταχύτητα του ανέμου ήταν αρκετά χαμηλή, ενώ και άλλα πειράματα έχουν οδηγήσει σε ανάλογα αποτελέσματα. Τόσο οι τιμές του συντελεστή αντίστασης όσο και της ροής ορμής, βρέθηκαν ενισχυμένες σε σχέση με εκείνες που έχουν μετρηθεί πάνω από την ανοιχτή θάλασσα και τους ωκεανούς. Τέτοιες υψηλές τιμές έχουν παρατηρηθεί πάνω από νέα και αναπτυσσόμενα κύματα, όπου ο συντελεστής αντίστασης αυξάνει με τη ταχύτητα ανέμου (για μεγαλύτερες φασικές ταχύτητες κύματος που αντιστοιχούν σε μεγαλύτερη ηλικία κύματος, μειώνεται ή παραμένει σταθερός με την αύξηση του ανέμου). Τα εν λόγω κύματα προκύπτουν με ατμοσφαιρική επιτάχυνση της ροής και σε περιορισμένο μήκος διαδρομής του ανέμου, συνθήκες οι οποίες απαντώνται σε μεγάλο ποσοστό την περίοδο των ετησίων, επί της έντονης τοπογραφίας του Αιγαίου με τα πολυάριθμα νησιά. Οι παρατηρούμενος συντελεστής αντίστασης συμφωνεί σε μεγάλο βαθμό με αποτελέσματα από πειράματα που έχουν πραγματοποιηθεί σε ημίκλειστη θάλασσα παρόμοιας χωροχρονικής κλίμακας αλληλεπίδρασης μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας.

Όσον αφορά τη κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας, το πρόσημο της δεν παρουσιάζει κάποια συστηματική συμπεριφορά ούτε την ημέρα ούτε και τη νύχτα, ενώ εμφανίζει αρκετά καλή συσχέτιση με τη διαφορά της θερμοκρασίας μεταξύ της επιφάνειας της θάλασσας και του αέρα. Σε μεγάλες θερμοκρασιακές διαφορές, όπου η θάλασσα είναι ψυχρότερη, παρατηρούνται μέγιστες αρνητικές τιμές οι οποίες φτάνουν τα  $-0.06\text{m.grad/s}$ .

Κλείνοντας, προτείνεται περαιτέρω έρευνα των τυρβώδων χαρακτηριστικών του Επιφανειακού Θαλάσσιου Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος για την καλύτερη αναπαράσταση των ανταλλαγών μάζας, ορμής και ενέργειας μεταξύ ατμόσφαιρας-θάλασσας και τη κατανόηση του σχετικών διαδικασιών της θάλασσας του Αιγαίου, η οποία διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στη κυκλοφορία του νερού της ευρύτερης λεκάνης της Μεσογείου και τη διαμόρφωση του κλίματος.

## Βιβλιογραφία

Arya S.P., (1988). Introduction to Micrometeorology. Academic Press, Inc., R. Dmowska.

Beljaars A.C., 1995, The parameterisation of surface fluxes in large scale models under free convection, Quart. J. Royal Meteorology Society, Vol. 121, pp. 255-270.

Byrne H.M., The variation of the drag coefficient in the marine surface layer due to temporal and spatial variations of the surface wind and sea state, NOAA Tech. Memo. ERL PMEL-49, NTIS: PB84-104348, Boulder, CO, 116 pp (1983)

Csanady G. T. Air-Sea Interaction. Laws and Mechanisms. Cambridge University Press, 2001. 248 pp

Edson J., Crawford T., Crescenti J., Farrar T., Frew N., Gerbi G., Helmis C., Hristov T., Khelif D., Jessup A., Jonsson H., Li M., Mahrt L., McGillis W., Plueddeman A., Shen L., Skyllingstad E., Stanton T., Sullivan R., Sun J., Trowbridge J., L.Vickers D., Wang S., Wang Q., Weller R., Wilkin J., Yu D., Zappa C., 2007, The Coupled Boundary Layers and Air-Sea Transfer Experiment in Low Winds (CBLAST-LOW), The Bulletin of the American Meteorological Society, Vol. 88, pp. 341-356.

