



**Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο**

**Σχολή Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών**

**Τομέας Φυσικής**

**Διπλωματική Εργασία**

**Προσδιορισμός ύψους του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος  
από ραδιοβολίσεις και σύστημα LIDAR**

**Αμερικάνος Πάρις-Παναγιώτης**

**Επιβλέπων**

**Παπαγιάννης Αλέξανδρος**

**Καθηγητής ΕΜΠ**

**Αθήνα, Φεβρουάριος 2016**

**Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο**  
**Σχολή Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών**  
**Τομέας Φυσικής**

Διπλωματική Εργασία

**Προσδιορισμός ύψους του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος  
από ραδιοβολίσεις και σύστημα LIDAR**

**Αμερικάνος Πάρις-Παναγιώτης**

**Επιβλέπων**

Παπαγιάννης Αλέξανδρος

Καθηγητής ΕΜΠ

Τριμελής εξεταστική επιτροπή

**Αμοιρίδης Β.**

**Μακροπούλου Μ.**

**Παπαγιάννης Α.**

Ερευνητής Β'

Καθηγήτρια ΕΜΠ

Καθηγητής ΕΜΠ

Εθνικό Αστεροσκοπείο  
Αθηνών

Αθήνα, Φεβρουάριος 2016

# Ευχαριστίες

Αρχικά, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον Καθηγητή της Σχολής Εφαρμοσμένων Μαθηματικών και Φυσικών Επιστημών του ΕΜΠ κ. Αλέξανδρο Παπαγιάννη για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε με την ανάθεση της παρούσας διπλωματικής εργασίας, τον χρόνο που ξόδεψε στην επίβλεψη και όλη την πολύτιμη βοήθεια που προσέφερε απλόχερα στην καθοδήγηση και αυτής της εργασίας.

Θα ήθελα, επίσης, να εκφράσω τις ευχαριστίες μου προς τον Δρ. Παναγιώτη Κόκκαλη, που στάθηκε καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής εργασίας δίπλα μου, καθοδηγώντας και συμβουλεύοντας με την άριστη επιστημονική κατάρτισή του. Οι παρατηρήσεις, τα σχόλια και οι παρεμβάσεις του ήταν κρίσιμες για την επιτυχή ολοκλήρωση αυτής της εργασίας.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την οικογένειά μου που στάθηκαν στο πλευρό μου με κόπο και υπομονή καθ' όλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

# Περιεχόμενα

Κεφάλαιο 1.....	5
Εισαγωγή.....	5
Κεφάλαιο 2.....	8
2.1 Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα.....	8
2.1.1 Ορισμός.....	8
2.1.2 Σημασία του ΑΟΣ.....	8
2.1.3 Μέρη και δομή του ΑΟΣ.....	8
2.1.4 Χρονική συμπεριφορά ΑΟΣ.....	10
2.1.5 Ύψος ανάμειξης.....	12
2.2 Ορισμοί $R_i$ , $\theta$ & $R_H$ .....	12
Κεφάλαιο 3.....	14
3.1 Κριτήρια επιλογής ύψους ανάμειξης του ΑΟΣ.....	14
3.2 Τεχνική ραδιοβόλισης.....	15
3.2.1 Αρχή λειτουργίας ραδιοβόλισης.....	15
3.2.2 Χρήση δεδομένων ραδιοβόλισης.....	17
3.3 Τεχνική LIDAR.....	19
3.3.1 Αρχή λειτουργίας τεχνικής LIDAR.....	19
3.3.2 Τεχνική LIDAR ελαστικής οπισθοσκέδασης.....	21
3.3.3 Χρήση δεδομένων τεχνικής LIDAR.....	23
Κεφάλαιο 4.....	25
4.1 Πειραματικά αποτελέσματα.....	25
4.1.1 Επεξεργασία μετρήσεων.....	25
4.1.2 Χρονική συμπεριφορά ύψους ΑΟΣ.....	28
4.1.3 Συμπεριφορά ύψους ΑΟΣ σε διαφορετικές συνθήκες.....	36
4.2 Σύγκριση αποτελεσμάτων.....	40
4.2.1 Σύγκριση με Matthias et al., 2004.....	40
4.2.2 Σύγκριση με δεδομένα ηχητικού radar.....	42
Κεφάλαιο 5.....	44
Ανάλυση μελέτης περιπτώσεων.....	44
Κεφάλαιο 6.....	48
Περίληψη - Συμπεράσματα - Προοπτικές.....	48
Βιβλιογραφία.....	50



# Κεφάλαιο 1

## Εισαγωγή

Η γήινη ατμόσφαιρα χωρίζεται σε 4 στρώματα: τροπόσφαιρα, στρατόσφαιρα, μεσόσφαιρα και θερμόσφαιρα. Σύμφωνα με τον Stull (1999) το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα ορίζεται ως το κατώτερο μέρος της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται άμεσα από τη γήινη επιφάνεια και χαρακτηριστικά του μεταβάλλονται από τις επιφανειακές επιδράσεις σε χρονική κλίμακα μικρότερη της ώρας. Το ΑΟΣ έχει μεγάλη σημασία για την ανθρώπινη καθημερινή δραστηριότητα, αφού εκτελείται σχεδόν εξ' ολοκλήρου σε αυτό, οπότε είναι αναγκαία η μελέτη του και η ικανότητα πρόβλεψης της συμπεριφοράς του.

Το ίδιο δεν είναι μια μάζα με ομοιογενείς συνθήκες και σύσταση, αλλά αποτελείται από 4 στρώματα που τα χαρακτηριστικά και το ύψος τους μεταβάλλεται με βάση τις χωρικές, χρονικές και καιρικές συνθήκες. Το επιφανειακό στρώμα είναι το χαμηλότερο με μεγάλες μεταβολές στα χαρακτηριστικά του λόγω της επαφής με την επιφάνεια. Το στρώμα ανάμιξης χαρακτηρίζεται από μεγάλες μετακινήσεις αέριων μαζών λόγω θέρμανσης και ψύξης του εδάφους οπότε έχει μεγάλη ομοιογένεια στα χαρακτηριστικά του. Πριν το ηλιοβασίλεμμα το στρώμα ανάμιξης καταπίπτει στο έδαφος λόγω ψύξης του εδάφους και σχηματίζει το σταθερό οριακό στρώμα. Πάνω από το στρώμα ανάμιξης βρίσκεται η ζώνη παγίδευσης όπου ανακόπτεται η άνοδος των θερμών αέριων μαζών και σχηματίζονται σύννεφα. Τέλος, το εναπομένον στρώμα δημιουργείται μεταξύ σταθερού οριακού στρώματος και περιοχής παράσυρσης και εμφανίζει χαρακτηριστικά του προηγούμενου στρώματος ανάμιξης και ομοιογενή διάχυση.

