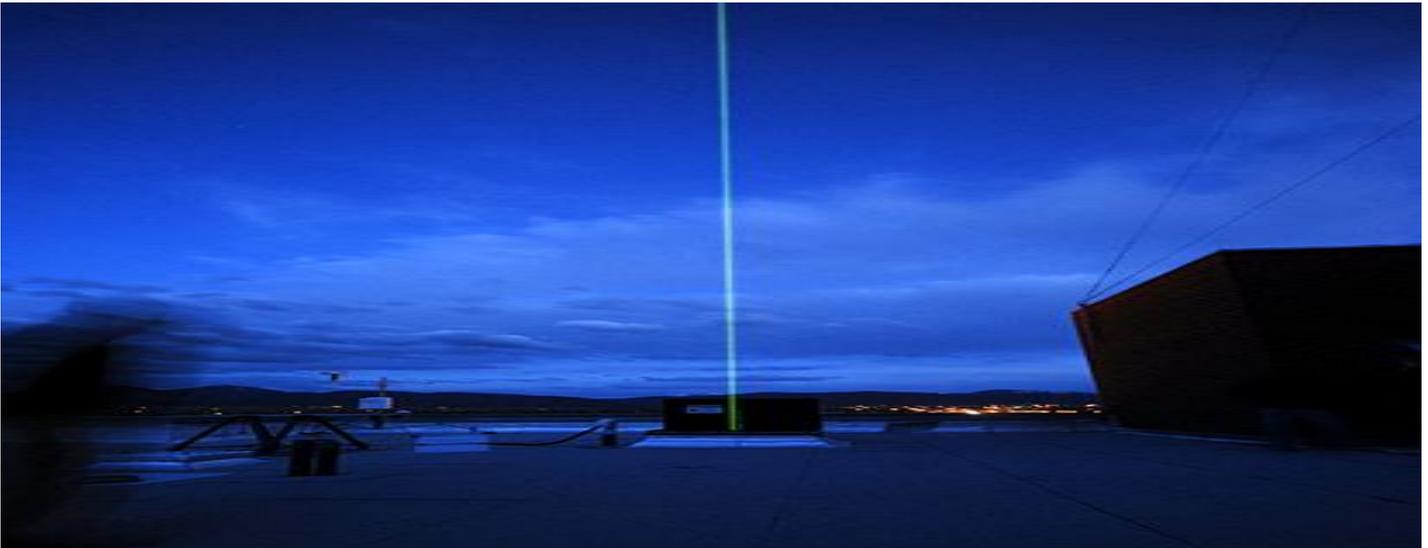


**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
Μ.Δ.Ε. ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΩΝ ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΤΟΥ
ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟΥ ΟΡΙΑΚΟΥ ΣΤΡΩΜΑΤΟΣ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΤΗ ΚΡΗΤΗ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ
LIDAR**



**ΧΑΤΖΗΓΡΗΓΟΡΙΟΥ ΒΕΝΙΑΜΙΝ
ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:
Κ. ΧΕΛΜΗΣ, ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ, ΕΚΠΑ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
Β. ΑΜΟΙΡΙΔΗΣ, ΚΥΡΙΟΣ ΕΡΕΥΝΗΤΗΣ, ΕΑΑ
Ε. ΦΛΟΚΑ, ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ, ΕΚΠΑ**

ΑΘΗΝΑ, ΝΟΕΜΒΡΗΣ 2015

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	5
2.ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ.....	14
2.1. Γενικά χαρακτηριστικά του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος.....	14
2.2.1. Εισαγωγή.....	14
2.1.2. Δομή και ύψος του ΑΟΣ.....	14
2.1.3. Καταστάσεις του ΑΟΣ.....	16
2.1.4. Το ΑΟΣ πάνω από θάλασσα.....	19
2.1.5. Παράμετροι τύρβης του ΑΟΣ.....	20
2.2. Τεχνικές προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ.....	22
2.2.1. Εισαγωγή.....	22
2.2.2. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης από δεδομένα ραδιοβολίσεων.....	23
2.2.3. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης με χρήση lidar.....	24
2.2.4. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης με χρήση sodar, radar και Doppler lidar.....	26
2.3. Τεχνική περιγραφή και είδη συστημάτων lidar.....	26
2.3.1. Εισαγωγή.....	26
2.3.2. lidar οπισθοσκέδασης.....	28
2.3.3. Lidar φθορισμού.....	29
2.3.4. Raman lidar.....	29
2.3.5 doppler lidar.....	29
2.4. Αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας laser με την ατμόσφαιρα.....	29
2.4.1. Εισαγωγή.....	29
2.4.2 Διάδοση ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.....	30
2.4.3 Διάδοση μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ατμοσφαιρικό στρώμα.....	30
2.5. Οπισθοσκεδαζόμενο σήμα που ανιχνεύεται από το lidar.....	34
2.6. Μη πλήρης επικάλυψη.....	36
2.7. Εξίσωση lidar και καθορισμός του λόγου lidar.....	38
3.ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΚΑΙ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ.....	40

3.1. Εισαγωγή.....	40
3.2. Πειραματική τοποθεσία.....	40
3.3. Πειραματικός εξοπλισμός.....	41
3.3.1. Εισαγωγή.....	41
3.3.2. Αρχές λειτουργίας του pollyXT Raman lidar.....	41
3.3.3. Αρχές λειτουργίας του halo Doppler lidar.....	44
3.3.4. Περιγραφή συστήματος ραδιοβολίσεων.....	45
4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	47
4.1. Υπολογισμός βάθους ανάμειξης απο δεδομένα ραδιοβολίσεων και doppler lidar.....	47
4.1.1. Εισαγωγή.....	47
4.1.2. Επεξεργασία μετρήσεων από ραδιοβολίσεις.....	48
4.1.3. Επεξεργασία μετρήσεων του halo doppler lidar.....	49
4.1.4. Τελική επεξεργασία-προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης.....	53
4.2. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης από το pollyXT Raman lidar.....	78
4.2.1. Ύψος πλήρους επικάλυψης κατά τη διάρκεια της πειραματικής διαδικασίας.....	78
4.2.2. Η Wavelet Covariance Transform μέθοδος (WCT).....	78
4.2.3. Επεξεργασία μετρήσεων και προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης...81	
4.3. Προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου.....	87
4.4. Συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες	90
4.5. Δημιουργία θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος.....	94
5.ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ-ΣΥΖΗΤΗΣΗ.....	97
5.1. Εισαγωγή.....	97
5.2. Ανάλυση και περιγραφή των στοιχείων κάθε ημέρας.....	100
6. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	108
6.1. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν για το βάθος ανάμειξης.....	108

6.2. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης μέσω του lidar.....	109
6.3. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης μέσω του WRF.....	111
6.4. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το συνδυασμό των δύο τεχνικών.....	112
7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	112

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ), δηλαδή το στρώμα των πρώτων μερικών εκατοντάδων μέτρων της τροπόσφαιρας που βρίσκονται σε άμεση επαφή με την επιφάνεια της γης, αποτέλεσε και συνεχίζει να αποτελεί αντικείμενο έρευνας για πάρα πολλούς επιστήμονες. Είναι το στρώμα της ατμόσφαιρας με το μεγαλύτερο ενδιαφέρον, όχι μόνο επειδή σε αυτό πραγματοποιούνται όλες οι ανθρώπινες δραστηριότητες, αλλά και γιατί παρουσιάζει τη μεγαλύτερη πολυπλοκότητα και ανομοιογένεια στις τιμές που λαμβάνουν οι μετεωρολογικοί παράμετροι σε αυτό. Ιδιαίτερη έμφαση από την επιστημονική κοινότητα δίνεται στη μελέτη της δομής και του ύψους του ΑΟΣ, του λεγόμενου βάθους ανάμειξης.

Για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ έχουν προταθεί πάρα πολλές τεχνικές, οι οποίες στηρίζονται σε επιτόπιες μετρήσεις (πχ σύστημα ραδιοβόλισης) ή σε μετρήσεις από απόσταση (πχ SODAR, radar, ceilometer, lidar) μετεωρολογικών παραμέτρων και παραμέτρων τύρβης. Επίσης τις τελευταίες δεκαετίες πολλοί επιστήμονες δίνουν βάρος στον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης με την εφαρμογή αριθμητικών μοντέλων. Στις επόμενες σελίδες γίνεται μία προσπάθεια καταγραφής κάποιων εκ των ερευνών που έχουν πραγματοποιηθεί τα τελευταία σαράντα χρόνια που είχαν ως στόχο τη μέτρηση του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ, καθώς και τα συμπεράσματα που προκύπτουν. Οι περισσότερες εξ αυτών βασίζονται στον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης χρησιμοποιώντας το συνδυασμό διαφόρων τεχνικών για την εξαγωγή όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστων αποτελεσμάτων και συμπερασμάτων.

Οι **Russel P., Uthe E., Ludwig F. and Shaw N.** σε εργασία με τίτλο **‘A comparison of atmospheric structure as observed with monostatic acoustic sounder and lidar techniques’** το 1974 προσπάθησαν να υπολογίσουν το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ χρησιμοποιώντας δεδομένα από μετρήσεις lidar και SODAR κατά τη διάρκεια καλοκαιρινής περιόδου στο Μιζούρι (ΗΠΑ). Η μέτρηση του βάθους ανάμειξης από το lidar βασίζεται στην κατατομή της έντασης του οπισθοσκεδαζόμενου ηλεκτρομαγνητικού σήματος από τα αερολύματα, η οποία μειώνεται ραγδαία πάνω από την κορυφή του ΑΟΣ. Η μέτρηση του βάθους ανάμειξης από το SODAR πέρα από την ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου ηχητικού σήματος στηρίζεται και στον υπολογισμό της παραμέτρου δομής της θερμοκρασίας C_T^2 , καθώς το ηχητικό

σήμα οπισθοσκεδάζεται συναντώντας μικρές ανομοιογένειες της θερμοκρασίας (ο υπολογισμός γίνεται μέσω σχέσης που συνδέει το οπισθοσκεδαζόμενο ηχητικό σήμα με το C_T^2). Οι συγκρίσεις κατέληξαν σε αποτελέσματα που δείχνουν καλή συμφωνία μεταξύ των δύο οργάνων ιδιαίτερα τις πρώτες πρωινές ώρες που τα αερολύματα είναι καλά καθορισμένα κάτω από την αναστροφή, σε αντίθεση με τις μεσημεριανές ώρες υπό συνθήκες μεγάλης αστάθειας, όπου η μικρή εμβέλεια του SODAR (περίπου 800 μέτρα) δεν επιτρέπει πάντα την ανίχνευση του βάθους ανάμειξης, παρά μόνο σε περιπτώσεις που το C_T^2 λαμβάνει μεγάλες τιμές. Για τέσσερις διαδοχικές μέρες του Αυγούστου, το μέσο βάθος ανάμειξης προσδιορίστηκε στο ύψος των 400, 1000 και 250 μέτρων κατά τις πρώτες πρωινές, μεσημεριανές και βραδινές ώρες αντίστοιχα.

Σε εργασία των **Hooper et al (1985)** προσδιορίστηκε το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ με χρήση τεχνικών lidar συγκρίνοντας τα αποτελέσματα με ραδιοβολίσεις που παρέχουν τη δυνατότητα μέτρησης της θερμοκρασίας και της υγρασίας καθ' ύψος. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν για δύο ημέρες στα μέσα Ιουλίου στο Ιλινόις. Το βάθος ανάμειξης, με βάση τα συμπεράσματα της μελέτης, δεν διέφερε περισσότερο από πενήντα μέτρα ανάμεσα στις δύο διαφορετικές τεχνικές που εφαρμόστηκαν. Παρόλα αυτά, παρατηρήθηκε ότι κατά τη διάρκεια βραδινών μετρήσεων, υπό ευσταθείς συνθήκες, το lidar αδυνατεί να ανιχνεύσει το βάθος ανάμειξης όταν αυτό βρίσκεται σε χαμηλά ύψη καθώς το οπισθοσκεδαζόμενο ηλεκτρομαγνητικό σήμα δεν μπορεί να εντοπιστεί από το σύστημα ανίχνευσης (τηλεσκοπιο) στα πρώτα 250 με 300 μέτρα.

Το 1993 ο **Frank Beyrich** σε εργασία με τίτλο: '**On the Use of SODAR Data to Estimate Mixing Height**' κατέληξε στο συμπέρασμα ότι το SODAR αποτελεί αξιόπιστη μέθοδο για τον συνεχή προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης χωρίς όμως να μπορέσει να καταλήξει στην εφαρμογή ενός συγκεκριμένου αλγορίθμου που θα καλύπτει όλες τις περιπτώσεις. Συγκεκριμένα, σε περιπτώσεις που το C_T^2 λαμβάνει χαμηλές τιμές υπό ουδέτερες συνθήκες, το SODAR υποεκτιμά το βάθος ανάμειξης ενώ επιβάλλονται διαφορετικά κριτήρια για την σωστή εκτίμηση του βάθους ανάμειξης ανάλογα με την φάση δημιουργίας και ανάπτυξης ενός ευσταθούς ΑΟΣ.

Έπειτα από πολλές εργασίες (**Beyrich 1994, Beyrich 1995, Beyrich 1997**), στις οποίες το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από μετρήσεις SODAR, προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα: Κάτω από ασταθείς συνθήκες το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται στο ύψος όπου η κατατομή της έντασης του οπισθοσκεδαζόμενου

ηχητικού σήματος (ή του C_T^2) παρουσιάζει ένα δευτερεύον μέγιστο. Υπάρχουν βέβαια και περιπτώσεις που το βάθος ανάμειξης δεν μπορεί να προσδιοριστεί λόγω της μικρής εμβέλειας του οργάνου. Κάτω από ευσταθείς συνθήκες το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται χρησιμοποιώντας κάθε φορά διαφορετικά κριτήρια ανάλογα με το στάδιο στο οποίο βρίσκεται το ευσταθές στρώμα (πχ μέγιστο στη κατατομή της έντασης του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος, μέγιστη κλίση, μέγιστη καμπυλότητα). Τα κριτήρια αυτά προέκυψαν από τη σύγκριση με διαφορετικές τεχνικές προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης, οι περισσότερες από τις οποίες βασίζονται στην επεξεργασία των κατατομών της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου μελετώντας τη φασματική πυκνότητα ισχύος της και τη κατατομή της διακύμανσης ενώ παράλληλα βασίστηκε και σε θεωρίες ομοιότητας για το ΑΟΣ.

Οι έρευνες καταλήγουν στο συμπέρασμα ότι καμία μέθοδος δεν είναι ικανή να προσδιορίσει αυτόματα το βάθος ανάμειξης αφού δεν μπορεί να εφαρμοστεί κάποιος αλγόριθμος που να ανταποκρίνεται σε όλες τις περιπτώσεις. Ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης, προκειμένου τα αποτελέσματα να είναι αξιόπιστα, πρέπει να γίνεται από το συνδυασμό διάφορων τεχνικών και με πολύ προσεκτική αξιολόγηση όλων των δεδομένων κάθε φορά.

Στη δυσκολία εφαρμογής ενός συγκεκριμένου αλγορίθμου για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης από μετρήσεις με SODAR κατέληξαν και εργασίες άλλων ερευνητών (**Kalogiros and Helmis (1998)**), οι οποίοι υπολογίζοντας τη διακύμανση της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας και τη παράμετρο δομής της ταχύτητας βασίστηκαν σε θεωρίες ομοιότητας για το ασταθές ΑΟΣ προκειμένου να προσδιορίσουν το βάθος ανάμειξης. Η δυσκολία εντοπίζεται στο γεγονός ότι οι μετρούμενες κατατομές της διακύμανσης δεν συμβαδίζουν πάντα με την θεωρία ομοιότητας, το οποίο οφείλεται και στο γεγονός ότι τα επίπεδα θορύβου στη μέτρηση της κατακόρυφης ταχύτητας είναι αρκετά υψηλά και δεν είναι πάντα εύκολο να γίνουν οι απαραίτητες διορθώσεις.

Προκύπτει λοιπόν ότι το βασικό μειονέκτημα της χρήσης SODAR για το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης, αποτελεί η περιορισμένη εμβέλεια του οργάνου με αποτέλεσμα αρκετές φορές υπό ασταθείς συνθήκες να μην είναι δυνατή η μέτρηση. Η αδυναμία αυτή μπορεί να ξεπεραστεί με τη χρήση lidar, τα οποία έχουν πολύ μεγάλη εμβέλεια (**Beyrich 1997**)

Σε πολλά άρθρα επιστημόνων η χρήση lidar για την εκτίμηση του βάθους ανάμειξης συνοδεύεται με την επεξεργασία ραδιοβολίσεων, όπου πέρα από τις

κατατομές της θερμοκρασίας και της υγρασίας, για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης χρησιμοποιείται και η κατατομή του αριθμού Richardson.

Σε εργασία των **Menut et al, 1999** για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης σε αστική περιοχή (Παρίσι) κατά τη χειμερινή περίοδο 1994-1995, επιλέχθηκε ως κρίσιμη τιμή του αριθμού Richardson η τιμή 0.21. Παράλληλα, ένα όργανο lidar πραγματοποιούσε μετρήσεις από τις οποίες προσδιορίστηκε το βάθος ανάμειξης με δύο διαφορετικές μεθόδους. Η μία βασίζεται στο γεγονός ότι το οπισθοσκεδαζόμενο ηλεκτρομαγνητικό σήμα που ανιχνεύεται από το σύστημα εντοπισμού (τηλεσκόπιο) του lidar είναι πολύ μικρότερης έντασης πάνω από τη κορυφή του ΑΟΣ. Η δεύτερη μέθοδος θεωρεί ότι το ύψος στο οποίο προσδιορίζεται το βάθος ανάμειξης παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις στην ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι οι δύο τεχνικές έχουν καλή συσχέτιση μεταξύ τους. Συγκρίνοντας τις τιμές με τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι το lidar υπερεκτιμά σε συνθήκες μεγάλης αστάθειας το βάθος ανάμειξης, αλλά μόνο για μερικές δεκάδες μέτρα. Το πρόβλημα στο προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης με χρήση lidar είναι ότι τα αερολύματα πρέπει να είναι καλά αναμεμειγμένα στο ΑΟΣ έτσι ώστε να είναι ευδιάκριτη η μεταβολή στη συγκέντρωσή τους καθ' ύψος. Αυτό συμβαίνει τις πρωινές και πρώτες μεσημεριανές ώρες κάτω από ασταθείς συνθήκες. Παρατηρήθηκε ότι κατά τη διάρκεια βραδινών μετρήσεων που επικρατεί ευστάθεια υπάρχει δυσκολία στον εντοπισμό του βάθους ανάμειξης, όχι μόνο επειδή δεν υπάρχει καλή ανάμειξη των αερολυμάτων στο ΑΟΣ αλλά κι επειδή το βάθος ανάμειξης βρίσκεται αρκετά χαμηλά, με αποτέλεσμα το σύστημα εντοπισμού του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος να μην μπορεί να ανιχνεύσει τα αερολύματα.

Από τις έρευνες της τελευταίας δεκαετίας, οι οποίες θα περιγραφούν παρακάτω, είναι προφανές ότι δίνεται ειδικό βάρος στο προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης με το συνδυασμό πολλών τεχνικών. Στις περισσότερες περιπτώσεις ένα σύστημα μέτρησης από απόσταση (lidar, SODAR, ceilometer), συνδυάζεται με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από επιτόπιες μετρήσεις (ραδιοβόλιση) και με αποτελέσματα που προκύπτουν από τη παραμετροποίηση του ΑΟΣ μέσω αριθμητικών μοντέλων.

Στις έρευνες της τελευταίας δεκαετίας θα δοθεί ιδιαίτερο βάρος ως προς τη περιγραφή της μεθοδολογίας και των συμπερασμάτων που προκύπτουν καθώς

τα όργανα που χρησιμοποιούνται πλέον έχουν πολύ μεγαλύτερες δυνατότητες ως προς την εμβέλεια αλλά και την ακρίβεια των μετρήσεων.

Στο άρθρο των **Baars et al, 2008** περιγράφεται ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης με τέσσερις διαφορετικούς τρόπους: με τη χρήση ενός Raman lidar που μετράει την ένταση της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας από τα αιωρούμενα σωματίδια, με ένα Doppler lidar που έχει τη δυνατότητα μέτρησης της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου, με σύστημα ραδιοβολίσεων και με την παραμετροποίηση του ΑΟΣ μέσω αριθμητικού μοντέλου (COSMO model). Η μελέτη πραγματοποιήθηκε στη Λειψία (Γερμανία) από το Φεβρουάριο του 2006 έως τον Ιανουάριο του 2007. Στη συγκεκριμένη μελέτη παρατηρήθηκε η αδυναμία του Raman lidar να εντοπίσει το βάθος ανάμειξης κατά τις βραδινές ώρες. Ως εκ τούτου οι διάφορες τεχνικές συγκρίθηκαν μεταξύ τους μόνο κατά τη διάρκεια τις ημέρας θεωρώντας ως σημείο αναφοράς την εκτίμηση του βάθους ανάμειξης από τις ραδιοβολίσεις. Οι υπόλοιπες τρεις μέθοδοι έδειξαν, στις περισσότερες περιπτώσεις, συμφωνία μεταξύ τους με εξαίρεση το μοντέλο που φάνηκε να υποεκτιμά το βάθος ανάμειξης κατά 20%, ιδιαίτερα τις πρώτες πρωινές ώρες. Επίσης, από το Doppler lidar, παρατηρήθηκαν μεγάλες μεταβολές του βάθους ανάμειξης σε μικρά χρονικά διαστήματα. Η διάρκεια της μελέτης (ένα έτος) έδωσε τη δυνατότητα παρατήρησης του εποχιακού κύκλου που παρουσιάζει το μέσο μέγιστο βάθος ανάμειξης. Συγκεκριμένα, κατά τη διάρκεια της άνοιξης το μέσο μέγιστο βάθος ανάμειξης δεν ξεπέρασε τα 1400 μέτρα, το καλοκαίρι τα 1800 μέτρα, το φθινόπωρο τα 1200 και το χειμώνα τα 800 μέτρα. Υπενθυμίζουμε ότι οι τιμές αυτές αφορούν μέγιστα βάθη ανάμειξης κατά τη διάρκεια της ημέρας. Οι βραδινές τιμές είναι σίγουρα αρκετά χαμηλότερες.

Από πολλούς επιστήμονες, η εκτίμηση του βάθους ανάμειξης από ραδιοβολίσεις χρησιμοποιείται ως σημείο αναφοράς για σύγκριση με άλλες τεχνικές. Πολλές φορές, θεωρώντας δεδομένο το βάθος ανάμειξης που έχει υπολογιστεί από τις ραδιοβολίσεις, γίνεται προσπάθεια εφαρμογής νέων τεχνικών και αλγορίθμων που να βασίζονται σε μετρήσεις από lidars.

Σε εργασία των **Tucker et al, 2008**, μελετήθηκαν τα δεδομένα από μεγάλο αριθμό ραδιοβολίσεων από τα οποία προσδιορίστηκε το βάθος ανάμειξης σε ανατολική περιοχή του Τέξας το καλοκαίρι του 2006. Την ίδια χρονική περίοδο λαμβάνονταν μετρήσεις με ένα Doppler lidar (παρέχει τη δυνατότητα μέτρησης ταχυτήτων ανέμου, τόσο στην οριζόντια όσο και στην κατακόρυφη διεύθυνση), απ' όπου υπολογίστηκαν οι κατατομές της διακύμανσης της κατακόρυφης

συνιστώσας της ταχύτητας. Με αυτό τον τρόπο προσδιορίστηκε το βάθος ανάμειξης με βάση τις κατατομές της διακύμανσης της ταχύτητας με τον απλό τρόπο της επιλογής μιας τιμής κατωφλίου. Παρατηρήθηκε μάλιστα ότι η τιμή κατωφλίου διαφέρει ανάλογα με το αν η μελέτη αφορά ΑΟΣ πάνω από θάλασσα ή πάνω από γήινη επιφάνεια.

Εκτός από τον προσδιορισμό της διακύμανσης της ταχύτητας από το Doppler lidar, έρευνες αναδεικνύουν τη δυνατότητα μέτρησης του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας, που βασίζεται στη κλασική θεωρία περί παραγωγής και διάδοσης τύρβης στο ΑΟΣ (**O' Connor et al, 2010**).

Διάφορες τεχνικές μέτρησης από απόσταση μπορούν να συνδυαστούν μεταξύ τους, προκειμένου να προσδιοριστεί το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ. Αυτό μπορεί να γίνει προσδιορίζοντας το βάθος ανάμειξης μέσω της μελέτης της θερμικής δομής του ΑΟΣ από δεδομένα ενός SODAR, μέσω του οπτικού προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης από ένα ceilometer ή από ένα lidar και μέσω των κατατομών των παραμέτρων τύρβης που προκύπτουν από μετρήσεις ενός Doppler lidar (**Emeis et al, 2008**). Στο συγκεκριμένο άρθρο επισημαίνεται ότι ο πιο ολοκληρωμένος τρόπος μελέτης της δομής του ΑΟΣ (με μετρήσεις από απόσταση όταν δεν υπάρχουν δεδομένα ραδιοβολίσεων) γίνεται μέσα από το συνδυασμό της χρήσης ενός ηχητικού και ηλεκτρομαγνητικού σήματος αλλά και την οπτική μελέτη της δομής του ΑΟΣ από τις κατατομές των συγκεντρώσεων των αερολυμάτων.

Σε εργασία των **Sgouros, Helmis and Degleris (2011)** γίνεται η προσπάθεια δημιουργίας ενός νέου αλγορίθμου με τον οποίο υπολογίζεται το βάθος ανάμειξης βάση δεδομένων που προέκυψαν από μετρήσεις ενός συστήματος SODAR-RASS στα Μεσόγεια Αττικής (4 χιλιόμετρα από την ακτή) σε περίοδο δύο ετών (2007-2008). Ο αλγόριθμος βασίζεται στις κατατομές της θερμοκρασίας, του οπισθοσκεδαζόμενου ηχητικού σήματος και του αριθμού Richardson που προκύπτουν από τις μετρήσεις του SODAR-RASS. Στο συγκεκριμένο άρθρο η κρίσιμη τιμή που επιλέχθηκε για τον αριθμό Richardson είναι το 1. Για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης έγινε διαχωρισμός και κατάλληλη επιλογή κριτηρίων ανάλογα με το αν οι μετρήσεις αφορούσαν τη θερινή ή τη χειμερινή περίοδο, παρατηρώντας ότι κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου οι μέσες τιμές του βάθους ανάμειξης του ημερήσιου κύκλου ήταν μεγαλύτερες σε σχέση με τη χειμερινή περίοδο, όπως ήταν αναμενόμενο. Ένας ακόμη διαχωρισμός που έγινε ήταν με βάση την ένταση των ανέμων που επικρατούσαν λαμβάνοντας υπόψη

επιτόπιες μετρήσεις που έγιναν στη επιφάνεια του εδάφους. Τις ημέρες με ισχυρό άνεμο το βάθος ανάμειξης ήταν αρκετά μεγαλύτερο σε σχέση με τις μέρες που επικρατούσαν ασθενείς άνεμοι, παρατήρηση η οποία έρχεται σε συμφωνία με τη θεωρία του ΑΟΣ. Αυτό που παρατηρήθηκε επίσης ήταν η αδυναμία του αλγορίθμου να προβλέψει το βάθος ανάμειξης κατά τη διάρκεια των <<μεταβατικών>> περιόδων του ημερήσιου κύκλου, δηλαδή κατά τις πρώτες πρωινές και τις πρώτες βραδινές ώρες.

Μία ακόμη συνδυαστική-συγκριτική μελέτη με στόχο τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ αποτελεί αυτή των **Helmis, Sgouros and Tombrou (2012)**, όπου χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από μία πειραματική καμπάνια που πραγματοποιήθηκε στο αεροδρόμιο Αθηνών τη περίοδο 15-26 Σεπτέμβρη 2007. Η εκτίμηση του βάθους ανάμειξης έγινε με τρεις διαφορετικούς τρόπους: με μετρήσεις από ένα σύστημα SODAR-RASS, με ένα ceilometer και με την εφαρμογή δύο διαφορετικών αριθμητικών μοντέλων (Penn State/NCAR MM5 και WRF (Weather Research and Forecasting)). Στη συγκεκριμένη μελέτη γίνεται κατηγοριοποίηση των ημερών με βάση τις συνοπτικές συνθήκες που επικρατούν (επιφάνεια, 850hPa και 700hPa), μια διαδικασία η οποία κρίνεται απαραίτητη, ιδιαίτερα όταν παρατηρούνται μεγάλες μεταβολές στο βάθος ανάμειξης από μέρα σε μέρα. Τα αποτελέσματα από τη σύγκριση έδειξαν ότι το βάθος ανάμειξης που υπολογίζεται από το WRF είναι υποτιμημένο σε σχέση με τις τιμές που υπολογίστηκαν από το MM5. Αυτό παρατηρείται ιδιαίτερα κάτω από ευσταθείς συνθήκες και οφείλεται στο διαφορετικό τρόπο παραμετροποίησης του κάθε μοντέλου. Και τα δύο μοντέλα εντοπίζουν μέγιστο βάθος ανάμειξης κατά τις πρώτες απογευματινές ώρες. Σε γενικές γραμμές και τα δύο μοντέλα υπερεκτιμούν το βάθος ανάμειξης (ιδιαίτερα το MM5) σε σχέση με τις τιμές που προσδιορίζονται από τα δύο συστήματα μετρήσεων από απόσταση (SODAR-RASS και ceilometer). Το SODAR-RASS κρίθηκε πιο κατάλληλο για τη μέτρηση του βάθους ανάμειξης τις ημέρες με χαμηλές ή μέτριες ταχύτητες ανέμου ή υπό την εμφάνιση τοπικών ροών με ελαφρά ευστάθεια. Το ceilometer κρίθηκε πιο κατάλληλο για ημέρες με ισχυρούς ανέμους, καθώς η ατμόσφαιρα είναι πιο ομογενής, ενώ υπερεκτιμά το βάθος ανάμειξης τις ημέρες με χαμηλές ταχύτητες ανέμου ή υπό την εμφάνιση τοπικών ροών, πιθανότατα λόγω της παραμονής στρωμάτων από αερολύματα σε μεγαλύτερα ύψη ή λόγω της μεταφοράς τους από άλλες περιοχές.

Σε μία πρόσφατη εργασία (**Banks et al, 2015**), ανάλογη των **Helmis, Sgouros and Tombrou (2012)**, το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη σύγκριση τριών διαφορετικών μεθόδων : με τη χρήση lidar , με την επεξεργασία ραδιοβολίσεων και με την εφαρμογή αριθμητικού μοντέλου. Η μελέτη έγινε για αστική παράκτια περιοχή της Ανατολικής Ισπανίας. Και σε αυτή την εργασία κρίνεται απαραίτητη η κατηγοριοποίηση των ημερών που μελετώνται με βάση τις συνοπτικές συνθήκες που επικρατούν. Για μία περίοδο 16 ετών γίνεται χρήση του αριθμητικού μοντέλου WRF μελετώντας τις ροές αερίων μαζών σε ύψη 0.5 , 1.5 και 3 χιλιόμετρα από όπου προέκυψαν 7 διαφορετικές κατηγορίες ροών συνοπτικής κλίμακας για κάθε ύψος. Στη συνέχεια χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από τις μετρήσεις ενός Raman lidar από τη περίοδο 2007-2013. Την ίδια χρονική περίοδο πραγματοποιούνταν ραδιοβολίσεις σε καθημερινή βάση στις 1200 UTC \pm 30 min. Οι τιμές του βάθους ανάμειξης που υπολογίστηκαν από τις ραδιοβολίσεις χρησιμοποιήθηκαν ως σημείο αναφοράς για σύγκριση με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από το μοντέλο και το lidar. Προκειμένου οι μετρήσεις από το lidar να συμπέσουν χρονικά με τις ραδιοβολίσεις, από τα 7 χρόνια μετρήσεων του lidar επιλέχθηκαν 45 μέρες, για τις οποίες έγινε η μελέτη. Για αυτές τις 45 μέρες υπολογίστηκε το βάθος ανάμειξης στις 1200 UTC \pm 30 min με συνολικά 4 διαφορετικούς τρόπους από το lidar, 8 διαφορετικά σχήματα παραμετροποίησης του ΑΟΣ από το WRF και από τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων. Από τις 4 διαφορετικές τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν για την εκτίμηση του βάθους ανάμειξης μέσω του lidar, πιο αξιόπιστη κρίθηκε η **Extended Kalman Filter Technique** ,μία νέα τεχνική με την οποία δίνεται η δυνατότητα υπολογισμού του βάθους ανάμειξης ακόμα και σε περιπτώσεις που το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα έχει πολύ θόρυβο. Τα δεδομένα που προέκυψαν από την εφαρμογή του μοντέλου παρουσιάζουν διακυμάνσεις ανάλογα με το σχήμα παραμετροποίησης και τις συνοπτικές συνθήκες.

Το αντικείμενο της παρούσας εργασίας είναι ο υπολογισμός του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ στη περιοχή Φινοκαλιά Κρήτης (35.338°N, 25.670°E) την περίοδο 18 Ιουνίου-10 Ιουλίου 2014. Κατά την διάρκεια της συγκεκριμένης

περιόδου πραγματοποιήθηκε μία μεγάλη πειραματική καμπάνια στη περιοχή από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών (ΕΑΑ) σε συνεργασία με άλλα ερευνητικά κέντρα από όλη την Ευρώπη.

Στόχος της καμπάνιας (που πήρε την ονομασία CHARADMExp) αποτέλεσε ο προσδιορισμός των οπτικών, μικροφυσικών και χημικών ιδιοτήτων των σωματιδίων που παράγονται από τη θάλασσα καθώς και σωματιδίων σκόνης (<http://charadmexp.gr>). Για την πραγματοποίηση της καμπάνιας χρησιμοποιήθηκαν διάφορα όργανα που παρείχαν τη δυνατότητα επιτόπιων ή εξ αποστάσεως μετρήσεων. Οι μετρήσεις που επεξεργαστήκαμε για την πραγματοποίηση της εργασίας προέρχονται από δύο όργανα lidar, το pollyXT Raman lidar (**Duck et al., 2005 Althausen et al., 2009, Engelmann et al., 2014**) και το halo Doppler lidar (**Huffaker and Hardesty 1996; Grund et al., 2001, Pearson et al., 2008**), οι αρχές λειτουργίας των οποίων θα περιγραφούν λεπτομερώς σε επόμενο κεφάλαιο .

Τα δεδομένα που προέκυψαν από την επεξεργασία των μετρήσεων από τα lidar συγκρίθηκαν με ραδιοβολίσεις που λάμβαναν χώρα στο Ηράκλειο Κρήτης την ίδια χρονική περίοδο. Οι ραδιοβολίσεις αποτελούν σημείο αναφοράς για την μελέτη του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος καθώς και του βάθους ανάμειξης του (**Seibert et al. 2000**).

Επίσης χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα από το WRF (Weather Reserarch and Forecasting), το οποίο αποτελεί ένα αριθμητικό μοντέλο μέσης κλίμακας που σχεδιάστηκε για ερευνητικές ανάγκες καθώς και για ανάγκες πρόβλεψης καιρικών συνθηκών (**National Center for Atmospheric Research**).

Άρα, συνολικά δύο όργανα μέτρησης από απόσταση, ένα σύστημα επιτόπιων μετρήσεων με ραδιοβόλιση και δεδομένα από την εφαρμογή αριθμητικού μοντέλου χρησιμοποιήθηκαν για την σύγκριση των υπολογισμών του βάθους ανάμειξης χρησιμοποιώντας διαφορετικές μεθοδολογίες καθώς και για την εξαγωγή ενός όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστου και ακριβούς αποτελέσματος.

2.ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

2.1. Γενικά χαρακτηριστικά του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος

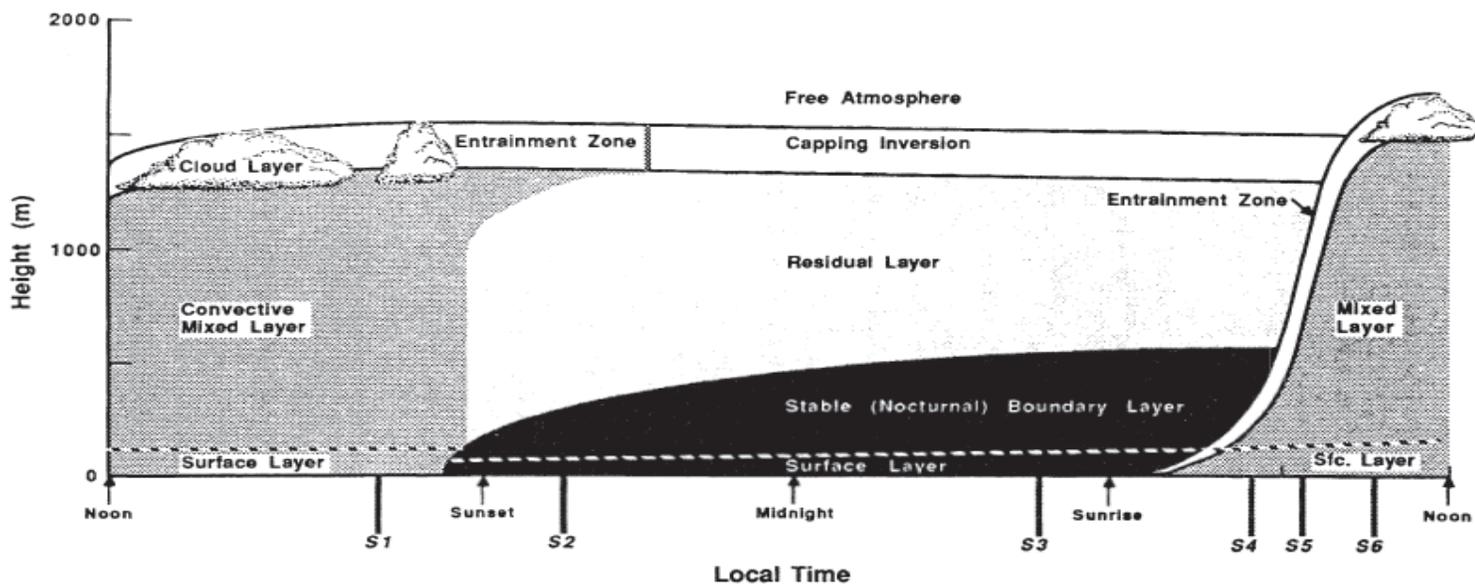
2.1.1. Εισαγωγή

Το κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας με μέσο ύψος 11 χιλιόμετρα που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια της γης ονομάζεται τροπόσφαιρα. Στην πραγματικότητα, μόνο μερικές εκατοντάδες μέτρα είναι αυτά που βρίσκονται σε άμεση επαφή με την επιφάνεια της γης. Τα πρώτα αυτά εκατοντάδες μέτρα αποτελούν το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) το οποίο μπορεί να οριστεί ως **‘το τμήμα της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται άμεσα από την επιφάνεια της γης και ανταποκρίνεται στις διεργασίες (forcing) της γήινης επιφάνειας σε χρονικό διάστημα μιας ώρας ή λιγότερο’ (Stull, 1988)**. Οι διεργασίες αυτές περιλαμβάνουν την εξάτμιση και διαπνοή, δυνάμεις τριβής που αναπτύσσονται, μεταφορά θερμότητας, εκπομπές ρύπων κτλ.

2.1.2. Δομή και ύψος του ΑΟΣ

Το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα αποτελεί αναμφίβολα το πιο ενδιαφέρον τμήμα ολόκληρης της ατμόσφαιρας καθώς σε αυτό συμβαίνουν οι περισσότερες ανθρώπινες δραστηριότητες και εμφανίζει πολύ μεγάλη ποικιλία ως προς το ύψος (βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ) και την δυναμική κατάσταση στην οποία βρίσκεται ανάλογα με το ανάγλυφο της κάθε περιοχής, την ώρα της ημέρας αλλά και την εποχή. Το ΑΟΣ περιλαμβάνει τα πρώτα 500 έως 1500 μέτρα της ατμόσφαιρας (σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να είναι και μικρότερο από 500 μέτρα ή και μεγαλύτερο από 1500 μέτρα , αν μελετάμε θαλάσσια περιοχή ή έρημο αντίστοιχα).

Το ΑΟΣ πάνω από γήινη επιφάνεια έχει καθορισμένη δομή και παρουσιάζει έναν ημερήσιο κύκλο όπως αποτυπώνεται στην παρακάτω εικόνα.



Σχήμα 2.1. Ημερήσιος κύκλος του ΑΟΣ

Τα τρία κύρια συστατικά της δομής του ΑΟΣ είναι το ασταθές αναμεμειγμένο στρώμα (convective mixed layer), το υπολειπόμενο στρώμα (residual layer) και το ευσταθές οριακό στρώμα (stable boundary layer). Οι όροι ευσταθές και ασταθές στρώμα θα αναλυθούν στη συνέχεια. Στην περίπτωση που υπάρχουν νέφη στο αναμεμειγμένο στρώμα, τότε έχουμε το στρώμα νεφών (cloud layer).

Για την κατανόηση της δομής του ΑΟΣ είναι απαραίτητο να προσδιοριστούν οι παράγοντες που συντελούν στη μεταβολή του. Ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό του ΑΟΣ είναι η τυρβώδης κατάσταση στην οποία βρίσκεται. Η τυρβή αποτελεί στην πραγματικότητα τις αυξομειώσεις της ταχύτητας του ανέμου γύρω από τη μέση τιμή και μπορεί να περιγραφεί από ένα σύμπλεγμα άτακτων στροβιλοειδών ροών που ονομάζονται στρόβιλοι (eddies). Η πιο σημαντική γενεσιουργός αιτία της τυρβής είναι οι διεργασίες (forcings) που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια του εδάφους. Για παράδειγμα, η θέρμανση του εδάφους λόγω ακτινοβολίας έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων και τη παραγωγή τυρβής. Άλλο παράδειγμα αποτελεί η καθ ύψος μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου (wind shear) που δημιουργείται λόγω της τριβής. Τα παραπάνω έχουν σαν αποτέλεσμα όλες οι μετεωρολογικές παράμετροι (θερμοκρασία, άνεμος, υγρασία) να

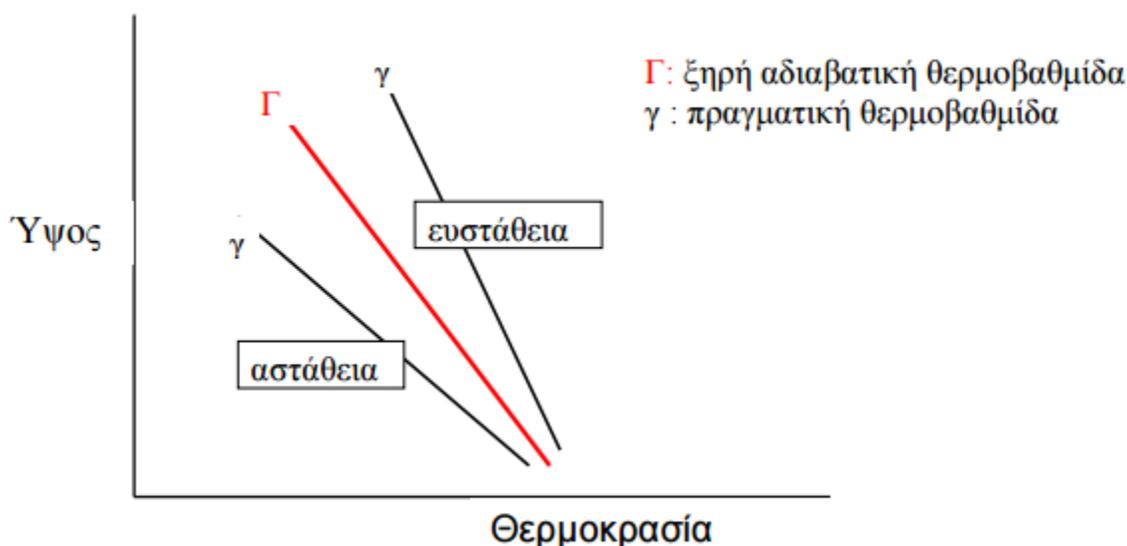
παρουσιάζουν μεγάλη ανομοιογένεια στο χώρο αλλά και στο χρόνο σε αντίθεση με τα ανώτερα τμήματα της ατμόσφαιρας.