Eymard L., Dupuis H., Weill A., Drennan W., Hauser D., Guerin C., Nacass P., Caniaux G., Planton S., Durand P., Measurements and parameterization of turbulent surface fluxes: Overview of results from several field campaigns, 2001

Focken T., Wichura B., 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements, Agricultural and Forest Meteorology 78 83—105 85

Garratt, J. R.: 1977, 'Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents', *Mon. Wea. Rev.* 105, 915–929.

Hasse L., 1971, The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 1, pp. 368-379.

Heinesch B., Coordinate rotation, Summer school:"eddy covariance flux measurements", Namur, 2006

Helmis C. G., Halios C. H., Sgouros G., Katsouvas G., Wang Q., 2005, On the mean vertical structure of the marine Atmospheric Boundary Layer, *WSEAS Transactions on Environment and Development*, Vol. 1, pp 199-204.

Helmis C. G., Wang Q, Katsouvas G., Gao Z., Halios C. H., Kalogiros J. A., Wang S. W., Sgouros G., Edson J., 2006, On the turbulent structure of the marine Atmospheric Boundary Layer from CBLAST Nantucket measurements, *Global NEST Journal*, Vol. 8, pp 210-217.

Helmis C. G., 2007, An experimental case study of the mean and turbulent characteristics of the vertical structure of the Atmospheric Boundary Layer over the sea, *Meteorologische Zeitschrift Journal*, Vol. 16, 4, pp 375-381.

Jones I.S.F. and Toba Y., 2009. *Wind Stress over the Ocean*. Cambridge University Press.

Kaimal, J. C. and Finnigan, J. J.: 1994, *Atmospheric Boundary Layer Flows*, Oxford University Press. New York.

Kostopoulos V.E., Helmis C. G., Raptis P. I., 2012, Experimental Study of the Turbulent Structure of the Surface Marine Atmospheric Boundary Layer over the Aegean Pelagos Under Etesian Winds, *Advances in Meteorology, Climatology and Atmospheric Physics Springer Atmospheric Sciences*.

Krypton Hygrometer KH20 Instruction Manual , 2012. Campbell Scientific, Inc.

Large W. G., Pond S., 1981, Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *Journal of Physical Oceanography*, Vol. 11, pp. 324–336.

Lee, X., W. Massman, and B. Law, 2004: *Handbook of Micrometeorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht

Mahrt L. 2007, The influence of nonstationarity on the turbulent flux-gradient relationship for stable stratification. *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 125, pp 245-264.

Mahrt L., 2008, Bulk formulation of surface fluxes extended to weak-wind stable conditions, *The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 134, pp. 1 – 1.

Mahrt L., Vickers, D. Howell J., Hojstrup J., Wilczak J. M., Edson J., Hare J., 1996, Sea surface drag coefficients in the Riso Air Sea Experiment, *Journal of Geophysics*, Vol. 101, pp. 14327–14335.

Mahrt, L., Dean Vickers, Edgar L Andreas, Djamel Khelif, 2012: Sensible Heat Flux in Near-Neutral Conditions over the Sea. *J. Phys. Oceanogr.*, 42, 1134–1142.

Mondon S., Redelsperger J. L., 1998, Study of a fair weather boundary layer in TOGA-COARE: Parameterization of surface fluxes in large-scale and regional models for light wind conditions, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 88, pp. 47–76.

Paw U KT., Baldocchi D., Meyers T., Wilson K., Correction Of Eddy-Covariance Measurements Incorporating Both Advective Effects And Density Fluxes, *Boundary-Layer Meteorology*, 2000, Volume 97, Issue 3, pp 487-511

Quante M., *Coastal Meteorology*. GKSS Research Center, Institute for Coastal Research D-21502 Geesthacht, Germany, 2002

Savelyev S., Taylor P. (2004) Internal Boundary Layers: I. Height Formulae for neutral and diabatic flows. *Bound Layer Meteorol* 115:1–25.



Skyllingstad E. D., Vickers D., Mahrt L., Samelson R., 2005, Effects of mesoscale sea-surface temperature fronts on the marine atmospheric boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 123, pp 219-237.