Η δομή και δυναμική του ΑΟΣ επηρεάζεται χρονικά από τις ημερήσιες και εποχιακές συνθήκες. Ημέρες μεγαλύτερης ηλιοφάνειας και θερμοκρασίας προκαλούν εντονότερη θέρμανση του ΑΟΣ, ενώ συντομότερες και ψυχρότερες προκαλούν εντονότερη ψύξη. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα δημιουργία ασταθέστερων και σταθερότερων αντίστοιχα στρωματώσεων και, κατά συνέπεια, μικρότερη και μεγαλύτερη ομοιογένεια στα χαρακτηριστικά του ΑΟΣ. Κατά τη διάρκεια της ημέρας και του έτους θα παρατηρηθούν σημαντικές μεταβολές στο ύψος του ΑΟΣ.

Το ύψος του ΑΟΣ είναι μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που μπορούν να μελετηθούν για την κατανόηση των διαδικασιών μεταφοράς, της ρύπανσης, της αλλαγής κλίματος, κá. Λειτουργεί σαν δείκτης του όγκου που μπορούν να διασπαρούν ρύποι, υδρατμοί και να κινηθούν οι αέριες μάζες. Για τον καθορισμό του υπάρχουν διάφορες μέθοδοι που βασίζονται στη μελέτη διαφορετικών μεγεθών όπως σχετική υγρασία, δυναμική θερμοκρασία, κλπ, με τη βοήθεια διάφορων μεθόδων παρατήρησης/οργάνων τηλεμετρίας, όπως ραδιοβολίσεις και συστήματα LIDAR. Αυτές οι μέθοδοι μας παρέχουν κατακόρυφες κατατομές της ατμόσφαιρας που δείχνουν τη συμπεριφορά των φυσικών μεγεθών συναρτήσει του ύψους. Με βάση αυτά

τα δεδομένα και χρησιμοποιώντας τα κριτήρια επιλογής (βαθμίδας/διακύμανσης/GRN) μπορεί να επιλεγεί με κάποια ακρίβεια ένα μέσο ύψος ΑΟΣ.

Δυστυχώς, λόγω του τρόπου λειτουργίας τους, οι διάφορες μέθοδοι συλλογής δεδομένων μπορούν υπό τις ίδιες συνθήκες να μας παρέχουν λιγότερο ή περισσότερο κοντινά δεδομένα. Εδώ θα μελετήσουμε και θα συγκρίνουμε τα δεδομένα που μας δίνονται από ραδιοβολίσεις της ΕΜΥ με αυτά που πάρθηκαν από το σύστημα LIDAR του ΕΜΠ, για τις ίδιες περιόδους, σε κοντινές γεωγραφικές τοποθεσίες.

Η ραδιοβόλιση γίνεται με τη βοήθεια μιας συσκευής (ραδιοβολίδα) που περιέχει έναν πομπό και όλους τους απαιτούμενους ανιχνευτές για την παρατήρηση των παραμέτρων που χρειαζόμαστε, όπως σχετική υγρασία, δυναμική θερμοκρασία, ταχύτητα/κατεύθυνση ανέμου, BRN/GRN κ.ά. Η συσκευή φέρεται κατακόρυφα στην ατμόσφαιρα με τη βοήθεια μπαλονιού και γραμμής υποστήριξης μέχρι ένα υψόμετρο όπου σκάει το μπαλόνι. Τα δεδομένα λαμβάνονται ασύρματα από δέκτη στην επιφάνεια. Λόγω κόστους δεν μπορεί να εκτελεστεί ραδιοβόλιση ανά πάσα στιγμή. Από τα δεδομένα της ραδιοβόλισης μπορούν να σχεδιαστούν θερμοδυναμικά διαγράμματα Skew-T log-P, T-Φ, και Stüve. Στη δική μας μελέτη φτιάχνουμε κατά προσέγγιση στιγμιαίες ατμοσφαιρικές κατατομές σχετικής υγρασίας και δυναμικής θερμοκρασίας, από τις βαθμίδες των οποίων παρατηρούμε την εξέλιξη και το ύψος του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια των ετών 2002-2013.

Το σύστημα τηλεμετρίας LIDAR βασίζεται στην κατακόρυφη εκπομπή παλμών laser στην ατμόσφαιρα και την ανίχνευση των οπισκεδασμένων φωτονίων από τη σκέδαση που προκαλούν τα μόρια και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας. Η ένταση της ανιχνευόμενης ακτινοβολίας σε κάθε ύψος είναι συνάρτηση της συγκέντρωσης των ουσιών-ιχνηλατών που θεωρούμε πως αντιστοιχεί στα φυσικά μεγέθη που θέλουμε να προσδιορίσουμε. Με το LIDAR μπορούμε να προσδιορίσουμε παραμέτρους όπως συγκέντρωση αερολυμάτων, κατανομή θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας και ταχύτητας ανέμου, στροβιλισμούς, δείκτη διάθλασης της ατμόσφαιρας, κ.ά. Συγκρίνοντας τις εντάσεις και το χρόνο ανίχνευσης των φωτονίων μπορούν να αναπαραστήσουμε γραφικά τις κατατομές υγρασίας και θερμοκρασίας ως προς το ύψος, και αντίστοιχα με πριν, να προσδιορίσουμε γραφικά το ύψος του ΑΟΣ.

Λόγω της αρχής λειτουργίας των δυο συστημάτων, μπορεί να υπάρχουν διαφορές στα δεδομένα που θα προκύψουν. Πρώτον, η γεωγραφική απόσταση μεταξύ των δυο συστημάτων είναι γύρω στα 11 km, οπότε δεν παρατηρούν ακριβώς το ίδιο κατακόρυφο προφίλ. Επίσης υπάρχει το πρόβλημα ότι η έδρα της ΕΜΥ είναι παραθαλάσσια, ενώ το ΕΜΠ βρίσκεται δίπλα στον Υμηττό, με ενδεχόμενες διαφορές στα μικροκλίματά τους. Δεύτερον, λόγω κατασκευής του, το LIDAR εμφανίζει διαφορετική ευαισθησία σε διαφορετικά ύψη λόγω των δυο ανιχνευτών του και της μεταβαλλόμενης επικάλυψης δέσμης-ανιχνευτή, ενώ επίσης μια σημαντική παράμετρος του LIDAR, ο λόγος LIDAR, δεν είναι πάγιος αλλά είναι συνάρτηση του ύψους. Τρίτον, το LIDAR έχει μεγαλύτερη ευαισθησία στην υγρασία και στις νεφώσεις. Τέλος,

η ραδιοβολίδα έχει σημαντικά μικρότερη χρονική και χωρική ακρίβεια μετρήσεων λόγω των αισθητήρων και της ελευθερίας κίνησής της.

Στόχος της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος (ΑΟΣ) με τη χρήση ραδιοβολίδων στην περιοχή της Αθήνας για την χρονική περίοδο 2002-2013.