Η τυρβώδης κατάσταση στην οποία βρίσκεται το ΑΟΣ κάνει πιο δύσκολη τη δυνατότητα μελέτης του, εξακολουθώντας και σήμερα να συγκεντρώνει το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών, αφού αφ ενός μεν δεν έχουν δοθεί λύσεις που να καλύπτουν πλήρως τα θέματα αυτά, αφ ετέρου δε καινούργια επιστημονικά πεδία ανοίγονται, όπως εφαρμογές σε θέματα ποιότητας αέρα, αιολικής ενέργειας, τοπικές κυκλοφορίες κ.α. που έχουν ιδιαίτερη σημασία και σχετίζονται άμεσα με τη μελέτη του ΑΟΣ. (**‘Εισαγωγή στη θεωρία του ΑΟΣ’** , σημειώσεις Κ. Χέλμη)

2.1.3. Καταστάσεις του ΑΟΣ

Όπως αναφέραμε και παραπάνω, η επιφάνεια του εδάφους είναι αυτή που κυρίως επηρεάζει τη ροή μέσα στο ΑΟΣ καθώς και το ύψος του. Το έδαφος προκαλεί τη τυρβώδη ροή λόγω του διαφορετικού ανάγλυφου που συναντά ο αέρας στην επιφάνεια. Σημειώνεται ότι η ροή μέσα στο ΑΟΣ είναι τυρβώδης ακόμα και αν η επιφάνεια του εδάφους είναι εντελώς λεία. Επίσης η επιφάνεια του εδάφους παράγει τη τύρβη στο ΑΟΣ καθώς ενεργεί σαν πηγή ή καταβόθρα θερμότητας για τον αέρα ανάλογα με το αν είναι μέρα ή νύχτα αντίστοιχα. Κατά την διάρκεια της ημέρας το έδαφος θερμαίνεται περισσότερο από τον υπερκείμενο αέρα δημιουργώντας έντονες ανοδικές κινήσεις (αστάθεια). Αντίθετα κατά την διάρκεια της νύχτας το έδαφος ψύχεται περισσότερο από τον υπερκείμενο αέρα λόγω ακτινοβολίας δημιουργώντας καθοδικές κινήσεις (ευστάθεια) και επιφανειακές θερμοκρασιακές αναστροφές. Η κατάσταση στην οποία βρίσκεται η ατμόσφαιρα περιγράφεται από την τιμή της πραγματικής θερμοβαθμίδας (γ) σε σχέση με τη ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Γ). Με βάση αυτή τη σύγκριση έχουμε τις εξής κατηγορίες (βλ. διάγραμμα τάδε):

- $\gamma < \Gamma$ → ευσταθείς συνθήκες
- $\gamma > \Gamma$ → ασταθείς συνθήκες
- $\gamma = \Gamma$ → ουδέτερες συνθήκες

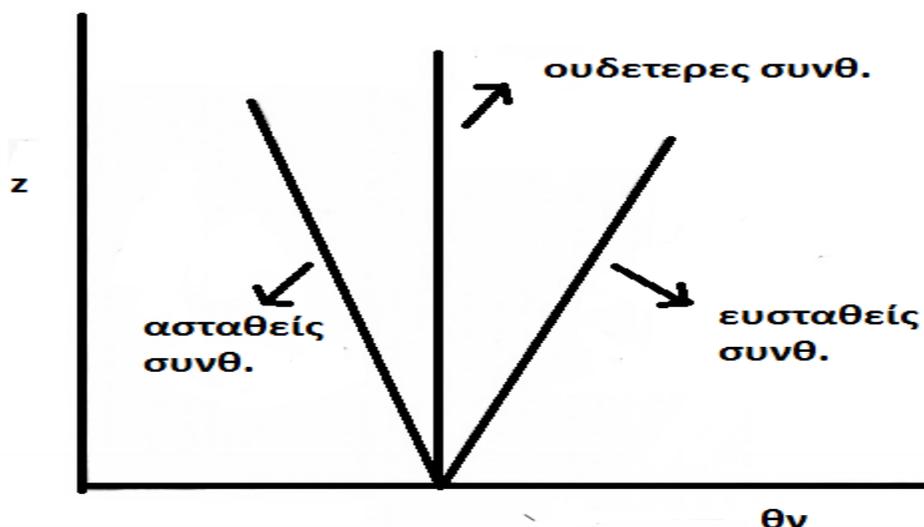


Σχήμα 2.2. Σχέση ανάμεσα στην πραγματική και την αδιαβατική θερμοβαθμίδα υπό ευσταθείς και ασταθείς συνθήκες

Ένα χρήσιμο μέτρο για την περιγραφή της κατάστασης ενός στρώματος αποτελεί η κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας (θ_v) μιας μάζας αέρα που βρίσκεται σε αυτό το στρώμα. Η δυνητική θερμοκρασία είναι η θερμοκρασία την οποία θα είχε αυτή η μάζα αν είχε εκτονωθεί (ή αντίστοιχα συμπιεστεί) αδιαβατικά από την κατάσταση στην οποία βρίσκεται (p (πίεση), T (απόλυτη θερμοκρασία)) σε μία τυπική πίεση p_0 , η οποία έχει επικρατήσει να λαμβάνεται ίση με 1000 mb και δίνεται από τη σχέση:

$$\theta_v = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{R}{c_p}} = T \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} \quad (2.1)$$

Η κατάσταση ενός στρώματος ανάλογα με την κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 2.3. Κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας υπό ασταθείς, ευσταθείς και ουδέτερες συνθήκες.

Ασταθές ΑΟΣ

Το ασταθές ΑΟΣ (Convective Boundary Layer) δημιουργείται κατά τις πρώτες πρωινές και μεσημεριανές ώρες όπου λόγω θέρμανσης του εδάφους, ο πιο θερμός άρα και ελαφρύτερος αέρας ανέρχεται. Ανοδικές κινήσεις δημιουργούνται και στη περίπτωση που ο αέρας ο οποίος βρίσκεται στα κατώτερα στρώματα περιέχει περισσότερους υδατμούς από τον περιβάλλοντα αέρα. Οι θερμικές ανοδικές κινήσεις εκτείνονται μέχρι ένα μέγιστο ύψος, που καθορίζει το ύψος της αναστροφής και ουσιαστικά αποτελεί το λεγόμενο «βάθος ανάμειξης» του ΑΟΣ. Η αναστροφή λειτουργεί ουσιαστικά σαν «καπάκι» περιορίζοντας τις ανοδικές κινήσεις, καθορίζοντας με αυτό τον τρόπο το βάθος του ΑΟΣ που κυμαίνεται από μερικές εκατοντάδες μέτρα έως δύο χιλιόμετρα.

Με βάση την κατανομή των μετεωρολογικών παραμέτρων (θερμοκρασία, υγρασία, ταχύτητα ανέμου) καθ' ύψος, το ασταθές ΑΟΣ χωρίζεται σε τρία τμήματα. Το πρώτο τμήμα αποτελεί το επιφανειακό στρώμα (surface layer) του ΑΟΣ που χαρακτηρίζεται από έντονες βαθμίδες των παραμέτρων και συνήθως περιλαμβάνει τα πρώτα 40 έως 50 μέτρα του ΑΟΣ. Πάνω από το επιφανειακό στρώμα βρίσκεται το στρώμα ανάμειξης το οποίο εκτείνεται μέχρι το ύψος της αναστροφής. Στο στρώμα αυτό οι βαθμίδες των μετεωρολογικών παραμέτρων είναι πολύ πιο ομαλές λόγω της έντονης ανάμειξης που επικρατεί. Τέλος, το

τελευταίο τμήμα του ΑΟΣ αποτελεί το στρώμα αναστροφής το οποίο περιορίζει τις έντονες ανοδικές κινήσεις, καθορίζοντας το βάθος του ΑΟΣ.

Ουδέτερο ΑΟΣ

Όταν δεν παρατηρείται θερμοκρασιακή αναστροφή και η θερμοβαθμίδα ισούται με την αδιαβατική, τότε έχουμε το ουδέτερο ΑΟΣ. Σε αυτή τη περίπτωση δεν υπάρχουν θερμικές ανοδικές κινήσεις και η τυρβώδης κατάσταση του ΑΟΣ οφείλεται στην κατακόρυφη βαθμίδα του οριζόντιου ανέμου. Αν και γενικά μια τέτοια εικόνα δεν ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα, με εξαίρεση μερικές ώρες το απόγευμα, έχει πραγματοποιηθεί αξιόλογη θεωρητική μελέτη του ουδέτερου ΑΟΣ. Πειραματικά βέβαια, είναι πολύ δύσκολο να συμπεράνουμε αν το ΑΟΣ είναι σε ουδέτερη κατάσταση και γι αυτό χρησιμοποιείται η έκφραση “ σχεδόν ουδέτερο ΑΟΣ” αφού δεν μηδενίζονται οι ροές θερμότητας και υγρασίας.

Ευσταθές ΑΟΣ

Κατά την διάρκεια της νύχτας το έδαφος ακτινοβολεί την ενέργεια που απορρόφησε από την ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της μέρας με αποτέλεσμα να ψύχεται γρηγορότερα από τον υπερκείμενο αέρα που βρίσκεται σε μεγαλύτερο ύψος. Αυτό έχει ως συνέπεια τη δημιουργία θετικής θερμοβαθμίδας. Άρα στη περίπτωση του ευσταθούς ΑΟΣ οι θερμικές κινήσεις έχουν φορά προς τα κάτω με αποτέλεσμα να αφαιρείται ενέργεια από το μέσο.

2.1.4. Το ΑΟΣ πάνω από θάλασσα.

Οι θάλασσες και οι ωκεανοί καταλαμβάνουν το μεγαλύτερο μέρος της επιφάνειας της γης, με αποτέλεσμα οι φυσικές διαδικασίες που συμβαίνουν πάνω από υδάτινες επιφάνειες (ανταλλαγές θερμότητας ,μάζας κτλ) να επηρεάζουν άμεσα την κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και των ωκεανών. Γι’ αυτό το λόγο η μελέτη των διεργασιών που πραγματοποιούνται πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και ιδιαίτερα στο ΑΟΣ έχουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον.

Έχει αποδειχθεί ότι το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ πάνω από τη θάλασσα παρουσιάζει μικρότερες μεταβολές ως προς το χρόνο και ως προς το χώρο σε

σχέση με την ξηρά. Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας αλλάζει πολύ λίγο κατά τον ημερήσιο κύκλο, κάτι που οφείλεται στη τεράστια ανάμειξη που πραγματοποιείται στην επιφάνεια των ωκεανών. Επίσης η θάλασσα έχει μεγάλη θερμοχωρητικότητα, με αποτέλεσμα να μπορεί να απορροφήσει πολύ μεγάλα ποσά ηλιακής ακτινοβολίας μεταβάλλοντας ελάχιστα την θερμοκρασία στην επιφάνεια.

Οι περισσότερες μεταβολές που ενδέχεται να παρατηρηθούν στο βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ πάνω από θάλασσα οφείλονται σε μέσης και συνοπτικής κλίμακας φαινόμενα κατακόρυφης κίνησης και μεταφοράς αερίων μαζών πάνω από την επιφάνεια. Μία αέρια μάζα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας, θα ισορροπήσει με αυτή, αποκτώντας την ίδια θερμοκρασία. Αυτή η ισορροπία που υπεισέρχεται στο σύστημα επιφάνεια θάλασσας-οριακό στρώμα, είναι ο λόγος για τον οποίο στο ΑΟΣ επικρατούν τις περισσότερες φορές ουδέτερες συνθήκες με αποτέλεσμα το βάθος του να μην ξεπερνά τα 500 μέτρα.

Όταν επικρατούν οι παραπάνω συνθήκες, το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ πάνω από τη θάλασσα μπορεί να αλλάζει μόνο κατά 10% σε μία τεράστια απόσταση χιλίων χιλιομέτρων, με εξαίρεση τις περιπτώσεις που το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται στα σύνορα δύο ωκεανών με πολύ διαφορετική επιφανειακή θερμοκρασία (**Stage and Weller, 1976**).

2.1.5. Παράμετροι τύρβης του ΑΟΣ

Η Τυρβώδης Κινητική Ενέργεια (ΤΚΕ) ανά μονάδα μάζας (m) στο ΑΟΣ συνδέεται άμεσα με τις μέσες διακυμάνσεις των τριών συνιστωσών των ταχυτήτων του ανέμου μέσω της σχέσης:

$$\frac{TKE}{m} = \frac{1}{2} (\sigma_w^2,mean + \sigma_u^2,mean + \sigma_v^2,mean) \quad (2.2)$$

Παραδοχή της θεωρίας περί παραγωγής τύρβης είναι ότι η τύρβη στο ΑΟΣ είναι ομογενής και ιστροπική. Με βάση τη θεώρηση αυτή μπορούμε να γράψουμε ότι:

$$\sigma_w^2,mean = \sigma_u^2,mean = \sigma_v^2,mean \quad (2.3)$$

Οπότε έχοντας στη διάθεση μας τιμές της διακύμανσης της ταχύτητας για μία συνιστώσα, να μπορούμε να εξάγουμε συμπεράσματα για την κατάσταση της τύρβης στο ΑΟΣ.

Η ΤΚΕ κατά τη διάρκεια της ημέρας μειώνεται απότομα καθ' ύψος στο επιφανειακό στρώμα και έπειτα παραμένει σταθερή μέχρι τη κορυφή του ΑΟΣ, παίρνοντας τελικά πολύ χαμηλές τιμές στην ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας η ΤΚΕ μειώνεται απότομα από τα πρώτα κιόλας μέτρα του ΑΟΣ.

Το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι μέσω του υπολογισμού της διακύμανσης της ταχύτητας του ανέμου μπορούμε να βγάλουμε συμπεράσματα για την ΤΚΕ και το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ.

Μία ακόμα παράμετρος που μπορεί να δώσει πολλές πληροφορίες για την κατάσταση της τύρβης στο ΑΟΣ είναι ο ρυθμός κατανάλωσης της ΤΚΕ ϵ (dissipation rate).

Με βάση τη θεωρία παραγωγής τύρβης στην τροπόσφαιρα, οι <<φορείς>> της τύρβης, οι στρόβιλοι, διατηρούν τη Τυρβώδη Κινητική Ενέργεια μεταφέροντας την σε μικρότερους στρόβιλους οι οποίοι με τη σειρά τους την μεταφέρουν σε ακόμη μικρότερους. Καθ' όλη τη διάρκεια αυτής της διαδικασίας θεωρούμε ότι δεν υπάρχουν απώλειες της ΤΚΕ λόγω θερμότητας κατά τη μεταφορά. Οι απώλειες αυτές είναι πολύ μικρές σε σχέση με την ενέργεια των στρόβιλων μεγάλης κλίμακας αλλά στη συνέχεια που οι στρόβιλοι γίνονται αρκετά μικροί, οι απώλειες λόγω θερμότητας είναι συγκρίσιμες με την ενέργεια των στρόβιλων και όλη η ΤΚΕ μετατρέπεται σε θερμότητα λόγω τριβών.

Μέτρο των παραπάνω απωλειών αποτελεί το ϵ , το οποίο κατά τη διάρκεια της ημέρας διατηρείται σταθερό καθ' ύψος μέχρι την κορυφή του ΑΟΣ, ενώ μειώνεται απότομα σε μεγαλύτερα ύψη.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας το ϵ συνεχώς μειώνεται καθ' ύψος στο ΑΟΣ.

Στη συγκεκριμένη εργασία δίνεται η δυνατότητα υπολογισμού του ϵ χρησιμοποιώντας τις μετρήσεις από το Doppler lidar, με μέθοδο η οποία θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

2.2. Τεχνικές προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ

2.2.1. Εισαγωγή

Εφόσον, όπως αναφέραμε προηγουμένως, το ΑΟΣ αποτελεί το πιο ενδιαφέρον κομμάτι της ατμόσφαιρας, ο υπολογισμός του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ συγκέντρωσε το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών. Κατά την διάρκεια των τελευταίων ετών έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι με τις οποίες μπορεί να μετρηθεί το βάθος του ΑΟΣ. Όλες οι μέθοδοι για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης βασίζονται στον υπολογισμό μετεωρολογικών παραμέτρων και παραμέτρων τύρβης. Με βάση τις παραμέτρους αυτές το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σύμφωνα με τους παρακάτω πίνακες (**Beyrich 1997**):

Πίνακας 2.1. Μέθοδοι προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ υπό ασταθείς και ευσταθείς συνθήκες

ΑΣΤΑΘΕΣ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Βάσει των κατατομών μετεωρολογικών παραμέτρων

- Ύψος που βρίσκεται στρώμα με σημαντική μεταβολή οριζόντιας ταχύτητας καθ' ύψος.
- Ύψος που βρίσκεται η βάσης μιας αναστροφής ύψους ή ενός ευσταθούς στρώματος.
- Ύψος στο οποίο η υγρασία ή η συγκέντρωση αερολυμάτων μειώνεται ξαφνικά.
- Ύψος στο οποίο η κατακόρυφη ταχύτητα πλουμίου μηδενίζεται.

Βάσει των κατατομών παραμέτρων τύρβης

- Ύψος στο οποίο η ροή τυρβώδους ενέργειας αλλάζει πρόσημο.
- Ύψος στο οποίο η ροή τυρβώδους ενέργειας έχει αρνητικό μέγιστο.
- Ύψος στο οποίο ο ρυθμός κατανάλωσης της ΤΚΕ ή η διακύμανση της ταχύτητας μειώνεται σημαντικά.
- Θεωρίες ομοιότητας βασισμένες σε προφίλ παραμέτρων εντός του ΑΟΣ.

ΕΥΣΤΑΘΕΣ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ

Βάσει των κατατομών μετεωρολογικών παραμέτρων

- Ύψος στο οποίο βρίσκεται ο πυρήνας ενός Low Level Jet .
- Ύψος στο οποίο βρίσκεται το πάνω όριο ενός στρώματος με σημαντική μεταβολή οριζόντιας ταχύτητας καθ' ύψος.
- Ύψος στο οποίο βρίσκεται η κορυφή μιας

Βάσει των κατατομών παραμέτρων τύρβης

- Ύψος στο οποίο μία παράμετρος τύρβης είναι ίση με το ποσοστό της τιμής που έχει η παράμετρος στο επιφανειακό στρώμα.
- Ύψος στο οποίο ο αριθμός Richardson λαμβάνει μία κρίσιμη τιμή.
- Ύψος στο οποίο παρατηρείται η μέγιστη κλίση

επιφανειακής αναστροφής.

στις κατανομές των παραμέτρων δομής ή των διακυμάνσεων.

- Ύψος στο οποίο υπάρχει η πρώτη ασυνέχεια σε προφίλ θερμοκρασίας ή υγρασίας.

Οι συνηθέστερες μέθοδοι που ακολουθούνται για το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης είναι η επεξεργασία των μετρήσεων από ραδιοβολίσεις, η χρήση lidar, ραντάρ, sodar και ceilometer. Σε αυτό το σημείο, όπως και στην εισαγωγή της παρούσας εργασίας, πρέπει να επισημάνουμε ότι ο καλύτερος τρόπος υπολογισμού του βάθους ανάμειξης είναι από το συνδυασμό διαφόρων μεθόδων (**Beyrich and Gorsdorf, 1995, Helmis et al, 2012**).

2.2.2. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης από δεδομένα ραδιοβολίσεων

Η πιο συνηθισμένη και έγκυρη μέθοδος η οποία αποτελεί σημείο αναφοράς για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης είναι η μελέτη των κατατομών της ταχύτητας του ανέμου, της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας από δεδομένα που έχουν προκύψει από ραδιοβολίσεις (**Seibert et al. 2000**). Μία πρώτη εκτίμηση για το βάθος ανάμειξης μπορεί να γίνει μελετώντας τις συγκεκριμένες κατατομές.

Ένα πολύ σημαντικό φυσικό μέγεθος που μπορεί να δώσει πολλές πληροφορίες για την κατάσταση του ΑΟΣ και υπολογίζεται κυρίως από δεδομένα ραδιοβολίσεων είναι ο αριθμός Richardson. Ο αριθμός Richardson ορίζεται ως ο λόγος των θερμικών προς τις μηχανικές δυνάμεις που παράγουν την τύρβη στην ατμόσφαιρα. Στη συγκεκριμένη εργασία χρησιμοποιούμε τον Bulk Richardson number ο οποίος δίνεται από τη σχέση:

$$R_i = \frac{g \frac{\delta \theta_v}{\delta z}}{\theta_v \left(\frac{\delta V}{\delta z} \right)^2} \quad (2.4)$$

Όπου g η επιτάχυνση της βαρύτητας, θ_v η δυνητική θερμοκρασία και V η οριζόντια ταχύτητα του ανέμου. Εάν υπολογιστεί ο αριθμός Richardson μπορεί να αποτελέσει κριτήριο ευστάθειας για κάθε στρώμα δz του ΑΟΣ. Συγκεκριμένα, ένα στρώμα είναι ευσταθές όταν $R_i > 0$, ουδέτερο όταν $R_i = 0$ και ασταθές όταν $R_i < 0$. Ο αριθμός Richardson μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την ανίχνευση του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ. Όταν ο αριθμός Richardson λαμβάνει μία κρίσιμη τιμή σε κάποιο ύψος του οριακού στρώματος θεωρούμε ότι σε αυτό το ύψος βρίσκεται το βάθος ανάμειξης. Η κρίσιμη τιμή συγκέντρωσε το ενδιαφέρον πολλών ερευνητών και κυμαίνεται ανάμεσα σε 0.21 και 1.

2.2.3. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης με χρήση lidar

Τα τελευταία χρόνια γίνεται προσπάθεια από πολλούς ερευνητές για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης από τεχνικές με χρήση lidar (**Russel et al., 1974; Hooper and Eloranta, 1986; Piironen and Eloranta, 1995; Flamant et al., 1997; Menut et al., 1999; Steyn et al., 1999; Cohn and Angevine, 2000; Brooks, 2003**). Σχεδόν όλες οι τεχνικές θεωρούν ως ιχνηθέτη τα αιωρούμενα σωματίδια που βρίσκονται στο ΑΟΣ και βασίζονται στο γεγονός ότι η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων είναι πολύ μεγαλύτερη σε ύψη μικρότερα από το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ σε σχέση με την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Η χρήση τεχνικών lidar δίνει τη δυνατότητα ανίχνευσης του βάθους του ΑΟΣ με χρονική απόκριση από μερικά δευτερόλεπτα έως λίγα λεπτά και κατακόρυφη χωρική ανάλυση μερικών μέτρων. Το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ, ακόμα και στις «ακραίες» περιπτώσεις που ξεπερνά τα τρία χιλιόμετρα, μπορεί να εντοπιστεί από το lidar. Ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης με τεχνικές lidar είναι σχεδόν αδύνατον να πραγματοποιηθεί στις περιπτώσεις που υπάρχει αυξημένη νεφοκάλυψη.

Δύο ακόμη δυσκολίες που προκύπτουν κατά τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης με χρήση lidar είναι ότι (1) δεν μπορούν να πραγματοποιηθούν συνεχείς μετρήσεις για λόγους ασφαλείας (κυρίως λόγω των πιθανών πτήσεων από αεροπλάνα που μπορεί να γίνεται στη περιοχή μέτρησης) και (2) δεν υπάρχει

η δυνατότητα μέτρησης του βάθους ανάμειξης όταν αυτό βρίσκεται σε χαμηλά ύψη . Η τελευταία αδυναμία των lidars οφείλεται στο γεγονός, ότι η πλήρης επικάλυψη της δέσμης από το τηλεσκόπιο ξεκινάει μετά από μερικές εκατοντάδες μέτρα με αποτέλεσμα να μην υπάρχει σαφή εικόνα για την κατάσταση της ατμόσφαιρας σε πολύ χαμηλά ύψη. Παρ όλα αυτά, και οι δύο αδυναμίες που περιγράφηκαν παραπάνω μπορούν να ξεπεραστούν.

Η πρώτη δυσκολία παρακάμπτεται με την χρήση ενός μικρού radar το οποίο θα ανιχνεύει τα αεροπλάνα στη περιοχή και με κατάλληλο μηχανισμό θα δίνεται εντολή για την παύση λειτουργίας του lidar. Με αυτό τον τρόπο είναι δυνατόν να πραγματοποιούνται συνεχείς μετρήσεις χωρίς να υπάρχει ο κίνδυνος ατυχήματος. Η δεύτερη δυσκολία παρακάμπτεται με τη συνεχή βελτίωση των οργάνων που έχουν τη δυνατότητα εκπομπής παλμών σε διάφορα μήκη κύματος. Τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά ενός παλμού laser μικρού μήκους κύματος δίνουν τη δυνατότητα πλήρους επικάλυψης σε μικρά ύψη. Το γεγονός αυτό, σε συνδυασμό με την δημιουργία μεγαλύτερων τηλεσκοπίων στα lidars δίνουν τη δυνατότητα για προβλέψεις του βάθους του ΑΟΣ ακόμα και σε περιπτώσεις που αυτό βρίσκεται πολύ χαμηλά.

Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, διάφορες τεχνικές έχουν προταθεί για τον προσδιορισμό του βάθους του ΑΟΣ με χρήση των μετρήσεων από lidar. Οι κυριότερες από αυτές είναι (1) η μέθοδος κλίσης (gradient method,(**Flamant et al., 1997; Menut et al., 1999**)) , (2) η ανάλυση διακύμανσης (variance analysis, (**Piironen and Eloranta, 1995; Menut et al., 1999**)) και (3) η τεχνική συνδιακύμανσης κύματος (**Wavelet Covariance Technique (WCT) (Cohn and Angevine, 2000;Brooks, 2003)**),).

Η μέθοδος κλίσης καθώς και η WCT μέθοδος στηρίζονται στο γεγονός ότι η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων είναι πολύ μεγαλύτερη στο ΑΟΣ σε σχέση με την ελεύθερη ατμόσφαιρα. Με βάση αυτόν τον ισχυρισμό είναι δυνατή η πρόβλεψη του βάθους του ΑΟΣ εάν παρατηρηθεί μία απότομη μείωση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Το ύψος στο οποίο θα παρατηρηθεί αυτή η απότομη μείωση θα αποτελεί το ύψος μέχρι το οποίο εκτείνεται το ΑΟΣ. Η τεχνική

ανάλυσης διακύμανσης βασίζεται στο γεγονός ότι στη κορυφή του ΑΟΣ θα παρατηρούνται προσωρινές διακυμάνσεις στις συγκεντρώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων λόγω εισροής «καθαρού» τροποσφαιρικού αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Η τεχνική που θα ακολουθηθεί στην παρούσα εργασία είναι η WCT μέθοδος, η οποία αναλύεται σε επόμενο κεφάλαιο.

2.2.4. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης με χρήση sodar, radar και Doppler lidar

Τα συστήματα sodar έχουν τη δυνατότητα παροχής πληροφοριών που αφορούν τη θερμική και μηχανική δομή της τροπόσφαιρας (**Helmis et al. 2000; Coulter and Kallistratova 2004**) . Η ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος και ο υπολογισμός της παραμέτρου δομής της θερμοκρασίας καθ' ύψος στη τροπόσφαιρα , είναι δύο πληροφορίες που χρησιμοποιούνται κατά κόρον για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης από συστήματα sodar. Τα radar και τα Doppler lidar, έχουν τη δυνατότητα μέτρησης της ταχύτητας ανέμου καθ' ύψος και ως εκ τούτου , με τη χρήση των συγκεκριμένων οργάνων, είναι δυνατός ο υπολογισμός παραμέτρων τύρβης στη τροπόσφαιρα.

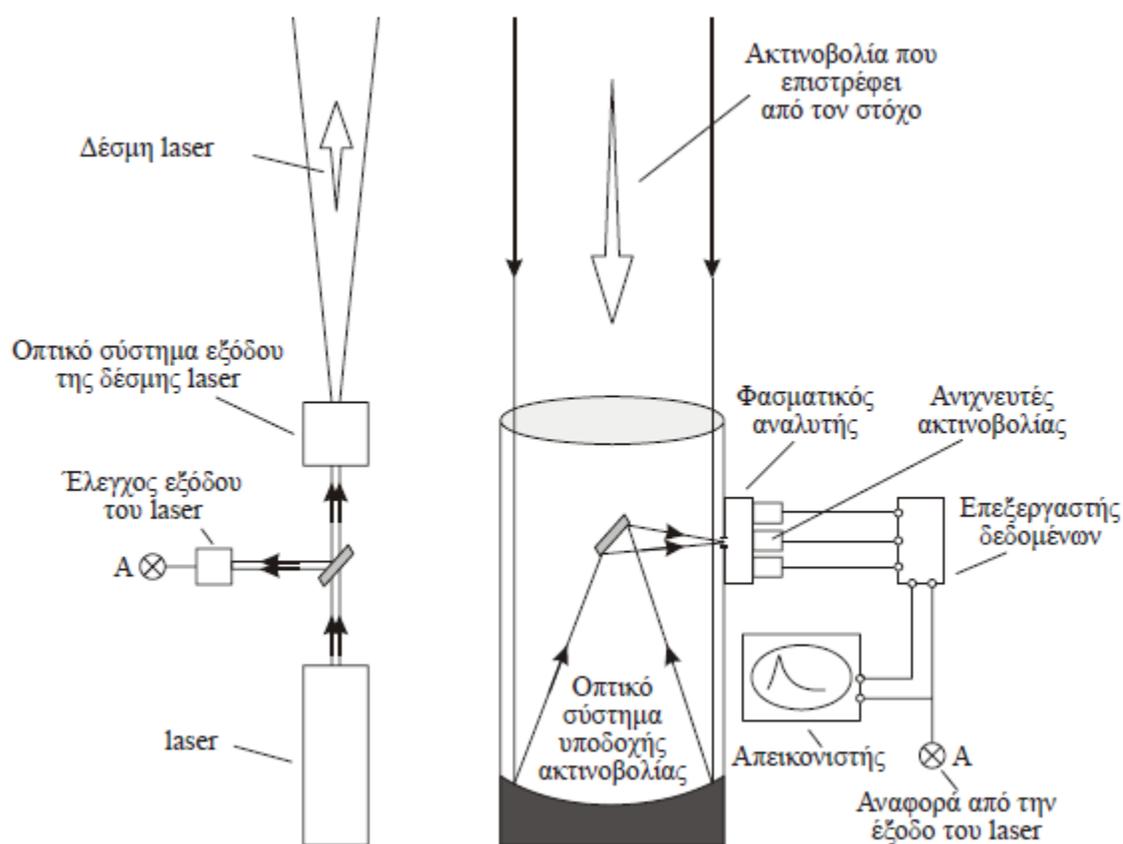
Οι παράμετροι τύρβης που υπολογίστηκαν στη συγκεκριμένη εργασία από τις μετρήσεις του Doppler lidar είναι ο ρυθμός κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας και η διακύμανση της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας. Η διαδικασία αυτή θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

2.3. Τεχνική περιγραφή και είδη συστημάτων lidar.

2.3.1. Εισαγωγή

Η ονομασία lidar προέρχεται από τον όρο <<light detection and ranging>> . Η αρχή λειτουργίας μιας διάταξης lidar στηρίζεται στην εκπομπή ενός παλμού laser στην ατμόσφαιρα, στην αλληλεπίδραση του παλμού με τα συστατικά της ατμόσφαιρας και στην ανίχνευση ενός μέρους του που επιστρέφει μέσω κατάλληλου συστήματος. Ένα σύστημα lidar αποτελείται από (1) μία ισχυρή

παλμική πηγή laser η οποία εκπέμπει ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα, (2) ένα οπτικό σύστημα ανίχνευσης μέρους της ακτινοβολίας που οπισθοσκεδάζεται (τηλεσκόπιο) και (3) ένα σύστημα μετατροπής της ακτινοβολίας σε ηλεκτρικό σήμα και εν συνεχεία καταγραφής και ψηφιοποίησης του. Ανάλογα με την ακτινοβολία που ανιχνεύεται μετά την αλληλεπίδραση με τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, μπορούν να εξαχθούν συμπεράσματα για το είδος των σωματιδίων, τη χημική τους σύσταση αλλά και την απόσταση στην οποία βρίσκονται σε σχέση με το όργανο. Η βασική δομή ενός συστήματος lidar περιγράφεται με το παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 2.4. Τυπική διάταξη συστήματος lidar

Μετρήσεις lidar μπορούν να πραγματοποιηθούν είτε με επίγεια συστήματα, είτε με φορητά συστήματα τα οποία έχουν τοποθετηθεί σε πλοία και αεροπλάνα. Αυτό δίνει τη δυνατότητα για τη μελέτη σωματιδίων όλων των ειδών (όπως ρύποι, σωματίδια που παράγονται από τη θάλασσα και σωματίδια σκόνης). Είναι επίσης δυνατή η μέτρηση της κατακόρυφης κατανομής διάφορων ατμοσφαιρικών παραμέτρων όπως η θερμοκρασία, η υγρασία και η ταχύτητα του ανέμου.

Ανάλογα με το είδος της αλληλεπίδρασης που έχει η εκπεμπόμενη ακτινοβολία με τα σωματίδια της ατμόσφαιρας (ελαστική/ ανελαστική σκέδαση, απορρόφηση), τα συστήματα lidar μπορούν να καταταχθούν σε διάφορες κατηγορίες, οι οποίες περιγράφονται συνοπτικά παρακάτω:

2.3.2. Lidar οπισθοσκέδασης

Η λειτουργία των lidar οπισθοσκέδασης στηρίζεται σε έναν πομπό (laser παλμικής λειτουργίας) και σε έναν δέκτη (τηλεσκόπιο). Η εκπεμπόμενη δέσμη πρέπει να έχει αρκετή ενέργεια έτσι ώστε το σήμα που τελικά θα ληφθεί από το δέκτη να είναι αρκετά ισχυρό αντισταθμίζοντας τυχόν απώλειες λόγω απορρόφησης ή διασποράς της ακτινοβολίας. Το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας εξαρτάται από το είδος των σωματιδίων που θέλουμε να ανιχνεύσουμε ενώ σε πολλά lidar μπορεί να μεταβάλλεται. Είναι σημαντικό το εύρος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας να είναι αρκετά μικρό έτσι ώστε να εξασφαλίζεται η μονοχρωματικότητα της ακτινοβολίας και κατά συνέπεια η όσο το δυνατόν καλύτερη ανάλυση. Στη συνέχεια, η εκπεμπόμενη ακτινοβολία κατευθύνεται μέσω ειδικών κατόπτρων στον ατμοσφαιρικό χώρο που θέλουμε να εξετάσουμε. Η ακτινοβολία που οπισθοσκεδάζεται συλλέγεται από ειδικό οπτικό σύστημα (συνήθως τηλεσκόπιο) και εν συνεχεία οδηγείται σε ειδικό φασματικό αναλυτή για να διαχωριστεί σε διάφορα μήκη κύματος από τα οποία αποτελείται. Τέλος γίνεται η μετατροπή σε ηλεκτρικό σήμα για να ακολουθήσει η κατάλληλη επεξεργασία και η συλλογή πληροφοριών που αυτό περιέχει.

2.3.3. Lidar φθορισμού

Τα συγκεκριμένα συστήματα lidar έχουν την ίδια αρχή λειτουργίας που περιγράφηκαν παραπάνω στα lidar οπισθοσκέδασης με την διαφορά ότι τα μόρια της ατμόσφαιρας που αποτελούν τους στόχους της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας, αφού την απορροφήσουν, διεγείρονται και επανεκπέμπουν την ακτινοβολία που προσέλαβαν αλλά αυτή τη φορά σε διαφορετικά μήκη κύματος. Το εύρος μηκών κύματος της ακτινοβολίας που θα εκπέμψουν τα μόρια της ατμόσφαιρας εξαρτάται από το είδος των μορίων και τις φυσικές και χημικές τους ιδιότητες. Ανάλογα λοιπόν με το εύρος μηκών κύματος που λαμβάνει ο δέκτης του lidar εξάγονται συμπεράσματα για το είδος των μορίων που περιέχει η ατμόσφαιρα και τις ιδιότητες που αυτά έχουν.

2.3.4. Raman lidar

Τα συγκεκριμένα συστήματα lidar στηρίζονται στη σκέδαση Raman η οποία αποτελεί ένα είδος ανελαστικής σκέδασης των μορίων. Η εκπεμπόμενη ακτινοβολία από τον πομπό προσκρούει στα μόρια της ατμόσφαιρας και ένας μέρος της οπισθοσκεδάζεται, αλλά αυτή τη φορά σε διαφορετικό μήκος κύματος. Άρα λοιπόν στον δέκτη φτάνει σήμα μονοχρωματικής ακτινοβολίας διαφορετικού μήκους κύματος από αυτό που εξέπεμψε η πηγή laser. Ανάλογα με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας που λαμβάνει ο δέκτης εξάγονται συμπεράσματα για το είδος του στόχου.

2.3.5 doppler lidar

Η αρχή λειτουργίας του οργάνου είναι παρόμοια με αυτή των lidar που περιγράφηκαν παραπάνω (πομπός και δέκτης), έχοντας ως βασική ιδιότητα την μέτρηση της ταχύτητας των μορίων του αέρα μέσω του φαινομένου Doppler. (Το μήκος κύματος του φωτός που σκεδάζεται από τα κινούμενα μόρια, υφίσταται μία μετατόπιση που εξαρτάται από την ταχύτητα κίνησης των μορίων της ατμόσφαιρας).

2.4. Αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας laser με την ατμόσφαιρα

2.4.1. Εισαγωγή

Ο παλμός laser που εκπέμπει το lidar και το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα που λαμβάνει από το οποίο εξάγουμε πληροφορίες για τα σωματίδια της ατμόσφαιρας αποτελεί ένα ηλεκτρομαγνητικό κύμα το οποίο διαδίδεται σε κάποιο μέσο, το οποίο στη δική μας περίπτωση είναι ο αέρας. Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία αλληλεπιδρά με τα σωματίδια της ατμόσφαιρας αφού σκεδάζεται και απορροφάται από αυτά. Το σήμα που ανιχνεύει το lidar έχει υποστεί αυτές τις αλλαγές και μαθηματικά περιγράφεται από την εξίσωση lidar, η οποία στηρίζεται στις αρχές διάδοσης της ακτινοβολίας και θα αναλυθεί παρακάτω.

2.4.2 Διάδοση ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα

Τα χαρακτηριστικά της ισχύος μιας ηλεκτρομαγνητικής δέσμης περιγράφονται από μια σειρά παραμέτρων εκ των οποίων οι κυριότερες είναι:

Ισχύς ακτινοβολίας (radiant flux): Ως ισχύς ακτινοβολίας, F , ορίζεται η ενέργεια της ακτινοβολίας ανά μονάδα χρόνου (W), και εκφράζει τον ρυθμό με τον οποίο διαδίδεται μια ακτινοβολία από ένα σημείο του χώρου.

Φασματική ισχύς ακτινοβολίας (spectral radiant flux): Ως φασματική ισχύς ακτινοβολίας, F_λ , ορίζεται η ισχύς ακτινοβολίας ανά μονάδα μήκους κύματος (W/nm), δηλαδή σε μια πολύ στενή περιοχή του φάσματος με κέντρο ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος λ .

Ροή ακτινοβολίας (radiant flux density): Ως ροή ακτινοβολίας, ορίζεται η διερχόμενη ισχύς ακτινοβολίας ανά μονάδα επιφάνειας (W/m^2). Όταν η ακτινοβολία προσπίπτει σε μια επιφάνεια, το μέγεθος ονομάζεται προσπίπτουσα ροή ακτινοβολίας, I , (*Irradiance*), και διαχωρίζεται από την περίπτωση όπου η ακτινοβολία εκπέμπεται από την επιφάνεια, οπότε και ονομάζεται εκπεμπόμενη ροή ακτινοβολίας, (*Emittance*). Ο ορισμός αυτός δεν προσδιορίζει την στερεά γωνία υπό την οποία εκπέμπεται ή προσπίπτει η ακτινοβολία στην επιφάνεια. Έτσι, όταν χρησιμοποιούμε τα παραπάνω μεγέθη είναι δυνατόν να αναφερόμαστε σε στερεά γωνία 2π sr, σε ένα ημισφαίριο ή και σε πολύ μικρές στερεές γωνίες $d\Omega$.

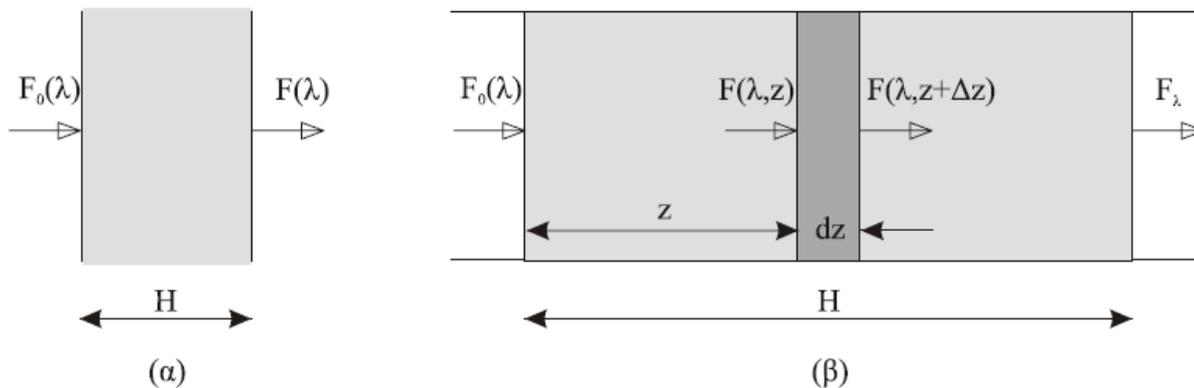
Πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (Radiance): Ως πυκνότητα ροής ακτινοβολίας ορίζεται η ροή ακτινοβολίας η οποία εκπέμπεται από μια επιφανειακή πηγή σε συγκεκριμένη διεύθυνση, ανά μονάδα επιφάνειας που παρεμβάλλεται στην διεύθυνση διάδοσης και ανά μονάδα στερεάς γωνίας. Αν η πυκνότητα ροής ακτινοβολίας είναι η ίδια σε όλες τις διευθύνσεις εκπομπής, η πηγή ονομάζεται Λαμπερτιανή (Lambertian source).

2.4.3 Διάδοση μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ατμοσφαιρικό στρώμα

Κατά την διάδοσή της στην ατμόσφαιρα, η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία εξασθενεί λόγω απορρόφησης και σκέδασής της από τα μόρια και τα αιωρούμενα σωματίδια. Η θεωρία της σκέδασης και της απορρόφησης της ακτινοβολίας έχει αναπτυχθεί και καταγραφεί επαρκώς στην βιβλιογραφία (**Van de Hulst, 1957; McCartney, 1976; Bohren and Huffman, 1983**). Στο κεφάλαιο αυτό θα συνοψίσουμε εν συντομία τη θεωρία της διάδοσης της μονοχρωματικής

ακτινοβολίας σε ένα οπτικό μέσο, δηλαδή την ατμόσφαιρα, που είναι και η περίπτωση που μας ενδιαφέρει στις εφαρμογές lidar. Όταν μια πηγή εκπέμπει σε ένα ευρύ φάσμα μηκών κύματος, απαιτούνται πολύπλοκες μέθοδοι για την εκτίμηση της εξασθένησης της ακτινοβολίας (**Goody and Yung, 1989; Liou, 1980**). Το πρόβλημα της σκέδασης του φωτός στην περίπτωση αυτή επιλύεται μόνο με αριθμητικές μεθόδους. Οι δυσκολίες των υπολογισμών αυτών δεν υφίστανται για την περίπτωση της διάδοσης μονοχρωματικής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, όπου το πρόβλημα της σκέδασης περιγράφεται με χρήση αναλυτικών εξισώσεων. Στις εφαρμογές lidar χρησιμοποιούνται πηγές laser που εκπέμπουν παλμούς με πολύ στενό εύρος μήκους κύματος (της τάξης των 10^{-1} έως 10^{-3} nm). Έτσι, στις εφαρμογές lidar μπορούμε να θεωρήσουμε ότι έχουμε την εκπομπή και διάδοση μονοχρωματικής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, και οι εξισώσεις που θα αναπτυχθούν στα παρακάτω μπορούν να εφαρμοστούν.

Στο Σχήμα 2.5, συνοψίζεται η διάδοση του φωτός από ένα ατμοσφαιρικό στρώμα που έχει την ιδιότητα να σκεδάζει ή και να απορροφά την διερχόμενη ακτινοβολία:



Σχήμα 2.5. Διάδοση ακτινοβολίας σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα.

Θεωρούμε μια μονοχρωματική ακτινοβολία μήκους κύματος λ που διαδίδεται σε ένα ατμοσφαιρικό στρώμα γεωμετρικού πάχους H (Σχήμα (α)). Η ισχύς της εισερχόμενης ακτινοβολίας είναι $F_0(\lambda)$. Θεωρούμε ότι η ισχύς της εξερχόμενης ακτινοβολίας είναι ίση με $F(\lambda)$ όταν αυτή διαπεράσει το ατμοσφαιρικό στρώμα. Λόγω της εξασθένησης που θα υποστεί η ακτινοβολία αυτή, θα ισχύει: $F(\lambda) <$

$F_0(\lambda)$. Το ποσοστό της ενέργειας ακτινοβολίας που διαπερνά το ατμοσφαιρικό στρώμα εκφράζεται από την διαπερατότητα T του στρώματος, που ορίζεται από την σχέση:

$$T = \frac{F(\lambda)}{F_0(\lambda)} \quad (2.5)$$

Η διαπερατότητα ενός στρώματος θα είναι ίση με μηδέν για την περίπτωση που μια ακτινοβολία δεν διαπεράσει το στρώμα αυτό, ενώ θα είναι ίση με την μονάδα όταν δεν λαμβάνει χώρα καμία διεργασία σκέδασης ή απορρόφησης της ακτινοβολίας μέσα στο στρώμα.