Smith S. D., Banke E. G., Variation of the sea surface drag coefficient with wind speed, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* Volume 101, Issue 429, pages 665–673, July 1975

Smith S. D., Fairall C. W., Geernaert G. L., Hasse L., 1996, Air-sea fluxes: 25 years of progress, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 78, pp 247-290.

Sofianos S., Johns W., Lascaratos A., Murray S., Olson D., Theocharis A., 2002, Draft Report of the Aegean Sea Workshop, Sponsored by the Office of Naval Research and Office of Naval Research International Field Office,

Stull, R. B., 1988. An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers.

Subrahamanyam D. B. , Ramachandran R., Indira R. S., Kunhikrishnan P. K., Prasad K. B., 2007, Intercomparison of Air–Sea Interface Fluxes over the Yellow Sea and Korea Strait: Impact of Tsushima Warm Current, *Boundary Layer Meteorology*, Vol. 127, pp. 333-344.

Three Dimensional Sonic Anemometer CSAT3 Instruction Manual , 1998-2012. Campbell Scientific, Inc.

Vickers, D. and Mahrt, L.: 1997, ‘Quality Control and Flux Sampling Problems for Tower and Aircraft Data’, *J. Atmos. Oceanic Tech.* 14, 512–526.

Vickers, D. and Mahrt, L.: 1997, Fetch Limited Drag Coefficients, *Boundary-Layer Meteorology* Volume 85, Issue 1 , pp 53-79

Wilczak J.M., Oncley SP, Stage SA (2001) Sonic anemometer tilt correction algorithms. *Bound Layer Meteorol* 99:127–150.

Yuan, R., M. Kang, et al. (2007). "The Effect of Coordinate Rotation on the Eddy Covariance Flux Estimation in a Hilly KoFlux Forest Catchment." *Korean Journal of Agricultural and Forest* 9(2): 100-108.

Κωστόπουλος Β., Τυρβώδης Δομή του ΑΟΣ στη Περιοχή των Μεσογείων, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Φυσικής, Αθήνα 2009

Μακρογιάννης Γ. Ι., Σαχσαμάνογλου Χ. Σ., Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας, Εκδόσεις Χαρις, Θεσσαλονίκη, 2004

Μουσιόπουλος Ν. Σ., Φαινόμενα Μεταφοράς στην Ατμόσφαιρα, Εκδόσεις Γιαχούδη, Θεσσαλονίκη, 1997

Φουσκάκης Δ., Περιγραφική Στατιστική, Ανάλυση Δεδομένων με Η/Υ, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 2010

Χέλμης Κ., Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (Α.Ο.Σ.), Αθήνα 1999

Χέλμης Κ., Παπαιωάννου Γ., Σημειώσεις Φυσικής Περιβάλλοντος, Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών, Τμήμα Φυσικής, Αθήνα 2006

*Διευθύνσεις στο διαδίκτυο:*

<https://maps.google.com>

[http://www.istos-lab.gr/equipment\\_sensors.aspx](http://www.istos-lab.gr/equipment_sensors.aspx)

[http://www.scottech.net/vector/a101m\\_anemometer](http://www.scottech.net/vector/a101m_anemometer)

[http://www.scottech.net/vector/vector\\_w200p\\_w200p\\_1\\_wind\\_van](http://www.scottech.net/vector/vector_w200p_w200p_1_wind_van)

<http://meteostanice.agrobiologie.cz/figs/A100R&W200P.pdf>

<http://www.campbellsci.com/kh20>

<http://mvpprograms.com/help/mvpstats/distributions/SkewnessKurtosis>

[http://www.oc.phys.uoa.gr/workshop/Aegean\\_Draft\\_Report\\_f.htm](http://www.oc.phys.uoa.gr/workshop/Aegean_Draft_Report_f.htm)

<http://www.worldatlas.com/aatlas/infopage/aegeansea.htm>

<http://envsupport.licor.com/help/EddyPro3/Content/Topics>

<http://www.windspeed.co.uk/ws>

[http://www.rotronic-usa.com/prod\\_meteo/mp101a.html](http://www.rotronic-usa.com/prod_meteo/mp101a.html)

[http://www.e-nautilia.gr/2012/11/blog-post\\_4670.html](http://www.e-nautilia.gr/2012/11/blog-post_4670.html)