# Κεφάλαιο 2

## 2.1 Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

### 2.1.1 Ορισμός

Η γήινη ατμόσφαιρα χωρίζεται σε 4 στρώματα: τροπόσφαιρα (0-11 km), στρατόσφαιρα (11-47 km), μεσόσφαιρα (47-85 km) και θερμόσφαιρα (>85 km). Η τροπόσφαιρα με τη σειρά της χωρίζεται σε δυο στρώματα, το Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα (ΑΟΣ) και την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Το ΑΟΣ είναι το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας και είναι αυτό που επηρεάζεται άμεσα από τη γήινη επιφάνεια (μορφολογία εδάφους, θερμότητα, ρύποι, εξάτμιση, τριβή, κ.ά.) σε χρονική κλίμακα μικρότερη της ώρας. Οι επιδράσεις αυτές μεταβάλουν σημαντικά κάποια χαρακτηριστικά του ΑΟΣ, όπως πάχος, κατανομή θερμοκρασίας και υγρασίας, ταχύτητα ανέμου, κ.ά.

### 2.1.2 Σημασία του ΑΟΣ

Η σημασία του ΑΟΣ στην καθημερινότητα γίνεται εμφανής από τα παρακάτω γεγονότα:

- Η ρύπανση παγιδεύεται και διαχέεται στο ΑΟΣ
- Τα αποτελέσματα και οι προβλέψεις των καιρικών φαινομένων παρουσιάζονται για το ΑΟΣ (βροχή, ομίχλη, νέφωση, κλπ)
- Οι εμπορικές και μεταφορικές δραστηριότητες διεξάγονται στο ΑΟΣ
- Το μεγαλύτερο μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από τη γήινη επιφάνεια και διαδίδεται στην υπόλοιπη ατμόσφαιρα μέσω διαδικασιών του ΑΟΣ
- Οι πυρήνες συμπύκνωσης των νεφών δημιουργούνται από διαδικασίες του ΑΟΣ
- Περίπου η μισή κινητική ενέργεια της ατμόσφαιρας βρίσκεται εντός του ΑΟΣ
- Η τάση των ανέμων στην επιφάνεια της θάλασσας είναι η κύρια πηγή ενέργειας για τη δημιουργία των ωκεανικών ρευμάτων.

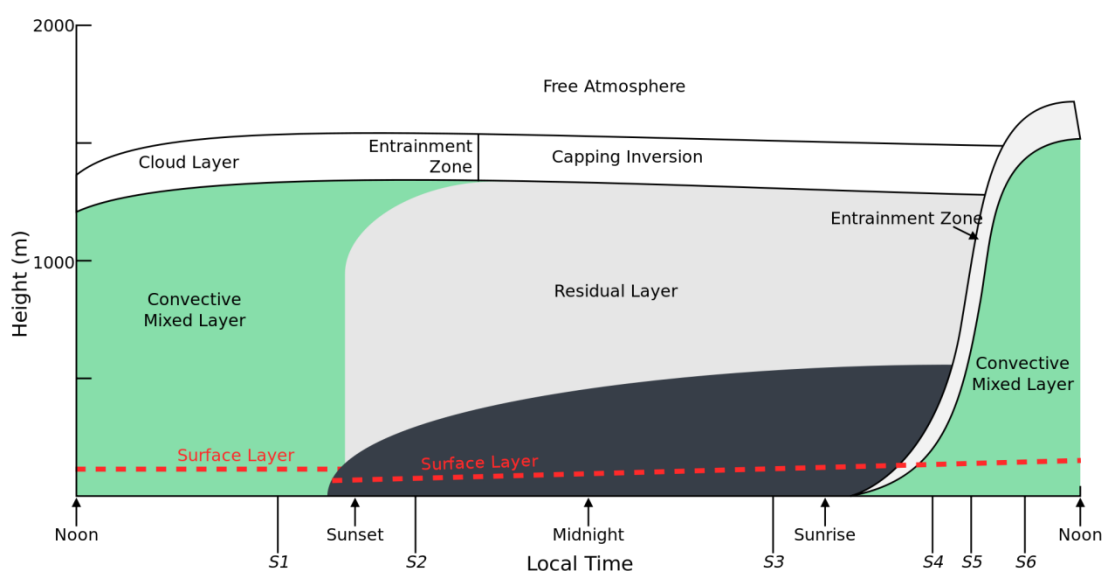
### 2.1.3 Μέρη και δομή του ΑΟΣ

Το ΑΟΣ δεν είναι ένα ενιαίο στρώμα αλλά εμφανίζει κατακόρυφη στρωμάτωση που μεταβάλλεται χρονικά κατά τη διάρκεια της ημέρας και του χρόνου. (Εικόνα 1)

Για να μελετήσουμε τη δομή του είναι απαραίτητο να θεωρήσουμε ότι η ατμοσφαιρική ροή είναι ομοιογενής στον οριζόντιο άξονα και τα χαρακτηριστικά του ΑΟΣ μεταβάλλονται μόνο κατακόρυφα και χρονικά. Η υπόθεση αυτή είναι απαραίτητη για να απλοποιήσουμε μια ήδη εξαιρετικά πολύπλοκη διαδικασία, και μας επιτρέπει να αγνοήσουμε τις μεταβολές στην οριζόντια κίνηση των αέριων μαζών. Αυτό το ιδεατό χαρακτηριστικό μπορεί να περιγράψει στην πραγματικότητα μόνο το ΑΟΣ πάνω από επιφάνειες όπως ωκεανούς, και μικρές τοπικά ομοιογενείς περιοχές πάνω στην ξηρά, όπως πεδιάδες.

Το ΑΟΣ χωρίζεται σε 4 στρώματα (Stull, 1999):

- το επιφανειακό (surface layer)
- το στρώμα ανάμειξης (mixing layer)
- το σταθερό οριακό στρώμα (stable boundary layer)
- το εναπομένον στρώμα (residual layer)



Εικόνα 1: Μεταβολή στρωμάτωσης του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας (Stull, 1988).

Στο επιφανειακό στρώμα (20-200 m) υπάρχουν σημαντικές μεταβολές καθ' ύψος στην ταχύτητα ανέμου, θερμοκρασία και υγρασία λόγω τριβής, επαγωγής θερμότητας και εξάτμισης από τη γήινη επιφάνεια. Επίσης, υπάρχουν ισχυρές κατακόρυφες βαθμίδες που ελέγχουν τη μεταφορά ορμής, μάζας και θερμότητας, οπότε η τυρβώδης ροή είναι σε χαμηλά επίπεδα και μπορούμε να εφαρμόσουμε νόμους αναλογικά με τη μοριακή διάχυση σε στρωτές ροές.