Η διαπερατότητα ενός οπτικού μέσου για μία μονοχρωματική ακτινοβολία είναι μία ιδιότητα του ίδιου του μέσου για το συγκεκριμένο μήκος κύματος. Για να εκφράσουμε τη διαπερατότητα ενός ατμοσφαιρικού στρώματος που παρουσιάζει διαφορετικές ιδιότητες σκέδασης και απορρόφησης κατά τον οπτικό δρόμο που διανύει η μονοχρωματική ακτινοβολία μέσα σε αυτό, θεωρούμε ένα στοιχειώδες τμήμα του ατμοσφαιρικού στρώματος, πάχους dz , σε θέση που απέχει απόσταση z από την αρχή του στρώματος αυτού (Σχήμα 2.5). Θεωρούμε ότι σε αυτό το στοιχειώδες τμήμα του στρώματος, οι ιδιότητες της σκέδασης ή και της απορρόφησης του μέσου παραμένουν σταθερές, δηλαδή ότι το μέσον είναι ομοιογενές. Αν $F(\lambda, z)$ είναι η ισχύς της εισερχόμενης ακτινοβολίας στο στοιχειώδες ατμοσφαιρικό στρώμα, τότε η μείωση της ισχύος της ακτινοβολίας σε αυτό, θα δίδεται από την σχέση:

$$dF(\lambda, z) = -\alpha(\lambda, z)F(\lambda, z)dz \quad (2.6)$$

Ως $\alpha(\lambda, z)$ ορίζεται ο συντελεστής εξασθένησης του μέσου, και εκφράζει την πιθανότητα ανά μονάδα οπτικής διαδρομής, να αφαιρεθεί ένα φωτόνιο από την αρχική ακτινοβολία λόγω σκέδασης ή απορρόφησης από το οπτικό μέσο. Ο συντελεστής εξασθένησης αποτελείται από δύο συνιστώσες. Η πρώτη αφορά την εξασθένηση λόγω σκέδασης και άλλη αφορά την εξασθένηση λόγω απορρόφησης. Διαιρώντας τα δύο μέλη της εξίσωσης 2.6 με $F(\lambda, z)$, και ολοκληρώνοντας από 0 έως H για όλο το ατμοσφαιρικό στρώμα, καταλήγουμε στην εξίσωση :

$$F(\lambda) = F_0(\lambda) \cdot e^{-\int_0^H a(\lambda,z)dz} \quad (2.7)$$

Η παραπάνω εξίσωση είναι γνωστή στη βιβλιογραφία ως ο νόμος των Beer-Lambert, ο οποίος περιγράφει την ολική εξασθένιση μονοχρωματικής ακτινοβολίας από ένα ετερογενές οπτικό μέσο. Έτσι, η διαπερατότητα ενός ατμοσφαιρικού στρώματος πάχους H για μονοχρωματική ακτινοβολία μήκους κύματος λ , μπορεί σύμφωνα με τον νόμο των Beer-Lambert να γραφεί:

$$T(\lambda, H) = e^{-\int_0^H a(\lambda,z)dz} \quad (2.8)$$

Ο νόμος των Beer-Lambert περιγράφει την εξασθένιση μιας μονοχρωματικής ακτινοβολίας που διαδίδεται σε ένα οπτικό μέσο, με την θεωρητική υπόθεση ότι η ενέργεια της ακτινοβολίας διαδίδεται κατά μήκος μιας ευθείας, της λεγόμενης οπτικής ακτίνας. Η θεώρηση αυτή είναι σωστή όταν η ακτινοβολία είναι απόλυτα μονοχρωματική, και στην περίπτωση αυτή όλοι οι νόμοι της Οπτικής μπορούν να διατυπωθούν με απλές γεωμετρικές έννοιες (Γεωμετρική Οπτική). Στην πράξη όμως, η θεώρηση αυτή μπορεί να επιτευχθεί εργαστηριακά μόνο με μια «σημειακή» μονοχρωματική πηγή laser. Όλες όμως οι πηγές φωτός έχουν κάποιες διαστάσεις, και ακόμα και στις εφαρμογές lidar, η δέσμη laser παρουσιάζει κάποια, έστω και μικρή γωνιακή απόκλιση κατά την διάδοσή της στην ατμόσφαιρα, φωτίζοντας τελικά έναν κωνικό όγκο μέσα σ' αυτήν. Στην περίπτωση αυτή, για να υπολογίσουμε την συνολική εξασθένιση της ακτινοβολίας σε απόσταση z από την πηγή, πρέπει εκτός από την εξασθένιση λόγω σκέδασης και απορρόφησης από το μέσο, να συνυπολογίσουμε την εξασθένιση της ισχύος της ευθύγραμμη διαδιδόμενης ακτινοβολίας λόγω της απόκλισης της δέσμης. Έτσι, ο νόμος των Beer-Lambert γίνεται πιο πολύπλοκος από την διατύπωση της εξίσωσης 2.8.

Στις εφαρμογές lidar το πρόβλημα αυτό λύνεται σύμφωνα με τον κανόνα του Allard (Kovalev, 2004), ο οποίος εφαρμόζεται σε περιπτώσεις που οι διαστάσεις μιας πηγής φωτός μπορούν να θεωρηθούν απειροστές σε σχέση με την απόσταση από την πηγή. Μία τέτοια πηγή μπορεί να θεωρηθεί σημειακή, και σύμφωνα με τον κανόνα του Allard για την περίπτωση αυτή, η πυκνότητα ροής της

ακτινοβολίας που ανιχνεύει ένας απομακρυσμένος δέκτης σε απόσταση z , είναι αντιστρόφως ανάλογη του τετραγώνου της απόστασης πηγής-δέκτη και ανάλογη της διαπερατότητας του στρώματος που παρεμβάλλεται. Τελικά, η πυκνότητα ροής της ακτινοβολίας που θα μετρήσει ένας δέκτης σε απόσταση z από την πηγή θα είναι:

$$I(\lambda, z) = \frac{E(\lambda)}{z^2} e^{-\int_0^z a(\lambda, z') dz'} \quad (2.9)$$

Όπου $I(\lambda, z)$ η πυκνότητα ροής της ακτινοβολίας σε απόσταση z από την σημειακή πηγή, και $E(\lambda)$, η πυκνότητα ροής ακτινοβολίας στην πηγή.

2.5. Οπισθοσκεδαζόμενο σήμα που ανιχνεύεται από το lidar

Στις εφαρμογές lidar, ένας μονοχρωματικός παλμός φωτός έντασης $F(\lambda)$ εκπέμπεται από μια πηγή laser στην ατμόσφαιρα. Το εκπεμπόμενο φως εξασθενεί κατά την διάδοσή του, καθώς ένα μέρος του αλληλεπιδρά σε κάθε ύψος με τα μόρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας και είτε αυτό απορροφάται, είτε σκεδάζεται. Το σκεδαζόμενο φως επανεκπέμπεται από τον στόχο προς όλες τις κατευθύνσεις σύμφωνα με μια κατανομή πιθανότητας σκέδασης. Ένα μικρό μέρος του σκεδαζόμενου φωτός, η λεγόμενη οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία, δηλαδή η ακτινοβολία που σκεδάζεται σε γωνία σε σχέση με την προσπίπτουσα, φτάνει στο σύστημα ανίχνευσης του lidar. Το τηλεσκόπιο συλλέγει την οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία και την εστιάζει στον φωτοανιχνευτή, ο οποίος μετατρέπει το φως που δέχεται σε ηλεκτρικό σήμα. Η αναλογική έξοδος του σήματος από τον φωτοανιχνευτή ψηφιοποιείται από έναν μετατροπέα αναλογικού σε ψηφιακό σήμα και αποθηκεύεται σε έναν Η/Υ.

Η σκέδαση του φωτός από τα μόρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας διακρίνεται σε δύο γενικές κατηγορίες, την ελαστική σκέδαση όπου η σκεδαζόμενη ακτινοβολία είναι του ίδιου μήκους κύματος με την προσπίπτουσα, και την ανελαστική σκέδαση, όπου το μήκος κύματος της σκεδαζόμενης είναι διαφορετικό της προσπίπτουσας. Τυπικό παράδειγμα ανελαστικής σκέδασης είναι η σκέδαση Raman, όπου έχουμε μία συγκεκριμένη μετατόπιση του μήκους κύματος. Και για τα δύο είδη σκέδασης, το

οπισθοσκεδαζόμενο σήμα σχετίζεται με την μοριακή και σωματιδιακή συγκέντρωση κατά την διεύθυνση διάδοσης της ακτινοβολίας, όπως και με την εξασθένισή της.

Για ένα σύστημα lidar, το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα που ανιχνεύεται από τον φωτοανιχνευτή είναι το άθροισμα της ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας $F_{elas,sing}$, της ελαστικά πολλαπλά σκεδαζόμενης ακτινοβολίας $F_{elas,mult}$, και του συνόλου των ακτινοβολιών διαφορετικών μηκών κύματος που προέρχονται από την ανελαστική σκέδαση του εκπεμπόμενου παλμού, ΣF_{inelas} .

$$F_{bsc} = F_{elas,sing} + F_{elas,mult} + \Sigma F_{inelas} \quad (2.10)$$

Σημειώνουμε ότι κάθε παράγοντας στην παραπάνω εξίσωση αναφέρεται στο φως που σκεδάζεται 180 μοίρες ως προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία. Σε ένα σύστημα lidar οπισθοσκέδασης, η πληροφορία που ενδιαφέρει στο οπισθοσκεδαζόμενο φως, αφορά τον όρο $F_{elas,sing}$ της απλής ελαστικής σκέδασης. Σε ένα σύστημα Raman lidar μας ενδιαφέρουν κυρίως οι όροι της ανελαστικής σκέδασης.

Για σχετικά καθαρές ατμόσφαιρες (πχ. με μικρές συγκεντρώσεις αερολυμάτων), το ποσοστό της ελαστικής σκέδασης είναι πολύ μεγαλύτερο από αυτό της πολλαπλής σκέδασης, και έτσι ο όρος $F_{elas,mult}$ μπορεί να αγνοηθεί. Η πολλαπλή σκέδαση γίνεται σημαντική μόνο σε εξαιρετικά ρυπασμένες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Επίσης, ο όρος ΣF_{inelas} των ανελαστικών σκεδάσεων είναι σημαντικά μικρότερος από τον όρο που αφορά την ελαστική σκέδαση (συνήθως κατά μερικές τάξεις μεγέθους) και μπορεί να αγνοηθεί επίσης. Συνήθως, ο όρος της ανελαστικής σκέδασης αφαιρείται από το σήμα που ανιχνεύεται από τον φωτοανιχνευτή με την βοήθεια οπτικών φίλτρων που προηγούνται αυτού, ώστε να γίνεται τελικά μέτρηση φωτός σε μήκος κύματος ίδιο με το εκπεμπόμενο από το laser.

Επιπλέον, υπάρχει και ένας όρος που παρουσιάζεται στις μετρήσεις που πραγματοποιούνται κατά την διάρκεια της ημέρας, και αφορά το υπόβαθρο της

ηλιακής ακτινοβολίας, F_{bgr} . Τελικά, η ολική ροή ακτινοβολίας που προσπίπτει στον φωτοανιχνευτή, F_{tot} , δίνεται από την σχέση:

$$F_{tot} = F_{bgr} + F_{bsc} \quad (2.11)$$

Για να εκτιμήσουμε τον όρο του ατμοσφαιρικού υποβάθρου, βρίσκουμε στην κατακόρυφη κατανομή του μετρούμενου σήματος lidar σε μία περιοχή υψών όπου δεν περιμένουμε οπισθοσκέδαση από την εκπεμπόμενη ακτινοβολία, λόγω της ολικής εξασθένισης των παλμών. Θεωρώντας ότι το σήμα που καταμετράται στον ανιχνευτή από τέτοιες περιοχές οφείλεται αποκλειστικά και μόνο στο ατμοσφαιρικό υπόβαθρο ίδιου μήκους κύματος με αυτό της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας από το σύστημα lidar, μπορούμε τελικά να απομονώσουμε τον όρο της ελαστικής σκέδασης που μας ενδιαφέρει, αφαιρώντας το από το ανιχνεύσιμο σήμα.

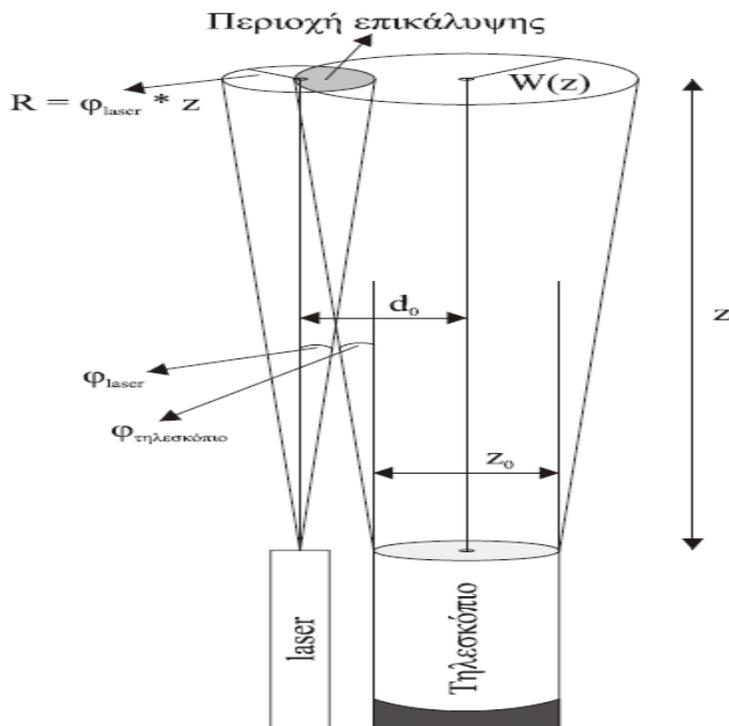
2.6. Μη πλήρης επικάλυψη

Κατά τη διάρκεια μετρήσεων με ένα σύστημα lidar είναι πολύ σημαντικό ο ατμοσφαιρικός όγκος που εξετάζεται να βρίσκεται σε μία περιοχή όπου η δέσμη laser βρίσκεται ολόκληρη μέσα στο οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου. Αυτό συμβαίνει για περιοχές υψών πάνω από ένα συγκεκριμένο ύψος z_0 , και κάτω από αυτό η περιοχή ονομάζεται περιοχή μη πλήρους επικάλυψης. Η ελλιπής επικάλυψη μεταξύ της δέσμη laser και του οπτικού πεδίου του δέκτη (field of view), έχει σημαντικές επιπτώσεις στις μετρήσεις lidar κυρίως σε κοντινές αποστάσεις (τυπικά στις πρώτες εκατοντάδες μέτρα). Για μία ορθή ανάλυση και ερμηνεία των δεδομένων lidar κοντινού πεδίου, είναι απαραίτητο να γίνουν γεωμετρικές εκτιμήσεις και διορθώσεις των λαμβανόμενων σημάτων lidar που αφορούν την περιοχή μη πλήρους επικάλυψης. Το πρόβλημα απεικονίζεται σχηματικά στο Σχήμα 2.6 (παρακάτω).

Ως συνάρτηση επικάλυψης, $O(z)$, ορίζεται η συνάρτηση που μας δίνει το κλάσμα της ακτινοβολίας laser που έχει εισέλθει στο οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου. Η συνάρτηση επικάλυψης ισούται με μηδέν όταν η δέσμη του laser δεν έχει ακόμη

εισέλθει στο οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου, ενώ είναι ίση με την μονάδα στην περιοχή πλήρους επικάλυψης.

Διάφορες προσπάθειες που έχουν γίνει κατά καιρούς για τον υπολογισμό της συνάρτησης επικάλυψης περιλαμβάνουν τόσο αναλυτικές (Halldorsson and Langer-holc, 1978; Harms et al., 1978; Harms, 1979, Sassen and Dodd, 1982; Velotta et al., 1998; Chourdakis et al., 2002), όσο και πειραματικές μεθόδους προσδιορισμού (Sa-sano et al., 1979; Tomine et al., 1989; Dho et al., 1997; Wandinger and Ansmann, 2002). Το πρόβλημα του προσδιορισμού της συνάρτησης επικάλυψης δεν είναι απλό, μιας και οι πληροφορίες που χρειάζονται για τους υπολογισμούς δεν είναι πάντα διαθέσιμες και ακριβείς.



Σχήμα 2.6. Επικάλυψη δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου για ένα διαξονικό σύστημα lidar.

Η συνάρτηση επικάλυψης εξαρτάται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του εκάστοτε συστήματος lidar. Ο αναλυτικός υπολογισμός της συνάρτησης επικάλυψης $O(z)$, γίνεται με την ακόλουθη σχέση (Measures, 1984):

$$O(\zeta) = \frac{1}{\pi} \cdot \cos^{-1} \left[\frac{S^2(\zeta) + Y(\zeta)X^2(\zeta) - X^2(\zeta)}{2S(\zeta)X(\zeta)} \right] + \frac{1}{\pi Y(\zeta)} \cdot \left[\cos^{-1} \left(\frac{S^2(\zeta) + X^2(\zeta) - Y(\zeta)X^2(\zeta)}{2S(\zeta)X(\zeta)} \right) \right] - \frac{S(\zeta)}{\pi Y(\zeta)X(\zeta)} \cdot \sin \left[\cos^{-1} \left(\frac{S^2(\zeta) + X^2(\zeta) - Y(\zeta)X^2(\zeta)}{2S(\zeta)X(\zeta)} \right) \right] \quad (2.12)$$

$$\text{Όπου } \zeta = \frac{z}{z_0} \quad , \quad S(z) = \frac{d_0}{r_0} - \zeta \delta \quad , \quad Y(\zeta) = \frac{\left(1 + \zeta^2 \varphi_{laser}^2 \left(\frac{z_0}{w_0}\right)^2\right)}{\left(1 + \zeta \cdot \varphi_{telescope}\right)^2 \left(\frac{z_0}{w_0}\right)^2}$$

$$\text{Και} \quad X(\zeta) = 1 + \zeta \cdot \varphi_{telescope}$$

όπου z είναι η απόσταση από το lidar, z_0 η διάμετρος του τηλεσκοπίου, W_0 η αρχική διάμετρος της δέσμης του laser, φ_{laser} η απόκλιση της δέσμης του laser, $\varphi_{telescope}$ η γωνία που καθορίζει το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου, δ η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης διάδοσης της δέσμης του laser και της διεύθυνσης παρατήρησης του τηλεσκοπίου, και d_0 η απόσταση μεταξύ του κέντρου του τηλεσκοπίου και της δέσμης του laser (βλ. Σχήμα 2.6).

Σε συνήθεις συνθήκες μετρήσεων lidar, οι πληροφορίες που χρειάζονται για τον αναλυτικό προσδιορισμό της συνάρτησης επικάλυψης δεν είναι γνωστές. Μεγάλη αβεβαιότητα στις αναλυτικές μεθόδους εισάγει η γωνία δ μεταξύ της διεύθυνσης διάδοσης της δέσμης του laser και της διεύθυνσης παρατήρησης του τηλεσκοπίου. Η γωνία δ για ένα καλά ευθυγραμμισμένο σύστημα lidar θα πρέπει να είναι μηδέν, συνθήκη που δεν ισχύει σε όλες των περιπτώσεων ευθυγράμμισης. Είναι επίσης πιθανό η γωνία δ να μεταβάλλεται και κατά την διάρκεια μιας μέτρησης λόγω σταδιακής απευθυγράμμισης του συστήματος. Μεγάλη αβεβαιότητα, επίσης, εισάγεται και από την κατανομή της ενέργειας της δέσμης του laser, η οποία για την εξαγωγή αναλυτικών εξισώσεων υπολογισμού πρέπει να είναι γνωστή (Sassen and Dodd, 1982).

2.7. Εξίσωση lidar και καθορισμός του λόγου lidar

Για την πραγματοποίηση της συγκεκριμένης εργασίας χρησιμοποιήθηκαν τα οπισθοσκεδαζόμενα σήματα από δύο κανάλια ελαστικής οπισθοσκέδασης (1064

και 532nm) χωρίς να γίνεται ανάλυση της εξίσωση lidar. Αυτό συμβαίνει επειδή στη περίπτωση μας δεν μελετήθηκαν οι τιμές ατμοσφαιρικών παραμέτρων από τις μετρήσεις που μπορούν να υπολογιστούν μέσω της εξίσωσης lidar. Στη περίπτωση που θέλουμε να υπολογίσουμε ατμοσφαιρικές παραμέτρους, όπως πχ τον συντελεστή εξασθένισης, είναι αναγκαία η επίλυση της εξίσωσης lidar.

Η εξίσωση lidar προκύπτει από τη μελέτη της διάδοσης του σήματος στην ατμόσφαιρα και επιστροφής του στο έδαφος αφότου οπισθοσκεδαστεί από τα αιωρούμενα σωματίδια. Συγκεκριμένα δίνεται από τη σχέση:

$$P(\lambda_L, z) = C_0 \cdot \frac{\beta(\lambda_L, z)}{z^2} \exp(-2 \int_0^z a(\lambda_L, \zeta) d\zeta) \quad (2.13)$$

Όπου $P(\lambda_L, z)$ η στιγμιαία ισχύς που λαμβάνεται στον χρόνο t , $\beta(\lambda_L, z)$ ο χωρικός συντελεστής οπισθοσκέδασης, $a(\lambda_L, \zeta)$ ο χωρικός συντελεστής εξασθένισης και C_0 η σταθερά του συστήματος lidar.

Η εξίσωση lidar περιέχει δύο αγνώστους: τους συντελεστές οπισθοσκέδασης και εξασθένισης των σωματιδίων. Έτσι, η επίλυσή της είναι αδύνατη. Για την επίλυση της εξίσωσης αυτής, πρέπει να θεωρήσουμε μία επιπλέον σχέση μεταξύ των δύο παραμέτρων, που παραμένει σταθερή με το ύψος. Συγκεκριμένα, ορίζουμε τον λεγόμενο λόγο του lidar (για τα αιωρούμενα σωματίδια), που είναι ο λόγος του συντελεστή εξασθένισης προς τον συντελεστή οπισθοσκέδασης:

$$S(\lambda_L, z) = \frac{a(\lambda_L, \zeta)}{\beta(\lambda_L, z)} \quad (2.14)$$

Ο λόγος lidar είναι μία παράμετρος που εξαρτάται από το μήκος κύματος και δεν είναι σταθερός με το ύψος. Από τον ορισμό του προκύπτει ότι πρόκειται για μία οπτική παράμετρο των αερολυμάτων που εξαρτάται από τον δείκτη διάθλασης και την κατανομή μεγεθών των σωματιδίων.

3. ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΔΙΚΑΣΙΑ ΚΑΙ ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ

3.1. Εισαγωγή

Η CHARADMExp καμπάνια διοργανώθηκε από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών τη περίοδο από τις 20 Ιουνίου 2014 έως 20 Ιουλίου 2014 στη περιοχή Φινοκαλιά Κρήτης με τη συμμετοχή δεκατεσσάρων ακόμα ευρωπαϊκών ιδρυμάτων με βασικό στόχο τη μελέτη των αιωρούμενων σωματιδίων που προέρχονται από τη θάλασσα καθώς και σωματιδίων σκόνης. Πιο συγκεκριμένα, οι στόχοι της καμπάνιας ήταν οι εξής:

- Ο προσδιορισμός των οπτικών, μικροφυσικών και χημικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων που προέρχονται από τη θάλασσα και την ανάμειξη τους με σωματίδια σκόνης.
- Η μελέτη πλουμιών από αιωρούμενα σωματίδια.
- Ο προσδιορισμός των παραγόντων τύρβης εντός του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος με στόχο τη μελέτη των αιωρούμενων σωματιδίων σε μεγάλα ύψη υπό συνθήκες έντονης αστάθειας.
- Η πραγματοποίηση επιτόπιων μετρήσεων των κατατομών του μεγέθους των αιωρούμενων σωματιδίων, της συγκέντρωσης τους, της θερμοκρασίας, της υγρασίας και της πίεσης.

Προκειμένου να επιτευχθούν οι παραπάνω στόχοι, κατά τη διάρκεια της καμπάνιας χρησιμοποιήθηκαν πολλά όργανα και τεχνικές μέτρησης από απόσταση καθώς και επιτόπιες μετρήσεις στην επιφάνεια του εδάφους και σε μεγάλα ύψη.

3.2. Πειραματική τοποθεσία

Η καμπάνια πραγματοποιήθηκε σε μετεωρολογικό σταθμό στη Φινοκαλιά, στο βόρειο τμήμα της Κρήτης (35.338°N, 25.670°E). Ο σταθμός απέχει 500 μέτρα από την ακτογραμμή, πάνω σε λόφο ο οποίος βρίσκεται σε ύψος 150 μέτρων από την επιφάνεια της θάλασσας. Η πλησιέστερη αστική περιοχή είναι το Ηράκλειο Κρήτης με πληθυσμό 150.000 κατοίκων σε απόσταση 50 χιλιομέτρων δυτικά του

σταθμού. Ο πλησιέστερος οικισμός βρίσκεται 15 χιλιόμετρα νότια του σταθμού με πληθυσμό 10 κατοίκων.



Εικόνα 3.1. Πειραματική τοποθεσία

3.3. Πειραματικός εξοπλισμός

3.3.1. Εισαγωγή

Όπως αναφέραμε αρχικά, κατά τη διάρκεια της καμπάνιας χρησιμοποιήθηκαν πολλά όργανα μέτρησης από απόσταση καθώς και όργανα που λάμβαναν επιτόπιες μετρήσεις. Για τη πραγματοποίηση της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα δύο οργάνων lidar (το PollyXT Raman lidar και το halo wind Doppler lidar), σύστημα ραδιοβολίσεων που λάμβαναν χώρα στο Ηράκλειο Κρήτης την περίοδο που πραγματοποιήθηκε η καμπάνια, καθώς και μετρήσεις διεύθυνσης και ταχύτητας ανέμου με ανεμόμετρο σε ύψος 10 μέτρων από την επιφάνεια του εδάφους. Τα δεδομένα από τις μετρήσεις των οργάνων που χρησιμοποιήθηκαν για τη παρούσα εργασία είναι για την περίοδο από τις 18 Ιουνίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014. Οι αρχές λειτουργίας του κάθε οργάνου περιγράφονται παρακάτω.

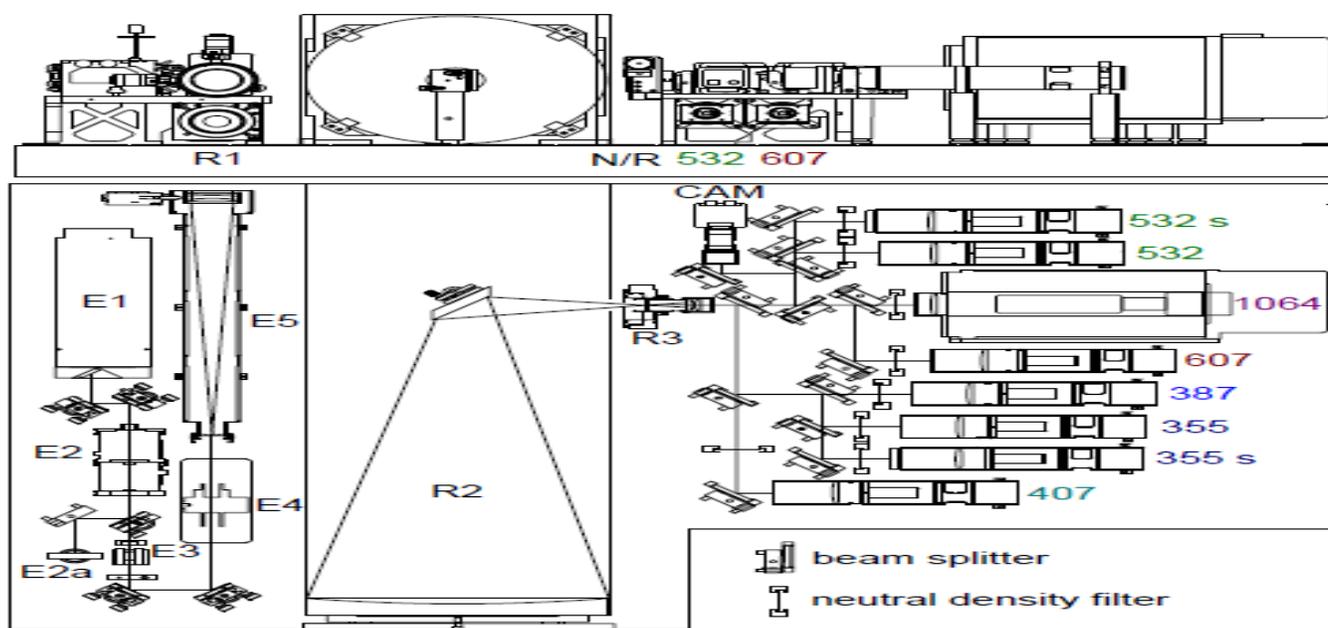
3.3.2. Αρχές λειτουργίας του pollyXT Raman lidar.

Μέρος των μετρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν για την πραγματοποίηση της συγκεκριμένης εργασίας προέρχονται από το όργανο pollyXT Raman lidar. Το συγκεκριμένο όργανο αποτελεί ιδιοκτησία του Ινστιτούτου ΤΡΟΠΟΣ και χρησιμοποιήθηκε στη καμπάνια για να μετράει τις συγκεντρώσεις των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Η βασική αρχή λειτουργίας του στηρίζεται στις αρχές λειτουργίας του lidar που περιγράφηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο.



Εικόνα 3.2. Αριστερά: πρόσοψη του pollyXT Raman lidar. Δεξιά: το pollyXT Raman lidar κατά τη διάρκεια βραδινών μετρήσεων.

Πιο συγκεκριμένα, η οπτική διάταξη του pollyXT φαίνεται στην παρακάτω εικόνα.



Εικόνα 3.3. Οπτική διάταξη του pollyXT Raman lidar

Η περιγραφή της οπτικής διάταξης γίνεται σύμφωνα με τους **Engelmann et al. 2014**. Το laser που χρησιμοποιείται στο συγκεκριμένο όργανο είναι τύπου Inlite III (**Althausen et al., 2009**). Το laser εκπέμπει παλμούς με μήκος κύματος στα 1064nm με συχνότητα επανάληψης 20 kHz. Η θέση της κεφαλής του laser στην οπτική διάταξη συμβολίζεται με E1 στην εικόνα 3.3. Η ευθυγράμμιση του παλμού laser γίνεται δια μέσου εξωτερικού κρυστάλλου παραγωγής δεύτερης και τρίτης αρμονικής συχνότητας laser (ΔΑΣ, ΤΑΣ, E2 στην εικόνα 3.3). Μετά τη παραγωγή ΔΑΣ και ΤΑΣ, γίνεται εκπομπή παλμών laser 180mJ στα 1064nm μήκος κύματος, 110mJ στα 532nm και 60mJ στα 355nm (τα 1064nm είναι ο αρχικός παλμός ενώ τα 532nm και 355nm είναι η δεύτερη και η τρίτη αρμονική συχνότητα αντίστοιχα του αρχικού παλμού.). Η κατάσταση του παλμού laser καταγράφεται από ειδικούς αισθητήρες, ενώ ειδικό εξωτερικό δυναμόμετρο (E2α) ελέγχει συνεχώς την απόδοση της μετατροπής που έχει υποστεί ο αρχικός παλμός.

Στη συνέχεια, διαμέσου δύο καθρεπτών, η ακτινοβολία διαδίδεται προς τα πάνω περνώντας από ειδική δίοδο που συμβολίζεται με E4 στην εικόνα 3.3. Η δίοδος ανοίγει και κλείνει με τη βοήθεια ενός ραντάρ και έχει τη δυνατότητα να αποτρέψει την εκπομπή του παλμού στη περίπτωση που στη περιοχή πετάει αεροπλάνο σε απόσταση 15 χιλιομέτρων (**Duck et al., 2005**). Τελικά ο παλμός διαμέτρου 6mm που παράχθηκε αρχικά μετατρέπεται σε 45mm μέσω ειδικού διογκωτή (E5) και εν συνεχεία εκπέμπεται στην ατμόσφαιρα.

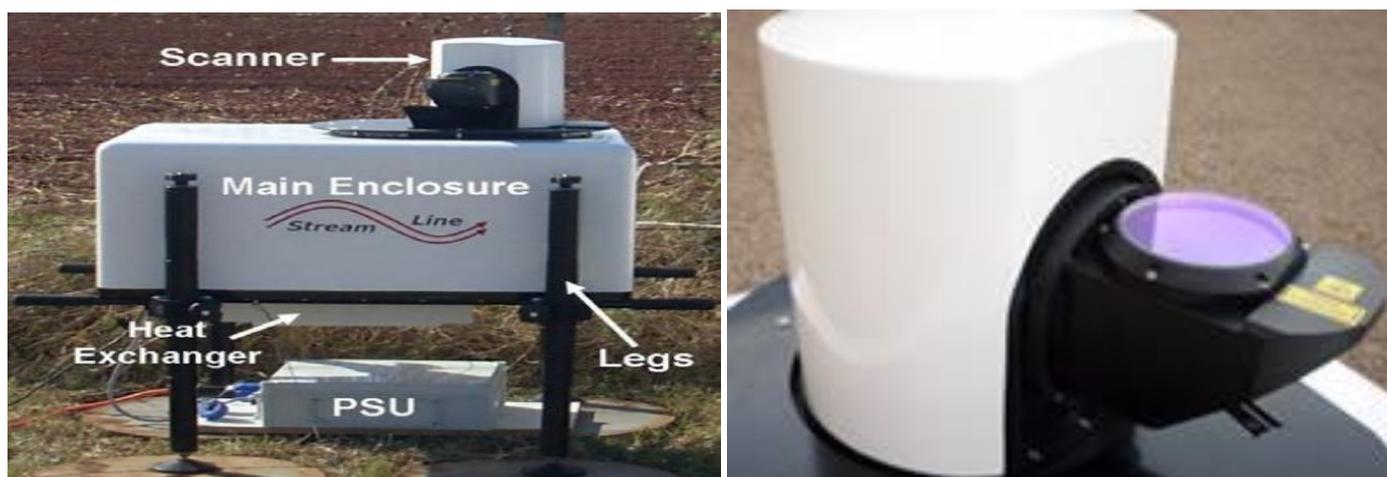
Ο δέκτης του οργάνου αποτελείται από ένα νευτώνειο τηλεσκόπιο, το κάτοπτρο του οποίου έχει διάμετρο 300mm (R2 στην εικόνα 3.3). Στη συνέχεια, ο παλμός ευθυγραμμίζεται από ειδικό όργανο (R3) και έπειτα καταλήγει μέσω μιας οπής διαμέτρου 0.9mm σε ειδικά κάτοπτρα τα οποία λειτουργούν ως διαχωριστές παλμών, διαχωρίζοντας τους παλμούς ανάλογα με το μήκος κύματος. Η ολική επικάλυψη του παλμού από το τηλεσκόπιο ελέγχεται από ειδική κάμερα (CAM). Για κάθε μήκος κύματος (κανάλι) υπάρχει ένας φωτοπολλαπλασιαστής όπου η ακτινοβολία μετατρέπεται σε ηλεκτρικό ρεύμα κι έπειτα ψηφιοποιείται για να επεξεργαστεί κατάλληλα η πληροφορία που περιέχει.

Το rolyXΤ lidar διαθέτει τρία κανάλια οπισθοσκέδασης, δύο κανάλια εξασθένισης Raman, δύο κανάλια αποπόλωσης και ένα κανάλι για την μέτρηση των υδρατμών. Το όργανο βρίσκεται σε εξωτερικό χώρο και φυλάσσεται σε καμπίνα, έχοντας τη δυνατότητα να πραγματοποιεί μετρήσεις σε πληθώρα καιρικών συνθηκών ενώ η χωρική διακριτική ικανότητα του οργάνου είναι $\Delta z = 7.5m$. Για την πραγματοποίηση της εργασίας χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις από δύο κανάλια οπισθοσκέδασης, όπου το ένα εκπέμπει σε μήκος κύματος 1064nm και το άλλο σε 532nm.

3.3.3. Αρχές λειτουργίας του halo Doppler lidar.

Η αρχή λειτουργίας του halo Doppler lidar είναι παρόμοια με αυτή των lidars που περιγράφηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο (πομπός και δέκτης), έχοντας ως βασική αρχή την μέτρηση των τριών συνιστωσών της ταχύτητας των μορίων του αέρα μέσω του φαινομένου Doppler. (Το μήκος κύματος του φωτός που σκεδάζεται από τα κινούμενα μόρια, υφίσταται μία μετατόπιση που εξαρτάται από την ταχύτητα κίνησης των μορίων της ατμόσφαιρας).

Το συγκεκριμένο όργανο που χρησιμοποιήθηκε κατά την διάρκεια της καμπάνιας ανήκει στο Finish Meteorological Institute (FMI) και κατασκευάστηκε από την εταιρεία Halo Photonics Ltd. Είναι αερόψυκτο και έχει το μέγεθος φορητού υπολογιστή, οπότε είναι πολύ πιο εύκολο στη μετακίνηση σε σχέση με το rolyXΤ Raman lidar.



Εικόνα 3.4. Το halo wind Doppler lidar

Για τη λειτουργία του οργάνου απαιτείται ηλεκτρική ισχύς 150 W και έχει τη δυνατότητα να σαρώνει την ατμόσφαιρα εντός στερεάς γωνίας 360 μοιρών

(Pearson et al.,2009). Ο ρυθμός επανάληψης του παλμού που εκπέμπει το όργανο είναι 20 kHz ενώ ο παλμός έχει μήκος κύματος 1.5μm. Η χωρική διακριτική ικανότητα του οργάνου είναι 30 μέτρα. Δηλαδή τα κέντρα κάθε θύρας (gate) βρίσκονται σε ύψη που απέχουν μεταξύ τους τριάντα μέτρα και σε κάθε θύρα χρησιμοποιούνται έξι σημεία (points) από τα οποία το όργανο μετράει την ταχύτητα και έπειτα από αυτές τις μετρήσεις υπολογίζεται ο μέσος όρος και αντιστοιχίζεται στο ύψος που βρίσκεται το κέντρο της θύρας. Ο χρόνος που απαιτείται για να πραγματοποιηθεί αυτή η διαδικασία είναι 1 δευτερόλεπτο.

3.3.4. Περιγραφή συστήματος ραδιοβολίσεων

Οι ραδιοβολίσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι τύπου RS VAISALA (Sounding type : PTU GPS,RS-number: 3833280), με χρονική απόκριση τα δύο δευτερόλεπτα που αντιστοιχεί σε χωρική διακριτική ικανότητα δέκα μέτρων περίπου.



Εικόνα 3.5. Σύστημα ραδιοβόλισης

Το σύστημα της ραδιοβόλισης διαθέτει αισθητήρα τύπου capacity wire για την μέτρηση της θερμοκρασίας σε εύρος από -90 έως +60°C ,αισθητήρα τύπου thin-film capacitor για την μέτρηση της σχετικής υγρασίας σε εύρος από 0 έως και 100% και αισθητήρα τύπου Silicon για την μέτρηση της πίεσης σε εύρος από 3

έως 1080 hPa. Επίσης διαθέτει σύστημα GPS για τον υπολογισμό της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου.

4. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1. Υπολογισμός βάθους ανάμειξης απο δεδομένα ραδιοβολίσεων και doppler lidar.

4.1.1. Εισαγωγή

Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ. Είναι πολύ σημαντικό, κάθε φορά που γίνεται ο υπολογισμός του βάθους ανάμειξης με διαφορετικές τεχνικές, μία εξ αυτών να χρησιμοποιείται ως σημείο αναφοράς. Το ρόλο αυτό διαδραματίζει το αποτέλεσμα που προκύπτει από την επεξεργασία των δεδομένων των ραδιοβολίσεων, γεγονός που έχει γίνει αποδεκτό από όλη την επιστημονική κοινότητα (**Seibert et al. 2000**).

Παρόλα αυτά, στη συγκεκριμένη εργασία οι ραδιοβολίσεις δεν μπορούν να αποτελέσουν σημείο αναφοράς για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης, καθώς κατά την επεξεργασία, μέρος των μετρήσεων κρίθηκε αναξιόπιστο. Πιο συγκεκριμένα, το πρόβλημα παρουσιάστηκε στις μετρήσεις της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου, το οποίο θα αναλυθεί λεπτομερώς παρακάτω.

Προκειμένου να αρθεί το συγκεκριμένο πρόβλημα χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις της οριζόντιας ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου από το Doppler lidar που πραγματοποιούσε μετρήσεις στη περιοχή καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας.

Με αυτό τον τρόπο, στο συγκεκριμένο κεφάλαιο γίνεται ο υπολογισμός του βάθους ανάμειξης από το συνδυασμό των δεδομένων που προκύπτουν από τις ραδιοβολίσεις και το Doppler lidar.

Τα δεδομένα αυτά μπορούν να χρησιμοποιηθούν είτε το καθένα από μόνο του με την κατανομή της κάθε παραμέτρου καθ' ύψος να δίνει πολύ σημαντικές πληροφορίες για την κατάσταση της ατμόσφαιρας είτε να συνδυαστούν για τον υπολογισμό άλλων παραμέτρων που αποτελούν σημαντικούς δείκτες για την κατάσταση της ατμόσφαιρας. Ένας από αυτούς τους δείκτες, με ιδιαίτερη χρησιμότητα όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο είναι ο αριθμός Richardson.

Η επεξεργασία των μετρήσεων που γίνεται για κάθε όργανο, καθώς και οι αρχές λειτουργίας του περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω.

4.1.2. Επεξεργασία μετρήσεων από ραδιοβολίσεις

Για την πραγματοποίηση της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν οι ραδιοβολίσεις της Εθνικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας οι οποίες λαμβάνουν χώρα στο Ηράκλειο της Κρήτης (35.335 °N, 25.182°E) καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Η απόσταση του Ηρακλείου από την περιοχή στην οποία πραγματοποιήθηκε η καμπάνια (Φινοκαλιά (35.338°N, 25.670°E)) είναι περίπου 50 χιλιόμετρα, παρ' όλα αυτά θεωρούμε ότι τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων είναι αντιπροσωπευτικά της ευρύτερης περιοχής και μπορούν να χρησιμοποιηθούν καθώς και οι δύο περιοχές βρίσκονται στο Βόρειο τμήμα της Κρήτης και είναι παραθαλάσσιες. Οι ραδιοβολίσεις που πραγματοποιήθηκαν είχαν συχνότητα επανάληψης μία ανά ημέρα. Κατά την διάρκεια του Ιουνίου πραγματοποιούνταν μία ραδιοβόλιση ανά ημέρα στις 12.00 UTC ενώ κατά τη διάρκεια του Ιουλίου μία ραδιοβόλιση αντίστοιχα στις 00.00 UTC.

Οι ραδιοβολίσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι τύπου RS VAISALA (Sounding type : PTU GPS,RS-number: 3833280), με χρονική απόκριση τα δύο δευτερόλεπτα που αντιστοιχεί σε χωρική διακριτική ικανότητα δέκα μέτρων περίπου, και οι μετρήσεις αναφέρονται στην ατμοσφαιρική πίεση (hPa), θερμοκρασία (°C), σχετική υγρασία (%) , ταχύτητα ανέμου (m/s) και διεύθυνση ανέμου (°). Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως τα δεδομένα για την ταχύτητα και την διεύθυνση του ανέμου κρίθηκαν αναξιόπιστα.

Η παραπάνω διαπίστωση προέκυψε αρχικά από το γεγονός, ότι ενώ από την κατανομή της θερμοκρασίας εντοπίζονται στρώματα διαφορετικής ευστάθειας στην ατμόσφαιρα, η διεύθυνση, αλλά και η ταχύτητα του ανέμου καθ' ύψος παρέμενε σταθερή. Στη συνέχεια τα δεδομένα συγκρίθηκαν με επίγειο σταθμό στη περιοχή που πραγματοποιήθηκε η καμπάνια ο οποίος όπως αναφέραμε έχει υψόμετρο 150 μέτρα από τη στάθμη της θάλασσας, απ' όπου τα αποτελέσματα της σύγκρισης έδειξαν ότι τα δεδομένα για την ταχύτητα και την διεύθυνση του ανέμου ήταν αναξιόπιστα.

Τελικώς, οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν από τις ραδιοβολίσεις ήταν οι εξής:

- Κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας. Η χωρική διακριτική ικανότητα της ραδιοβόλισης είναι περίπου δέκα μέτρα .Οι αρχικές τιμές της θερμοκρασίας ήταν σε βαθμούς κελσίου (°C) στις οποίες έγινε εξομάλυνση

με τη μέθοδο του κινητού μέσου όρου ανά τρεις τιμές . Στη συνέχεια υπολογίστηκε η δυνητική θερμοκρασία βάση της σχέσης 2.1.

- Κατατομή της σχετικής υγρασίας. Οι αρχικές τιμές (μετρήσεις ανά δέκα μέτρα καθ' ύψος) εξομαλύνθηκαν με τη μέθοδο του κινητού μέσου όρου ανά τρεις τιμές.

4.1.3. Επεξεργασία μετρήσεων του halo doppler lidar

Επεξεργασία μετρήσεων οριζόντιας συνιστώσας ανέμου

Το halo Doppler lidar κατά τη διάρκεια της καμπάνιας είχε τη δυνατότητα να μετράει κάθε δεκαπέντε λεπτά την οριζόντια ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου κάνοντας μία VAD (Vertical Azimuth Display) σάρωση. Για τη συγκεκριμένη εργασία χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του Ιουνίου στις 12.00 UTC και κατά τη διάρκεια του Ιουλίου στις 00.00 UTC έτσι ώστε να συνδυαστούν με τις ραδιοβολίσεις που έγιναν στο Ηράκλειο Κρήτης τις ίδιες ώρες, όπως περιγράφηκε παραπάνω.

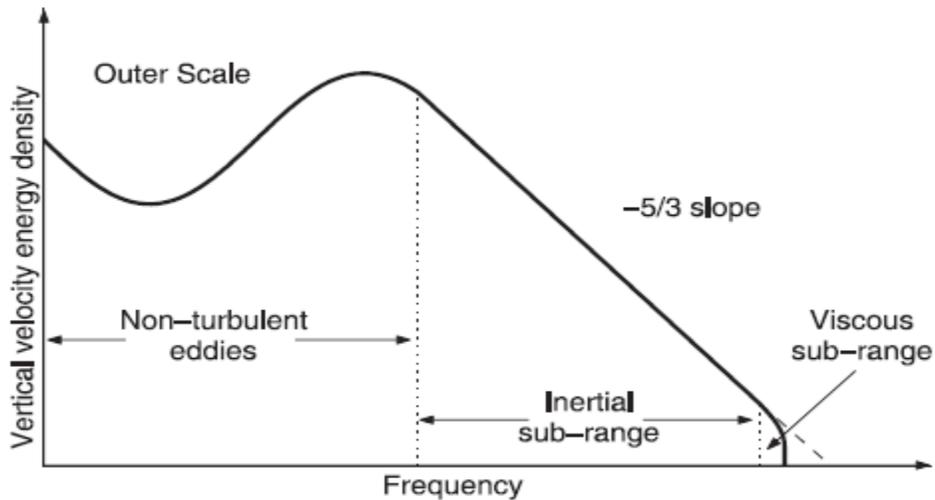
Επεξεργασία μετρήσεων κατακόρυφης συνιστώσας του ανέμου

Το Doppler lidar παρείχε μετρήσεις της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου με χρονική απόκριση δεκαπέντε δευτερολέπτων. Οι μετρήσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό δύο παραμέτρων τύρβης: το ρυθμό κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας ϵ (dissipation rate) και τη διακύμανση (variance) της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου.

Υπολογισμός του dissipation rate (ϵ)

Ο υπολογισμός του ϵ γίνεται αυτόματα με αλγόριθμο που υπάρχει στο σύστημα επεξεργασίας μετρήσεων του οργάνου ο οποίος αναλύεται στην εργασία **O'Connor et al. 2010**.

Συγκεκριμένα το ϵ υπολογίζεται από την κατανομή της φασματικής πυκνότητας ισχύος της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου (vertical velocity energy density) στο φάσμα των συχνοτήτων (frequency domain).



Σχήμα 4.1. Φασματική πυκνότητα ισχύος στο φάσμα των συχνοτήτων.

Με βάση τη θεωρία, η κατανομή της φασματικής πυκνότητας ισχύος έχει τη μορφή που φαίνεται στο σχήμα 4.1 και η τύρβη παράγεται από στροβίλους μεγάλης κλίμακας L , οι οποίοι με τη σειρά τους μεταβιβάζουν την τυρβώδη ενέργεια σε στροβίλους μικρότερης κλίμακας (αδρανεϊακή περιοχή (inertial sub-range)). Όταν η κλίμακα των στροβίλων γίνει αρκετά μικρή η τυρβώδη κινητική ενέργεια καταναλώνεται υπό μορφή θερμότητας σταματώντας με αυτό τον τρόπο την διατήρηση της τύρβης (περιοχή κατανάλωσης (viscous sub-range)).

Θεωρώντας ομογενή και ισοτροπική τύρβη, στην αδρανεϊακή περιοχή, η φασματική πυκνότητα ισχύος συνδέεται με το ε μέσω της σχέσης:

$$S(k) = a\varepsilon^{\frac{2}{3}}k^{-\frac{5}{3}} \quad (4.1)$$

Όπου $a=0.55$ είναι η σταθερά Kolmogorov και k ο κυματάριθμος ($k = 2\pi/L$).

Αν σ_w^2 είναι η διακύμανση της ταχύτητας που έχει υπολογιστεί από ένα δείγμα N μετρήσεων, έχουμε ότι (Bouniol et al. 2003):

$$\sigma_w^2 = \int_{k_1}^{k_2} S(k) dk = \frac{3a}{2} \left(\frac{\varepsilon}{2\pi} \right)^{\frac{2}{3}} \left(L^{\frac{2}{3}} - L_1^{\frac{2}{3}} \right) \quad (4.2)$$

Όπου $L = NUt$ και $L_1 = Ut$, με U την οριζόντια συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου και t το χρονικό διάστημα ανάμεσα σε δύο μετρήσεις.

Για να είναι εφικτός ο υπολογισμός του ε μέσω της παραπάνω σχέσης, η διαδικασία πρέπει να αφορά μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν εντός ενός μικρού χρονικού διαστήματος έτσι ώστε να μπορεί να θεωρηθεί ότι και οι δύο κλίμακες στροβίλων L και L_1 βρίσκονται στην αδρανεϊακή περιοχή. Με αυτό τον

τρόπο αν το φάσμα ταχυτήτων που υπολογίστηκε υπακούει στο νόμο $k^{-\frac{5}{3}}$ που αφορά την αδρανειακή περιοχή, το ε μπορεί να υπολογιστεί απευθείας μέσω της παρακάτω σχέσης:

$$\varepsilon = 2\pi \left(\frac{2}{3\alpha}\right)^{\frac{3}{2}} \sigma_w^3 \left(L^{\frac{2}{3}} - L_1^{\frac{2}{3}}\right)^{-\frac{3}{2}} \quad (4.3)$$

Με βάση τα παραπάνω υπολογίζεται το ε κάθε τρία λεπτά. Στη συνέχεια, από τα συγκεκριμένα δεδομένα, υπολογίσαμε το ε κάθε εννέα λεπτά βρίσκοντας το μέσο όρο τριών τρίλεπτων. Οι τιμές του ε που χρησιμοποιήθηκαν για τη συγκεκριμένη εργασία ήταν για τις μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν την ίδια ώρα με τις ραδιοβολίσεις.

Υπολογισμός της variance

Ο υπολογισμός της variance έγινε με χρονική απόκριση τα δέκα λεπτά. Δεδομένου ότι το όργανο μετρούσε την κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας κάθε δεκαπέντε δευτερόλεπτα, τα δέκα λεπτά αντιστοιχούν σε ένα δείγμα σαράντα μετρήσεων περίπου από τις οποίες υπολογίστηκε η variance για κάθε ύψος βάση της σχέσης:

$$\sigma_w^2 = \sum_{i=1}^N \frac{(w_i - w_{mean})^2}{N} \quad (4.4)$$

Όπου N το πλήθος του δείγματος (περίπου 40), w_i η κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου για κάθε μέτρηση στο αντίστοιχο ύψος και w_{mean} η μέση τιμή της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας ανέμου για κάθε δείγμα. Η κατατομή της variance μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης με τη μέθοδο της επιλογής μιας τιμής κατωφλίου, όπου σύμφωνα με τη βιβλιογραφία (**Beyrich 1997**), το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στο ύψος το οποίο η τιμή της variance λάβει τιμή ίση ή μικρότερη από την τιμή κατωφλίου.

Με βάση εργασία των **Tucker et al., 2008**, όπου πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις με Doppler lidar με μήκος κύματος παλμού τα 2 μm και συχνότητα επανάληψης 200Hz, η τιμή κατωφλίου υπολογίστηκε ότι είναι $0.03 \text{ m}^2/\text{s}^2$ για μετρήσεις πάνω από θάλασσα. Η επιλογή της συγκεκριμένης τιμής έγινε έπειτα από μελέτη μεγάλου αριθμού μετρήσεων, οι οποίες συγκρίθηκαν με ραδιοβολίσεις που λάμβαναν χώρα στη περιοχή μελέτης. Η συγκεκριμένη μέθοδος της επιλογής μιας

τιμής κατωφλίου έχει χρησιμοποιηθεί από πλήθος ερευνητών όπως η εργασία των **Vakkari et al, 2015** όπου χρησιμοποιήθηκε το ίδιο όργανο Doppler lidar με αυτό της καμπάνιας σε περιοχή της Κύπρου, κατά τη διάρκεια καλοκαιρινής περιόδου, που απέχει εξακόσια μέτρα από την ακτή και προτάθηκε η τιμή $0.05 \text{ m}^2/\text{s}^2$. Αξίζει να αναφερθεί ότι η τιμή κατωφλίου διαφέρει ανάλογα με την εποχή αλλά και την περιοχή μελέτης (**Shukla et al., 2014**).

Στη συγκεκριμένη εργασία, δεν μπορούμε να θεωρήσουμε ότι η τιμή κατωφλίου είναι $0.03 \text{ m}^2/\text{s}^2$ με βάση τους **Tucker et al., 2008**, καθώς το όργανο που χρησιμοποιήθηκε δεν είναι το ίδιο με αυτό της καμπάνιας, οπότε υπάρχουν διαφορές στα επίπεδα θορύβου των οργάνων. Επίσης η τιμή κατωφλίου των **Vakkari et al, 2015** δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί με απόλυτη βεβαιότητα, καθώς η περιοχή για την οποία επιλέχθηκε η συγκεκριμένη τιμή κατωφλίου, παρόλο που απέχει 600 μέτρα από την ακτή, δεν επηρεάζεται άμεσα από ανέμους που πνέουν από τη θάλασσα. Αυτό συμβαίνει καθώς οι άνεμοι κατά τους καλοκαιρινούς μήνες είναι συνήθως Βόρειοι και η περιοχή για την οποία επιλέχθηκε η τιμή 0.05 βρίσκεται στο νότιο τμήμα της Κύπρου.

Τα παραπάνω μας επιτρέπουν να επιλέξουμε μία τιμή κατωφλίου με μερική επιφύλαξη και να θεωρήσουμε την τιμή κατωφλίου ανάμεσα στις τιμές $0.035-0.045 \text{ m}^2/\text{s}^2$, βασιζόμενοι στις δύο εργασίες που αναφερθήκαμε.

Στις περιπτώσεις που η variance παίρνει μεγαλύτερες τιμές, ως βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ θα προσδιορίζεται το ύψος στο οποίο η κατατομή της variance παρουσιάζει ελάχιστο.

Με βάση τα παραπάνω, τα δεδομένα που έχουμε στη διάθεση μας από το Doppler lidar, τα οποία θα συμβάλλουν στο προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης είναι τα εξής:

- Κατατομή της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου με χωρική διακριτική ικανότητα τριάντα μέτρα.
- Κατατομή της διεύθυνσης του ανέμου με χωρική διακριτική ικανότητα τριάντα μέτρα.
- Κατατομή του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (ϵ) με χωρική διακριτική ικανότητα τριάντα μέτρα και χρονική απόκριση εννέα λεπτά.

- Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας με χωρική διακριτική ικανότητα τριάντα μέτρων και χρονική απόκριση δέκα λεπτά.

4.1.4. τελική επεξεργασία-προσδιορισμός του βάρους ανάμειξης

Με βάση τις τιμές της δυνητικής θερμοκρασίας που προέκυψαν από τις ραδιοβολίσεις και τις τιμές της ταχύτητας που προέκυψαν από το Doppler lidar, υπολογίστηκε ο αριθμός Richardson.

Για τον υπολογισμό του αριθμού Richardson, για κάθε ύψος που το Doppler lidar παρείχε μετρήσεις της ταχύτητας βρέθηκε η αντίστοιχη τιμή της θερμοκρασίας από τη ραδιοβόλιση.

Ο αριθμός Richardson υπολογίστηκε με χωρική διακριτική ικανότητα τα τριάντα μέτρα (έναν αριθμό για κάθε στρώμα πάχους τριάντα μέτρων) βάσει της σχέσης 2.4.

Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την παραπάνω επεξεργασία έδωσαν τιμές του αριθμού Richardson που έχουν φυσική σημασία και συμβαδίζουν με της κατανομές των υπόλοιπων ατμοσφαιρικών παραμέτρων.

Με βάση τη διεθνή βιβλιογραφία και μελέτες πολλών ερευνητών, κάτω από ευσταθείς συνθήκες, η κρίσιμη τιμή του αριθμού Richardson κυμαίνεται μεταξύ 0.21 και 1.

Με βάση τον πίνακα 2.1, έχοντας στη διάθεση μας τα παραπάνω δεδομένα (από τις ραδιοβολίσεις και το Doppler lidar), ως βάθος ανάμειξης του ασταθούς ΑΟΣ μπορεί να θεωρηθεί το ύψος στο οποίο:

- βρίσκεται στρώμα με έντονη μεταβολή οριζόντιας ταχύτητας καθ' ύψος.
- βρίσκεται η βάση μιας θερμοκρασιακής αναστροφής ύψους ή ενός ευσταθούς στρώματος.
- η υγρασία μειώνεται απότομα.
- ο ρυθμός κατανάλωσης της ΤΚΕ ή η διακύμανση της ταχύτητας μειώνεται σημαντικά.

Ενώ ως βάθος ανάμειξης του ευσταθούς ΑΟΣ μπορεί να θεωρηθεί το ύψος στο οποίο:

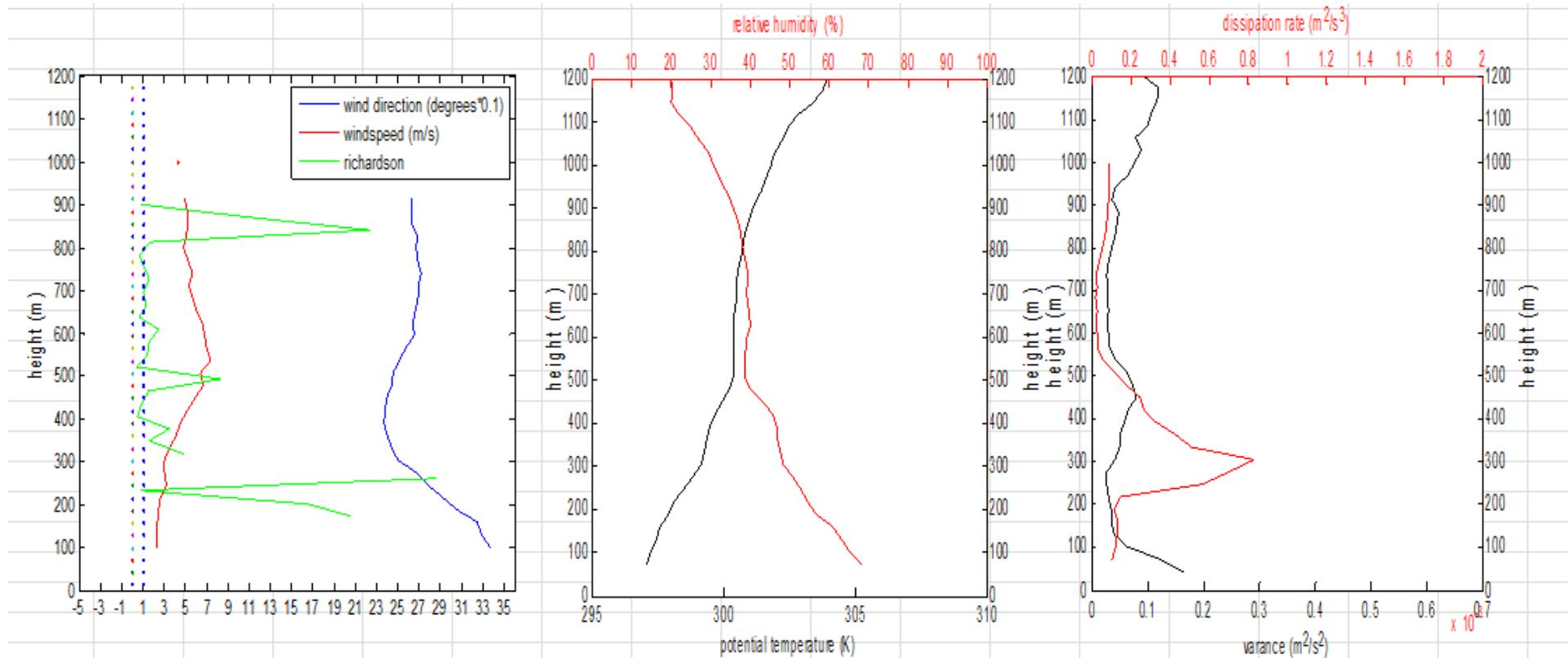
- βρίσκεται ο πυρήνας ενός Low Level Jet .
- βρίσκεται το πάνω όριο ενός στρώματος με σημαντική μεταβολή οριζόντιας ταχύτητας καθ' ύψος.
- βρίσκεται η κορυφή μιας επιφανειακής αναστροφής.
- ο αριθμός Richardson λαμβάνει μία κρίσιμη τιμή.
- παρατηρείται η μέγιστη κλίση στις κατατομές των παραμέτρων δομής (ταχύτητας ή θερμοκρασίας).
- Η τιμή μιας παραμέτρου τύρβης ισούται με ένα ποσοστό της τιμής που είχε στο επιφανειακό στρώμα ή παίρνει τιμή μικρότερη από μία συγκεκριμένη τιμή κατωφλίου.

Με βάση τα παραπάνω, για κάθε μέρα έχουν κατασκευαστεί τρία διαγράμματα-κατατομές στα οποία:

- Ο αριθμός Richardson, η ταχύτητα και η διεύθυνση ανέμου καθ' ύψος αποτυπώνονται στο πρώτο διάγραμμα.
- Η δυνητική θερμοκρασία και η σχετική υγρασία καθ' ύψος αποτυπώνονται στο δεύτερο διάγραμμα.
- Ο ρυθμός κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (dissipation rate) και η διακύμανση (variance) της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας αποτυπώνονται στο τρίτο διάγραμμα.

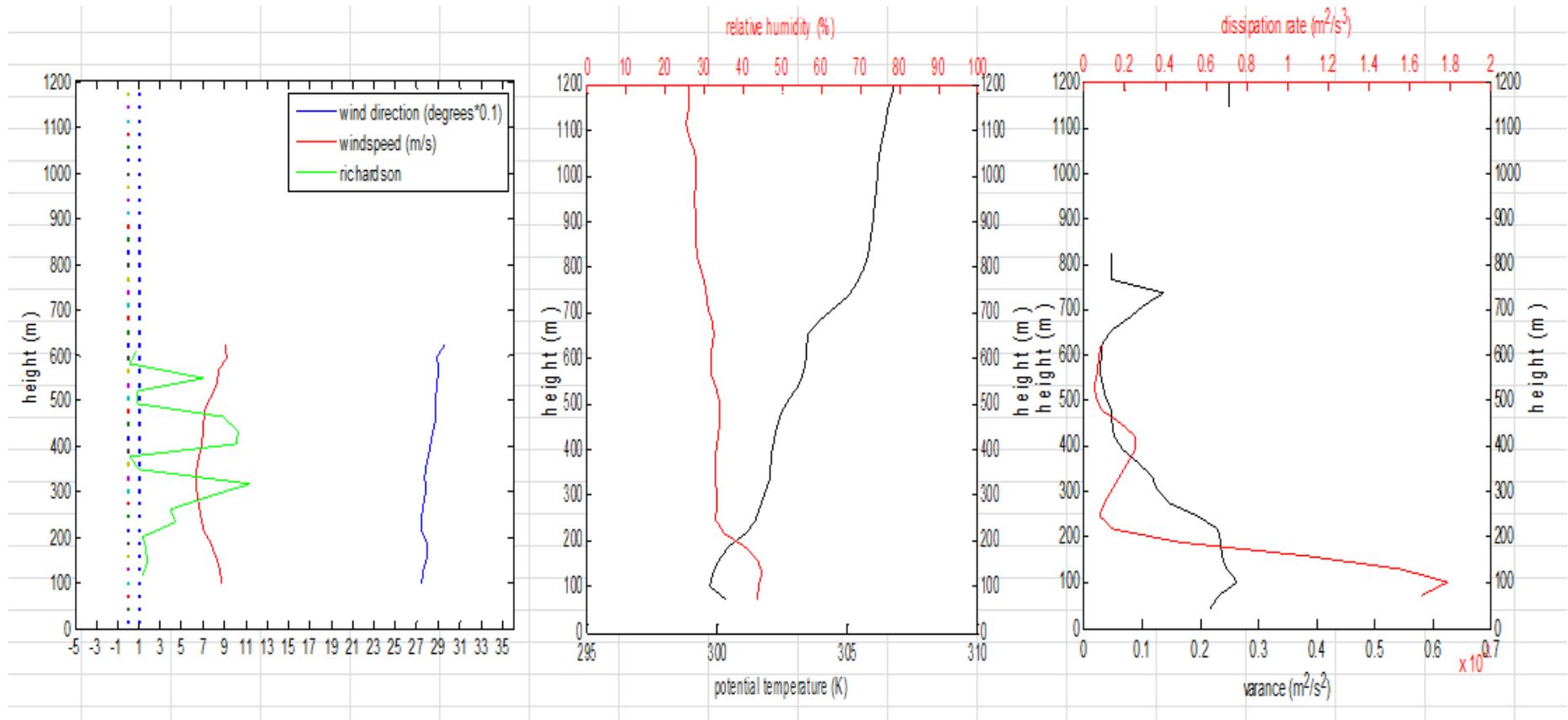
Ο υπολογισμός του βάθους ανάμειξης γίνεται με προσεκτική μελέτη και συνδυαστική αξιολόγηση όλων των δεδομένων και κατατομών των παραμέτρων που έχουν υπολογιστεί.

Η ανάλυση για κάθε μέρα από τις 18 Ιουνίου έως και τις 10 Ιουλίου 2014, με τις ραδιοβολίσεις του Ιουνίου να έχουν πραγματοποιηθεί στις 15.00 LT και τις ραδιοβολίσεις του Ιουλίου να έχουν πραγματοποιηθεί στις 03.00 LT, παρουσιάζεται στις ακόλουθες σελίδες.



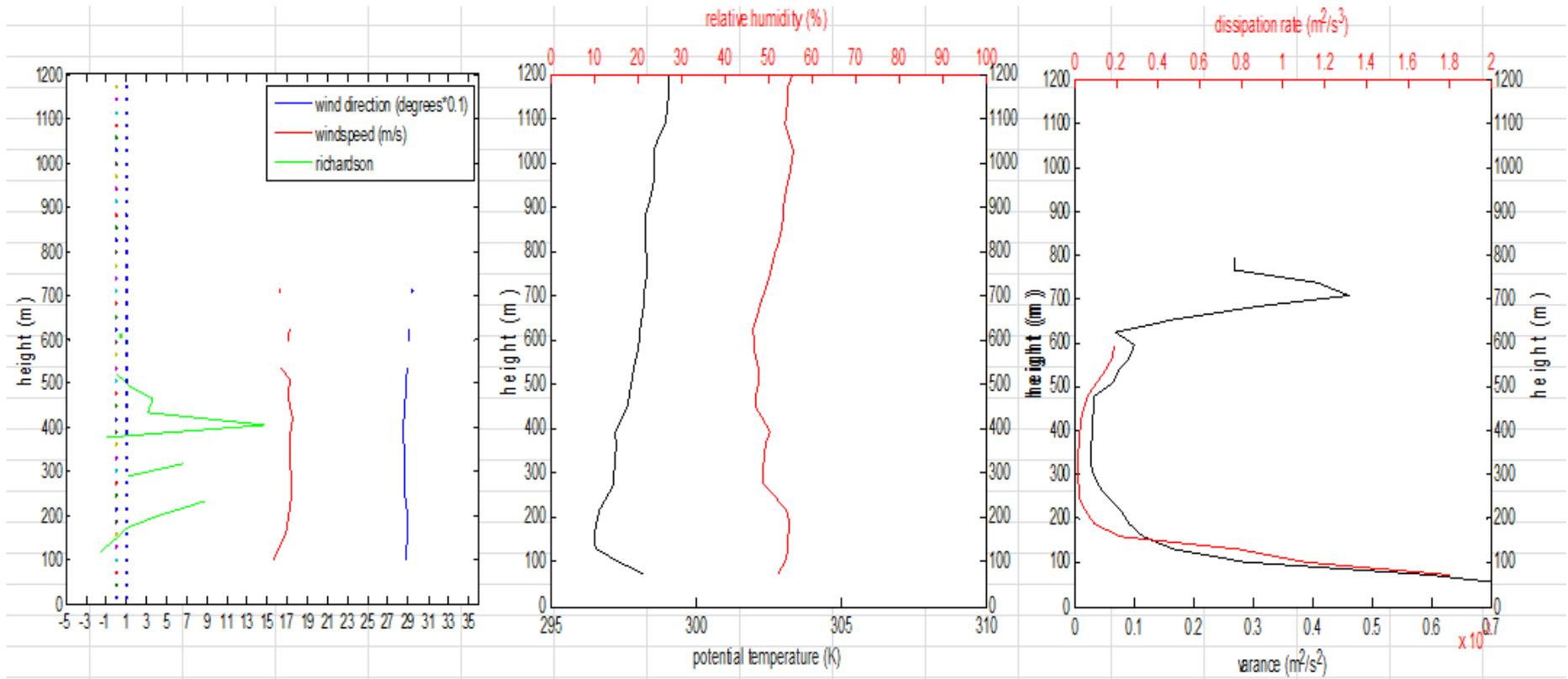
Σχήμα 4.2. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 18 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 100 έως τα 300 μέτρα και στη συνέχεια να ακολουθεί ένα λιγότερο ευσταθές στρώμα μέχρι τα 500 μέτρα. ανάλογη συμπεριφορά έχει η κατατομή της σχετικής υγρασίας. Παρατηρούμε σημαντικές αλλαγές στη διεύθυνση του ανέμου μέχρι το ύψος των 300 μέτρων όπου από αυτό το ύψος και πάνω η διεύθυνση παραμένει σταθερή. Η κατατομή του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας (ϵ) παρουσιάζει μέγιστο στα 300 μέτρα ενώ η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο σε ύψος μικρότερο των 300 μέτρων. Τα παραπάνω, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι οι ταχύτητες του ανέμου είναι πολύ χαμηλές μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 300 μέτρων.



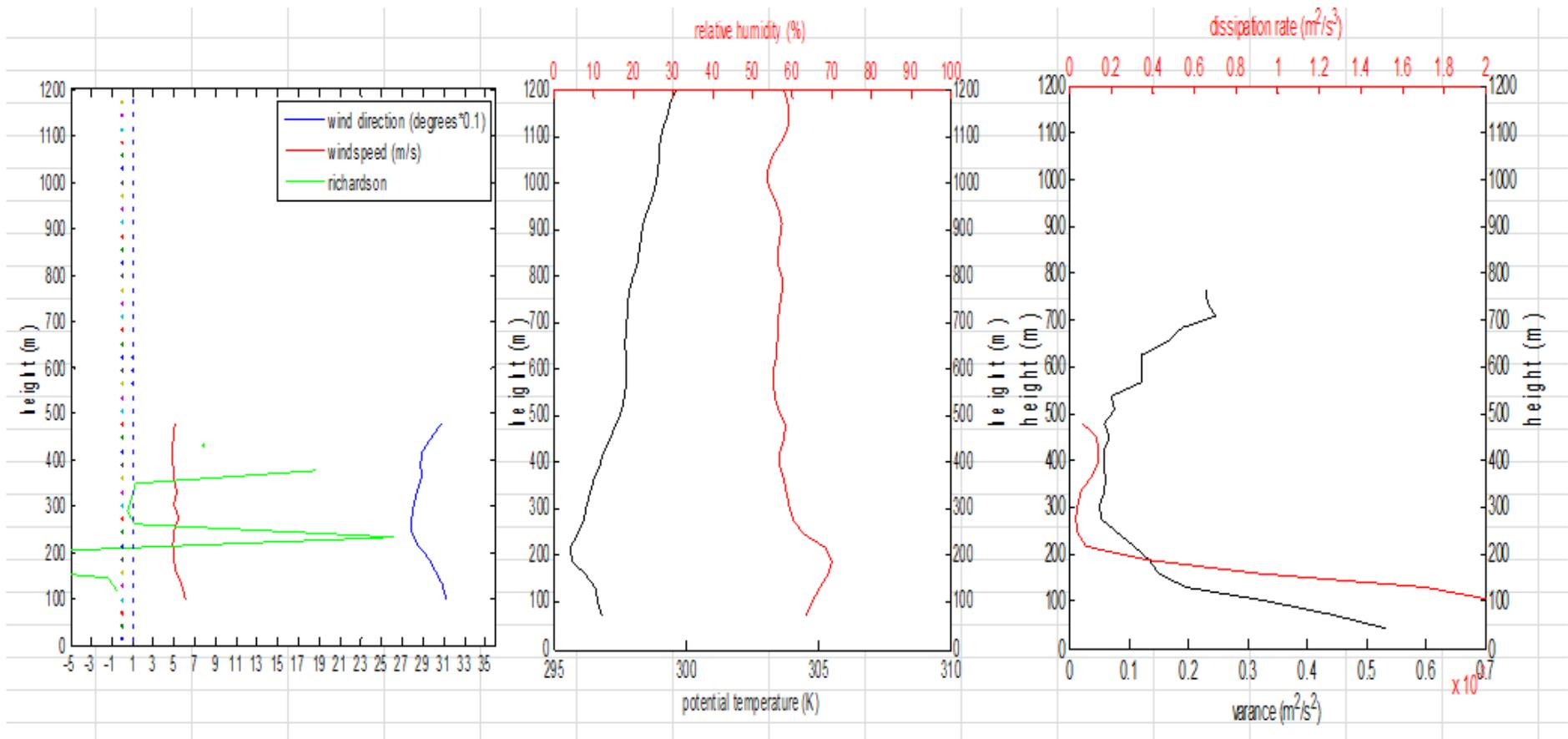
Σχήμα 4.3. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 19 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα (μεταβαλλόμενης ευστάθειας) να εκτείνεται από τα 100 έως τα 500 μέτρα. Ανάλογη συμπεριφορά έχει και η σχετική υγρασία. Η κατατομή του ϵ παρουσιάζει μέγιστο στα 450 μέτρα ενώ η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει σε αυτό το ύψος χαμηλές τιμές. Τα παραπάνω μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται στο ύψος των 450 μέτρων.



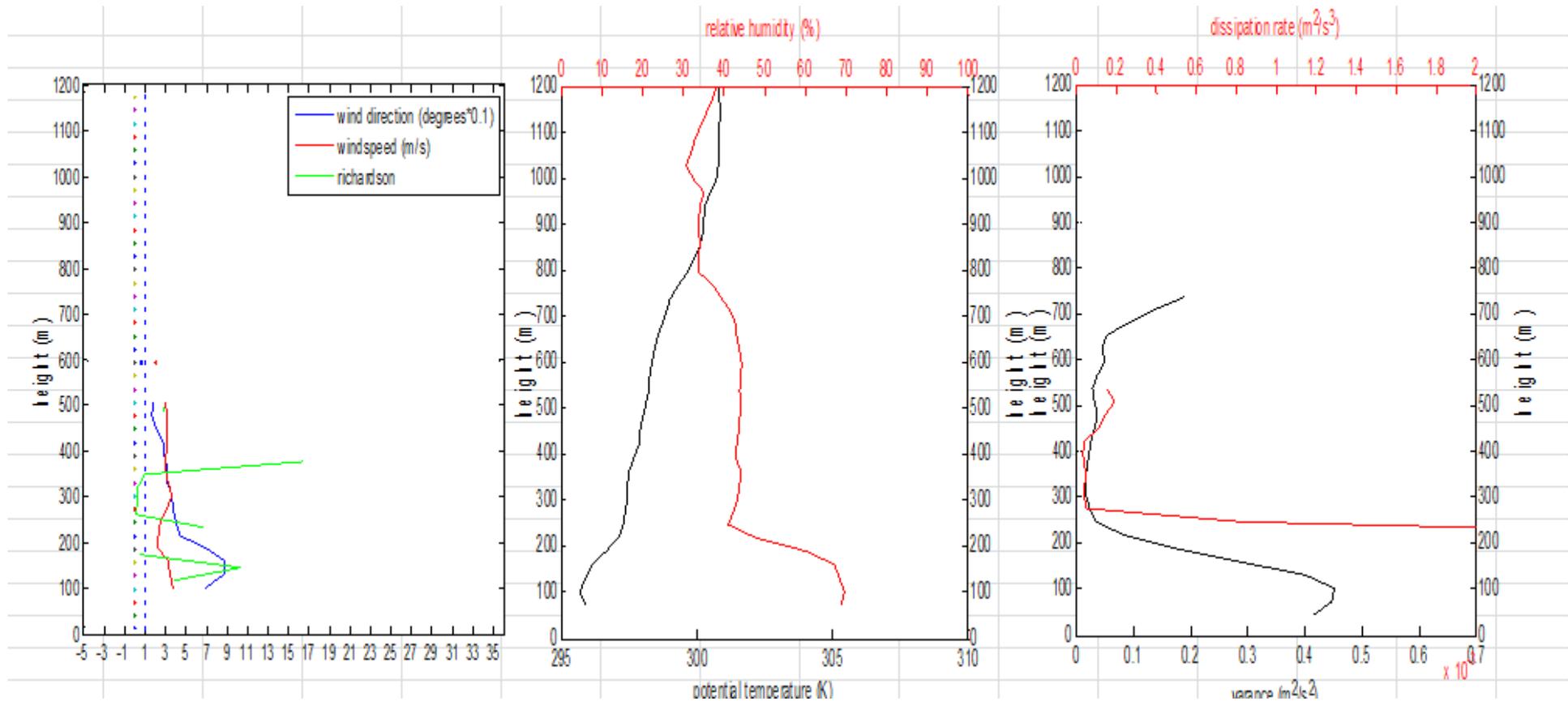
Σχήμα 4.4. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 20 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ασταθές στρώμα από τα 80 έως τα 130 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα έως τα 200 μέτρα με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί έως τα 280 μέτρα. Το βάθος ανάμειξης δεν μπορεί παρόλα αυτά να προσδιοριστεί στο ύψος των 200 μέτρων καθώς η διακύμανση παίρνει μεγάλες τιμές ενώ ταυτόχρονα παρατηρούμε πολύ μεγάλες ταχύτητες ανέμου, με αποτέλεσμα να οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται σε μεγαλύτερο ύψος. Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ουδέτερο στρώμα από τα 280 έως τα 400 μέτρα. Στα 400 μέτρα βρίσκεται η βάση ενός ευσταθούς στρώματος που εκτείνεται έως τα 450 μέτρα, με στρώματα μικρότερης ευστάθειας να ακολουθούν. Η κατατομή της σχετικής υγρασίας έχει ανάλογη συμπεριφορά. Επίσης η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο στα 320 μέτρα και διατηρεί τη τιμή αυτή έως τα 450 μέτρα. Ο αριθμός Richardson παίρνει μεγάλες τιμές στα 400 μέτρα ενώ παρατηρούμε πολύ ισχυρούς ανέμους. Τα παραπάνω μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 400 μέτρων.



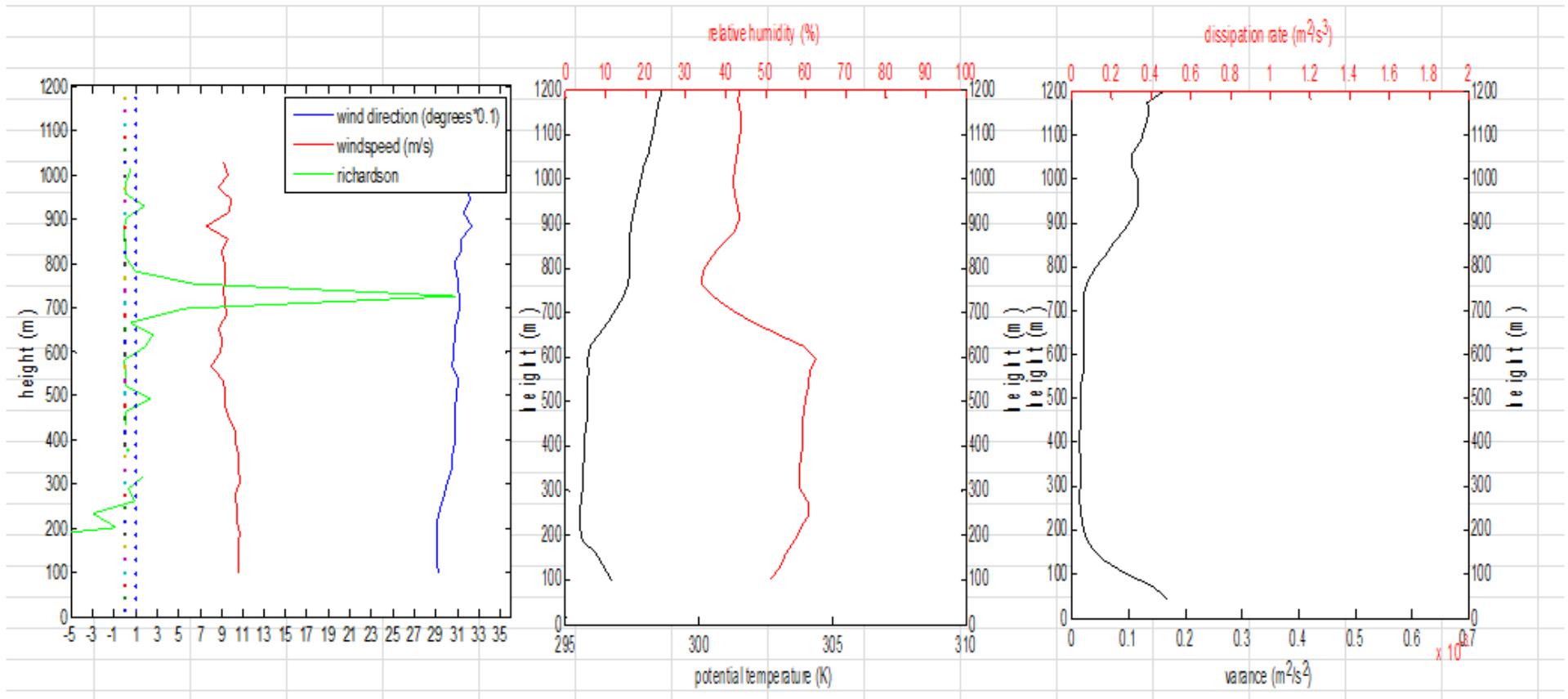
Σχήμα 4.5. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 21 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ασταθές στρώμα από τα 80 έως 190 μέτρα, εν συνεχεία ένα ουδέτερο στρώμα έως τα 230 μέτρα με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί έως τα 500 μέτρα. Η διακύμανση λαμβάνει την ελάχιστη τιμή σε ύψος 270 μέτρων. Η διεύθυνση του ανέμου αλλάζει σημαντικά μέχρι το ύψος των 230 μέτρων ενώ από εκεί και πάνω παραμένει σταθερή. Τέλος, ο αριθμός Richardson σε αυτό το ύψος παίρνει μεγάλες τιμές ενώ παρατηρούμε ότι οι ταχύτητες του ανέμου είναι αρκετά χαμηλές. Με βάση τα παραπάνω μπορούμε να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 230 μέτρων.



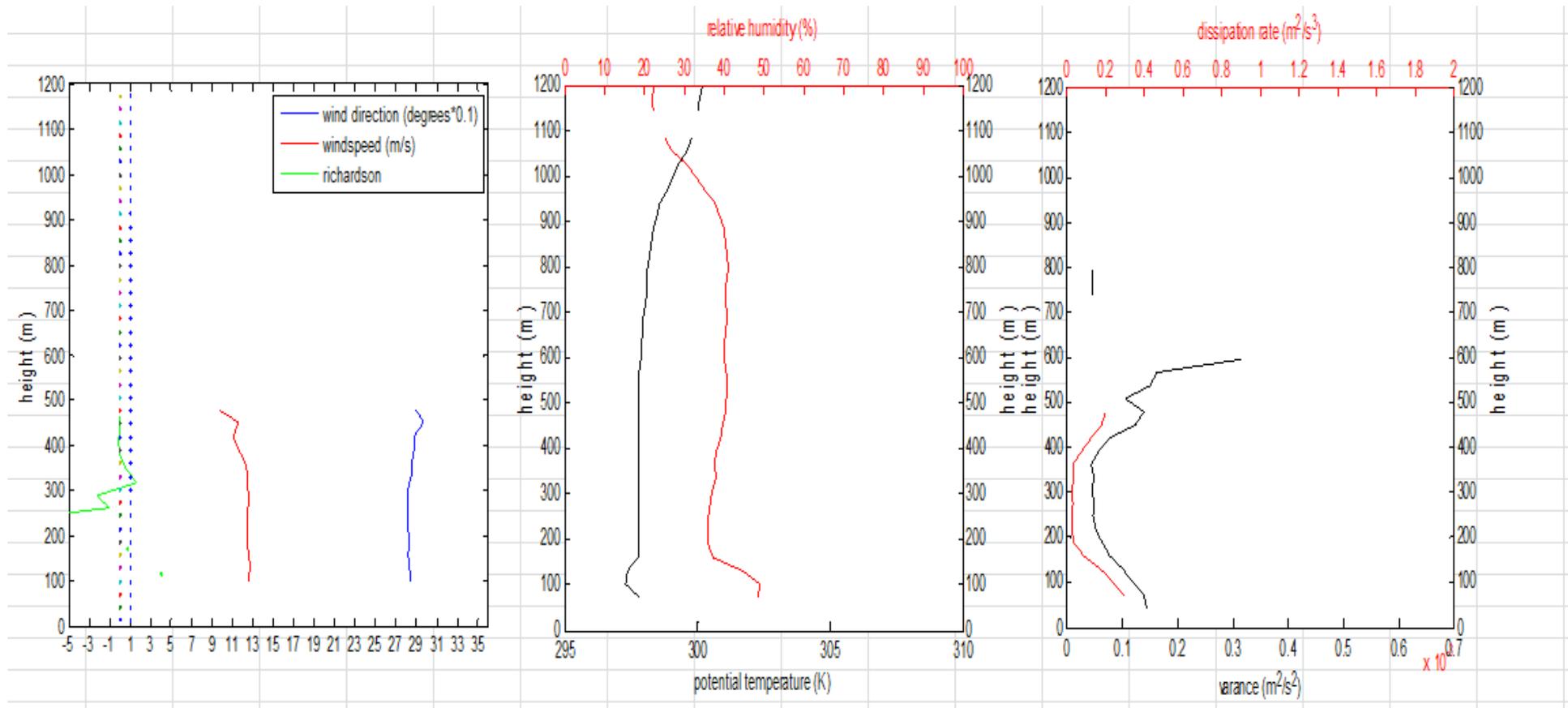
Σχήμα 4.6. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 22 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε διαδοχικά ευσταθή στρώματα που ξεκινούν από το ύψος των 100 μέτρων. Από τα 100 έως τα 210 μέτρα παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα με ένα λιγότερο ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Η σχετική υγρασία μειώνεται σημαντικά από τα 190 έως τα 230 μέτρα και σταθεροποιείται πάνω από το ύψος αυτό. Ανάλογη συμπεριφορά έχει και η διεύθυνση του ανέμου η οποία αλλάζει σημαντικά στο στρώμα των 190 έως 230 μέτρων. Η διακύμανση παίρνει μικρές τιμές (<0.050) σε ύψη μεγαλύτερα των 220 μέτρων παρουσιάζοντας ελάχιστο στα 300 μέτρα. Τα παραπάνω, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι οι ταχύτητες ανέμου είναι πολύ χαμηλές, μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 210 μέτρων περίπου.



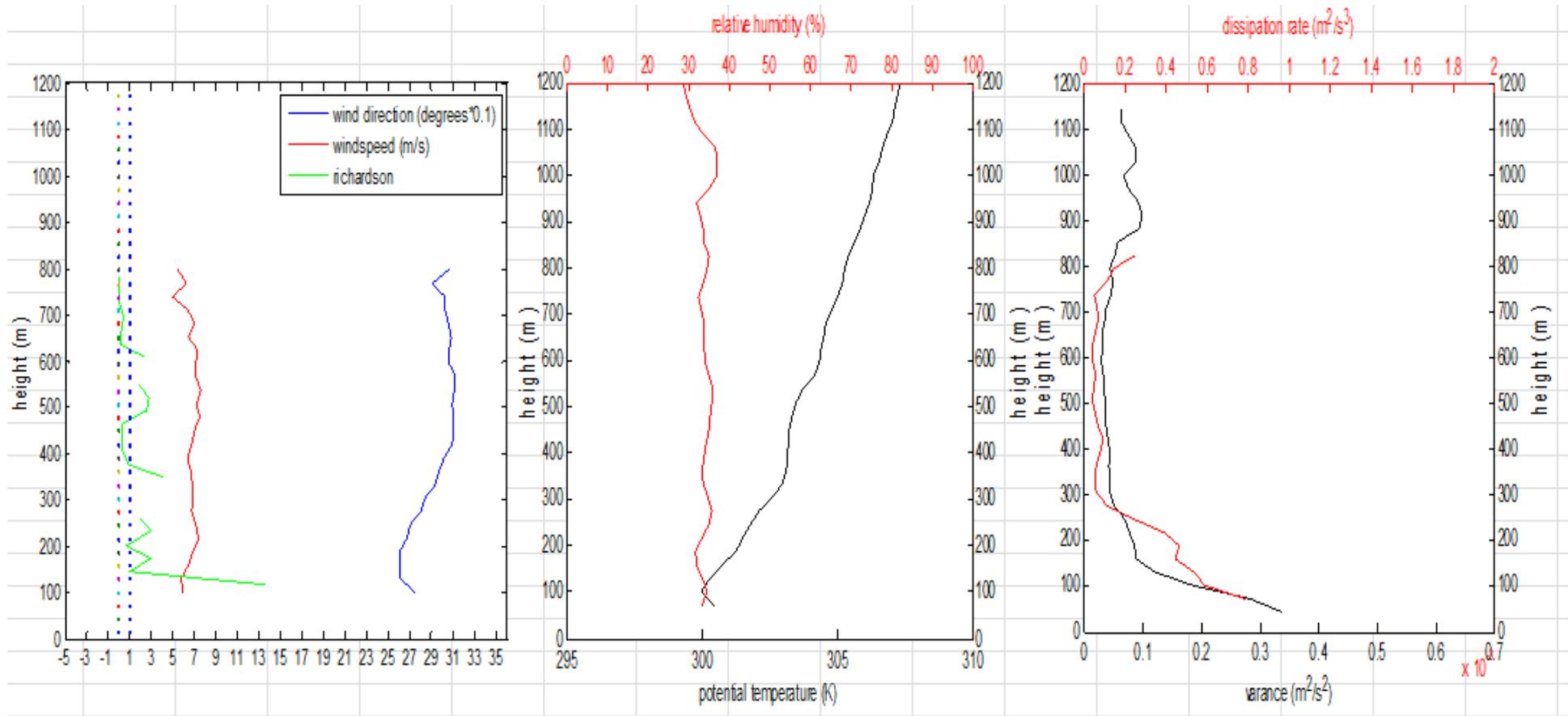
Σχήμα 4.7. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 23 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ασταθές στρώμα που εκτείνεται από το ύψος των 100 μέτρων έως τα 200 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα μέχρι τα 630 μέτρα με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Ανάλογη συμπεριφορά έχει και η κατατομή της σχετικής υγρασίας. Ο αριθμός Richardson στο ύψος των 630 μέτρων έως τα 700 μέτρα παίρνει μεγάλες τιμές ενώ μικρές τιμές παίρνει πάνω από αυτό το ύψος. Η διακύμανση παίρνει την ελάχιστη τιμή στα 300 μέτρα, η οποία παραμένει σταθερή μέχρι τα 750 μέτρα. Τα παραπάνω, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι οι ταχύτητες ανέμου είναι σχετικά υψηλές, μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 630 μέτρων



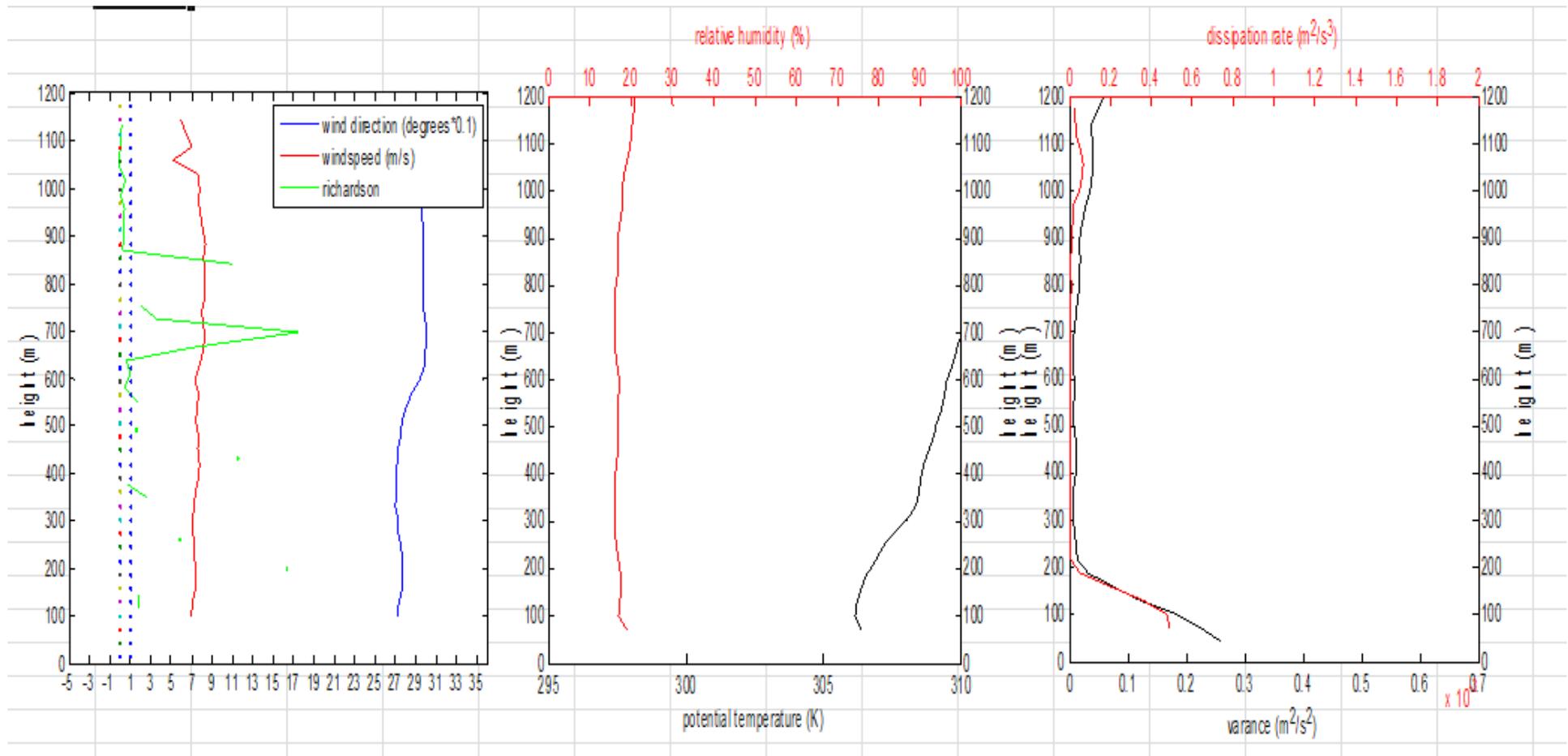
Σχήμα 4.8. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 24 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 100 έως τα 180 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο μέχρι τα 600 μέτρα, με ένα ελαφρά ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Η κατατομή της σχετικής υγρασίας έχει ανάλογη συμπεριφορά και παραμένει σταθερή μέχρι τα 800 μέτρα. Οι κατατομές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου δεν μας δίνουν κάποια πληροφορία καθώς δεν υπάρχουν μετρήσεις ταχύτητας και διεύθυνσης ανέμου σε αυτό το ύψος. Το ίδιο ισχύει για το ϵ και την διακύμανση. Η μοναδική πληροφορία που μπορεί να αξιοποιηθεί από την κατατομή του ανέμου είναι οι μεγάλες ταχύτητες που παρατηρούνται, με αποτέλεσμα να οδηγούμαστε στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης μπορεί να εκτιμηθεί στο ύψος των 700 μέτρων.