Το στρώμα ανάμειξης (0,5-2,5 km) χαρακτηρίζεται από τυρβώδη ροή που οφείλεται στην κατακόρυφη κίνηση και ανάμειξη αερίων μαζών διαφορετικής προέλευσης. Η μεταφορά θερμότητας (υγρασίας, ορμής, μάζας) από το θερμό έδαφος προς τις αέριες μάζες και η ψύξη

λόγω ακτινοβολίας προκαλούν στροβίλους (eddies). Αρχικά, αέριες μάζες (thermals) θερμαινόμενες από το έδαφος ανέρχονται και ψύχονται, δημιουργώντας με τη σειρά τους λόγω συνέχειας ροές ψυχρού αέρα που κατέρχονται για να αναπληρώσουν τον θερμό ανερχόμενο, οι οποίες με τη σειρά τους ανέρχονται θερμαινόμενες δημιουργώντας έναν κυκλικό μηχανισμό. Η μεταφορά της θερμότητας που γίνεται με αυτόν τον τρόπο ονομάζεται ροή αισθητής θερμότητας. Το στρώμα αυτό έχει σχεδόν ομοιόμορφη κατανομή δυναμικής θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας, και η θερμοβαθμίδα του πλησιάζει την ξηρή αδιαβατική.

Μεταξύ στρώματος ανάμειξης και ελεύθερης τροπόσφαιρας βρίσκεται μια περιοχή παράσυρσης (entrainment zone) όπου παρατηρείται διατμητικός άνεμος που συμβάλει στη δημιουργία τυρβώδους ροής και ανακόπτεται η άνοδος των θερμών αερίων μαζών. Εκεί συνήθως παρατηρείται θερμοκρασιακή αναστροφή και πιθανός σχηματισμός νεφών.

Οι ροές θερμού αέρα μπορούν να ανέρχονται είτε λόγω ελεύθερης συναγωγής (άνωση) είτε εξαναγκασμένης συναγωγής (λόγω φυσικού ή τεχνητού ανάγλυφου της γήινης επιφάνειας).

Η διάμετρός τους είναι της τάξης των 100μ τις πρωινές ώρες, μέχρι και 1-2km αργά το απόγευμα. Η έντασή τους σχετίζεται με το γεωγραφικό πλάτος και είναι ανάλογη με τις θερμοκρασιακές διακυμάνσεις κατά τη διάρκεια της ημέρας. Μισή ώρα πριν τη δύση του Ήλιου σταματά η κατακόρυφη ροή αερίων μαζών και ο στροβιλισμός εντός του ΑΟΣ, οπότε το στρώμα ανάμειξης καταπίπτει στο έδαφος και δημιουργεί το σταθερό οριακό στρώμα.

Το σταθερό οριακό στρώμα δημιουργείται κατά τη διάρκεια της νύχτας όταν παύει η θέρμανση του εδάφους και το έδαφος γίνεται ψυχρότερο από τον αέρα, ή στην περίπτωση οριζόντιας μεταφοράς θερμότερου αέρα πάνω από ψυχρότερο έδαφος. Το ύψος του αυξάνεται λόγω διαρκούς ψύξης του εδάφους, μεγιστοποιείται τις πρωινές ώρες και επηρεάζεται από παράγοντες όπως ψύξη λόγω ακτινοβολίας, κατάπτωση, οριζόντια μεταφορά, μορφολογία επιφάνειας, αναταρακτικές κινήσεις, κ.ά. Συχνά εμφανίζεται και το φαινόμενο θερμοκρασιακής αναστροφής όπου η θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος.

Το εναπομένον στρώμα είναι αυτό που δημιουργείται μεταξύ του σταθερού οριακού στρώματος και της περιοχής παράσυρσης και έχει χαρακτηριστικά (θερμοκρασία, υγρασία, ρύποι) ίδια με το στρώμα ανάμειξης που κατέπεσε στο έδαφος προηγουμένως. Το στρώμα αυτό είναι ουδέτερα στρωματοποιημένο και οι αναταρακτικές κινήσεις που παρατηρούνται σε αυτό είναι ομοιόμορφες προς όλες τις κατευθύνσεις, με αποτέλεσμα την ομοιόμορφη διάχυση των ρύπων μέσα σε αυτό.

#### **2.1.4 Χρονική συμπεριφορά ΑΟΣ**

Στην περιοχή παράσυρσης εμφανίζεται θερμοκρασιακή αναστροφή που παγιδεύει την επιφανειακή ροή θερμότητας και εξάτμιση στο ΑΟΣ (Stull, Meteorology for Scientists and

Engineers). Κατά συνέπεια, υπάρχει συγκέντρωση θερμότητας εντός του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας ή όποτε η επιφάνεια είναι θερμότερη του αέρα. Αντιθέτως, κατά τη διάρκεια της νύχτας ή όποτε η επιφάνεια είναι ψυχρότερη του αέρα δημιουργούνται απώλειες θερμότητας. Συνεπώς η θερμοκρασιακή δομή του ΑΟΣ εξαρτάται από τη συσσωρευμένη θέρμανση ή ψύξη.

Κατά τη διάρκεια ξάστερων χειμερινών νυκτών, η μεγαλύτερη διάρκεια της νύχτας και απώλεια θερμότητας απουσία νεφών προκαλούν μεγαλύτερες πτώσεις θερμοκρασίας από συνεφιασμένες καλοκαιρινές νύχτες. Η συσσωρευμένη επίδραση είναι μεγαλύτερης σημασίας από τη στιγμιαία ροή θερμότητας, το οποίο συνεπάγεται ότι η συμπεριφορά του ΑΟΣ δε μεταβάλλεται μόνο κατά τη διάρκεια της ημέρας αλλά και κατά τη διάρκεια του χρόνου.

Όπως είδαμε στο προηγούμενο κεφάλαιο, κατά τη διάρκεια της ημέρας οι θερμαινόμενες μάζες (thermals) ανέρχονται από το ασταθές επιφανειακό στρώμα στο χαμηλότερο σημείο του στρώματος ανάμειξης μέχρι τη ζώνη παγίδευσης. Αυτές οι θερμικές κινήσεις προκαλούν ισχυρή τυρβώδη ροή και αναμιγνύουν κατακόρυφα μάζες αέρα, αερολύματα και κατανομές υγρασίας και δυναμικής θερμοκρασίας. Όλο το στρώμα ανάμειξης, το επιφανειακό στρώμα και το κατώτερο τμήμα της ζώνης παγίδευσης είναι στατικά ασταθή. Τα αερολύματα εντός του στρώματος ανάμειξης δεν μπορούν να διαπεράσουν τη ζώνη παγίδευσης, αλλά ξηρός καθαρός ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να εισέλθει στη ζώνη ανάμειξης.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, το κατώτερο μέρος του στρώματος ανάμειξης ψύχεται επαγωγικά από την επαφή του με το έδαφος και σχηματίζεται το σταθερό ΑΟΣ, του οποίου το κατώτερο μέρος είναι το επιφανειακό στρώμα. Πάνω από το σταθερό ΑΟΣ βρίσκεται το εναπομένον στρώμα που διατηρεί τα χαρακτηριστικά του στρώματος ανάμειξης της προηγούμενης ημέρας. Τέλος, πάνω από αυτό βρίσκεται το σταθερό απομεινάρι της ζώνης παγίδευσης που εμφανίζει τη θερμοκρασιακή αναστροφή.