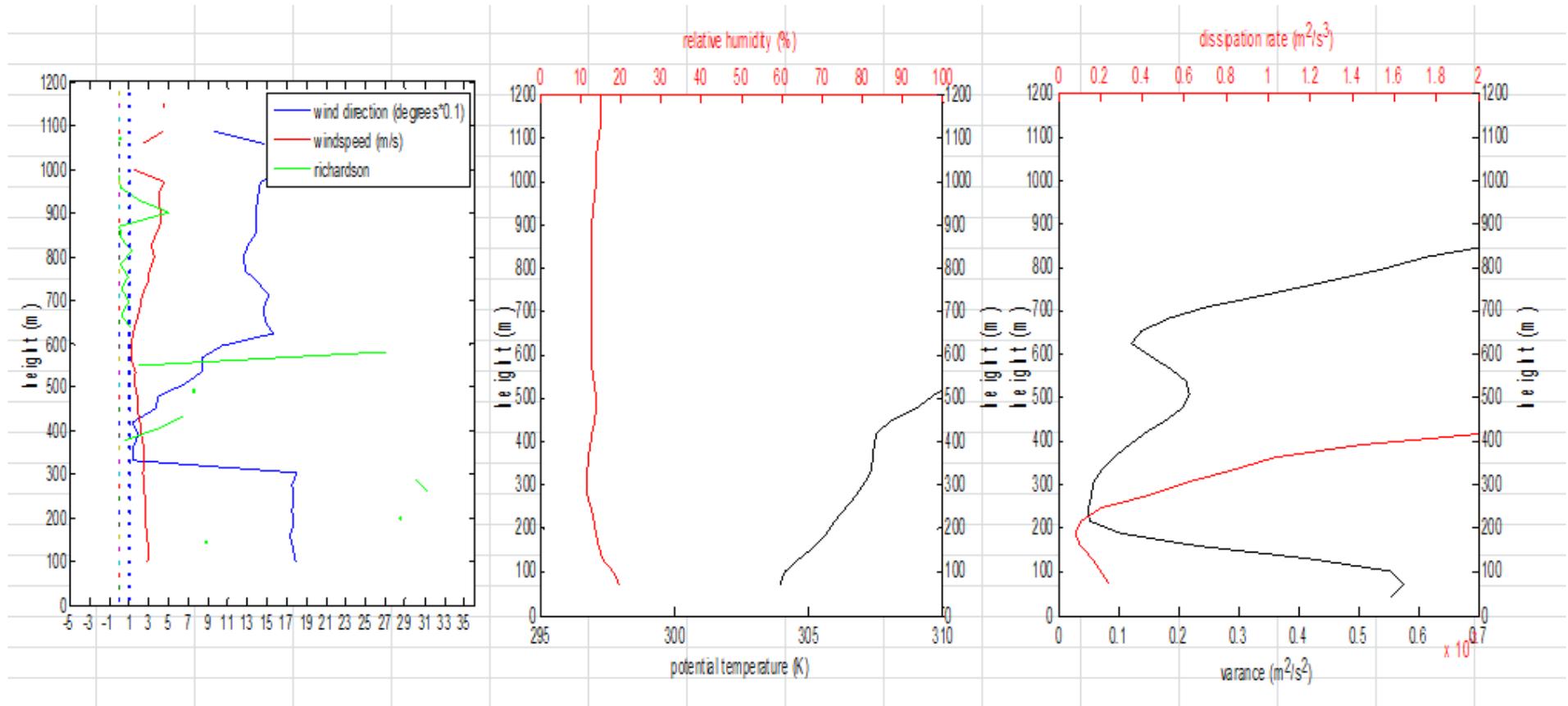
Σχήμα 4.9. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 25 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα που εκτείνεται από το ύψος των 100 μέτρων έως τα 320 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα έως τα 420 μέτρα, με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Η διεύθυνση του ανέμου αλλάζει σημαντικά έως τα 420 παραμένοντας σταθερή σε μεγαλύτερα ύψη. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο στα 420 μέτρα ενώ η κατατομή του παρουσιάζει δευτερεύον μέγιστο στα 420. Άρα το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στο ύψος των 420 μέτρων.



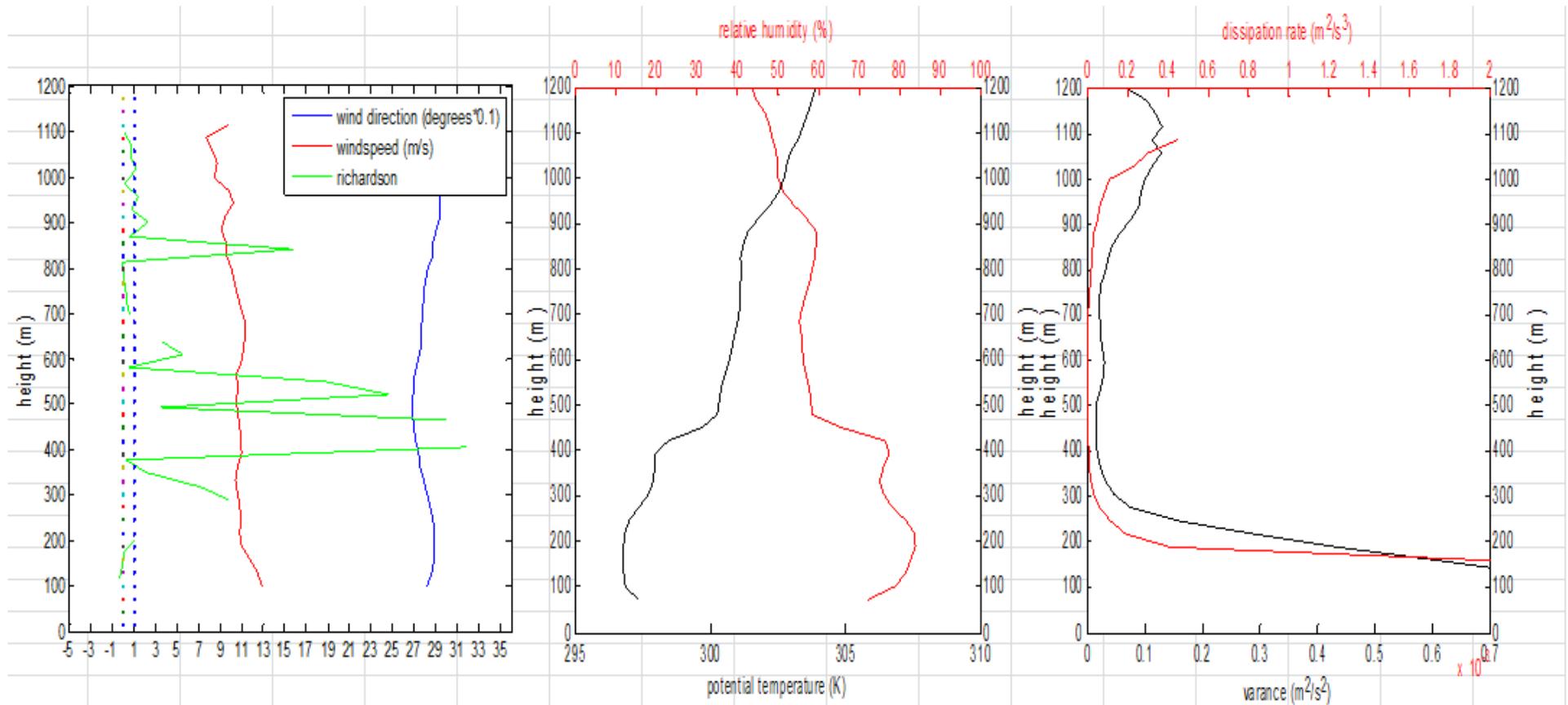
Σχήμα 4.10. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 26 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 100 έως τα 320 μέτρα και στη συνέχεια να ακολουθεί ένα λιγότερο ευσταθές στρώμα. Οι κατατομές της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου δεν προσφέρουν σημαντική πληροφορία ώστε να γίνει εκτίμηση του βάθους ανάμειξης καθώς παραμένουν σταθερές καθ' ύψος. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο στα 200 μέτρα. Τα παραπάνω, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι πνέουν άνεμοι σχετικά μικρής έντασης μας οδηγούν στο συμπέρασμα να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 200 μέτρων.



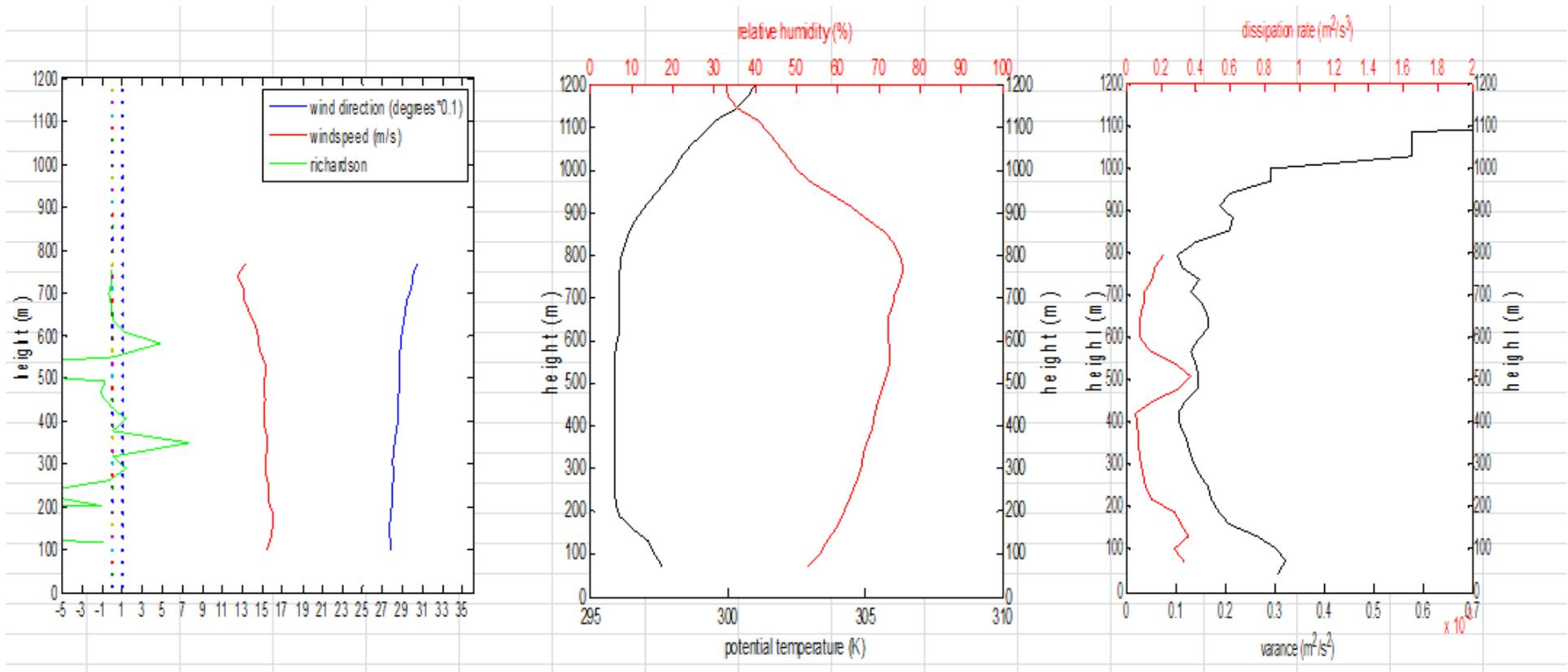
Σχήμα 4.11. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 27 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 100 έως τα 300 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα μέχρι 420 μέτρα, με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Στα 300 μέτρα παρατηρούμε την απότομη αλλαγή στη διεύθυνση του ανέμου. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο κάτω από τα 300 μέτρα. Τα παραπάνω μας, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι πνέουν πολύ ασθενείς άνεμοι μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στο ύψος των 300 μέτρων.



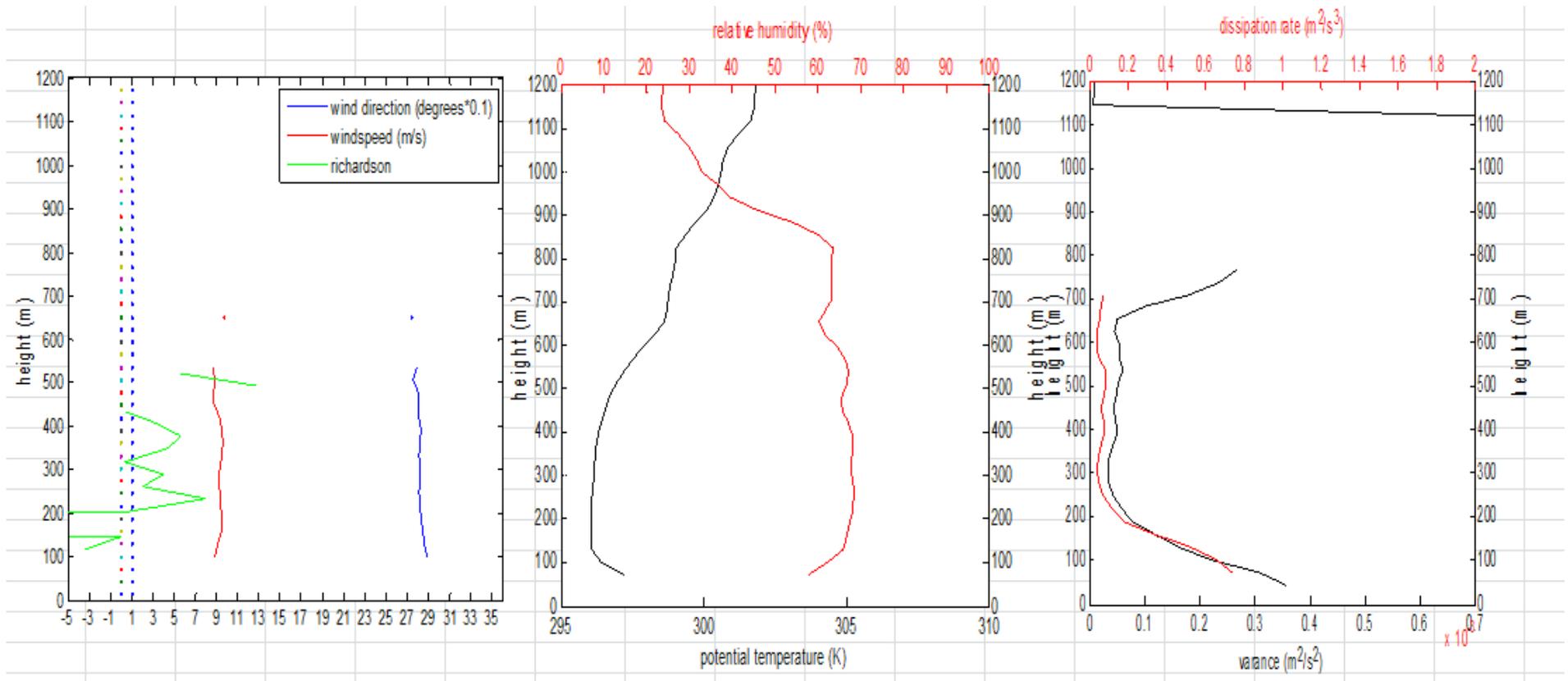
Σχήμα 4.12. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 28 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 250 έως τα 320 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα μέχρι τα 400 μέτρα, με ένα πολύ ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Η κατατομή της σχετικής υγρασίας έχει ανάλογη συμπεριφορά παρουσιάζοντας σημαντική πτώση μετά τα 400 μέτρα. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο στα 400 μέτρα. Τα παραπάνω μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 400 μέτρων.



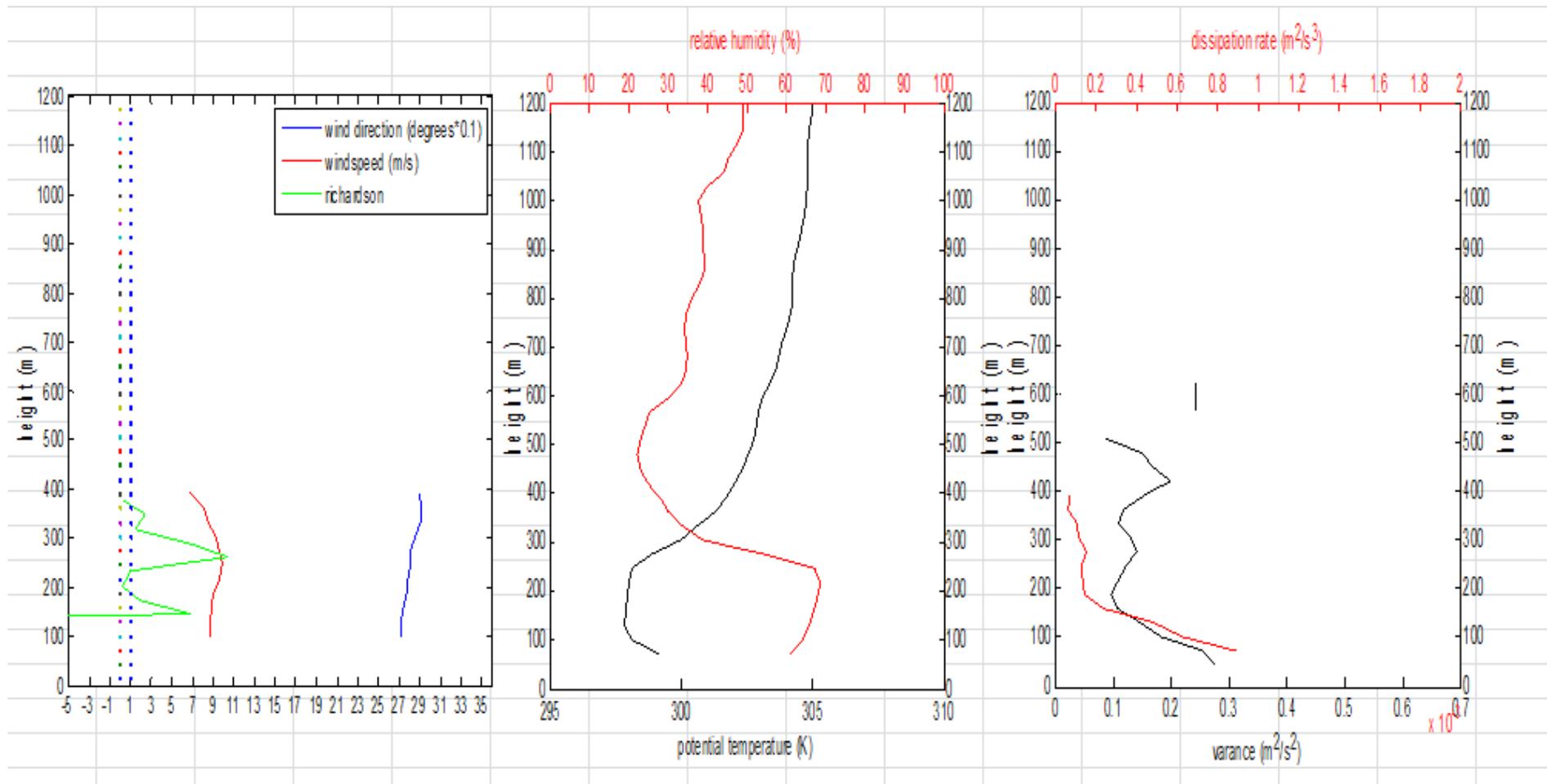
Σχήμα 4.13. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 29 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ασταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 80 έως τα 190 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα έως τα 570 μέτρα, με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί έως τα 620 μέτρα. Στο ύψος των 570 μέτρων ο αριθμός Richardson παίρνει μεγάλες τιμές ενώ η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου παρουσιάζουν μία σημαντική αλλαγή στη κατατομή τους, σε σχέση με μικρότερα ύψη που οι τιμές των δύο παραμέτρων του ανέμου ήταν σταθερές. Η κατατομή του ϵ παρουσιάζει μέγιστο στα 520 μέτρα ενώ η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο κάτω από τα 500 μέτρα. Τα παραπάνω σε συνδυασμό με το γεγονός ότι παρατηρούνται μεγάλες ταχύτητες ανέμου, μας οδηγούν στο συμπέρασμα να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 550 μέτρων περίπου.



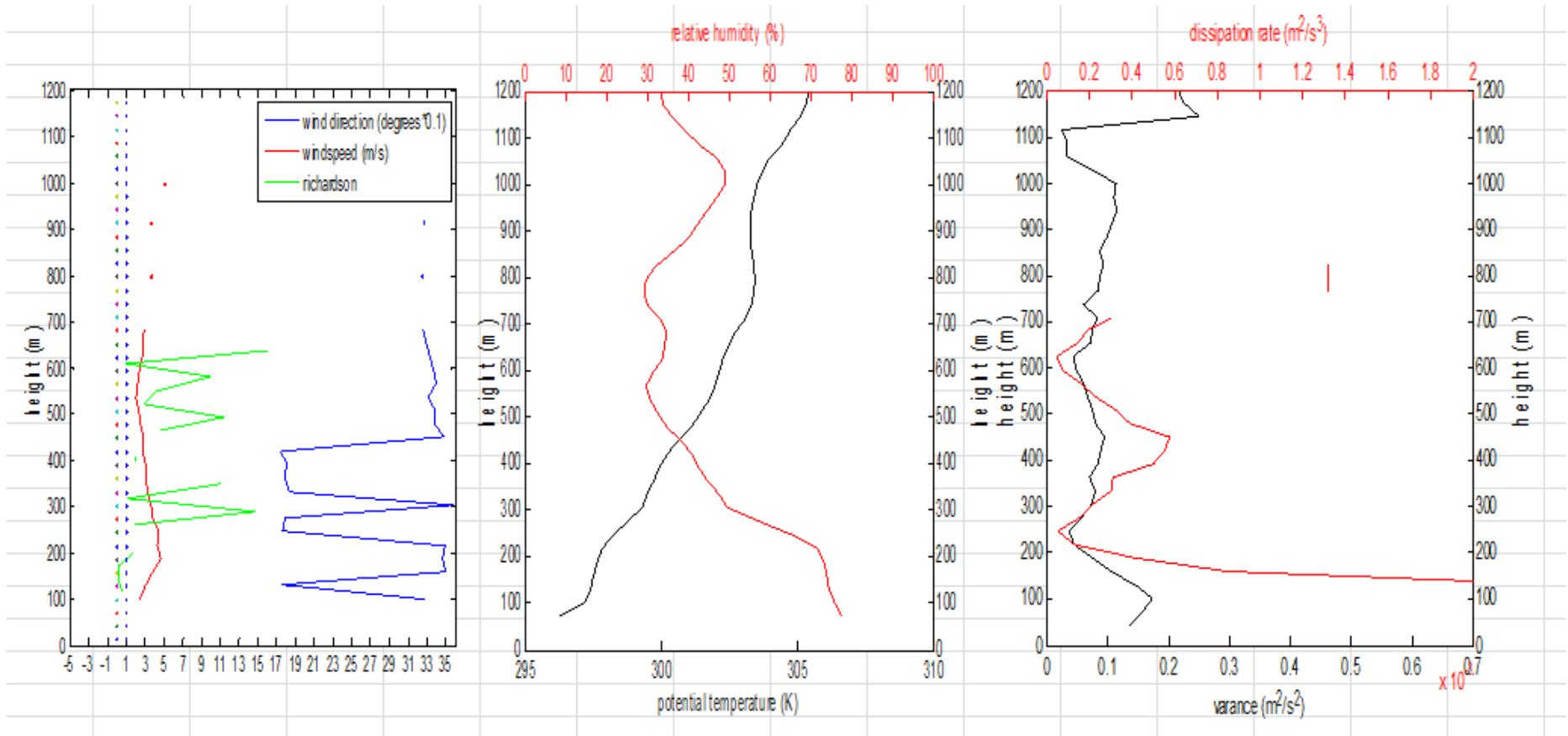
Σχήμα 4.14. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 30 Ιουνίου 2014 και ώρα 15.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ασταθές στρώμα να εκτείνεται από το ύψος των 80 μέτρων έως τα 130 μέτρα, στη συνέχεια ένα ουδέτερο στρώμα μέχρι τα 400 μέτρα, με ένα ευσταθές στρώμα να ακολουθεί. Η κατατομή της σχετικής υγρασίας έχει πτωτική τάση πάνω από τα 400 μέτρα ενώ σε αυτό το ύψος παρατηρείται το ελάχιστο στη κατατομή της διακύμανσης. Με βάση τα παραπάνω, το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στο ύψος των 400 μέτρων.



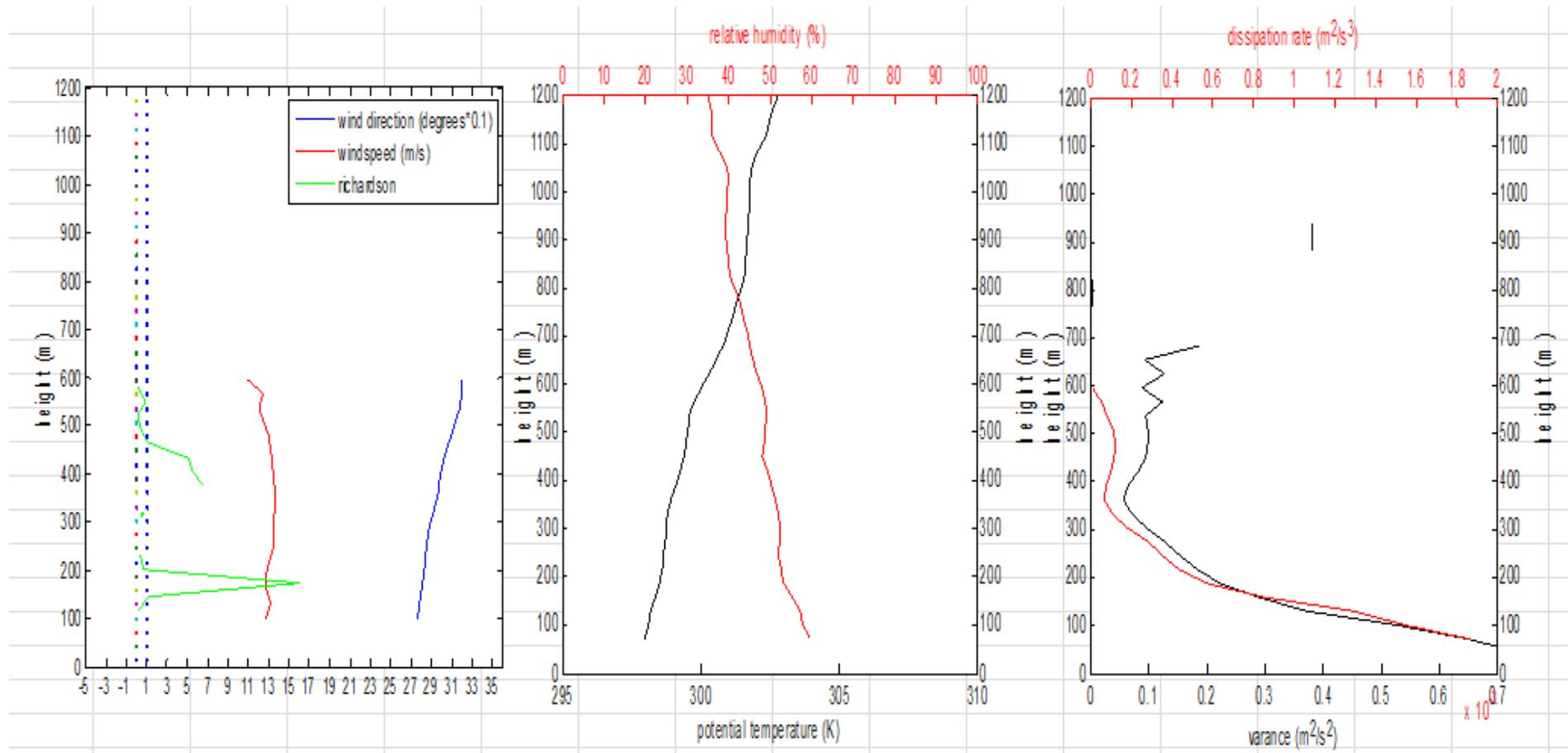
Σχήμα 4.15. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τη 1^η Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της διακύμανσης παρατηρούμε ένα ουδέτερο στρώμα να εκτείνεται από τα 110 έως τα 250 μέτρα και στη συνέχεια ένα ευσταθές στρώμα. Η συμπεριφορά της σχετικής υγρασίας είναι ανάλογη παρουσιάζοντας σημαντική πτωτική τάση πάνω από τα 250 μέτρα. Επίσης σε αυτό το ύψος παρατηρείται η μέγιστη τιμή στη ταχύτητα του ανέμου και μεγάλες τιμές του αριθμού Richardson. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο κάτω από τα 250 μέτρα.



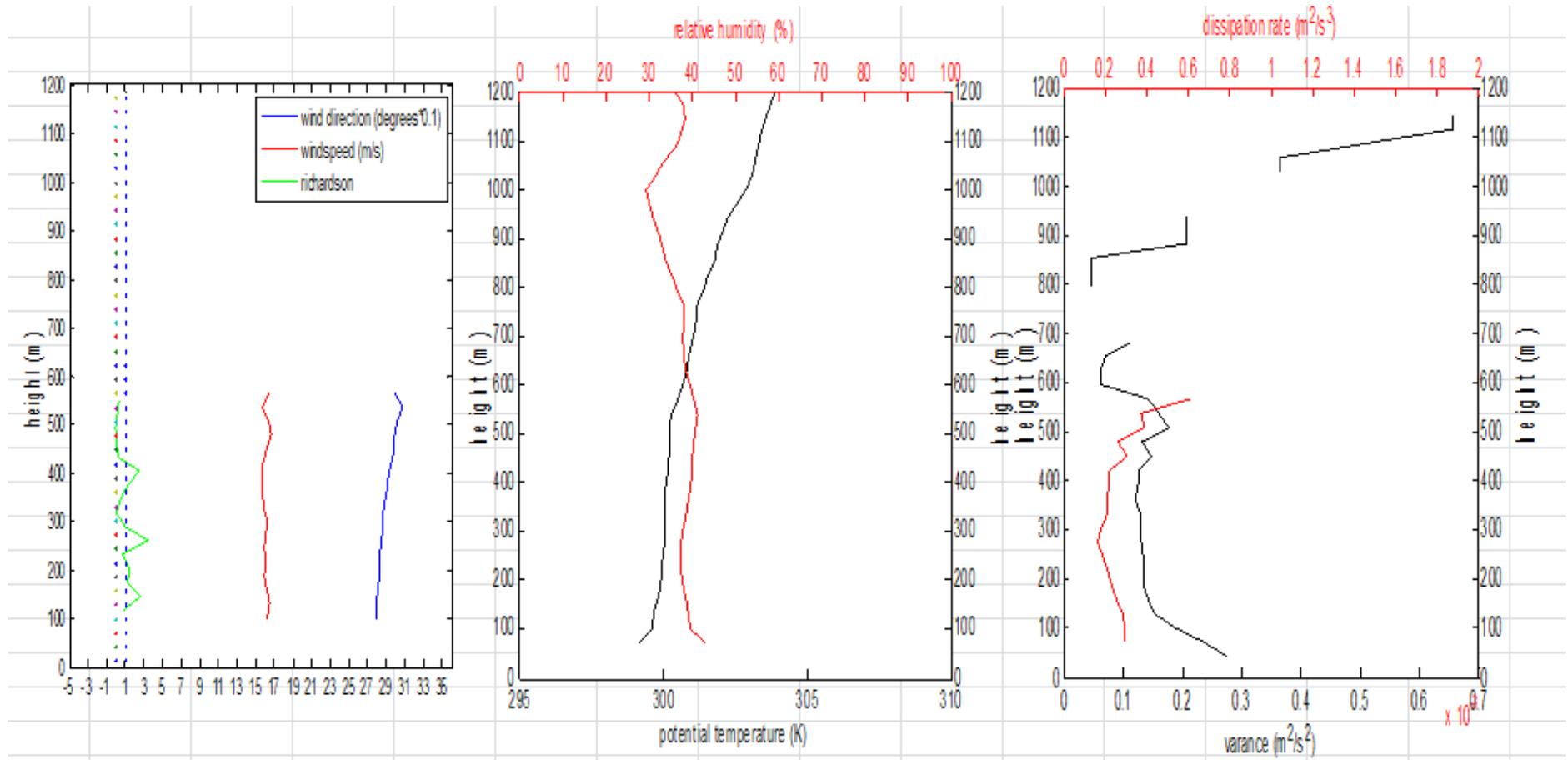
Σχήμα 4.16. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 2 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Από τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε την ύπαρξη ενός ευσταθούς στρώματος (μεταβαλλόμενης ευστάθειας) που εκτείνεται από τα 100 έως τα 750 μέτρα με πιο έντονη ευστάθεια μετά τα 250 μέτρα. Από τη κατατομή της διεύθυνσης του ανέμου παρατηρούμε ότι από το ύψος των 250 μέτρων μέχρι τα 350 μέτρα η διεύθυνση του ανέμου παρουσιάζει πολύ έντονες μεταβολές. Η κατατομή του ϵ και η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζουν ελάχιστο στα 250 μέτρα . Σύμφωνα με τα παραπάνω, σε συνδυασμό με το γεγονός ότι επικρατούν ασθενείς άνεμοι προσδιορίζουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 250 μέτρων.



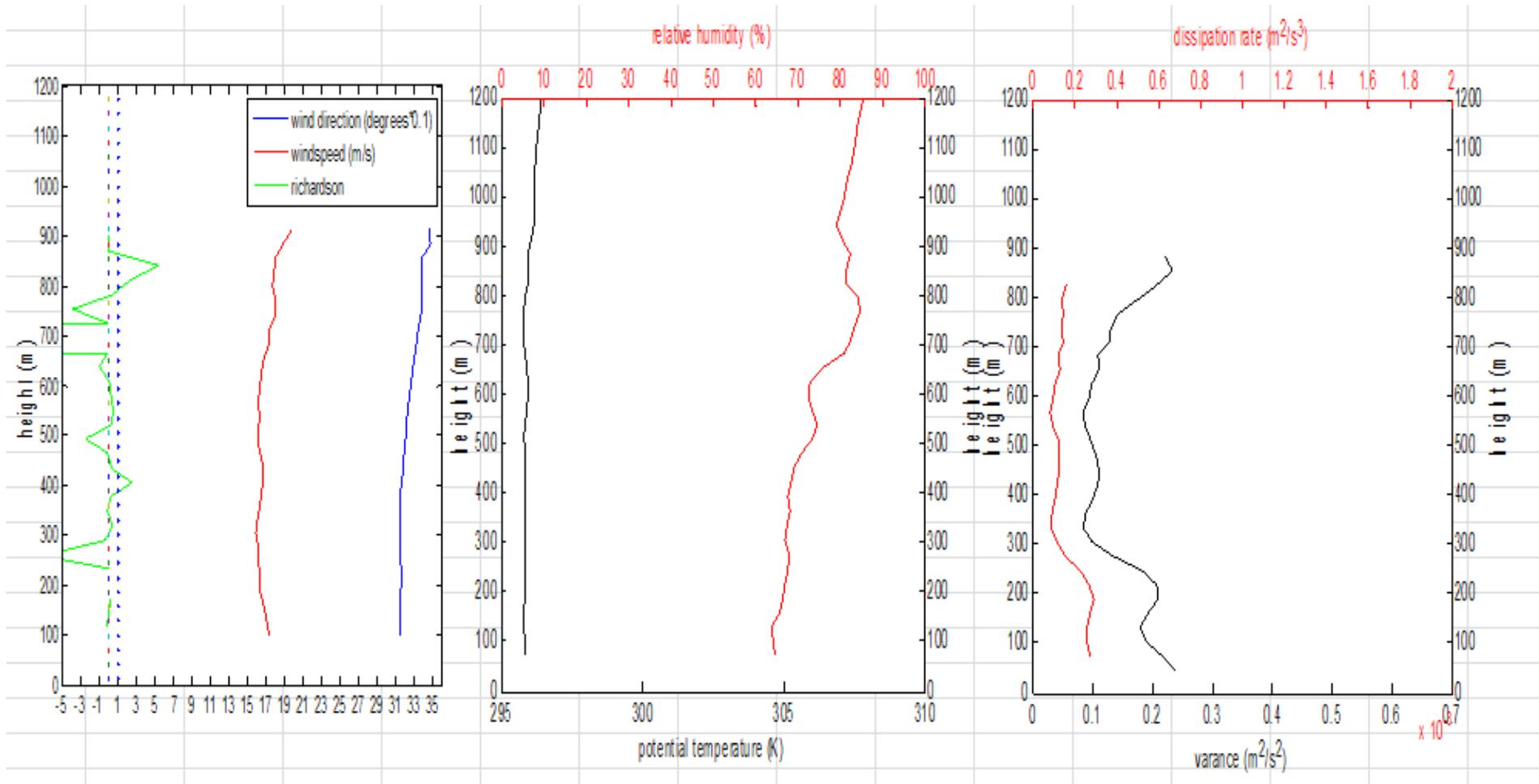
Σχήμα 4.17. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 3 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να εκτείνεται από τα 100 έως τα 550 μέτρα και στη συνέχεια να ακολουθεί ένα ακόμη ευσταθές στρώμα (μεγαλύτερης ευστάθειας). Η κατατομή του ϵ παρουσιάζει ένα μέγιστο στα 500 μέτρα ενώ η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει ελάχιστο κάτω από τα 500 μέτρα. Η κατατομή της διεύθυνσης του ανέμου μεταβάλλεται μέχρι τα 550 μέτρα ενώ πάνω από αυτό το ύψος παραμένει σταθερή. Με βάση τα παραπάνω σε συνδυασμό με τις υψηλές ταχύτητες ανέμου, το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται στο ύψος των 550 μέτρων περίπου.



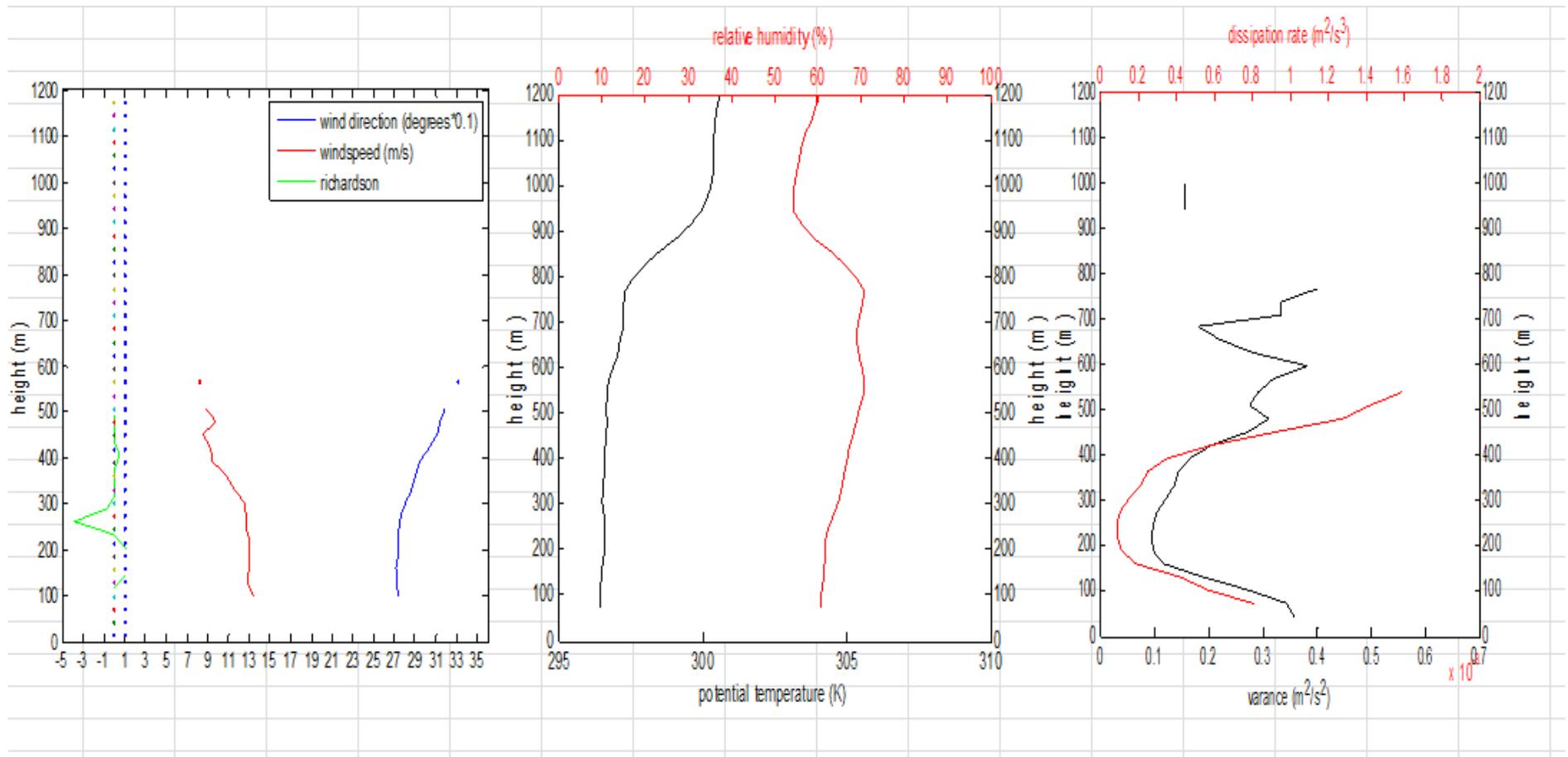
Σχήμα 4.18. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 4 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ουδέτερο στρώμα να εκτείνεται από τα 100 μέχρι τα 550 μέτρα και στη συνέχεια ένα ευσταθές στρώμα μέχρι τα 950 μέτρα. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει μέγιστο στα 530 και ελάχιστο στα 590 μέτρα ενώ η κατατομή του ϵ παρουσιάζει μέγιστο στα 550 μέτρα. Με βάση τα παραπάνω προσδιορίζουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 550 μέτρων.



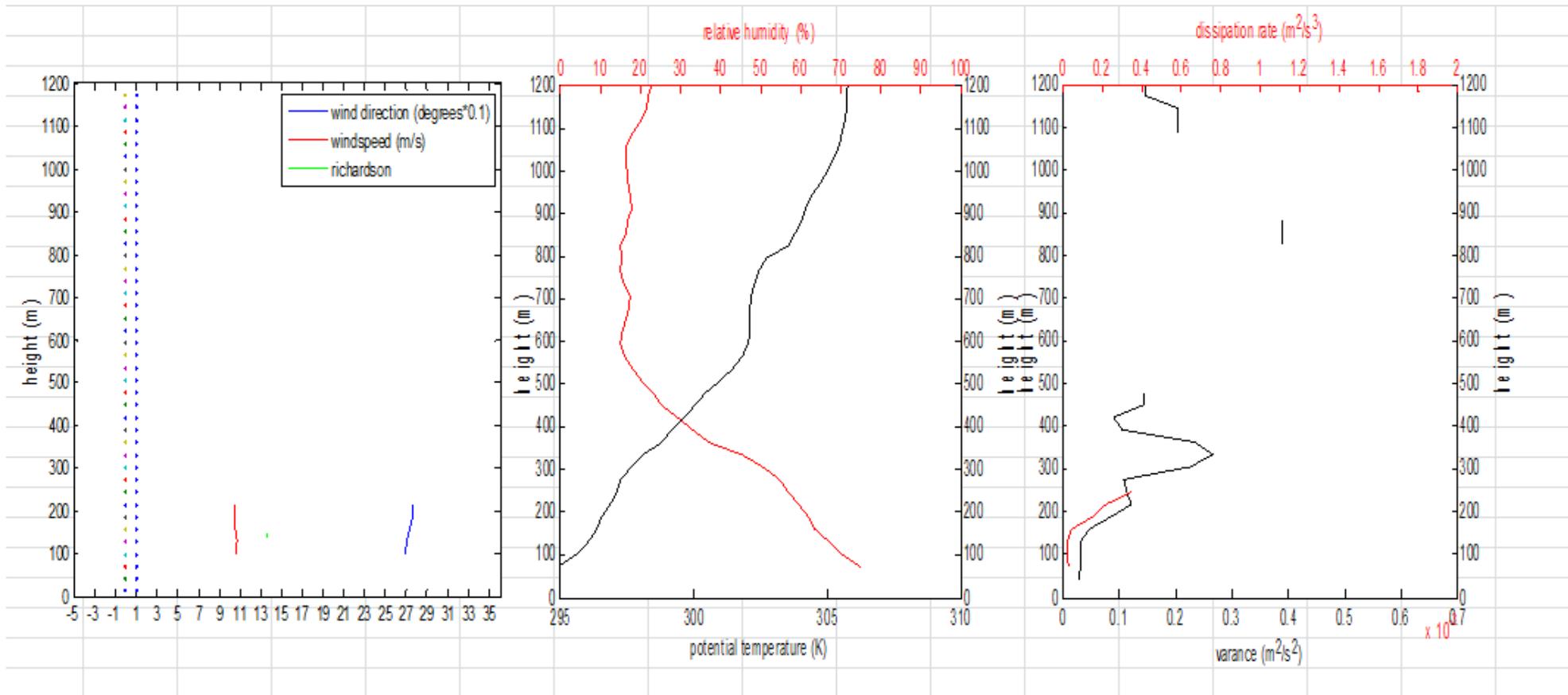
Σχήμα 4.19. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 5 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας παρατηρούμε ουδέτερες συνθήκες μέχρι τα 800 μέτρα και ελαφρά ευστάθεια ψηλότερα. Ο αριθμός Richardson παίρνει μεγάλες τιμές στο ύψος των 800 μέτρων. Η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει μέγιστο στα 850 μέτρα. Με βάση τα παραπάνω, σε συνδυασμό με τις πολύ υψηλές ταχύτητες ανέμου μας επιτρέπουν να προσδιορίσουμε το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 800 μέτρων.



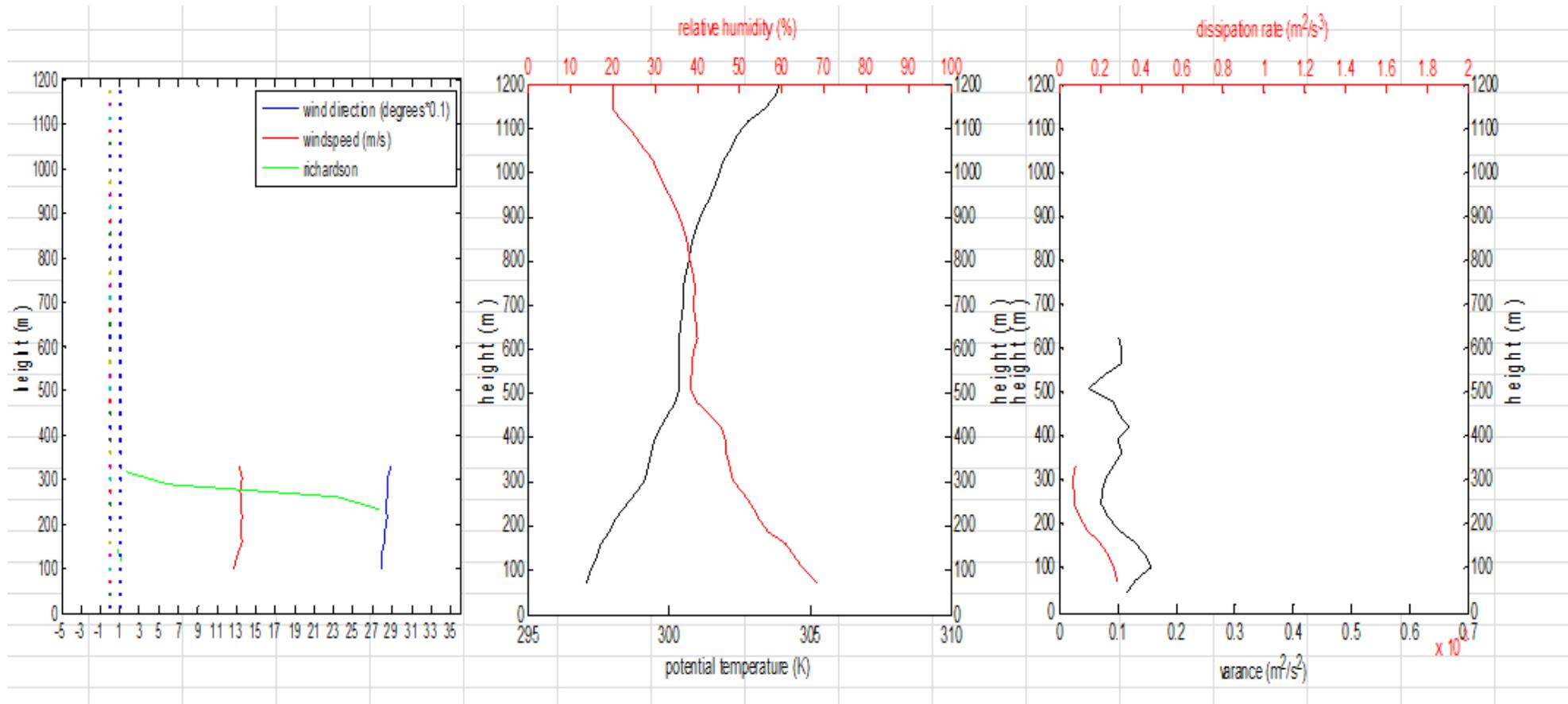
Σχήμα 4.20. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 6 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Η βάση ενός ευσταθούς στρώματος στα 600 μέτρα, η πτωτική τάση της σχετικής υγρασίας, η κατατομή της διακύμανσης η οποία παρουσιάζει μέγιστο στα 600 μέτρα και οι μεγάλες ταχύτητες ανέμου μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στα **600** μέτρα.



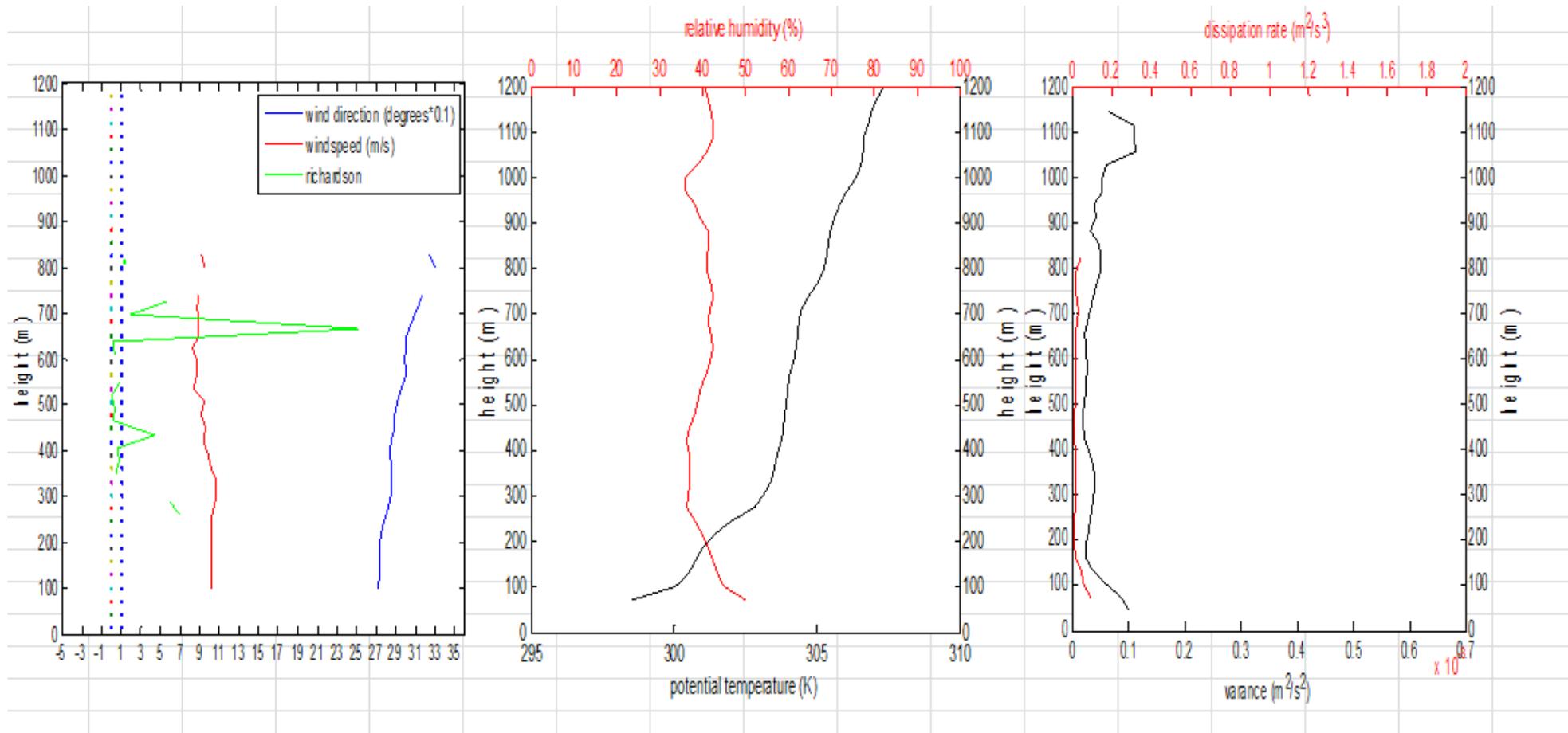
Σχήμα 4.21. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 7 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Με βάση τη κατατομή της θερμοκρασίας παρατηρούμε ένα ευσταθές στρώμα να διαμορφώνεται από τα 100 έως τα 600 μέτρα με μεταβολή ευστάθειας στα 350 μέτρα. Επίσης η κατατομή της διακύμανσης παρουσιάζει μέγιστο στα 350 μέτρα. Με βάση τα παραπάνω το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στο ύψος των 350 μέτρων.



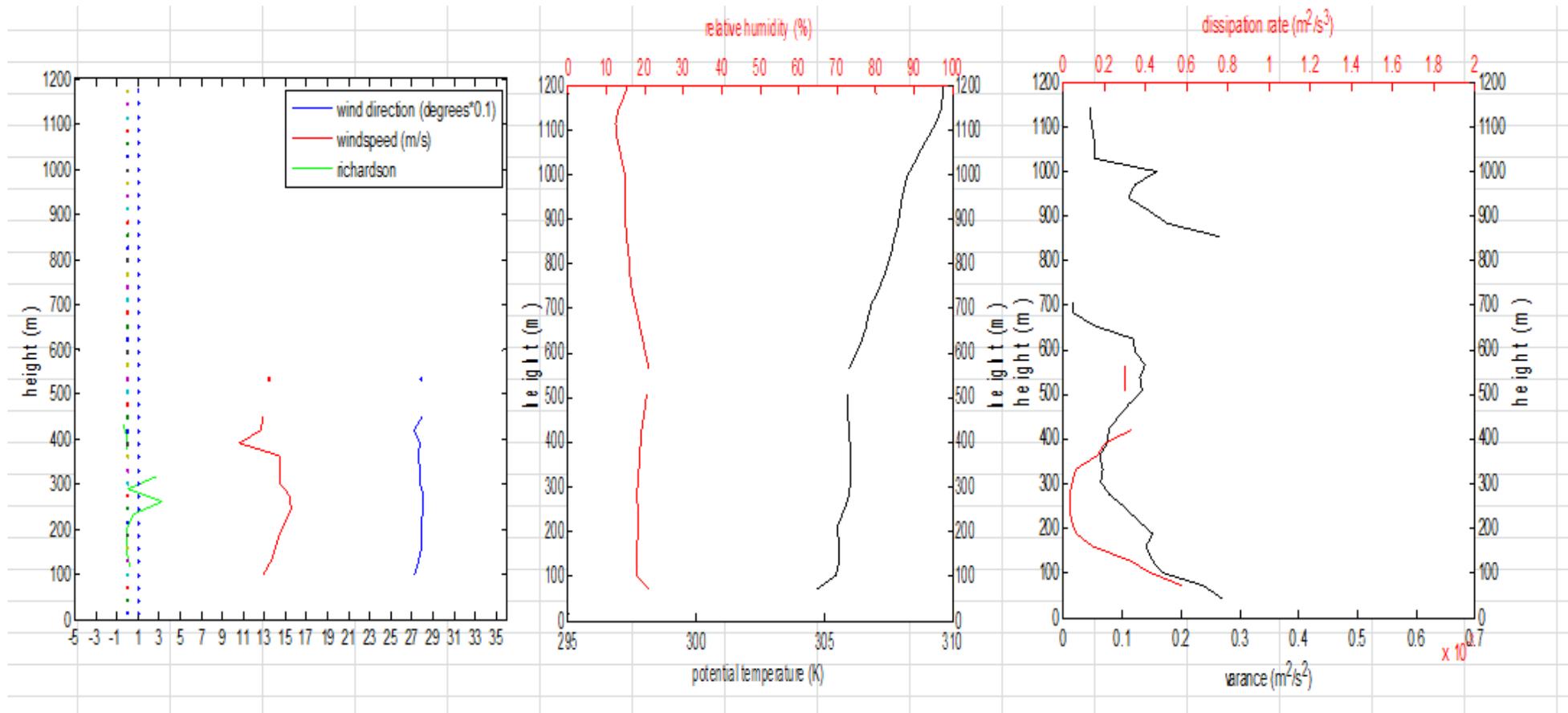
Σχήμα 4.22. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 8 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Η κατατομή της θερμοκρασίας η οποία παρουσιάζει έντονη ευστάθεια μέχρι τα 500 μέτρα και η κατατομή της διακύμανσης η οποία παρουσιάζει μέγιστο στα 450 μέτρα, οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στα 500 μέτρα.



Σχήμα 4.23. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυναμικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 9 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Η κατατομή της θερμοκρασίας η οποία παρουσιάζει έντονη ευστάθεια μέχρι τα 300 μέτρα και η κατατομή της διακύμανσης η οποία παρουσιάζει μέγιστο στα 340 μέτρα μας, μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στα 340 μέτρα.



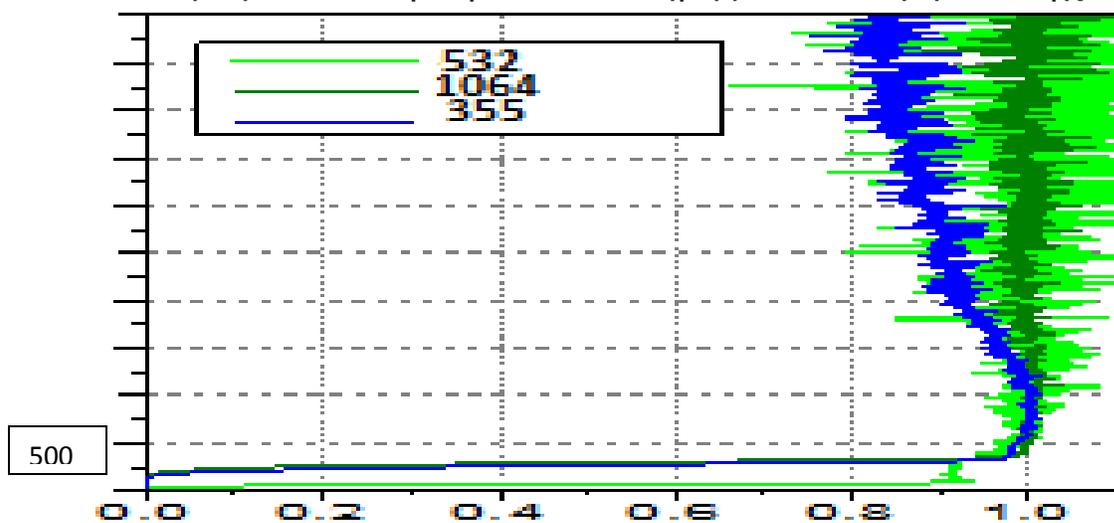
Σχήμα 4.24. Αριστερά: κατατομή της ταχύτητας του ανέμου, της διεύθυνσης του ανέμου και του αριθμού Richardson. Κέντρο: κατατομή της δυνητικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Δεξιά: Κατατομή της διακύμανσης της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου και του ρυθμού κατανάλωσης της τυρβώδους κινητικής ενέργειας. Όλες οι κατατομές είναι για τις 10 Ιουλίου 2014 και ώρα 03.00 LT.

Η βάση ενός ευσταθούς στρώματος στα 520 μέτρα σε συνδυασμό με την πτωτική τάση της υγρασίας από αυτό το ύψος και πάνω και η κατατομή της διακύμανσης η οποία παρουσιάζει μέγιστο στα 550 μέτρα μας οδηγούν στο συμπέρασμα ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στο **520** μέτρα.

4.2. Υπολογισμός του βάθους ανάμειξης από το PollyXT Raman lidar.

4.2.1. Ύψος πλήρους επικάλυψης κατά τη διάρκεια της πειραματικής διαδικασίας.

Για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης από το PollyXT Raman lidar χρησιμοποιήθηκαν οι μετρήσεις από δύο κανάλια οπισθοσκέδασης, όπου το πρώτο εκπέμπει στα 1064nm και το δεύτερο εκπέμπει στα 532 nm. Η πλήρης επικάλυψη της δέσμης από το τηλεσκόπιο στα 1064nm επιτυγχάνεται στο ύψος των 250 μέτρων ενώ για το κανάλι των 532 nm η δέσμη επικαλύπτεται κατά 90% στο ύψος των 100 μέτρων και πλήρης επικάλυψη επιτυγχάνεται στα 250 μέτρα.



Σχήμα 4.25. Κατατομή της επικάλυψης δέσμης από το τηλεσκόπιο

Για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης εφαρμόστηκε η Wavelet Covariance Transform μέθοδος (WCT), η οποία περιγράφεται παρακάτω:

4.2.2. Η Wavelet Covariance Transform μέθοδος (WCT)

Τα συστήματα lidar έχουν χρησιμοποιηθεί πολλές φορές στο παρελθόν για μετρήσεις των συνθηκών και του βάθους ανάμειξης του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος (ΑΟΣ) (Boers et al. 1984; Nelson et al. 1989; Melfi et al. 1985; Flamant et al. 1997; Davis et al. 1997; Russell et al. 1998; Kiemle et al. 1998; Haegeli et al. 2000; Cohn and Angevine 2000). Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο, έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι για τον προσδιορισμό του βάθους

ανάμειξης, όπου η βασική θεώρηση για την εφαρμογή των περισσότερων είναι το γεγονός ότι η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων στο ΑΟΣ είναι πολύ μεγαλύτερη απ' ό,τι στην ελεύθερη ατμόσφαιρα. Ως εκ τούτου η ισχυρή αλλαγή του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος που ανιχνεύει το lidar στη κορυφή του ΑΟΣ προσφέρει τη δυνατότητα για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης του. Η μέθοδος θεωρεί ότι η απότομη αλλαγή στη κλίση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος αποτελεί την ζώνη εισροής που βρίσκεται ακριβώς πάνω από τη κορυφή του ΑΟΣ. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται τις περισσότερες περιπτώσεις κι από μία αναστροφή θερμοκρασίας.

Η WCT μέθοδος εξετάζει σε βήματα τις αλλαγές που έχει το μετρούμενο από το lidar οπισθοσκεδαζόμενο σήμα. Βασίζεται λοιπόν σε μία συνάρτηση βήματος h (Haar function), η οποία δίνεται από την παρακάτω σχέση, (Brooks, 2003):

$$h\left(\frac{z-b}{a}\right) = \begin{cases} +1, & b - \frac{a}{2} \leq z \leq b \\ -1, & b \leq z \leq b + \frac{a}{2} \\ 0, & \text{αλλού} \end{cases} \quad (4.5)$$

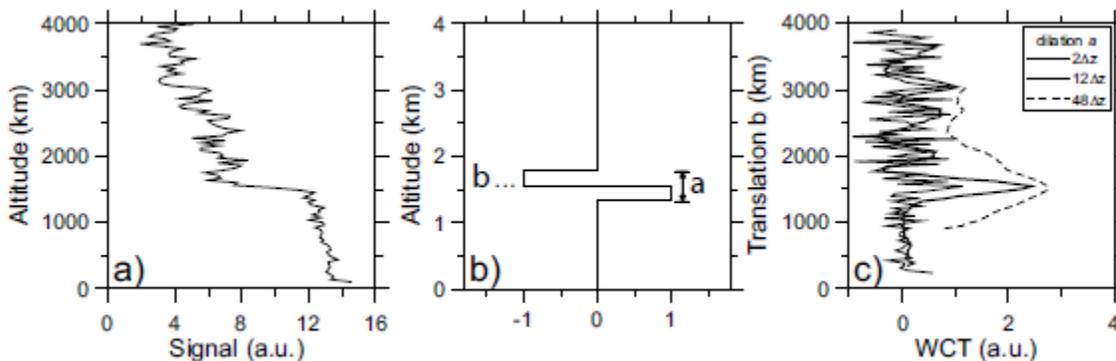
Όπου z είναι το ύψος, b είναι η κεντρική τιμή του διαστήματος (βήματος) στο οποίο εφαρμόζεται η συνάρτηση h και a είναι χωρική έκταση κάθε διαστήματος. Η συνάρτηση της WCT μεθόδου δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$W_f = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (4.6)$$

Όπου $f(z)$ είναι η κατανομή του διορθωμένου οπισθοσκεδαζόμενου σήματος που ανιχνεύει το lidar κάθε φορά, ενώ z_b και z_t είναι το κατώτερο και το ανώτερο όριο της κατανομής αντίστοιχα.

Όταν η συνάρτηση W_f λαμβάνει μία τοπική μέγιστη τιμή, αυτό θα σημαίνει πως υπάρχει αλλαγή της f (άρα αλλαγή στη κλίση της $f(z)$) στο διάστημα a με

κεντρική τιμή b . Το κρίσιμο σημείο για το προσδιορισμό της κορυφής του ΑΟΣ χωρίς σφάλμα είναι η σωστή επιλογή του a . Ερευνητές έχουν δείξει ότι στην απλή περίπτωση που η μέση τιμή του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος μέσα στο ΑΟΣ αλλά και πάνω από αυτό είναι σχεδόν σταθερή, η επιλογή του a δεν χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή, αρκεί να είναι αρκετά μεγάλο έτσι ώστε να γίνεται διαχωρισμός ανάμεσα στη ζώνη εισροής και σε μικρής κλίμακας αλλαγές που μπορεί να παρατηρούνται στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα. Στην ιδανική αυτή περίπτωση, η μόνη κλίση της $f(z)$ που θα ανιχνεύσει η συνάρτηση βήματος είναι εκείνη που δημιουργείται στη ζώνη εισροής.



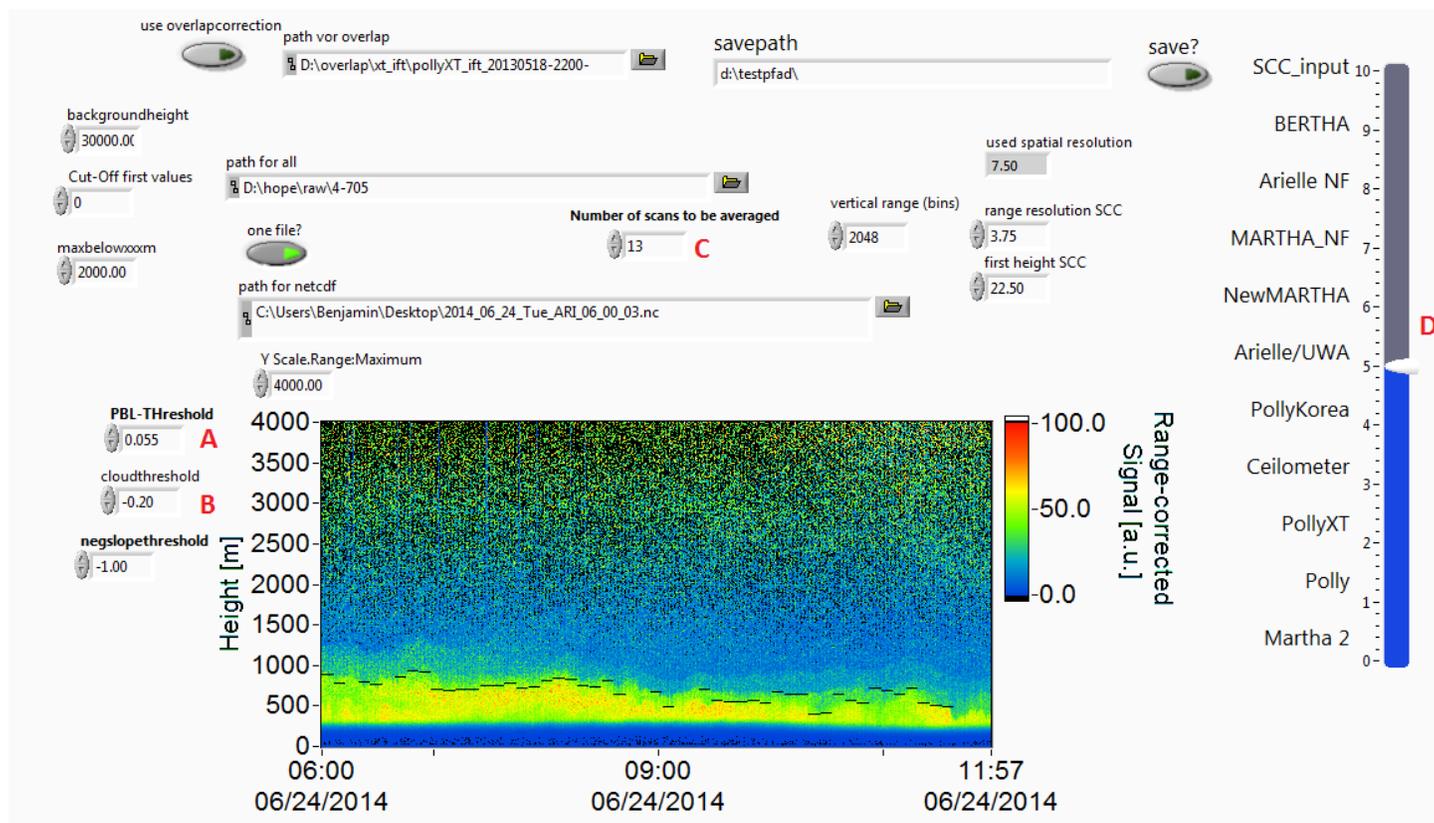
Σχήμα 4.26.. α) προφίλ του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. β) η συνάρτηση Haar γ) τιμές της WCT ανάλογα με τις τιμές του a .

Στη περίπτωση που οι συνθήκες δεν είναι τόσο ιδανικές η επιλογή του a πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή. Για a αρκετά μικρό υπάρχει ο κίνδυνος να υπερισχύσει ο θόρυβος στη κατανομή της W_f , ενώ για μεγάλο a , ο προσδιορισμός του βάθους του ΑΟΣ γίνεται πολύ δύσκολος στην περίπτωση που υπάρχουν κι άλλα στρώματα στην ελεύθερη τροπόσφαιρα. Μία πολύ συχνή περίπτωση υπερεκτίμησης της κορυφής του ΑΟΣ είναι όταν παρατηρείται απότομη κλίση της $f(z)$ και πάνω από τη ζώνη εισροής. Σε αυτή τη περίπτωση η μέγιστη τιμή της W_f είναι πιθανό να μην βρεθεί στη κορυφή του ΑΟΣ. Σε αυτό το σημείο αξίζει να αναφερθούμε στο γεγονός ότι σε κάποιες περιπτώσεις ο προσδιορισμός του βάθους του ΑΟΣ δεν είναι εφικτός με την χρήση της συγκεκριμένης μεθόδου.

4.2.3. Επεξεργασία μετρήσεων και προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης

Τα αρχικά δεδομένα (οπισθοσκεδαζόμενο σήμα) που προέκυψαν από τις μετρήσεις του PollyXT από τα δύο κανάλια ελαστικής οπισθοσκέδασης (1064 nm και 532 nm) κατά τη διάρκεια της καμπάνιας καταχωρήθηκαν σε φακέλους (αρχεία nc), όπου ο κάθε φάκελος περιέχει εξάωρες μετρήσεις έτσι ώστε η επεξεργασία των δεδομένων να γίνει με ευκολότερο τρόπο και το μέγεθος των φακέλων να μην είναι υπερβολικά μεγάλο. Στη συνέχεια, οι αρχικές μετρήσεις (raw δεδομένα) έχουν υποστεί την απαραίτητη διόρθωση (range corrected signal) με βάση τα όσα αναφέρθηκαν σε προηγούμενο κεφάλαιο, έτσι ώστε να είναι έτοιμα για περαιτέρω επεξεργασία.

Στη συνέχεια, κάθε φάκελος που περιέχει τις εξάωρες μετρήσεις εισάγεται σε πρόγραμμα που περιέχει κατάλληλο αλγόριθμο για τον υπολογισμό του βάθους του ΑΟΣ και στηρίζεται στη WCT μέθοδο (Baars et al. 2008). Μια απεικόνιση του προγράμματος φαίνεται στην παρακάτω εικόνα:



Εικόνα 4.1. Απεικόνιση του προγράμματος για τις 24 Ιουνίου 2014 για τις ώρες 06.00 έως 11.57 UTC.

Το συγκεκριμένο πρόγραμμα βασίστηκε στη WCT μέθοδο που περιγράφηκε παραπάνω, έχοντας όμως υποστεί κάποιες τροποποιήσεις, έτσι ώστε τα αποτελέσματα να έχουν όσο το δυνατόν λιγότερα σφάλματα. Για να είναι τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την επεξεργασία όσο το δυνατόν πιο αξιόπιστα, κατά την εφαρμογή της WCT μεθόδου στο πρόγραμμα, εισήχθησαν δύο επιπλέον περιορισμοί (**Baars et al. 2008**) .

Ο πρώτος περιορισμός αφορά την επιλογή μίας τιμής κατωφλίου για τη τιμή της W_f (pbl threshold (**A** στην εικόνα)), έτσι ώστε να μπορεί να αποφασιστεί αν η τιμή της κορυφής του ΑΟΣ που υπολογίστηκε είναι αξιόπιστη ή όχι.

Ο δεύτερος περιορισμός αφορά την επίδραση νεφών μεγάλου πάχους στο παλμό laser του lidar, με αποτέλεσμα να κρίνεται αναγκαία η εισαγωγή μίας τιμής κατωφλιού για τις τιμές της W_f όταν υπάρχουν νέφη (cloud threshold(**B** στην εικόνα)). Και οι δύο περιορισμοί περιγράφονται αναλυτικά παρακάτω.

Pbl threshold

Η σωστή επιλογή μίας τιμής κατωφλιού για την W_f μας επιτρέπει να εντοπίσουμε μία συγκεκριμένη επιθυμητή κλίση της $f(z)$, απορρίπτοντας τις υπόλοιπες μικρότερες κλίσεις της κατανομής. Στη περίπτωση που η τιμή του pbl threshold είναι μικρότερη από την ιδανική, είναι πολύ πιθανόν η κορυφή του ΑΟΣ να υπολογιστεί σε πιο χαμηλό ύψος από το πραγματικό, αφού η συνάρτηση βήματος ακόμα και για μία μικρή κλίση που μπορεί να έχει η κατανομή της $f(z)$ θα αναγνωρίσει σε εκείνο το σημείο το ύψος του ΑΟΣ. Αντίθετα αν επιλεγεί μία αρκετά μεγάλη τιμή του pbl threshold σε σχέση με την ιδανική υπάρχει περίπτωση η συνάρτηση βήματος να υπολογίσει την κορυφή του ΑΟΣ σε ύψος πολύ μεγαλύτερο από το πραγματικό. Η ορθή τιμή του pbl threshold εξαρτάται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, καθώς και την ώρα της ημέρας.

Cloud threshold

Όταν ο παλμός laser του lidar, καθώς ανέρχεται κατακόρυφα στην ατμόσφαιρα, συναντήσει ένα παχύ νέφος, το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα χαρακτηρίζεται από

μία απότομη αύξηση στη βάση του νέφους και έπειτα μία σταδιακή μείωση καθώς ο παλμός διασχίζει το νέφος. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα η W_f να παίρνει αρνητικές τιμές στη βάση του νέφους αφού σε αυτό παρατηρείται απότομη αύξηση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Αυτό έχει σαν συνέπεια την δυνατότητα αναγνώρισης της ύπαρξης νεφών με την εισαγωγή μίας αρνητικής τιμή κατωφλιού για την W_f . Σε αυτό το σημείο πρέπει να αναφέρουμε ότι σε περιπτώσεις με νέφωση οποιοσδήποτε προσδιορισμός του βάθους του ΑΟΣ, όταν αυτό είναι εφικτό γίνεται σε ύψη χαμηλότερα από τη βάση του νέφους.

Η συγκεκριμένη παράμετρος, αξίζει να σημειωθεί ότι δεν απασχόλησε σχεδόν καθόλου για την επεξεργασία των μετρήσεων καθώς λόγω της εποχής (20 Ιουνίου έως 10 Ιουλίου) και της περιοχής (Φινοκαλιά Κρήτης) που πραγματοποιήθηκε η καμπάνια, η παρουσία νεφών ήταν αμελητέα.

Η παράμετρος με την πιο βαρύνουσα σημασία αποτέλεσε το rbl threshold. Ως αρχικός στόχος της επεξεργασίας είχε τεθεί η διερεύνηση και τελικά η επιλογή μίας μόνο τιμής για το rbl threshold για όλες τις μέρες της καμπάνιας και για κάθε ώρα της ημέρας. Αυτό κρίθηκε αδύνατο με βάση τις διαφορετικές καιρικές συνθήκες κάθε ημέρας (ημέρες με μεγάλες ή μικρές ταχύτητες ανέμου) καθώς και με την κατάσταση του οριακού στρώματος ανάλογα με την ώρα της ημέρας.

Ανάλογα λοιπόν με την τις συνθήκες, προκειμένου να υπολογιστεί με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη ακρίβεια το βάθος του ΑΟΣ, έγινε διαφορετική επιλογή του rbl threshold καθώς και του αντίστοιχου καναλιού (1064 ή 532 nm ανάλογα με την κατάσταση).

Το πρόγραμμα δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει κάθε πόσα λεπτά θα υπολογίζεται το βάθος του ΑΟΣ. Η συγκεκριμένη δυνατότητα δίνεται στο χρήστη από την επιλογή **'number of scans to be averaged'** (C στην εικόνα) που φαίνεται στην εικόνα. Κάθε scan αντιστοιχεί στην επεξεργασία και τον υπολογισμό του μέσου όρου του λαμβανόμενου σήματος για τριάντα δευτερόλεπτα. Η μέγιστη δηλαδή χρονική διακριτική ικανότητα του προγράμματος είναι τα 30 δευτερόλεπτα. Έπειτα από διερεύνηση καταλήξαμε στο συμπέρασμα ότι η καλύτερη επιλογή είναι τα 7.5 λεπτά ως το χρονικό διάστημα ανά το οποίο το

πρόγραμμα θα υπολογίζει το βάθος του ΑΟΣ. Τέλος, επιλογή του καναλιού γίνεται από την μπάρα που υπάρχει στο δεξί μέρος της εικόνας (**D** στην εικόνα).

Με βάση τα παραπάνω έγινε η επεξεργασία για κάθε φάκελο που περιέχει εξάωρες μετρήσεις, όπου κάθε φορά αναγράφουμε τις παραμέτρους που χρησιμοποιήθηκαν όπως είναι το pbl και το cloud threshold, το κανάλι από το οποίο χρησιμοποιούμε τα δεδομένα καθώς και τις τιμές του βάθους του οριακού στρώματος που υπολόγισε το πρόγραμμα οι οποίες δεν γίνονται αποδεκτές και έπρεπε να απορριφτούν. Ένα παράδειγμα επεξεργασίας μιας εξάωρης μέτρησης που αντιστοιχεί στην εικόνα ταδε φαίνεται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 4.1. περοσδιορισμός του βάθους ανάμειξης με βάση το πρόγραμμα για τις 24 Ιουνίου 2014 για τις ώρες 06.00 έως 11.57 UTC.

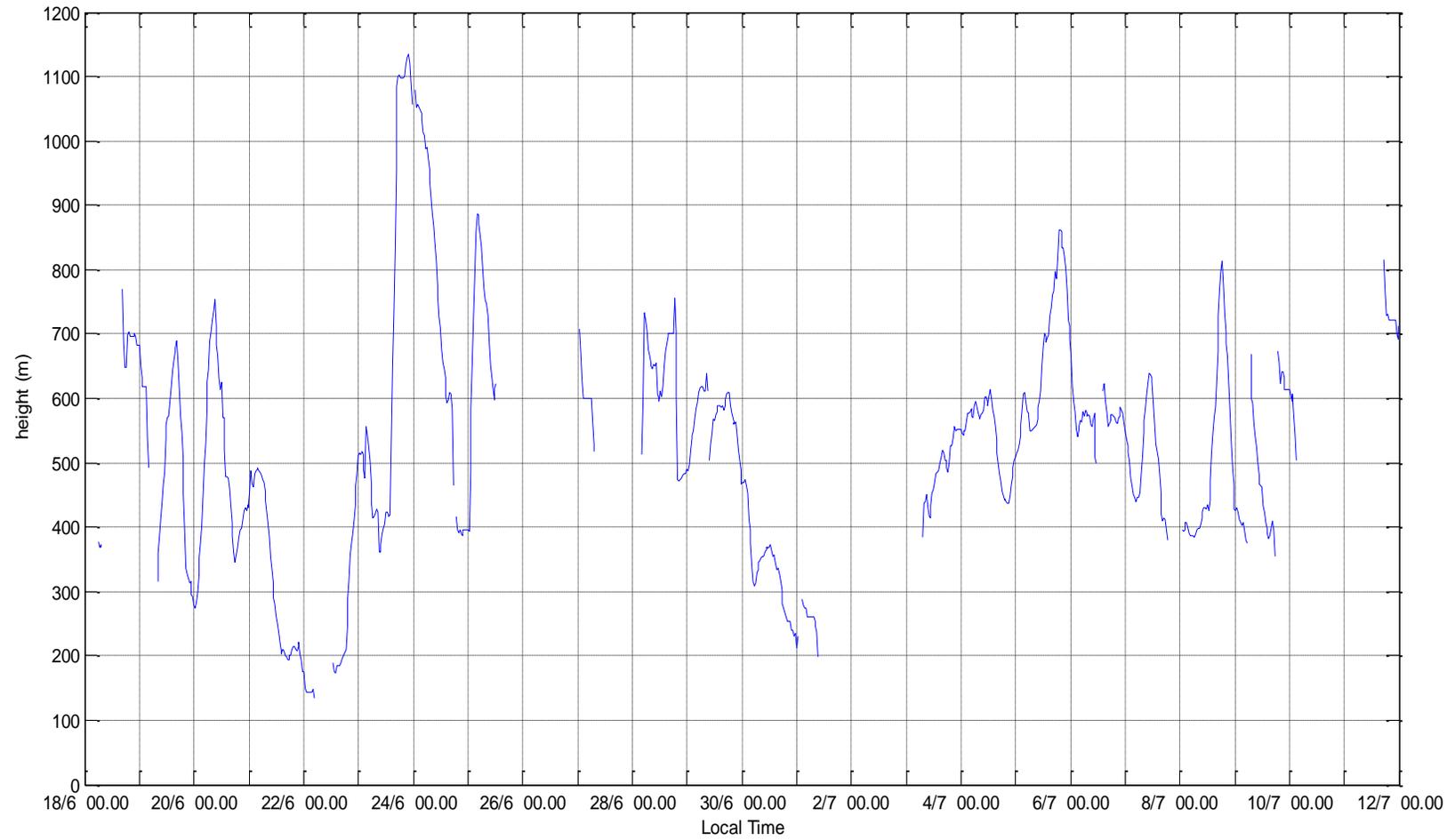
μέρα	Ώρα (UTC)	Τιμές που απορρίπτονται	σχόλια	Pbl threshold	Κανάλι
Τρίτη 24/6	06:00-11:57	Οι τιμές πάνω από 1000m και κάτω από 500m	Σχετικά καλά διαμορφωμένο ΑΟΣ	0.055	1064nm

Αφού λοιπόν παραγματοποιήσαμε την παραπάνω επεξεργασία, έγινε εισαγωγή των δεδομένων στη matlab με τη μορφή πινάκων, όπου ο κάθε πίνακας αποτελείται από τα βάθη ανάμειξης του ΑΟΣ που υπολογίστηκαν από το πρόγραμμα για κάθε εξάωρη μέτρηση αφού απορρίφθηκαν οι μη αποδεκτές τιμές. Κάθε τιμή βάθους του ΑΟΣ αντιστοιχεί στη τιμή που προέκυψε από το μέσο όρο του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος κατά τη διάρκεια 7.5 λεπτών.

Εν συνεχεία και προκειμένου να γίνει εξομάλυνση των αποτελεσμάτων υπολογίστηκε ο μέσος όρος τιμών για κάθε τριάντα λεπτα με αποτέλεσμα τελικά να έχουμε μία τιμή για το βάθος του ΑΟΣ για κάθε τριάντα λεπτά. Η παραπάνω διαδικασία έγινε με σκοπό να εξομαλυνθούν τα δεδομένα, ενώ κρίθηκε ανούσιο να υπολογίζεται το βάθος του ΑΟΣ κάθε 7.5 λεπτά. Μία τιμή ανά τριάντα λεπτά είναι απολύτως επαρκής για να περιγράψει την εξέλιξη του βάθους του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Για την περαιτέρω εξομάλυνση των τιμών προκειμένου να αφαιρεθεί ο θόρυβος από τις μετρήσεις χρησιμοποιήθηκε πρόγραμμα κινητού μέσου όρου ανά πέντε τιμές.

Με βάση τα παραπάνω κατασκευάστηκε μία χρονοσειρά για όλες τις μέρες της καμπάνιας για τις οποίες πραγματοποιήθηκε η επεξεργασία όπου παρουσιάζεται η εξέλιξη του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια κάθε ημέρας. Το αποτέλεσμα της επεξεργασίας φαίνεται στο διάγραμμα που ακολουθεί στην επόμενη σελίδα:



Σχήμα 4.27. Εξέλιξη του βάθους ανάμειξης από τις 18 Ιουνίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014 όπως υπολογίστηκε από το PollyXT Raman lidar.

4.3. Προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ με τη χρήση αριθμητικού μοντέλου

Για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης έγινε εφαρμογή του αριθμητικού μοντέλου WRF (Weather Research and Forecasting). Το WRF αποτελεί ένα μέσης κλίμακας αριθμητικό μοντέλο προσομοίωσης που σχεδιάστηκε για ερευνητικές ανάγκες και για ανάγκες πρόβλεψης καιρικών συνθηκών. Παρέχει τη δυνατότητα πρόβλεψης και υπολογισμού πολλών μετεωρολογικών παραμέτρων με χωρική διακριτική ικανότητα από μερικά μέτρα έως χιλιάδες χιλιόμετρα.

Καθ' όλη τη διάρκεια της καμπάνιας έγινε υπολογισμός διάφορων μετεωρολογικών παραμέτρων όπως το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ από το μέσης κλίμακας μοντέλο πρόβλεψης WRF-ARW v3.4 (Weather Research and Forecasting-Advanced Research WRF). Το WRF-ARW v3.4 ολοκληρώθηκε στο Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικής Έρευνας (National Center for Atmospheric Research) των Η.Π.Α. και αποτελεί σημαντικό κομμάτι του συστήματος πρόβλεψης ποιότητας αέρα CALIOPE (<http://www.bsc.es/caliope>).

Οι αρχικές και οριακές συνθήκες για την εφαρμογή του μοντέλου προέρχονται από τα Εθνικά Κέντρα για Ατμοσφαιρική Πρόβλεψη (National Centers for Atmospheric Prediction (NCEP)).

Το WRF-ARW παρέχει τη δυνατότητα παραμετροποίησης και υπολογισμού της δομής του ΑΟΣ καθώς και της τυρβώδους κινητικής ενέργειας σε αυτό με τη χρήση δέκα διαφορετικών σχημάτων. Το σχήμα παραμετροποίησης που εφαρμόστηκε για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια της καμπάνιας είναι το Yonsei University-MRF (YSU MRF).

Το YSU MRF σχήμα παραμετροποίησης βασίζεται σε εργασία των **Troen and Mahrt (1986)**. Για την παραμετροποίηση του ΑΟΣ λαμβάνονται υπόψη οι συντελεστές τυρβώδους διάχυσης της θερμοκρασίας και της υγρασίας με τον συνυπολογισμό του διορθωτικού παράγοντα “counter gradient” στις τοπικές βαθμίδες. Ο διορθωτικός παράγοντας “counter gradient” στις τοπικές βαθμίδες ενσωματώνει την επίδραση των μεγάλων στροβίλων στην ολική ροή. Ο παράγοντας αυτός υπεισέρχεται στη θερμοκρασία και την υγρασία στο στρώμα ανάμειξης, το οποίο στο σχήμα YSU MRF ορίζεται από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι το ύψος του ΑΟΣ. Υπό ασταθείς συνθήκες το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται στο ύψος που η ροή θερμότητας μηδενίζεται και ο αριθμός Richardson λαμβάνει

τη τιμή 0. Αντίθετα, υπό ευσταθείς συνθήκες το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται εξ ορισμού (by default) στο πρώτο σ-επίπεδο.