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού σε μεσαία και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη οι μέρες είναι μεγαλύτερες από τις νύχτες και έχουμε μεγαλύτερη θέρμανση κατά την ημέρα παρά ψύξη τη νύχτα. Κάθε 24 ώρες έχουμε υψηλότερη θερμοκρασία από πριν και το στρώμα ανάμειξης μεγεθύνεται πέραν του εναπομένου στρώματος. Κατά τη νύχτα, λόγω ψύξης δημιουργείται ένα ρηχό σταθερό ΑΟΣ κοντά στο έδαφος, αφήνοντας όμως ένα παχύ εναπομένον στρώμα στη μέση του ΑΟΣ.

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα έχουμε το αντίστροφο φαινόμενο: κατά τις μεγάλες νύχτες έχουμε περισσότερη ψύξη παρά θέρμανση κατά την ημέρα, οπότε κυριαρχούν σταθερά ΑΟΣ και κάθε 24 ώρες έχουμε πτώση στη θερμοκρασία. Το εναπομένον στρώμα που δημιουργείται νωρίς τη νύχτα γρήγορα δίνει τη θέση του στο αναπτυσσόμενο σταθερό ΑΟΣ.

### 2.1.5 Ύψος ανάμειξης

Το ύψος του στρώματος ανάμειξης  $h$  είναι μια σημαντική παράμετρος στην κατανόηση των διαδικασιών μεταφοράς στην τροπόσφαιρα, της ρύπανσης και της αλλαγής κλίματος και καιρού. Επηρεάζει τη συγκέντρωση αέριων ρυπαντών κοντά στην επιφάνεια διότι καθορίζει τον όγκο στον οποίο μπορούν να διασκορπιστούν λόγω τυρβώδους ροής, η οποία είναι εντονότερη στο στρώμα ανάμειξης και εντονότερη της μοριακής μεταβίβασης. Καθώς η ατμοσφαιρική ρύπανση χειροτερεύει εξαιτίας της οικονομικής ανάπτυξης, ειδικά σε αναπτυσσόμενες χώρες, ο καθορισμός του  $h$  γίνεται απαραίτητος για την κοινότητα της περιβαλλοντικής επιστήμης.

Έχουν προταθεί πολλές μέθοδοι για τον καθορισμό του  $h$  βασιζόμενες στη μελέτη διαφόρων φυσικών μεγεθών που εμφανίζονται στις κατατομές της ατμόσφαιρας που λαμβάνουμε από διαφορετικές μεθόδους παρατήρησης όπως ραδιοβολήσεις, LIDAR, ceilometers, κ.ά. Οι διάφορες μέθοδοι βασίζονται στην παρατήρηση, μεταξύ άλλων, της δυναμικής θερμοκρασίας  $\theta$ , της σχετικής υγρασίας RH, της ειδικής υγρασίας  $q$  και της ατμοσφαιρικής διαθλαστικότητας  $N$  (Tsaknakis et al 2001, Flamant et al 1996, Menut et al 1999). Ωστόσο, έχουν παρατηρηθεί σημαντικές διαφορές στα αποτελέσματα που προκύπτουν από αυτές, που σχετίζονται με την ασυνέπεια μεταξύ των κατατομών θερμοκρασίας και υγρασίας σε ένα όχι καλά αναμεμιγμένο οριακό στρώμα, τη μεταβαλλόμενη μετρητική δυνατότητα της ειδικής θερμότητας και διαθλαστικότητας καθ' ύψος, το σφάλμα μέτρησης των οργάνων υγρασίας όταν βρίσκονται εντός νεφών, καθώς και τη γενικότερη ύπαρξη νεφών.

## 2.2 Ορισμοί Ri, $\theta$ & RH

Ο Bulk Richardson Number (BRN, Ri) είναι ένας αδιάστατος λόγος που δείχνει δυναμική σταθερότητα και σχηματισμό στροβιλισμού (Stull, 1999):

$$Ri = \frac{g \cdot \Delta\theta \cdot \Delta z}{T \cdot [(\Delta U)^2 + (\Delta V)^2]}$$

όπου  $T$  πραγματική απόλυτη θερμοκρασία,  $\Delta z$  πάχος στρωμάτωσης,  $\Delta\theta$  πραγματική δυναμική θερμοκρασία και  $\Delta U/\Delta V$  οριζόντιες συνιστώσες ταχύτητας ανέμου στην στρωμάτωση.

Ως σχετική υγρασία ονομάζεται η αναλογία του πραγματικού ποσού υδρατμών στον αέρα σε σχέση με το ποσό κορεσμού σε εκείνη τη θερμοκρασία:

$$\frac{RH}{100\%} = \frac{\rho}{\rho_0}$$

Η σχετική υγρασία υποδεικνύει το ποσό καθαρής εφικτής εξάτμισης στον αέρα, ασχέτως της θερμοκρασίας. Για  $RH=1$  δε γίνεται καθαρή εξάτμιση διότι ο αέρας είναι ήδη κορεσμένος.

Η δυναμική θερμοκρασία μιας κυψελίδας αέρα είναι η θερμοκρασία που αυτή θα είχε αν κινούνταν κατακόρυφα και αδιαβατικά προς ένα σημείο κοντά στο έδαφος με πίεση αναφοράς 1atm:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{P_0}{P}\right)^{R/c} = T + \Gamma_\delta \cdot z$$

# Κεφάλαιο 3

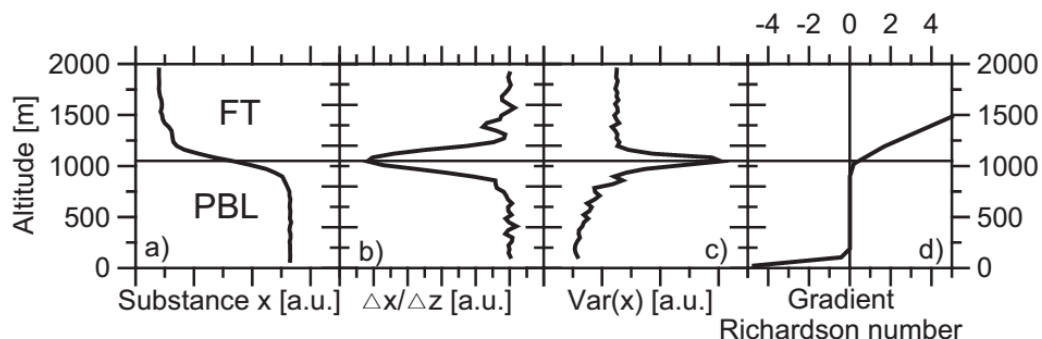
## 3.1 Κριτήρια επιλογής ύψους ανάμειξης του ΑΟΣ