Για τις προσομοιώσεις με το μοντέλο WRF-ARW χρησιμοποιήθηκε τριπλό πλέγμα εστίασης όπου:

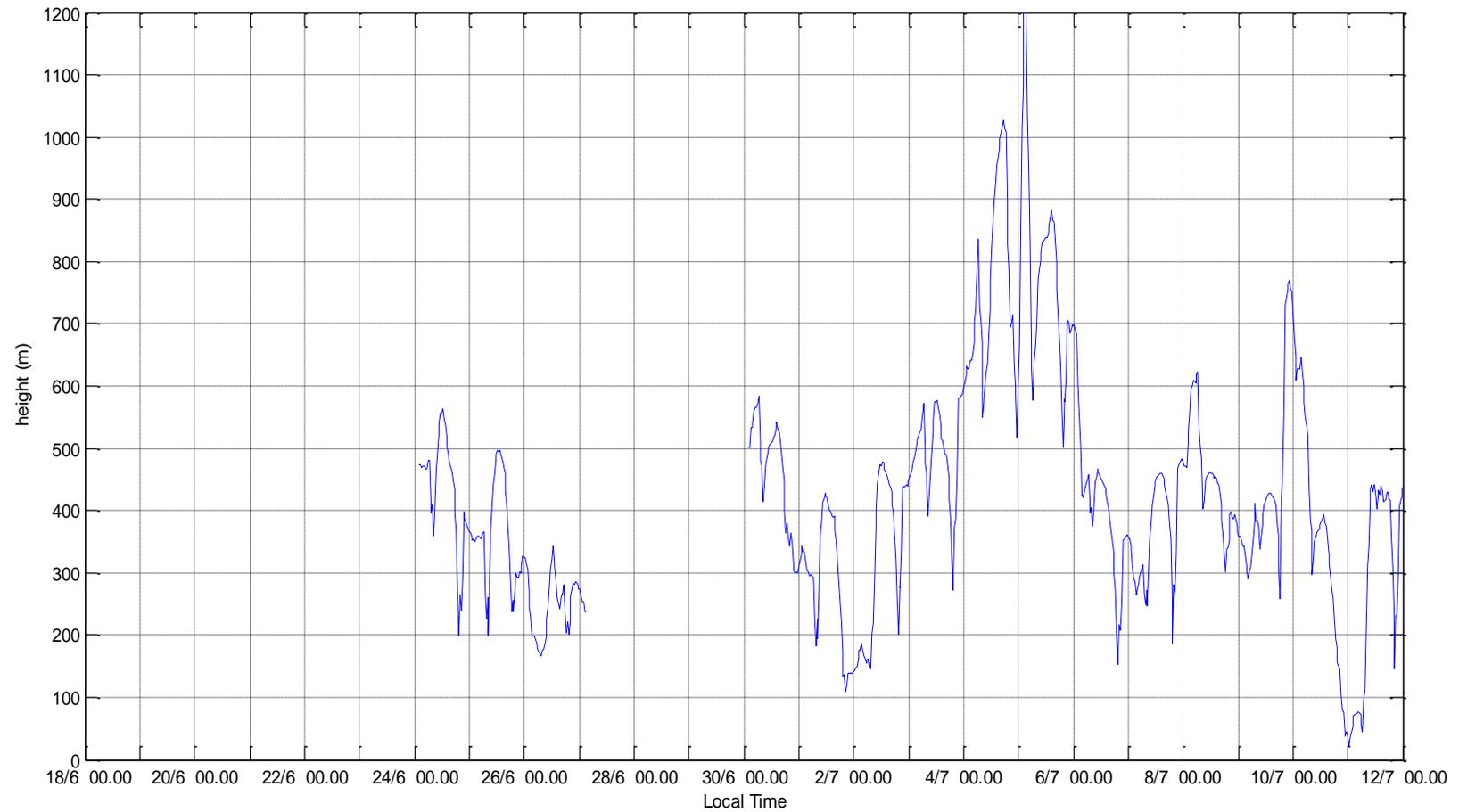
- Το πρώτο πλέγμα περιλαμβάνει τον ευρύτερο χώρο της Ευρώπης με χωρική διακριτική ικανότητα $12\text{km}\times 12\text{km}$.
- Το δεύτερο πλέγμα περιλαμβάνει τον ευρύτερο χώρο της Ελλάδας με χωρική διακριτική ικανότητα $4\text{km}\times 4\text{km}$.
- Το τρίτο πλέγμα περιλαμβάνει την περιοχή της Κρήτης με χωρική διακριτική ικανότητα $1\text{km}\times 1\text{km}$.

Ο κατακόρυφος άξονας χωρίζεται σε 27 σ-επίπεδα όπου το πρώτο βρίσκεται σε ύψος 0.03km και το τελευταίο σε ύψος 20km .

Το μοντέλο παρέχει τη δυνατότητα πρόβλεψης του βάθους ανάμειξης του ΑΟΣ με συχνότητα μία τιμή ανά μία ώρα, δίνοντας τη δυνατότητα μελέτης του ημερήσιου κύκλου του ΑΟΣ.

Οι ημέρες που έγινε εφαρμογή του μοντέλου για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης είναι τα διαστήματα από 24 έως 26 Ιουνίου 2014 και 30 Ιουνίου έως 12 Ιουλίου 2014. Οι υπολογισμοί που προέκυψαν για τις συγκεκριμένες ημέρες, αναλύθηκαν μέσω της matlab όπου έγινε εξομάλυνση με τη μέθοδο του κινητού μέσου όρου ανά τρεις τιμές.

Τέλος, κατασκευάστηκε το διάγραμμα που φαίνεται στην επόμενη σελίδα το οποίο αποτυπώνει την εξέλιξη του βάθους ανάμειξης για τα χρονικά διαστήματα που αναφέραμε παραπάνω.



Σχήμα 4.28. Εξέλιξη του βάθους ανάμειξης από τις 18 Ιουνίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014 όπως υπολογίστηκε από το WRF-ARW

4.4. Συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες

Για την καλύτερη αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από την επεξεργασία των μετρήσεων είναι απαραίτητη η κατηγοριοποίηση όλων των ημερών της καμπάνιας σε περιόδους με παρόμοιες συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες. Η κατηγοριοποίηση κρίθηκε απαραίτητη έτσι ώστε να γίνει σύγκριση μεταξύ των ημερών με διαφορετικό μέσο βάθος ανάμειξης αλλά και για να συγκριθούν τα πειραματικά δεδομένα με αυτά που προκύπτουν από την εφαρμογή του αριθμητικού μοντέλου. Η κατηγοριοποίηση έγινε με βάση τη μετωπική ανάλυση χαρτών επιφανείας και τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου στην περιοχή που πραγματοποιήθηκε η καμπάνια. Η ανάλυση των χαρτών επιφανείας έγινε με δεδομένα του National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA, <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites>) σε συνδυασμό με δεδομένα από το Γερμανικό κέντρο πρόβλεψης καιρού (<http://www.wetterzentrale.de/topkarten/ssfxbra.html>). Με βάση τα παραπάνω διακρίθηκαν οι εξής κατηγορίες:

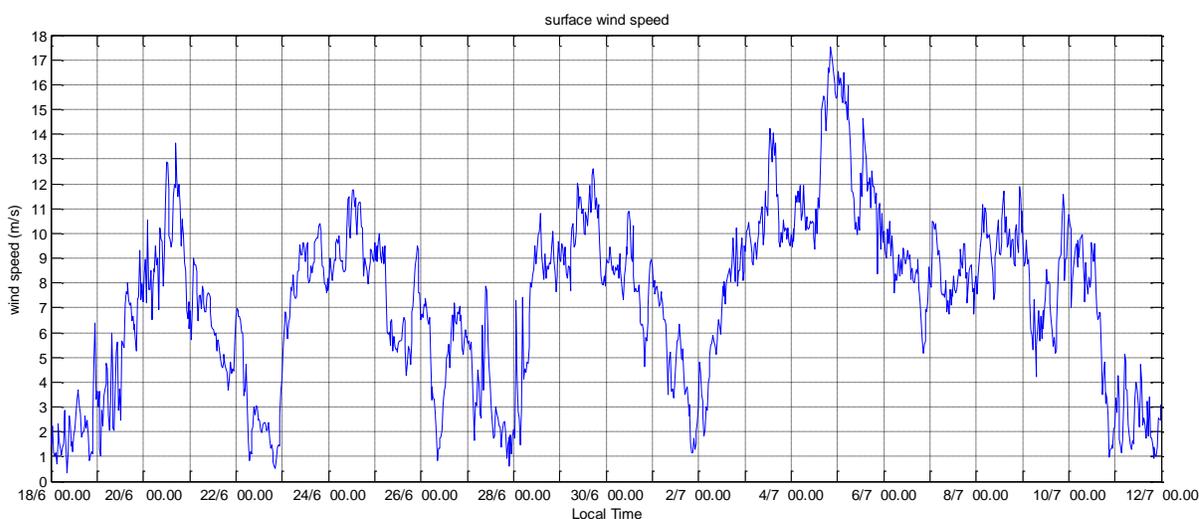
- 1) Περίοδοι ημερών που παρατηρήθηκε αντικυκλωνική κυκλοφορία (OA) στην επιφάνεια της θάλασσας και χαμηλές ταχύτητες ανέμου. Η αντικυκλωνική κυκλοφορία είναι αποτέλεσμα δημιουργίας ενός κέντρου υψηλών πιέσεων με αποτέλεσμα να υπάρχει απόκλιση των αερίων μαζών στην επιφάνεια και καθοδικές κινήσεις αέρα από μεγαλύτερα ύψη. Οι συνθήκες αυτές ευνοούν τη δημιουργία τοπικών ροών κυκλοφορίας όπως η θαλάσσια αύρα. Η διεύθυνση του ανέμου τις ημέρες με αντικυκλωνική κυκλοφορία δεν είναι σταθερή, παρουσιάζοντας μεγάλο εύρος τιμών.
- 2) Περίοδοι ημερών που παρατηρήθηκε κυκλωνική κυκλοφορία (OC) στην επιφάνεια της θάλασσας και σχετικά αυξημένες ταχύτητες ανέμου δυτικού-βορειοδυτικού τομέα. Η κυκλωνική κυκλοφορία είναι αποτέλεσμα της δημιουργίας ενός κέντρου χαμηλών πιέσεων με αποτέλεσμα να υπάρχει σύγκλιση των αερίων μαζών στην επιφάνεια και ανοδικές κινήσεις.
- 3) Περίοδοι ημερών εμφάνισης των ετησίων (μελτέμια) με μεγάλες ταχύτητες ανέμου βόρειου-βορειοδυτικού τομέα. Οι ετήσιες είναι αποτέλεσμα

συνδυασμού ενός συστήματος υψηλών πιέσεων (H) στα Βαλκάνια και ενός συστήματος χαμηλών πιέσεων (L) στην δυτική Τουρκία.

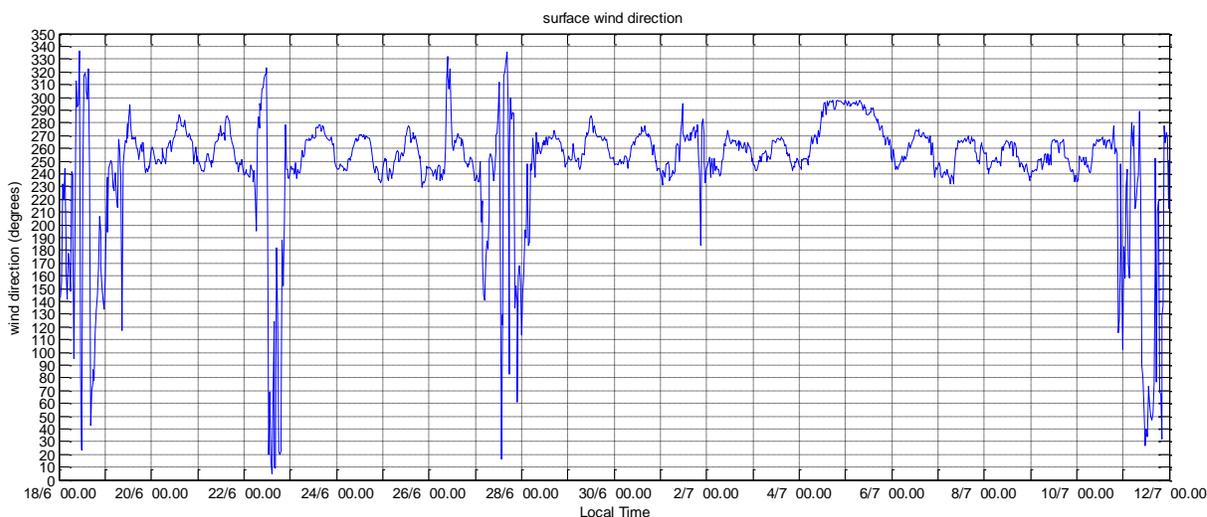
Στους παρακάτω πίνακες αναγράφονται οι ημέρες με αντικυκλωνική κυκλοφορία (OA), με κυκλωνική κυκλοφορία (OC) και οι ημέρες που εμφανίζονται οι ετήσιες (HL). Παρατίθενται επίσης τα διαγράμματα της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στην επιφάνεια του εδάφους για όλες τις ημέρες.

Πίνακας 4.2. κατηγοριοποίηση της πειραματικής περιόδου με βάση τις συνοπτικές συνθήκες

18/6	19/6	20/6	21/6	22/6	23/6	24/6	25/6	26/6	27/6	28/6	29/6	30/6
OA	OC	OC	OA	OA	HL	HL	OA	OA	OA	OC	OC	OC
1/7	2/7	3/7	4/7	5/7	6/7	7/7	8/7	9/7	10/7			
OA	OA	HL	HL	HL	HL	HL	HL	OC	OC			

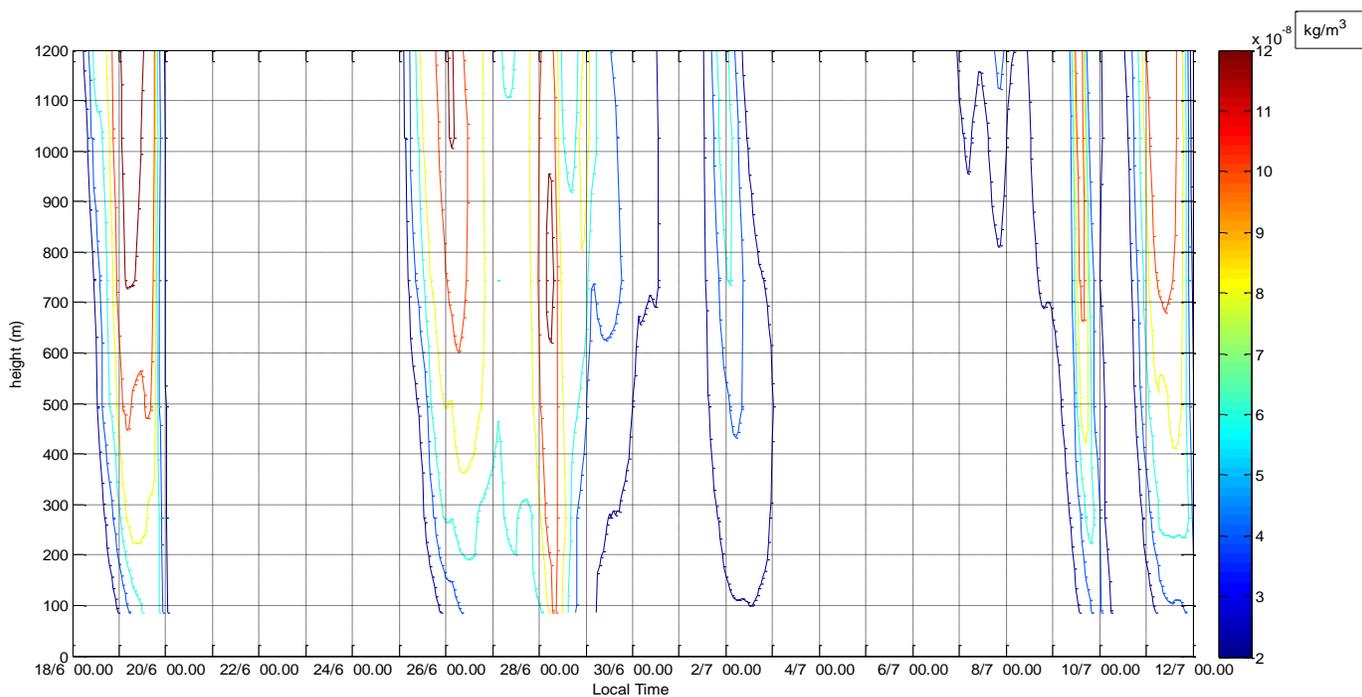


Σχήμα 4.29. Ταχύτητα ανέμου σε ύψος 10 μέτρων στο σταθμό Φινοκαλιάς.



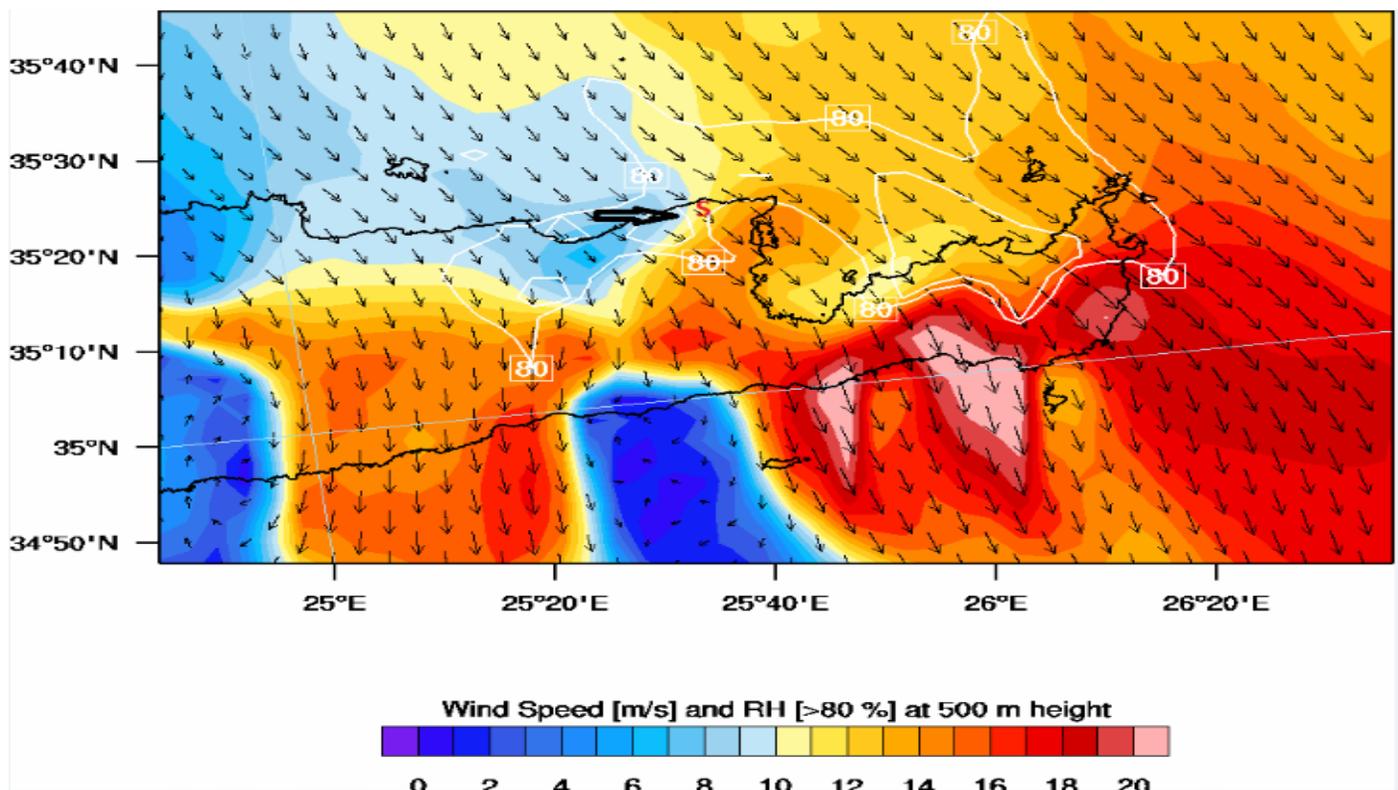
Σχήμα 4.30. Διεύθυνση ανέμου σε ύψος 10 μέτρων στο σταθμό Φινοκαλιάς.

Για την περαιτέρω αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από την επεξεργασία, κρίθηκε αναγκαία η μελέτη των ροών κυκλοφορίας σε μεγαλύτερα ύψη από την επιφάνεια του εδάφους. Κατά τη διάρκεια της καμπάνιας υπήρξαν πολλές περιπτώσεις στις οποίες παρατηρήθηκε μεταφορά στρωμάτων σκόνης από την έρημο Σαχάρα. Οι ημέρες τις οποίες παρατηρήθηκε μεταφορά σκόνης αποτυπώνονται στο παρακάτω σχήμα, το οποίο έγινε με δεδομένα του μοντέλου πρόβλεψης WRF- NMME-DREAM dust model.

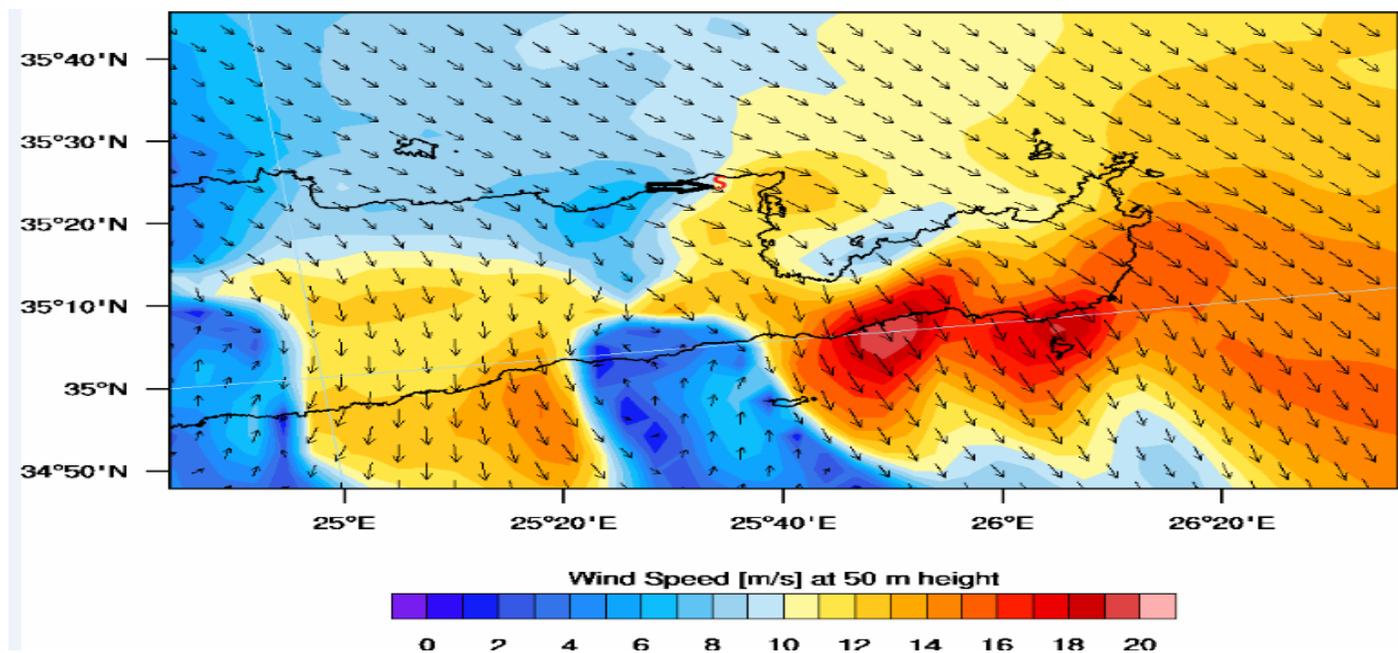


Σχήμα 4.31. Κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων σκόνης όπως υπολογίστηκε από το WRF- NMME-DREAM dust model από τις 18 Ιουνίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014.

Παράλληλα μελετήθηκαν χάρτες πρόβλεψης από το WRF-ARW, στους οποίους αποτυπώνεται η ταχύτητα και η διεύθυνση του ανέμου στο ύψος των 50 και των 500 μέτρων καθώς και η σχετική υγρασία στο ύψος των 500 μέτρων με πλέγμα εστίασης 4×4 χιλιόμετρα. Οι συγκεκριμένοι χάρτες δεν παρείχαν προβλέψεις κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών, παρά μόνο για τις ώρες από 06.00LT έως 20.00 LT. Στην παρακάτω σελίδα παρατίθενται δύο παραδείγματα από τους χάρτες για τις 23 Ιουνίου 2014.



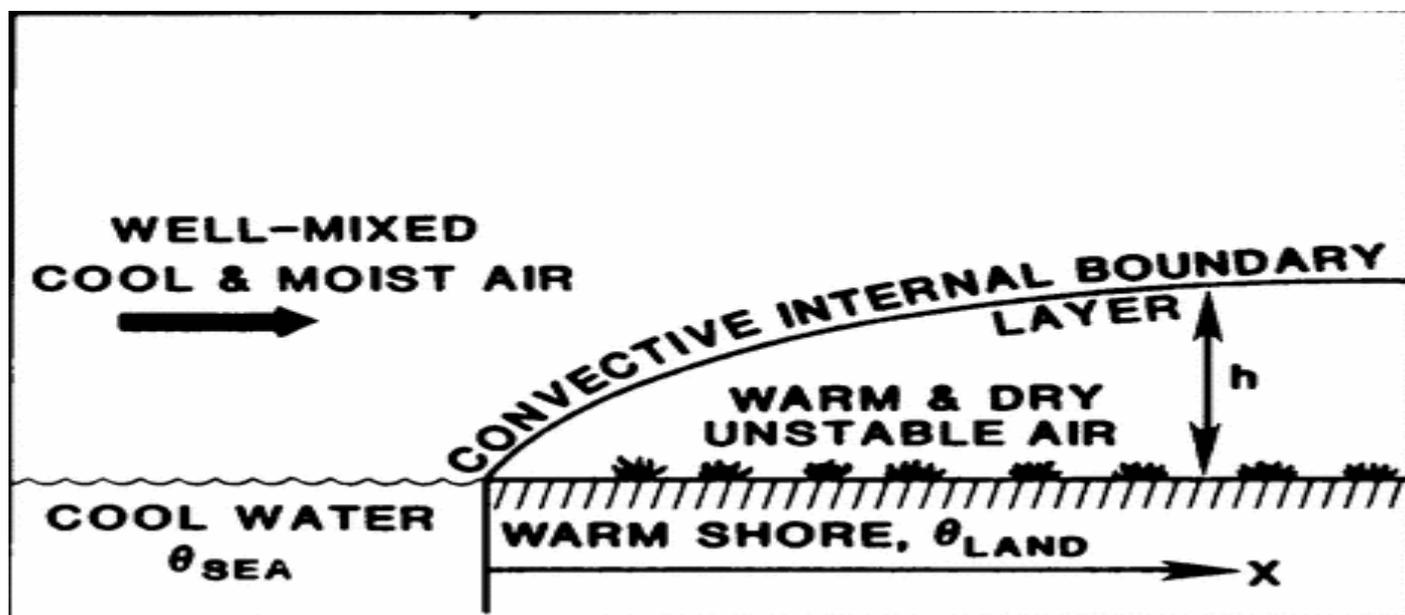
Σχήμα 4.32. Ταχύτητα, διεύθυνση του ανέμου και υγρασία ($>80\%$) στα 500 μέτρα στην ανατολική Κρήτη βάσει προβλέψεων του WRF-ARW για τις 23 Ιουνίου 2014 και ώρα 14.00 LT. Το σύμβολο **S** προσδιορίζει τη πειραματική περιοχή.



Σχήμα 4.33. Ταχύτητα και διεύθυνση του ανέμου στα 50 μέτρα στην ανατολική Κρήτη βάσει προβλέψεων του WRF-ARW για τις 23 Ιουνίου 2014 και ώρα 14.00 LT. Το σύμβολο **S** προσδιορίζει τη πειραματική περιοχή.

4.5. Δημιουργία θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος

Όπως αναφέραμε σε προηγούμενο κεφάλαιο ο μετεωρολογικός σταθμός στον οποίο πραγματοποιήθηκε η καμπάνια βρίσκεται 500 μέτρα νότια της ακτογραμμής. Οι βορειοδυτικές διευθύνσεις του ανέμου καθ' όλη τη διάρκεια της καμπάνιας έχουν ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος το οποίο αναπτύσσεται λόγω της διαφορετικής επιφανειακής θερμοκρασίας και του διαφορετικού μήκους τραχύτητας που συναντά ο αέρας καθώς ρέει από τη θάλασσα προς τη ξηρά. Το συγκεκριμένο φαινόμενο περιγράφεται σχηματικά παρακάτω.



Σχήμα 4.34. Σχηματική αναπαράσταση της ανάπτυξης του θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος.

Σύμφωνα με τη θεωρία, οι ψυχρότερες αέριες μάζες που πνέουν από τη θάλασσα συναντούν την θερμότερη ξηρά με αποτέλεσμα να δημιουργείται ένα θερμικό εσωτερικό οριακό στρώμα κατάντη της ροής. Το βάθος του εσωτερικού οριακού στρώματος εξαρτάται από την απόσταση από την ακτογραμμή, την διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στην επιφάνεια της θάλασσας και τη ξηρά και τη διαφορά του μήκους τραχύτητας.

Η ανάπτυξη του εσωτερικού οριακού στρώματος έχει προκαλέσει το ενδιαφέρον πολλών επιστημόνων. Για τον υπολογισμό του βάθους του εσωτερικού οριακού

στρώματος έχουν προταθεί πολλές εμπειρικές σχέσεις. Κάποιες από τις σχέσεις αυτές φαίνονται παρακάτω.

$$z = \left[\frac{C_D(\theta_{land} - \theta_{sea})x}{\gamma} \right]^{\frac{1}{2}} \quad \text{Stunder and Sethuraman (1985)} \quad (4.7)$$

Όπου x η απόσταση από την ακτογραμμή κατάντη της ροής, C_D ο συντελεστής αντίστασης, θ_{land} η θερμοκρασία στην επιφάνεια της ξηράς, θ_{sea} η θερμοκρασία στην επιφάνεια της θάλασσας και γ η δυνητική θερμοβαθμίδα ακριβώς πάνω από το θερμικό εσωτερικό οριακό στρώμα.

$$z = 1.91x^{\frac{1}{2}} \quad \text{Hsu (1986)} \quad (4.8)$$

$$z = (0.75 + 0.03(\ln(z_{01}) - \ln(z_{02})))z_{02} \left(\frac{x}{z_{02}} \right)^{0.8} \quad \text{Elliott (1958)} \quad (4.9)$$

Όπου z_{01} το μήκος τραχύτητας στην επιφάνεια της θάλασσας και z_{02} το μήκος τραχύτητας της επιφάνειας του εδάφους.

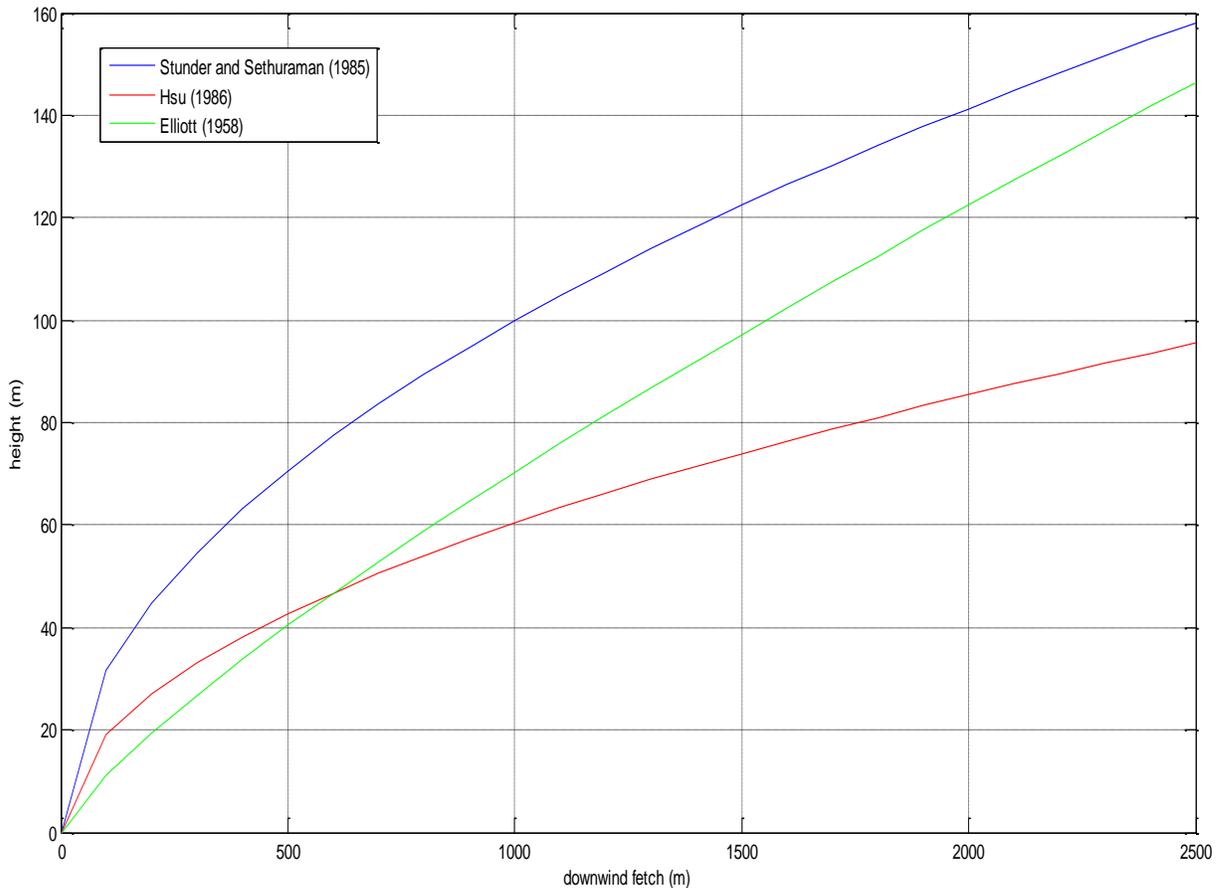
Με βάση τις μετρήσεις των διευθύνσεων του ανέμου κατά τη διάρκεια της καμπάνιας, η μέγιστη απόσταση του σταθμού κατάντη της ροής του αέρα είναι 2.000 μέτρα στις περιπτώσεις που παρατηρήθηκαν βορειοδυτικές διευθύνσεις ανέμου.

Από την εφαρμογή της σχέσης 4.7 (Stunder and Sethuraman (1985)), ακόμα και στις περιπτώσεις που έγιναν υπολογισμοί για διαφορές θερμοκρασίας ανάμεσα στην επιφάνεια της θάλασσας και του εδάφους της τάξης των 20°C, το βάθος ανάμειξης του εσωτερικού οριακού στρώματος υπολογίστηκε στο ύψος των 140 μέτρων σε απόσταση 2.000 μέτρων από την ακτή κατάντη της ροής.

Από την εφαρμογή της σχέσης 4.8 (Hsu (1986)), το βάθος ανάμειξης του εσωτερικού οριακού στρώματος υπολογίστηκε στο ύψος των 85 μέτρων σε απόσταση 2.000 μέτρων από την ακτή κατάντη της ροής.

Από την εφαρμογή της σχέσης 4.9 (Elliott (1958)), θεωρώντας 2 τάξεις μεγέθους διαφορές στο μήκος τραχύτητας ($z_{01}=0.0002$ μέτρα και $z_{02}=0.02$ μέτρα), το βάθος ανάμειξης του εσωτερικού οριακού στρώματος υπολογίστηκε στο ύψος των 120 μέτρων σε απόσταση 2.000 μέτρων από την ακτή κατάντη της ροής.

Οι υπολογισμοί από τις διάφορες εμπειρικές σχέσεις φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.



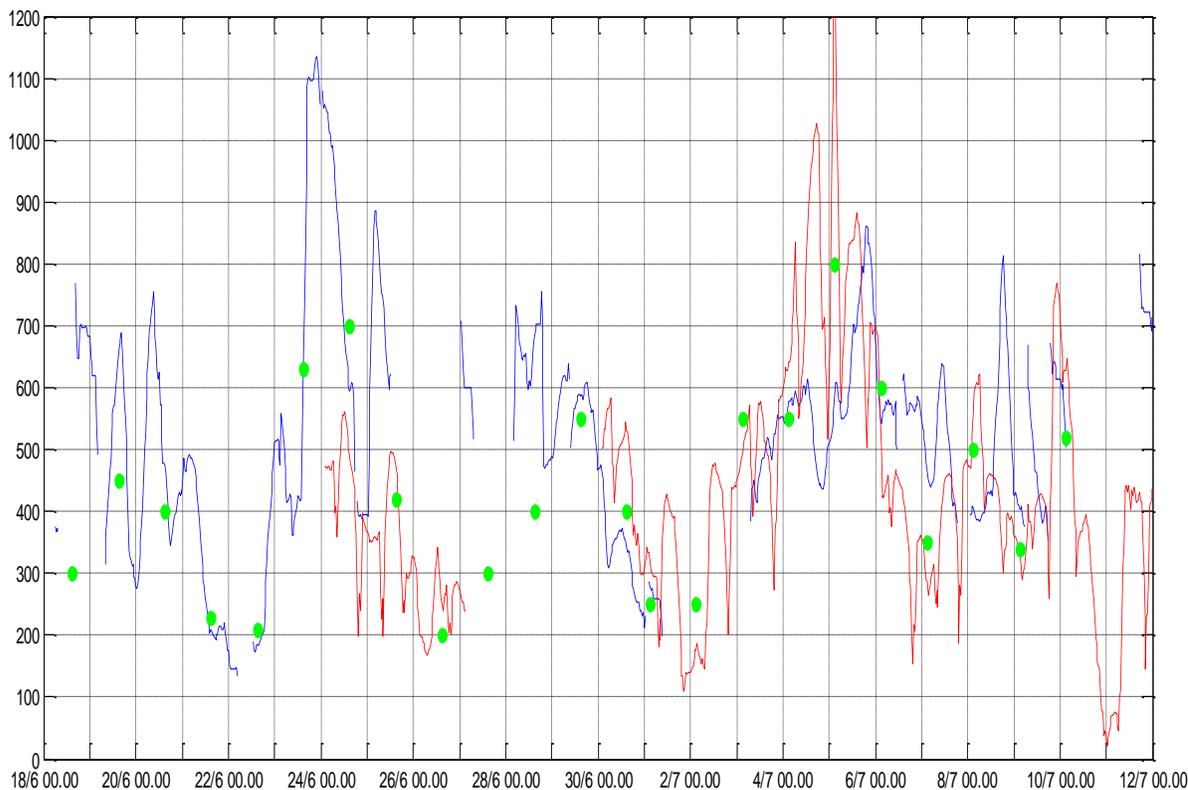
Σχήμα 4.35. Η ανάπτυξη του θερμικού εσωτερικού οριακού στρώματος όπως υπολογίστηκε από τρεις διαφορετικές εμπειρικές σχέσεις.

Με βάση τα παραπάνω, παρόλο που όπως έχει αναλυθεί στο 3^ο κεφάλαιο της παρούσας εργασίας η περιοχή στην οποία πραγματοποιήθηκε η καμπάνια έχει ανομοιογενή τοπογραφία, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι το βάθος ανάμειξης του εσωτερικού οριακού στρώματος βρίσκεται αρκετά χαμηλά και δεν επηρεάζει τους υπολογισμούς που έχουν γίνει για το βάθος ανάμειξης του ΑΟΣ, το οποίο σε όλες τις περιπτώσεις βρέθηκε σε ύψη μεγαλύτερα των 200 μέτρων.

5. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ-ΣΥΖΗΤΗΣΗ

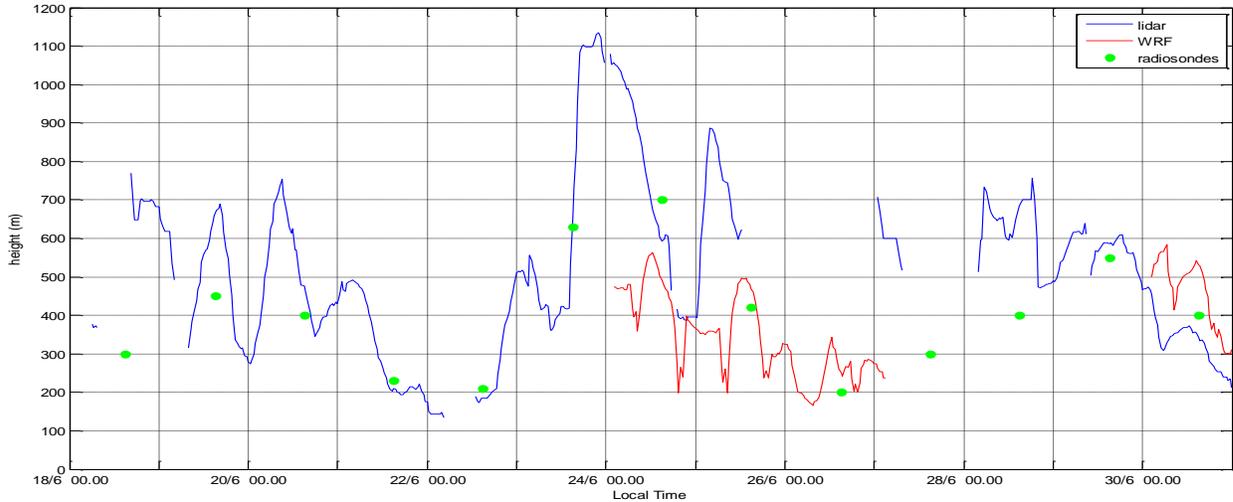
5.1. Εισαγωγή

Το βάθος ανάμειξης που προσδιορίστηκε από το lidar, το WRF και τις ραδιοβολίσεις για όλες τις ημέρες της καμπάνιας αποτυπώνεται σε κοινό διάγραμμα που φαίνεται παρακάτω.

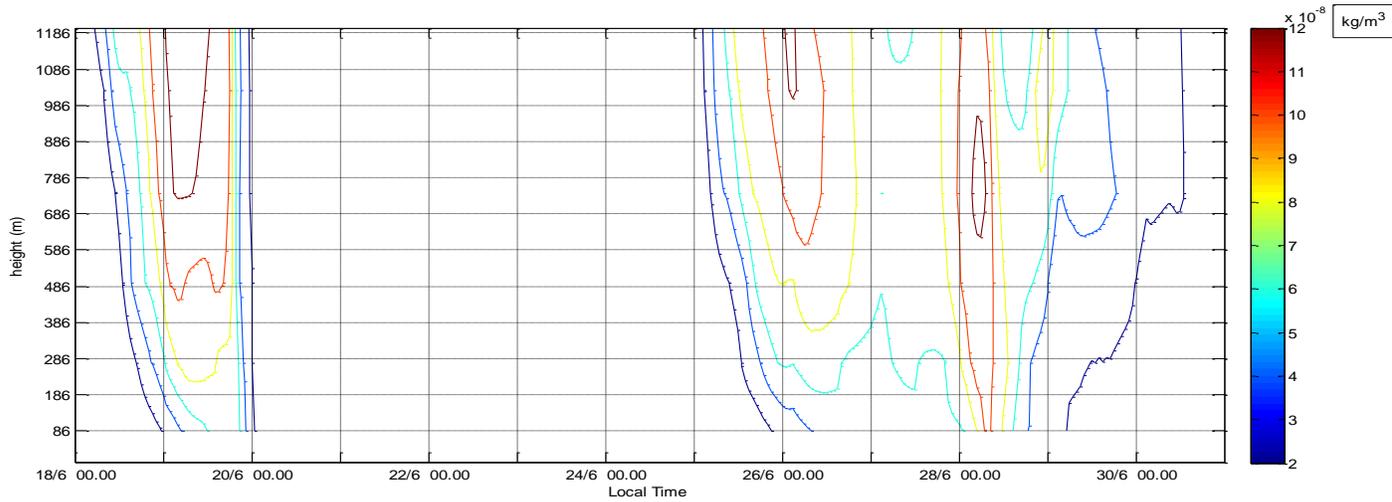


Σχήμα 5.1: Εξέλιξη του βάθους ανάμειξης όπως υπολογίστηκε από το PollyXT Raman Lidar, το WRF και τις ραδιοβολίσεις για όλες τις ημέρες της καμπάνιας.

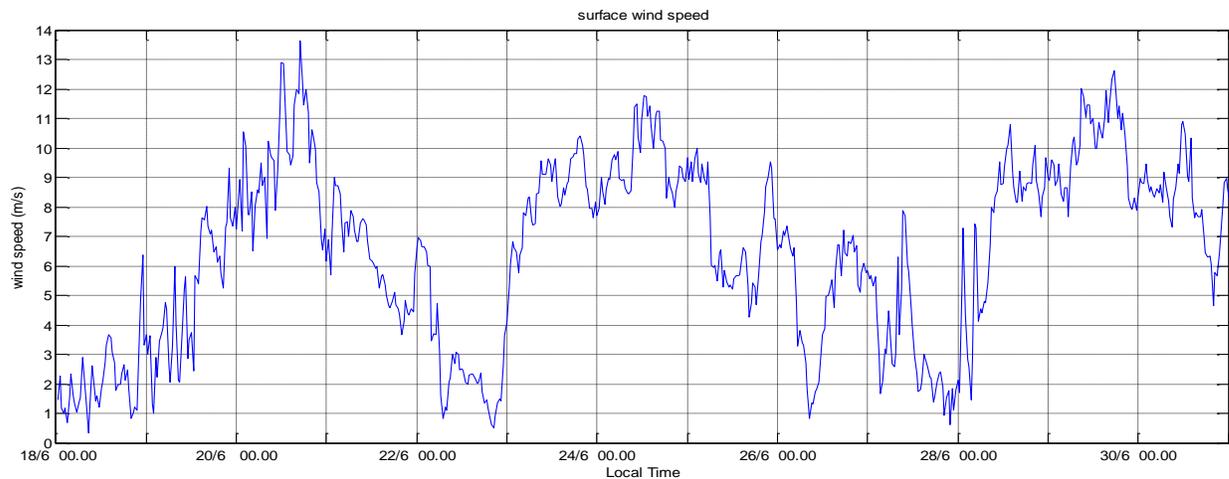
Προκειμένου να γίνει η ανάλυση και η περιγραφή των στοιχείων που προκύπτουν για κάθε ημέρα της καμπάνιας με βάση την επεξεργασία που έγινε και παράλληλα να γίνει μία πρώτη εκτίμηση των αποτελεσμάτων, παραθέτουμε τα παρακάτω σχήματα, που αποτυπώνουν την εξέλιξη του βάθους ανάμειξης, τα στρώματα σκόνης που έχουν μεταφερθεί στη περιοχή και τη ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια. Η ανάλυση γίνεται σε δύο περιόδους (η πρώτη περιλαμβάνει τις ημέρες του Ιουνίου και η δεύτερη τις ημέρες του Ιουλίου).



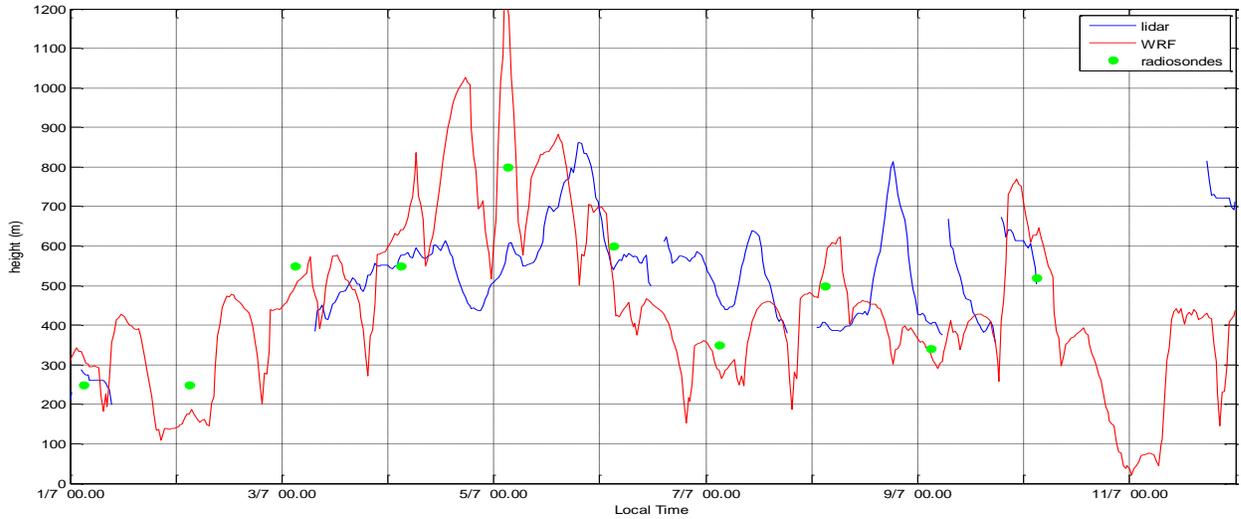
Σχήμα 5.2: Εξέλιξη του βάθους ανάμειξης όπως υπολογίστηκε από το PollyXT Raman lidar, το WRF και τις ραδιοβολίσεις για τη περίοδο από τις 18 Ιουνίου 2014 έως την 1^η Ιουλίου 2014.



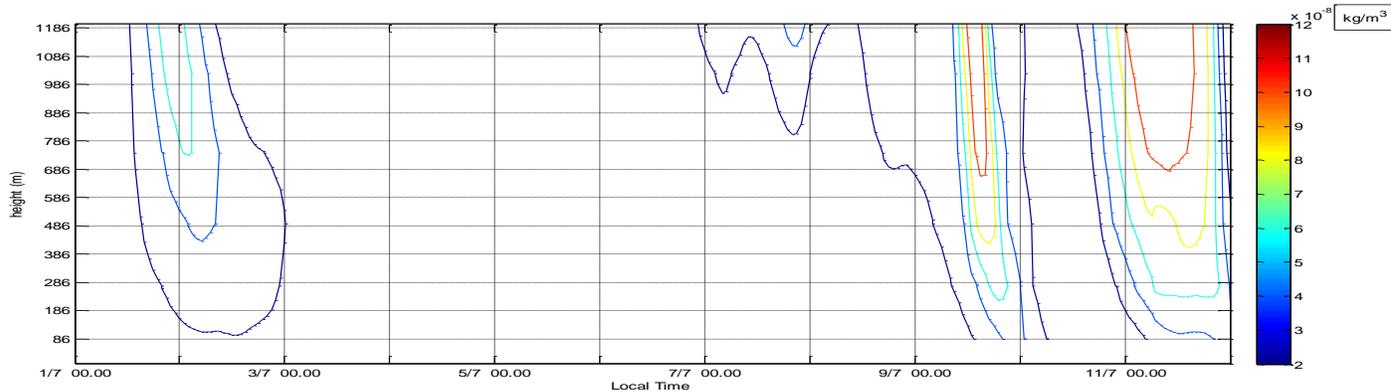
Σχήμα 5.3: Κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων σκόνης όπως υπολογίστηκε από το WRF- NMME-DREAM dust model για τη περίοδο από τις 18 Ιουνίου 2014 έως την 1^η Ιουλίου 2014.



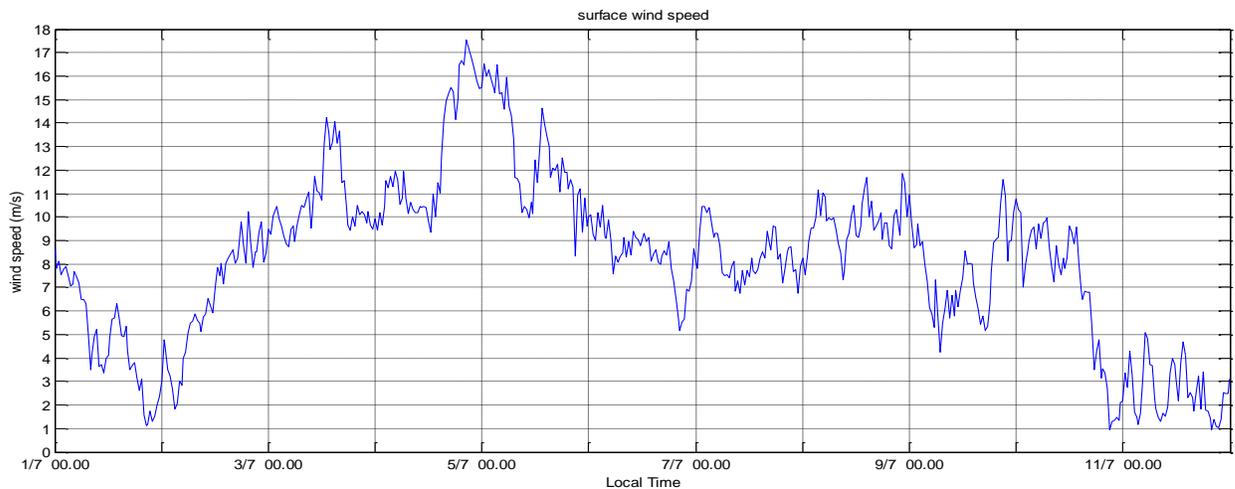
Σχήμα 5.4: Ταχύτητα ανέμου σε ύψος 10 μέτρων για τη περίοδο από τις 18 Ιουνίου 2014 έως την 1^η Ιουλίου 2014.



Σχήμα 5.5: Εξέλιξη του βάθους ανάμειξης όπως υπολογίστηκε από το PollyXT Raman lidar, το WRF και τις ραδιοβολίσεις για τη περίοδο από την 1^η Ιουλίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014.



Σχήμα 5.6: Κατακόρυφη κατανομή των συγκεντρώσεων σκόνης όπως υπολογίστηκε από το WRF- NMME-DREAM dust model για τη περίοδο από την 1^η Ιουλίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014.



Σχήμα 5.7: Ταχύτητα ανέμου σε ύψος 10 μέτρων για τη περίοδο από την 1^η Ιουλίου 2014 έως τις 12 Ιουλίου 2014.

5.2. Ανάλυση και περιγραφή των στοιχείων κάθε ημέρας

Στις 18 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης δεν ήταν εφικτό να υπολογιστεί από το lidar από τις 00.00 έως τις 16.30 LT. Από τις 16.30 έως τις 24.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σε μεγάλα ύψη (700 μέτρα). Τη συγκεκριμένη ημέρα επικρατούν πολύ ασθενείς άνεμοι, αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια και εντοπίζεται μεταφορά σκόνης στη περιοχή μετά τις 12.00 LT. Πιθανώς, τα στρώματα σκόνης που αιωρούνται σε μεγάλα ύψη δεν επιτρέπουν στο lidar να εκτιμήσει το βάθος ανάμειξης. Αυτό συμβαίνει επειδή το lidar, για τον εντοπισμό του βάθους ανάμειξης χρησιμοποιεί ως ιχνηθέτη τα αιωρούμενα σωματίδια. Στη περίπτωση που υπάρχουν στρώματα σκόνης, η κατανομή των σωματιδίων καθ' ύψος δεν είναι καλά καθορισμένη με αποτέλεσμα το lidar να μην μπορεί να εντοπίσει το βάθος ανάμειξης. Ο εντοπισμός του βάθους ανάμειξης στο ύψος των 700 μέτρων από τις 16.30 έως τις 24.00 LT, πιθανώς να οφείλεται σε καλά διαμορφωμένο στρώμα σκόνης που εκτείνεται μέχρι το ύψος αυτό με αποτέλεσμα να εκτιμάται λανθασμένα από το lidar ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στα 700 μέτρα. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 300 μέτρα, συμπεραίνοντας ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται σε χαμηλά ύψη τη συγκεκριμένη ημέρα.

Την επόμενη ημέρα (19 Ιουνίου) το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το lidar από τις 0800 έως τις 24.00 LT. Τη συγκεκριμένη ημέρα παρατηρούνται σχετικά αυξημένες ταχύτητες ανέμου και κυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια. Στις 08.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στα 300 μέτρα και στη συνέχεια αυξάνεται μέχρι τις 16.00 LT, όπου λαμβάνει μέγιστο (700 μέτρα). πρέπει να αναφερθεί ότι οι υψηλές τιμές συγκεντρώσεων σκόνης που παρατηρούνται τη συγκεκριμένη ημέρα μας οδηγούν σε αμφιβολίες για την αξιοπιστία των μετρήσεων του βάθους ανάμειξης από το lidar. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 450 μέτρα ενώ από το lidar στα 660 μέτρα.

Στις 20 Ιουνίου παρατηρούμε την αύξηση του βάθους ανάμειξης από τις 00.00 LT που βρίσκεται στα 300 μέτρα έως τις 09.00 LT, όπου παίρνει τη μέγιστη τιμή του (750 μέτρα). Στη συνέχεια το βάθος ανάμειξης μειώνεται έως τις 18.00, όπου και σταθεροποιείται στο ύψος των 350 μέτρων. Τη συγκεκριμένη ημέρα παρατηρούνται σχετικά αυξημένες ταχύτητες ανέμου και κυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια. Η διεύθυνση του ανέμου στα 50 μέτρα από τις 06.00 έως τις 10.00 LT ήταν νοτιοδυτική και στη συνέχεια έγινε βορειοδυτική. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη του ΑΟΣ κατά τις πρώτες πρωινές ώρες από αέριες μάζες προερχόμενες από τη ξηρά οι οποίες είναι λιγότερο ευσταθείς από τις θαλάσσιες. Στη συνέχεια, ευσταθείς αέριες μάζες προερχόμενες από τη θάλασσα είχαν πιθανώς ως αποτέλεσμα τη μείωση του βάθους ανάμειξης. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 400 μέτρα και από το lidar στα 470 μέτρα.

Στις 21 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης κυμαίνεται στο ύψος των 420 έως 500 μέτρων από τις 0000 έως τις 0700 LT. Στη συνέχεια το βάθος ανάμειξης μειώνεται έως τις 15.00 LT, όπου σταθεροποιείται στα 200 μέτρα μέχρι τις 24.00 LT. Τη συγκεκριμένη ημέρα παρατηρείται αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια και οι άνεμοι που επικρατούν είναι μέτριας έντασης έως τις 12.00 LT και πολύ ασθενείς στη συνέχεια. Η μείωση του βάθους ανάμειξης που παρατηρείται πιθανώς να οφείλεται στη μείωση της ταχύτητας του ανέμου. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στα 210 μέτρα από το lidar και στα 230 μέτρα από τη ραδιοβόλιση.

Στις 22 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το lidar σε χαμηλά ύψη (200 μέτρα) από τις 00.00 έως τις 18.00 LT. Στις 18.00 LT το βάθος ανάμειξης αυξάνεται φτάνοντας τα 500 μέτρα στις 24.00 LT. Τη συγκεκριμένη ημέρα παρατηρείται αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια και άνεμοι μικρής έντασης. Οι χαμηλές τιμές του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια της ημέρας έρχονται σε συμφωνία με τις χαμηλές ταχύτητες ανέμου που επικρατούν, ενώ η αύξηση του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια της νύχτας οφείλεται πιθανώς στην σταδιακή αύξηση της ταχύτητας του ανέμου που παρατηρείται τις βραδινές

ώρες. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίστηκε από το lidar στα 185 μέτρα και από τη ραδιοβόλιση στα 210 μέτρα.

Την επόμενη ημέρα (23 Ιουνίου), το βάθος ανάμειξης προσδιορίστηκε από το lidar στο ύψος των 500 μέτρων στις 00.00, το οποίο σταδιακά μειώθηκε στα 400 μέτρα έως τις 14.00 LT. Στις 14.00LT παρατηρήθηκε η αύξηση του βάθους ανάμειξης, το οποίο στις 17.00 LT βρέθηκε στο ύψος των 1.100 μέτρων και διατηρείται μέχρι τις 24.00 LT. Τη συγκεκριμένη ημέρα παρατηρήθηκαν πολύ υψηλές ταχύτητες ανέμου στο ύψος των 50 και των 500 μέτρων από τους χάρτες πρόβλεψης του WRF, ιδιαίτερα μετά τις 15.00 LT. Επίσης στα 500 μέτρα παρατηρήθηκαν νεφώσεις έως τις 15.00 LT, με αίθριο ουρανό στη συνέχεια. Η απότομη αύξηση του βάθους ανάμειξης πιθανώς οφείλεται στα νέφη που υπήρχαν στη περιοχή, τα οποία δεν επέτρεπαν την ανάπτυξη του ΑΟΣ έως τις 15.00 LT. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίστηκε από το lidar και από τη ραδιοβόλιση στα 650 μέτρα.

Στις 24 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές από το lidar σε σχέση με το WRF στο χρονικό διάστημα μεταξύ 00.00 και 17.00 LT. Ιδιαίτερα μεταξύ 00.00 και 09.00 οι διαφορές του βάθους ανάμειξης είναι της τάξης των 500 μέτρων. Από το WRF το μέγιστο βάθος ανάμειξης εντοπίζεται στη 13.00 LT (562 m). Από τις 12.00 έως τις 00.00 LT της επόμενης ημέρας το βάθος ανάμειξης έχει πτωτική τάση έτσι όπως υπολογίστηκε και από τις δύο τεχνικές, με το lidar να εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές κατά 150 μέτρα ενώ καλή συμφωνία μεταξύ των δύο τεχνικών υπάρχει μετά τις 18.00 LT. Στις 15.00 το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 700 μέτρα, από το lidar στα 595 μέτρα και από το WRF στα 490 μέτρα.

Την επόμενη ημέρα (25 Ιουνίου, ημέρα με αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια και ανέμους μικρής έντασης) το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το lidar στα 400 μέτρα στις 00.00 LT και αυξάνεται έως τις 04.00 LT, όπου λαμβάνει μέγιστο (900 μέτρα). Στη συνέχεια το βάθος ανάμειξης μειώνεται έως τις 12.00 LT (600 μέτρα). Τις υπόλοιπες ώρες της ημέρας δεν είναι εφικτός ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης από το lidar. Αυτό οφείλεται πιθανώς στα

στρώματα σκόνης που εντοπίζονται σε μικρά ύψη από τις 12.00 LT και μετά. Τα στρώματα σκόνης δεν επιτρέπουν στο lidar να εντοπίσει το βάθος ανάμειξης. Το βάθος ανάμειξης που υπολογίζεται από το lidar στις 00.00 έως τις 04.00 LT, πιθανώς να οφείλεται σε καλά διαμορφωμένο στρώμα σκόνης που εκτείνεται μέχρι το ύψος αυτό με αποτέλεσμα να εκτιμάται λανθασμένα από το lidar ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται σε μεγάλα ύψη. Το βάθος ανάμειξης βρίσκεται σε σταθερό ύψος (περίπου 350 μέτρα) από τις 00.00 έως τις 07.00 LT σύμφωνα με το WRF, στη συνέχεια μειώνεται απότομα κατά 150 μέτρα έως τις 08.30 LT, εμφανίζοντας αυξητική τάση στη συνέχεια, λαμβάνοντας τη μέγιστη τιμή στις 14.00 LT (562 μέτρα). Το βάθος ανάμειξης στις 15.00 LT εντοπίζεται στα 470 μέτρα από WRF και στα 420 μέτρα από τη ραδιοβόλιση.

Στις 26 Ιουνίου δεν είναι εφικτός ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης από το Lidar καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας, πιθανώς λόγω των στρωμάτων σκόνης που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα, όπως και τη προηγούμενη ημέρα. Σύμφωνα με το WRF, το βάθος ανάμειξης λαμβάνει χαμηλές τιμές (200-350 μέτρα) καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας, εμφανίζοντας ελάχιστο στις 07.00 LT (180 μέτρα) και μέγιστο στη 13.00 LT (342m). Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από το WRF στα 250 μέτρα ενώ από τη ραδιοβόλιση στα 200 μέτρα.

Στις 27 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης δεν μπορεί να προσδιοριστεί από το lidar παρά μόνο από τις 00.00 έως τις 07.00 LT όπου εκτιμάται στο ύψος των 700 μέτρων. Το βάθος ανάμειξης δεν μπορεί να υπολογιστεί λόγω των στρωμάτων σκόνης που υπάρχουν στο ΑΟΣ. Ο εντοπισμός του βάθους ανάμειξης στο ύψος των 700 μέτρων από τις 00.00 έως τις 07.00 LT, πιθανώς να οφείλεται σε καλά διαμορφωμένο στρώμα σκόνης που εκτείνεται μέχρι το ύψος αυτό με αποτέλεσμα να εκτιμάται λανθασμένα από το lidar ότι το βάθος ανάμειξης βρίσκεται στα 700 μέτρα. Το WRF προσδιορίζει το βάθος ανάμειξης στο ύψος των 300 μέτρων από τις 00.00 έως τις 03.00 LT. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 300 μέτρα.

Την επόμενη ημέρα (28 Ιουνίου) το βάθος ανάμειξης κυμαίνεται στο ύψος των 600 έως 700 μέτρων από το lidar από τις 02.00 έως τις 18.00 LT. Αργότερα από τις

18.00 LT το βάθος ανάμειξης μειώνεται λαμβάνοντας τιμές στα 500 μέτρα περίπου. Οι υψηλές τιμές συγκεντρώσεων σκόνης που παρατηρούνται τη συγκεκριμένη ημέρα μας οδηγούν σε αμφιβολίες για την αξιοπιστία των μετρήσεων του βάθους ανάμειξης από το lidar. Οι Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 400 μέτρα.

Στις 29 Ιουνίου το βάθος ανάμειξης με βάση το lidar κυμαίνεται στο ύψος των 500 έως 600 μέτρων καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας παρουσιάζοντας μία ελαφρά μείωση κατά τις βραδινές ώρες φτάνοντας τα 400 μέτρα. Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται στα 550 μέτρα από τη ραδιοβόλιση και στα 580 μέτρα από το lidar.

Στις 30 Ιουνίου, το βάθος ανάμειξης εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές σύμφωνα με το WRF κατά 50 έως 150 μέτρα σε σχέση με το lidar για τις περισσότερες ώρες της ημέρας. Οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται μεταξύ 12.00 και 14.00 LT, με μέγιστη διαφορά τα 250 μέτρα. Παρ' όλα αυτά οι δύο τεχνικές παρουσιάζουν συμφωνία ως προς την εξέλιξη του βάθους ανάμειξης καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Το μέγιστο βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από το WRF στις 14.00 LT (543 μέτρα) και το ελάχιστο κατά τη διάρκεια της ημέρας στις 08.00 LT (400 μέτρα) . Στις 15.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το lidar στα 350 μέτρα, από τη ραδιοβόλιση στα 400 μέτρα και από το WRF στα 530 μέτρα.

Στη 1 Ιουλίου, μεταξύ 00.00 και 10.00 LT, το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται σε χαμηλά ύψη από το lidar (περίπου 270 μέτρα), κάτι το οποίο έρχεται σε συμφωνία με το WRF και τη ραδιοβόλιση. Τις υπόλοιπες ώρες το βάθος ανάμειξης δεν μπορεί να προσδιοριστεί από το lidar, πιθανώς λόγω της σκόνης που εμφανίζεται μετά τις 12.00 LT . Το βάθος ανάμειξης μειώνεται απότομα κατά 150 μέτρα στις 07.00 LT. Το μέγιστο βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το WRF στις 12.00 LT (428 μέτρα) ενώ μειώνεται σημαντικά από τις 16.00 LT και μετά λαμβάνοντας πολύ χαμηλές τιμές (120 μέτρα) κατά τις βραδινές ώρες. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 250 μέτρα, από το lidar στα 280 μέτρα και από το WRF στα 320 μέτρα.

Την επόμενη ημέρα (2 Ιουλίου) δεν υπήρξε η δυνατότητα προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης από το lidar , πιθανώς λόγω των στρωμάτων σκόνης που υπήρχαν στο ΑΟΣ. Το βάθος ανάμειξης εντοπίστηκε από το WRF σε πολύ χαμηλά ύψη (150 μέτρα) από τις 00.00 έως τις 07.00 LT. Τις πρώτες πρωινές ώρες (07.00-10.00 LT) παρατηρούμε την ανάπτυξη του βάθους ανάμειξης το οποίο λαμβάνει τη μέγιστη τιμή στις 12.00 LT (470 μέτρα) , ενώ μετά τις 12.00 παραμένει σε σταθερά ύψη. Στις 03.00 το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 250 μέτρα και από το WRF στα 180 μέτρα.

Στις 3 Ιουλίου υπήρξε καλή συμφωνία μεταξύ των μετρήσεων του lidar και του WRF από τις 07.00 έως τις 24.00 LT . Και από τις δύο τεχνικές το βάθος ανάμειξης εντοπίστηκε να κυμαίνεται στο ύψος των 400 έως 600 μέτρων με τις τιμές που προσδιορίστηκαν από το lidar να εμφανίζουν μεγαλύτερη σταθερότητα σε σχέση αυτές του WRF που είχαν μεγάλες διακυμάνσεις, ιδιαίτερα κατά τις ώρες 07.00 έως 08.00 LT και 18.00 έως 19.00 LT . Το μέγιστο βάθος ανάμειξης από το WRF εντοπίστηκε στη 13.00 LT (575 μέτρα). Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το WRF στα 500 μέτρα ενώ από τη ραδιοβόλιση στα 550 μέτρα.

Στις 4 Ιουλίου το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται σε μεγάλα ύψη (>500 μέτρα) καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Μεταξύ 00.00 και 10.00 LT υπάρχει καλή συμφωνία μεταξύ των τιμών του βάθους ανάμειξης που προσδιορίζονται από το lidar και από το WRF. Από τις 11.00 έως τις 24.00 LT το βάθος ανάμειξης που υπολογίζεται από το WRF εμφανίζει μεγάλες τιμές , πιθανώς λόγω των ισχυρών ανέμων που παρατηρούνται τις συγκεκριμένες ώρες. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση στα 550 μέτρα, από το lidar στα 580 μέτρα και από το WRF στα 630 μέτρα.

Την επόμενη ημέρα (5 Ιουλίου) όπου και πάλι το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται σε μεγάλα ύψη, το WRF εμφανίζει μεγάλες τιμές για το βάθος ανάμειξης, ιδιαίτερα από τις 00.00 έως τις 06.00 LT με τιμές που φτάνουν τα 1.200 μέτρα. Από τις 06.00 έως τις 15.00 η εξέλιξη του βάθους ανάμειξης παρουσιάζει παρόμοια στοιχεία ανάμεσα στο lidar και το WRF, όπου παρατηρείται η αύξηση του βάθους

ανάμειξης. Από το WRF εντοπίζεται ένα δευτερεύον μέγιστο στις 14.00 LT (800 μέτρα). Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από το lidar στα 600 μέτρα, από τη ραδιοβόλιση στα 800 μέτρα και από το WRF στα 1.200 μέτρα.

Στις 6 Ιουλίου, το βάθος ανάμειξης εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές από το lidar κατά 150 μέτρα από τις 02.00 έως τις 12.00 LT και κατά 200 έως 300 μέτρα από τις 15.00 έως τις 00.00 LT της επόμενης ημέρας. Οι τιμές που προσδιορίζονται από τις δύο τεχνικές παρουσιάζουν καλή συμφωνία ως προς την χρονική εξέλιξη του βάθους ανάμειξης από τις 00.00 έως τις 11.00 LT. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το WRF στα 505 μέτρα, από το lidar στα 540 μέτρα και από τη ραδιοβόλιση στα 600 μέτρα.

Στις 7 Ιουλίου παρατηρείται συμφωνία στη χρονική εξέλιξη του βάθους ανάμειξης μεταξύ του lidar και του WRF, με το lidar να εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές για το βάθος ανάμειξης κατά 200 μέτρα από τις 00.00 έως τις 12.00 LT. Από τις 15.00 έως τις 18.00 LT οι δύο τεχνικές εντοπίζουν το βάθος ανάμειξης με ελάχιστες διαφορές της τάξης των 20 μέτρων. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται από το WRF στα 290 μέτρα, από τη ραδιοβόλιση στα 350 μέτρα και από το lidar στα 465 μέτρα.

Στις 8 Ιουλίου παρατηρούμε ότι από τις 00.00 έως τις 09.00 LT το WRF υπερεκτιμά το βάθος ανάμειξης κατά 200 μέτρα. Αντίθετα, από τις 14.00 έως τις 23.00 LT το βάθος ανάμειξης υπερεκτιμάται από το lidar κατά 100 έως και 400 μέτρα. Οι δύο τεχνικές εντοπίζουν το βάθος ανάμειξης με μεγάλη συμφωνία από τις 08.00 έως τις 14.00 LT με μικρές διαφορές της τάξης των 20 μέτρων. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από το lidar στα 400 μέτρα, από τη ραδιοβόλιση στα 500 μέτρα και από το WRF στα 550 μέτρα.

Στις 9 Ιουλίου υπάρχει συμφωνία μεταξύ των τιμών που υπολογίστηκαν από το lidar και του WRF από τις 00.00 έως τις 17.00 LT. Ιδιαίτερα καλή συμφωνία εντοπίζεται από τις 12.00 έως τις 17.00 όπου παρατηρούνται διαφορές της τάξης των 20 μέτρων. Από τις 20.00 έως τις 24.00 LT το βάθος ανάμειξης εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές από WRF, πιθανώς λόγω των ισχυρών ανέμων που επικρατούν τις συγκεκριμένες ώρες. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης εντοπίζεται από το

WRF στα 330 μέτρα, από τη ραδιοβόλιση στα 340 μέτρα και από το lidar στα 400 μέτρα.

Στις 10 Ιουλίου το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το WRF στα 700 μέτρα στις 00.00 LT και εν συνεχεία συνεχώς μειώνεται παρουσιάζοντας ένα δευτερεύον μέγιστο στις 14.00 LT (400 μέτρα). Ιδιαίτερα κατά τις βραδινές ώρες το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σε πολύ χαμηλά ύψη (30-50 μέτρα), καθώς λόγω των πολύ ασθενών ανέμων και των μειωμένων ροών θερμότητας, το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται εξ ορισμού στο πρώτο σ-επίπεδο. Το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από το lidar μόνο τις ώρες 00.00 έως 03.00 LT και παρουσιάζει συμφωνία με τις τιμές που προσδιορίζονται από το WRF. Στις 03.00 LT το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται από τη ραδιοβόλιση και το lidar στα 500 μέτρα και από το WRF στα 620 μέτρα.

Τέλος, στις 11 Ιουλίου το WRF συνεχίζει να εκτιμά το βάθος ανάμειξης σε πολύ χαμηλά ύψη (30-50 μέτρα) από τις 00.00 έως τις 07.00 LT. Από τις 07.00 έως τις 10.00 LT το βάθος ανάμειξης αυξάνεται απότομα και στη συνέχεια παίρνει σταθερές τιμές (450 μέτρα) μέχρι τις 00.00 LT την επόμενη ημέρα. Το lidar αδυνατεί να εκτιμήσει το βάθος ανάμειξης καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας, πιθανώς λόγω των στρωμάτων σκόνης που υπάρχουν στο ΑΟΣ, ενώ τη συγκεκριμένη ημέρα δεν υπήρξαν δεδομένα από ραδιοβόλιση.

6. ΓΕΝΙΚΑ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την προσεκτική παρατήρηση και αξιολόγηση των αποτελεσμάτων που έγινε παραπάνω για κάθε ημέρα της καμπάνιας, λαμβάνοντας υπόψη τη κατηγοριοποίηση που έγινε σε προηγούμενο κεφάλαιο ανάλογα με τις συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες, προκύπτουν τα εξής γενικά συμπεράσματα:

6.1. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν για το βάθος ανάμειξης

Λαμβάνοντας υπόψη τις μετρήσεις του lidar, των ραδιοβολίσεων και τις εκτιμήσεις του WRF για το βάθος ανάμειξης συμπεραίνουμε τα εξής:

1) Τις περισσότερες ημέρες με αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας (ΟΑ) και χαμηλές ταχύτητες ανέμου το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σε χαμηλά ύψη (200 έως 350 μέτρα).

2) Τις περισσότερες ημέρες με κυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια της θάλασσας και σχετικά αυξημένες ταχύτητες ανέμου το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σε μέτρια ύψη (350 έως 450 μέτρα)

3) Τις περισσότερες ημέρες που παρατηρούνται οι ετήσιες (μελτέμια) με μεγάλες ταχύτητες ανέμου το βάθος ανάμειξης προσδιορίζεται σε μεγάλα ύψη (>500 μέτρα)

Οι παραπάνω παρατηρήσεις συμβαδίζουν με τη θεωρία του ΑΟΣ. Πιο συγκεκριμένα, γνωρίζουμε ότι το βάθος ανάμειξης συνδέεται με τη παραγωγή και τη διάδοση της τύρβης στο ΑΟΣ. Η επίδραση ισχυρών ανέμων έχει ως αποτέλεσμα την αυξημένη παραγωγή μηχανικής τύρβης και την αύξηση του βάθους ανάμειξης. Επίσης σε σχέση με τα συστήματα που αναπτύσσονται στην επιφάνεια της θάλασσας έχουμε τα εξής:

Η αντικυκλωνική κυκλοφορία έχει σαν αποτέλεσμα την απόκλιση των αερίων μαζών στην επιφάνεια της θάλασσας και κατά συνέπεια τη δημιουργία καθοδικών κινήσεων αέρα από μεγαλύτερα ύψη. Ως εκ τούτου οι αέριες μάζες που κατέρχονται εμποδίζουν την ανάπτυξη του ΑΟΣ, διατηρώντας το βάθος ανάμειξης σε χαμηλά ύψη.

Αντίθετα, η κυκλωνική κυκλοφορία έχει σαν αποτέλεσμα την σύγκλιση των αερίων μαζών στην επιφάνεια και κατά συνέπεια τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων αέρα που συμβάλουν στην ανάπτυξη του ΑΟΣ.

6.2. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης μέσω του lidar

Κατά τη διάρκεια των περισσότερων ημερών που υπήρξε μεταφορά σκόνης στη περιοχή που πραγματοποιήθηκε η πειραματική διαδικασία δεν ήταν εφικτό να υπολογιστεί το βάθος ανάμειξης από το lidar. Αυτό παρατηρείται επειδή το lidar χρησιμοποιεί ως ιχνηθέτη τα αιωρούμενα σωματίδια για τον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης. Όταν η κατανομή των αιωρούμενων σωματιδίων καθ' ύψος δεν είναι καλά καθορισμένη στο ΑΟΣ, δεν υπάρχει η δυνατότητα υπολογισμού του βάθους ανάμειξης. Η μεταφορά σκόνης έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία στρωμάτων από αιωρούμενα σωματίδια σε διάφορα ύψη, με αποτέλεσμα να μην είναι εφικτό να προσδιοριστεί το βάθος ανάμειξης. Αυτό συμβαίνει ιδιαίτερα για τις ημέρες με χαμηλές ταχύτητες ανέμου, όπου η έλλειψη ισχυρών ανέμων βόρειων διευθύνσεων δεν επιτρέπει την απομάκρυνση των στρωμάτων σκόνης από τη περιοχή.

Τις περιπτώσεις που το βάθος ανάμειξης υπολογίστηκε από το lidar ενώ παρατηρήθηκαν αυξημένα επίπεδα συγκεντρώσεων σκόνης στο ΑΟΣ, το βάθος ανάμειξης προσδιορίστηκε σε μεγάλα ύψη και εγείρει σοβαρά ερωτήματα για το αν οι μετρήσεις είναι αξιόπιστες. Ο προσδιορισμός του βάθους ανάμειξης σε μεγάλα ύψη πιθανώς να οφείλεται σε καλά διαμορφωμένα στρώματα σκόνης που δημιουργούνται στο ΑΟΣ, με αποτέλεσμα να δημιουργείται η εσφαλμένη εντύπωση ότι η κορυφή των στρωμάτων αυτών αποτελεί το ύψος στο οποίο βρίσκεται το βάθος ανάμειξης.

Με βάση τα παραπάνω συμπεραίνουμε ότι το lidar δεν αποτελεί αξιόπιστη μέθοδο για το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης τις περιπτώσεις που ανιχνεύονται στρώματα σκόνης στην ατμόσφαιρα.

Ένα ακόμη συμπέρασμα που προκύπτει από την μελέτη των αποτελεσμάτων είναι ότι σε κάποιες περιπτώσεις παρατηρήθηκε η αύξηση του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών και η σταδιακή μείωση του μετά τις πρώτες πρωινές ώρες με βάση τις μετρήσεις του lidar. Από τη μελέτη των χαρτών πρόβλεψης της ταχύτητας και της διεύθυνσης του ανέμου στα 50 και 500 μέτρα από το WRF για τις συγκεκριμένες περιπτώσεις παρατηρήθηκαν δυτικές-νοτιοδυτικές διευθύνσεις ανέμου κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών οι οποίες τις πρώτες πρωινές ώρες εξελίσσονταν σε βορειοδυτικές. Οι δυτικές-νοτιοδυτικές διευθύνσεις ανέμου πιθανώς έχουν ως αποτέλεσμα τη μεταφορά αιωρούμενων σωματιδίων από άλλες περιοχές της Κρήτης (πχ Ηράκλειο) που βρίσκονται δυτικά της περιοχής που πραγματοποιήθηκε η καμπάνια. Κατά τις πρώτες πρωινές ώρες οι βορειοδυτικές διευθύνσεις έχουν ως αποτέλεσμα τη ροή αερίων μαζών μεγαλύτερης ευστάθειας από τη θάλασσα και τη μείωση του βάθους ανάμειξης. Η τεχνική προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης από το lidar μπορεί να χρησιμοποιηθεί παρέχοντας αξιόπιστα αποτελέσματα κατά τη διάρκεια των ημερών που δεν εντοπίζονται στρώματα σκόνης και παρατηρούνται σχετικά αυξημένες ταχύτητες ανέμου για το χρονικό διάστημα μεταξύ των ωρών 0800 έως 1700 LT. Οι αυξημένες ταχύτητες ανέμου σε συνδυασμό με την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της γης κατά τη διάρκεια της ημέρας δημιουργούν τις κατάλληλες συνθήκες για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης. Υπό αυτές τις μετεωρολογικές συνθήκες λόγω της έντονης ανάμειξης δεν δημιουργούνται μεμονωμένα στρώματα αιωρούμενων σωματιδίων σε διάφορα ύψη του ΑΟΣ μειώνοντας τη πιθανότητα εσφαλμένων εκτιμήσεων του βάθους ανάμειξης από το lidar. Κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών υπό συνθήκες έντονης ευστάθειας, η τεχνική προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης από το lidar δεν παρέχει αξιόπιστα αποτελέσματα στη πλειονότητα των περιπτώσεων. Αυτό συμβαίνει καθώς κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών, λόγω της ασθενούς ανάμειξης που υπάρχει στο ΑΟΣ, το βάθος ανάμειξης είτε δεν μπορεί να εντοπιστεί επειδή βρίσκεται σε μικρά ύψη, είτε υπερεκτιμάται λόγω της μεταφοράς αιωρούμενων σωματιδίων από άλλες περιοχές.

6.3. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης μέσω του WRF.

Ο αριθμός Richardson υπολογίζεται από το WRF σε ένα στρώμα, του οποίου η βάση είναι πάντοτε το έδαφος και όχι σε διαδοχικά στρώματα καθ ύψος. Η προσέγγιση αυτή οδηγεί σε κάποιες περιπτώσεις σε λάθος υπολογισμό του βάθους ανάμειξης.

Τις ημέρες με αντικυκλωνική κυκλοφορία στην επιφάνεια και χαμηλές ταχύτητες ανέμου παρατηρείται υποεκτίμηση του βάθους ανάμειξης από το WRF κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών, υπό συνθήκες έντονης ευστάθειας. Ως γνωστόν, κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών κυριαρχεί ο μηχανικός όρος στην παραγωγή τύρβης στο ΑΟΣ καθώς οι ροές θερμότητας είναι αμελητέες. Σε συνθήκες πολύ ασθενών ανέμων η συνεισφορά του μηχανικού όρου στη παραγωγή τύρβης μειώνεται ενώ κατά τη διάρκεια της νύχτας δεν συνυπολογίζονται οι ροές θερμότητας και υγρασίας για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης επειδή είναι αμελητέες με αποτέλεσμα υπό έντονα ευσταθείς συνθήκες, το βάθος ανάμειξης να εντοπίζεται εξ ορισμού (by default) στο πρώτο σ-επίπεδο από το WRF.

Επίσης από το WRF παρατηρήθηκαν μεγάλες διακυμάνσεις στον υπολογισμό του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια των μεταβατικών περιόδων, δηλαδή τις ώρες από τις 07.00 έως τις 08.00LT και από τις 19.00 έως 21.00 LT. Αυτό συμβαίνει επειδή το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται από τις τιμές του αριθμού Richardson κατά τη διάρκεια των βραδινών ωρών ενώ κατά τη διάρκεια της ημέρας συνυπολογίζονται και οι ροές θερμότητας και υγρασίας που πραγματοποιούνται στο ΑΟΣ. Ως εκ τούτου κατά τις πρώτες πρωινές ώρες παρατηρείται μία απότομη αύξηση του βάθους ανάμειξης ενώ κατά τη διάρκεια των πρώτων βραδινών ωρών παρατηρείται μία απότομη μείωση.

Υπό την επίδραση πολύ ισχυρών ανέμων κατά τη διάρκεια των βραδινών μετρήσεων το βάθος ανάμειξης εμφανίζει πολύ μεγάλες τιμές από το WRF. Οι ροές θερμότητας τις βραδινές ώρες είναι αμελητέες με αποτέλεσμα το βάθος ανάμειξης να υπολογίζεται μόνο από τις τιμές του αριθμού Richardson. Στην

περίπτωση ισχυρών ανέμων, υπό ευσταθείς συνθήκες, ο αριθμός Richardson παίρνει χαμηλές τιμές με αποτέλεσμα να λαμβάνει την κρίσιμη τιμή σε μεγάλα ύψη.

Με βάση τα παραπάνω παρατηρούμε ότι το WRF παρέχει τις περισσότερες επιτυχείς προβλέψεις του βάθους ανάμειξης κατά τη διάρκεια της ημέρας όπου για τον προσδιορισμό του βάθους ανάμειξης συνυπολογίζονται οι ροές θερμότητας στο ΑΟΣ. Κατά τη διάρκεια των βραδινών μετρήσεων το βάθος ανάμειξης υπολογίζεται σε μεγάλα ύψη υπό πολύ ισχυρούς ανέμους και σε μικρά ύψη υπό πολύ ασθενείς ανέμους.

6.4. Γενικά συμπεράσματα που προκύπτουν από το συνδυασμό των δύο τεχνικών.

Οι δύο τεχνικές προσδιορισμού του βάθους ανάμειξης (lidar και WRF), λαμβάνοντας υπόψη και τις τιμές του βάθους ανάμειξης που προσδιορίστηκαν από τη ραδιοβόλιση, παρουσιάζουν συμφωνία μεταξύ τους τις πρώτες πρωινές και μεσημεριανές ώρες (0700 έως 1400 LT) υπό την επίδραση ανέμων μέτριας ή σχετικά αυξημένης έντασης. Υπό αυτές τις συνθήκες, η έντονη ανάμειξη και η ομοιογένεια του ΑΟΣ επιτρέπουν στις δύο τεχνικές να προσδιορίσουν το βάθος ανάμειξης με διαφορές που κυμαίνονται από τα 20 έως τα 100 μέτρα.

Κατά τη διάρκεια των βραδινών μετρήσεων υπό την επίδραση ισχυρών ανέμων το WRF εμφανίζει μεγαλύτερες τιμές του βάθους ανάμειξης σε σχέση με το lidar ενώ υπό την επίδραση ασθενών ανέμων παρατηρείται το αντίθετο.

7. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Althausen E. D., and Wehner, B.: Lidar observations of the vertical aerosol flux in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 25, 1296–1306, 2008.
- Ansmann, A. and Müller, D.: Lidar – Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere, chap. Lidar and atmospheric aerosol particles, Springer, New York, 2005.
- Baars H, Ansmann A, Engelmann R, Althausen D et al (2008) Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmos Chem Phys* 8:7281–7296
- Banks R. F., Jordi Tiana-Alsina, Francesc Rocabenbosch, José M. Baldasano, 2015. Performance Evaluation of the Boundary-Layer Height from Lidar and the Weather Research and Forecasting Model at an Urban Coastal Site in the North-East Iberian Peninsula
- Beyrich F (1993) On the use of SODAR data to estimate mixing height. *Appl Phys B* 57:27–35
- Beyrich F (1997) Mixing height estimation from SODAR Data—a critical discussion. *Atmos Env* 31(23):3941–3953
- Beyrich F, Gorsdorf U (1995) Composing the diurnal cycle of mixing height from simultaneous SODAR and Wind profiler measurements. *Boundary-Layer Meteorol* 76:387–394
- Brooks, I.: Finding Boundary Layer Top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, 1092–1105, 2003.
- Emeis S, Schäfer K, Münkel C (2008) Surface-based remote sensing of the mixing-layer height—a review. *Meteorol Z* 15(5):621–630
- Engelmann, R., Wandinger, U., Ansmann, A., Müller, D., Zeromskis, 2014. EARLINET Raman Lidar PollyXT : The NeXT Generation.
- Flamant C, Pelon J, Flamant PH, Durand P (1997) Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary-layer. *Boundary-Layer Meteorol* 83:247–284
- Garratt JR (1992) *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press, UK, 316 pp
- Kalogiros J. A., Helmis C. G., Asimakopoulos D. N. and Papageorgas P. G., 1998. Estimation Of Abl Parameters Using The Vertical Velocity Measurements Of An Acoustic Sounder.

Menut L, Flamant C, Pelon J, Flamant PH (1999) Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area. *Appl Opt* 38:945–954.

Helmis C. G. , Sgouros G., Tombrou M. , Schäfer K. , Münkel C. , Bossioli E. , Dandou A. ,2012. A Comparative Study and Evaluation of Mixing-Height Estimation Based on Sodar-RASS, Ceilometer Data and Numerical Model Simulations.

Helmis C.G. Σημειώσεις. Εισαγωγή στη θεωρία του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος.

Hooper, W. P. and Eloranta, E. W.: Lidar measurements of wind in the planetary boundary layer: the method, accuracy, and results from joint measurements with radiosonde and kytoon, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 25, 990–1001, 1986.

Pearson, G.N.,Davies,F.,Collier,C.,2009.Ananalysis of the performance of the UFAM pulsed Doppler lidar for observing the boundary layer.*J. Atmos. Oceanic Technol.*26,240–250.

Sgouros G, Helmis CG, Degleris J (2011) Development and application of an algorithm for the estimation of mixing height with the use of a Sodar-RASS system. *Int J Remote Sensing* 32(22):7297–7313.

Stull RB (1988) An introduction to boundary layer meteorology. Atmospheric Sciences Library, Kluwer, Dordrecht, The Netherlands, 666 pp.

Shukla K.K. , Phanikumar D.V. , Newsom Rob K. , Kumar K.Niranjan ,Ratnam M. Venkat , Najaa M., Singh Narendra, 2014. Estimation of the mixing layer height over a high altitude site in Central Himalayan region by using Doppler lidar.

Tombrou M. , Dandou A., Helmis C ,Akylas E., Angelopoulos G ., Flocas H., Assimakopoulos V.,Soulakellis N.,2006. Model evaluation of the atmospheric boundary layerand mixed-layer evolution.

Troen I,Mahrt L (1986)A simple model for the atmospheric boundary layer: sensitivity to surface evaporation. *Boundary-Layer Meteorol* 37:129–148.

Tucker,S.C.,Brewer,W.A.,Banta,R.M.,Senff,C.J.,Sandberg,S.P.,Law,D.C., Weickmann, A., Hardesty, R.M., 2009.Doppler lidar estimation of mixing height using turbulence, shear, and aerosol profiles. *J.Atmos.OceanicTechnol.*26, 673–688.