Το μέσο ύψος  $h$  βρίσκεται στη μέση της περιοχής παράσυρσης όπου βρίσκονται οι εντονότερες βαθμίδες στις κατακόρυφες κατατομές θερμοκρασίας, υγρασίας και ρυπαντών. Για τη διακρίβωση του ύψους  $h$ , συνήθως χρησιμοποιείται η κατατομή δυναμικής θερμοκρασίας, η οποία καταδεικνύει ατμοσφαιρική στατική σταθερότητα και επηρεάζει σημαντικά τη διάχυση ρυπαντών. Λαμβάνοντας υπόψη το πάχος της περιοχής παράσυρσης, θεωρούμε ότι η κορυφή του στρώματος ανάμειξης είναι στο ύψος της μέγιστης βαθμίδας της  $\theta$  στην κατατομή, αντί για τη βάση αναστροφής. Το ύψος του στρώματος ανάμειξης που λαμβάνεται από το  $\theta$  αναφέρεται σαν  $h_{\theta}$  και αναπαριστά τη μετάβαση από μια μεταγωγικά λιγότερο σταθερή περιοχή σε μια σταθερότερη. Οι υδρατμοί λειτουργούν σαν δείκτης της κατάστασης ατμοσφαιρικής διασποράς που περιέχει και ενοποιεί τα αποτελέσματα των φυσικών ατμοσφαιρικών δυνάμεων (θερμικών και μηχανικών) πάνω σε διασπορά ουσιών. Το ύψος  $h$  μπορεί να εκτιμηθεί σαν το ύψος της χαμηλότερης κατακόρυφης βαθμίδας σχετικής ή ειδικής υγρασίας με σημαντική μείωση στην ατμοσφαιρική υγρασία.

Πιο αναλυτικά, τρεις από τις μεθόδους προσδιορισμού του ύψους ΑΟΣ είναι η μέθοδος βαθμίδας, η μέθοδος διακύμανσης και η μέθοδος GRN (Baars, 2007). Στη μέθοδο βαθμίδας, αλλαγές στο κατακόρυφο προφίλ ενός ικνηλάτη (αερολύματα, υδρατμοί) ερμηνεύονται ως ενδείξεις μεταβολής μάζας αέρα κατά ύψος. Η πρώτη σημαντική βαθμίδα ερμηνεύεται ως η κορυφή του ΑΟΣ (Εικόνα 2b). Στη μέθοδο διακύμανσης, σαν κορυφή του ΑΟΣ λαμβάνεται το ύψος όπου η διακύμανση της μετρούμενης ατμοσφαιρικής ποσότητας στη ζώνη μετάβασης μεταξύ ελεύθερης τροπόσφαιρας και ΑΟΣ λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της (Εικόνα 2c). Στη μέθοδο GRN (Gradient Richardson Number) αναλύονται οι δυνάμεις που προκαλούν τυρβώδη ροή.

Ως GRN  $Ri = \left(\frac{g}{\theta} \frac{\Delta\theta}{\Delta z}\right) / \left(\frac{\Delta u}{\Delta z}\right)^2$  ορίζεται ο λόγος μεταξύ της βαθμίδας πλευστότητας και της αρνητικής τιμής του όρου διάτμησης, όπου  $u$  η οριζόντια συνιστώσα του ανέμου και θεωρούμε οριζόντια ομοιογένεια. Αρνητικές τιμές  $Ri$  δείχνουν ελεύθερη επαγωγή θερμότητας, μικρές θετικές τιμές δείχνουν εξαναγκασμένη επαγωγή και μεγάλες θετικές τιμές δείχνουν συνθήκες στρωτής ροής. Συνεπώς, μια κρίσιμη τιμή  $Ri$  μεταξύ 0,25 και 10 δείχνει τη μετάβαση μεταξύ στρωτής και τυρβώδους ροής, και ως κορυφή του ΑΟΣ θεωρείται το ύψος όπου η ροή αλλάζει για πρώτη φορά από τυρβώδη σε στρωτή (Εικόνα 2d). Σε αντίθεση με τη μέθοδο διακύμανσης, αυτή η τεχνική μπορεί να εφαρμοστεί σε μεθόδους παρατήρησης με χαμηλή χρονική διακριτότητα, όπως οι ραδιοβολήσεις, ή σε μοντέλα αριθμητικής πρόγνωσης του καιρού. Ωστόσο, η μέθοδος αυτή μπορεί να είναι αρκετά περίπλοκη λόγω δυσκολίας καθορισμού του

ελάχιστου της βαθμίδας ή λόγω ύπαρξης περισσότερων του ενός ελαχίστων σε μια ευρύτερη κατακόρυφη απόσταση. Για αυτόν το λόγο πρέπει κανείς να μελετά ταυτόχρονα τη χρονική κατανομή των στρωμάτων των αερολυμάτων και των υψομέτρων όπου παρατηρούνται τοπικά ελάχιστα.



Εικόνα 2: Κατακόρυφη κατανομή μιας ατμοσφαιρικής ποσότητας στο ΑΟΣ και την ελεύθερη τροπόσφαιρα: a) Εξιδανικευμένο b) με τη μέθοδο βαθμίδας c) με τη μέθοδο διακύμανσης d) με τη μέθοδο GRN (Baars, 2007).

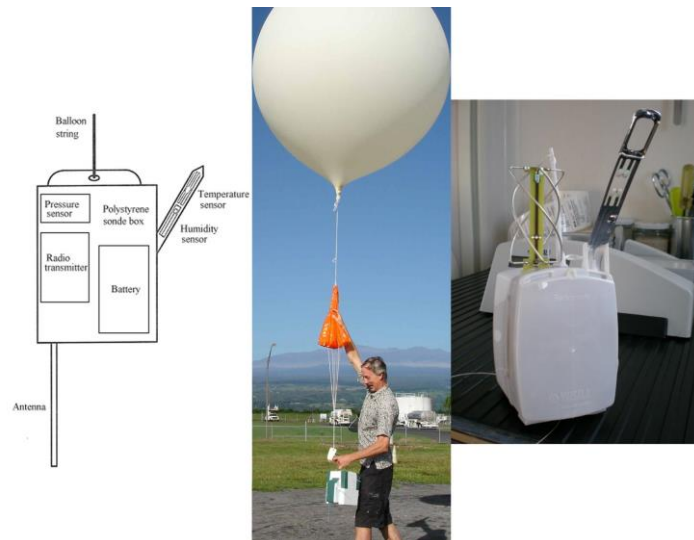
## 3.2 Τεχνική ραδιοβόλισης

### 3.2.1 Αρχή λειτουργίας ραδιοβόλισης

Η ραδιοβολίδα είναι όργανο τηλεμετρίας που φέρεται στην ατμόσφαιρα συνήθως μέσω ενός μετεωρολογικού μπαλονιού και μετρά διάφορες ατμοσφαιρικές παραμέτρους, τις οποίες εκπέμπει πίσω στον παρατηρητή εδάφους. Σύγχρονες ραδιοβολίδες καταμετρούν ή υπολογίζουν διάφορες μεταβλητές όπως: υψόμετρο, ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία, σχετική υγρασία, ταχύτητα και κατεύθυνση ανέμου, κ.ά. (Εικόνες 3α και 3γ).

Ένα ελαστικό μπαλόνι από καουτσούκ ή latex γεμάτο ήλιο ή υδρογόνο (Εικόνα 3β) ανυψώνει τη ραδιοβολίδα στην ατμόσφαιρα. Το μέγιστο υψόμετρο που θα ανέλθει καθορίζεται από τη διάμετρο και το πάχος του τοιχώματος του μπαλονιού. Καθώς το μπαλόνι ανέρχεται, η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται προκαλώντας τη διόγκωση του μπαλονιού, μέχρι που το τοίχωμά του σκίζεται. Μετά το σκάσιμο, ένα μικρό αλεξίπτωτο βοηθά στην ελεγχόμενη κάθοδο της βολίδας κατά μήκος της γραμμής πρόσδεσής της προς το έδαφος. Μια μέση πτήση συνήθως ανέρχεται στα 20km και διαρκεί 60 με 90 λεπτά, με μέγιστο καταγεγραμμένο υψόμετρο τα 47 km.





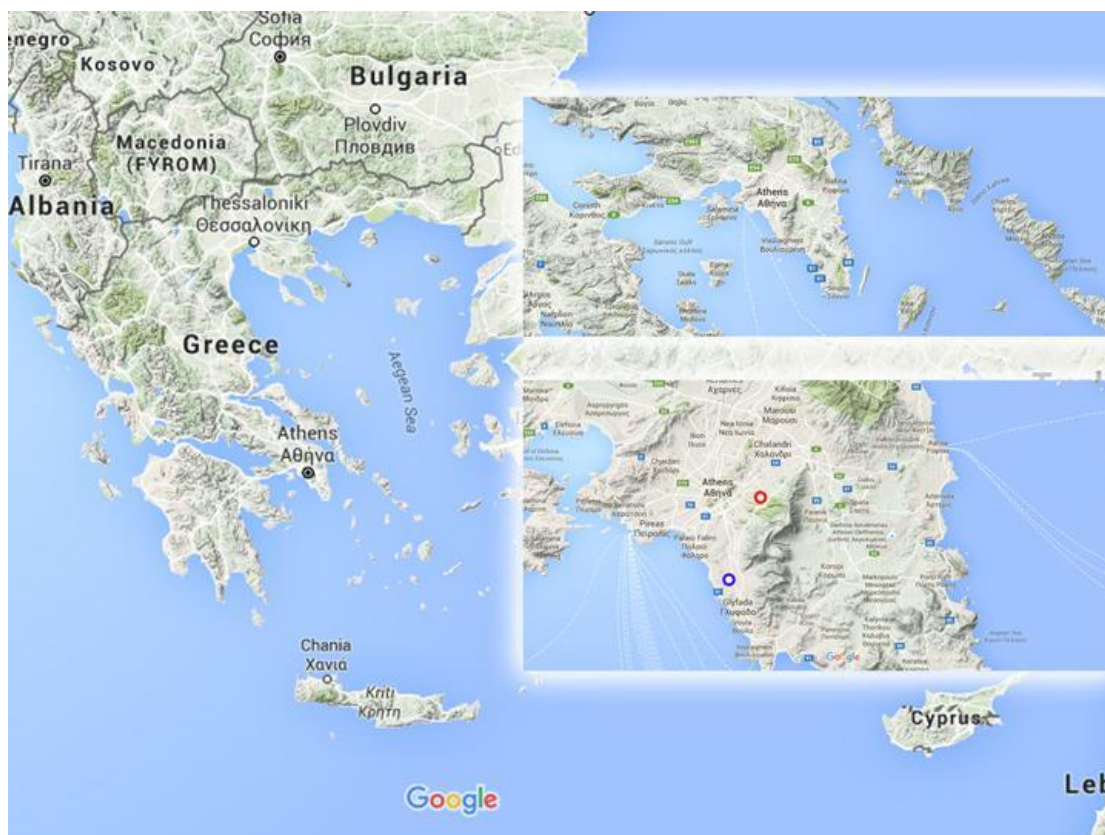
Εικόνα 3: (αριστερά) Διάγραμμα ραδιοβολίδας (μέση) Μπαλόνη με αλεξίπτωτο και ραδιοβολίδα κατά τη διάρκεια απογείωσης (δεξιά) Φωτογραφία ραδιοβολίδας.

Οι σύγχρονες ραδιοβολίδες επικοινωνούν ασύρματα με υπολογιστή στο έδαφος που καταγράφει όλα τα δεδομένα σε πραγματικό χρόνο. Αρχικά η εκτιμήσεις ανέμου γίνονταν από το έδαφος με τη βοήθεια θεοδόλιχου, αλλά με την έλευση του ραντάρ και του GPS η διαδικασία απλοποιήθηκε και η ακρίβεια βελτιώθηκε. Η χωρική ακρίβεια των μετρήσεων είναι της τάξης των 20 m και η χρονική ακρίβεια 0.4-2.5 s. Η μέτρηση έχει ακρίβεια πίεσης < 1hPa, ακρίβεια θερμοκρασίας <0.5 K και ακρίβεια σχετικής υγρασίας < 5%.

Παγκοσμίως υπάρχουν πάνω από 800 σημεία εκτόξευσης ραδιοβολίδων σε διάφορες χώρες που μοιράζονται τα δεδομένα μέσω διεθνών συμφωνιών. Σχεδόν όλες οι εκτοξεύσεις γίνονται εντός 45 λεπτών πριν των επίσημων ωρών παρατήρησης 00:00 και 12:00 UTC για να δημιουργείται μια στιγμιαία ημερήσια απεικόνιση της ατμόσφαιρας που βοηθά εξαιρετικά στην αριθμητική μοντελοποίηση. Μετεωρολόγοι μπορούν να μελετήσουν τα δεδομένα με γραφικό τρόπο, σχεδιασμένα σε θερμοδυναμικά διαγράμματα Skew-T log-P, T-Φ, και Stüve, όλα χρήσιμα για την ερμηνεία των κατακόρυφων ατμοσφαιρικών κατατομών θερμοκρασίας και υγρασίας, καθώς και της κατατομής της κινηματικής ανέμου. Κατά τη διάρκεια της πτήσης της η βολίδα μπορεί να μετακινηθεί οριζόντια κατά πολλές εκατοντάδες χιλιόμετρα, αλλά κάτι τέτοιο δε φαίνεται να επηρεάζει σημαντικά τις μετρήσεις εκτός από περιοχές με ισχυρά ρεύματα στην στρατόσφαιρα.

Στην περίπτωση της Ελλάδας εκτελούνταν καθημερινά ραδιοβολίσεις μεταξύ των ετών 2002-2012 στην έδρα της EMY στο Ελληνικό (37.88° N, 23.73° E, 10 m MSL), στις 00:00 και 12:00 (Εικόνα 3). Η βολίδα ήταν τύπου PTU Loran-C της Vaisala και οι μεταβλητές που κατέγραφε ήταν: υψόμετρο, ατμοσφαιρική πίεση, θερμοκρασία, δυναμική θερμοκρασία, εικονική δυναμική θερμοκρασία, σχετική υγρασία, αναλογία μείγματος, σημείο δρόσου, ταχύτητα και κατεύθυνση ανέμου, Bulk Richardson Number και Gradient Richardson Number. Τα δεδομένα

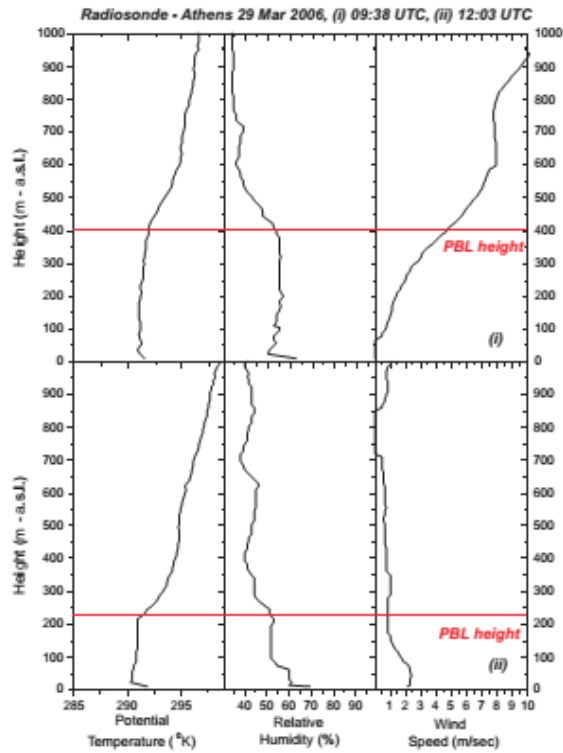
αυτά καταγράφονταν σε αρχεία ptu και wnd σε raw μορφή με επιπλέον δεδομένα metadata που αφορούσαν τη διαδικασία και τις συνθήκες της μέτρησης.



Εικόνα 4: Τοποθεσία ραδιοβολίσεων στην έδρα της ΕΜΥ στο Ελληνικό (μπλε κύκλος) & τοποθεσία συστήματος LIDAR στην Πολυτεχνειούπολη (κόκκινος κύκλος).

### 3.2.2 Χρήση δεδομένων ραδιοβόλισης

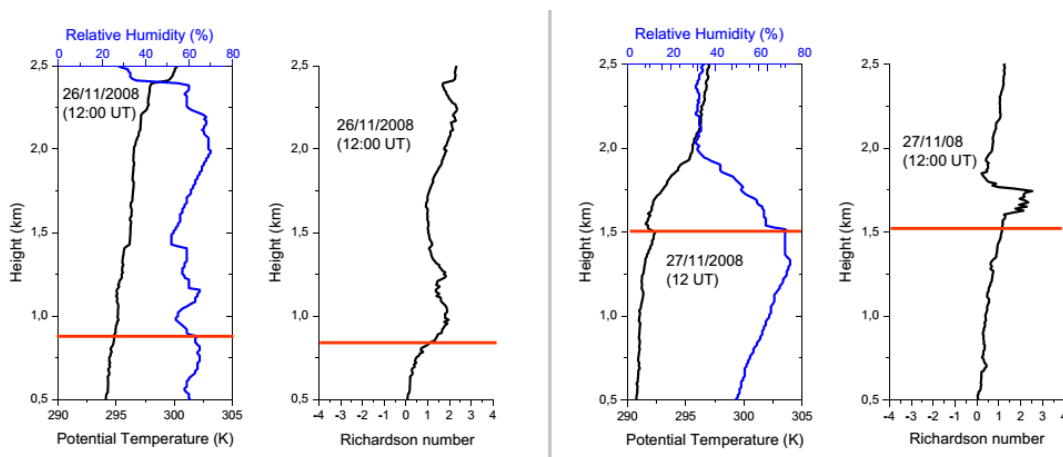
Ο προσδιορισμός του ύψους του ΑΟΣ, ή της μετάβασης από το ΑΟΣ στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, με βάση τα δεδομένα μιας ραδιοβόλισης μπορεί να γίνει βάσει κάποιων εκ των τριών μεθόδων (βαθμίδας/διακύμανσης GRN) που αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 3.1. Οι συνηθέστερες μέθοδοι που χρησιμοποιούνται είναι οι βαθμίδες RH και δυναμικής θερμοκρασίας, η βαθμίδα ανέμου, και η βαθμίδα του Ri (GRN):



Εικόνα 5: Δυναμική θερμοκρασία, σχετική υγρασία και ταχύτητα ανέμου από κατατομή ραδιοβόλισης - Αθήνα 29/3/2006, 9:38 & 12:03 (Amiridis et al., 2007).

Στην Εικόνα 5 φαίνεται με κόκκινο το ύψος PBL που τέμνει το διάγραμμα δυναμικής θερμοκρασίας στο πρώτο σημαντικό σημείο καμψής από το έδαφος (μέθοδος βαθμίδας) και το διάγραμμα σχετικής υγρασίας στο σημείο μέγιστης διακύμανσης.

Οι τρεις μέθοδοι (θ/RH/GRN) δίνουν παρόμοια, αλλά με μικρές αποκλίσεις λόγω ορισμού, όπως φαίνεται στην Εικόνα 6:



Εικόνα 6: Κατατομή δυναμικής θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας συγκριτικά με GRN - Αθήνα 26 & 27/11/2008, 12:00 (Tsaknakis et al., 2011).

Γνωρίζοντας την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας μπορούμε να υπολογίζουμε τη δυναμική θερμοκρασία από την εξίσωση (4.7). Η μετάβαση από το ΑΟΣ στην ελεύθερη τροπόσφαιρα φαίνεται από αλλαγή στη βαθμίδα της θερμοκρασίας και πιο συγκεκριμένα από απότομη αλλαγή στην κλίση της δυναμικής θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Η αλλαγή στην κλίση της σχετικής υγρασίας οφείλεται στην παγίδευση υδρατμών στο ΑΟΣ λόγω θερμοκρασιακής αναστροφής στην κορυφή του.

## 3.3 Τεχνική LIDAR

### 3.3.1 Αρχή λειτουργίας τεχνικής LIDAR

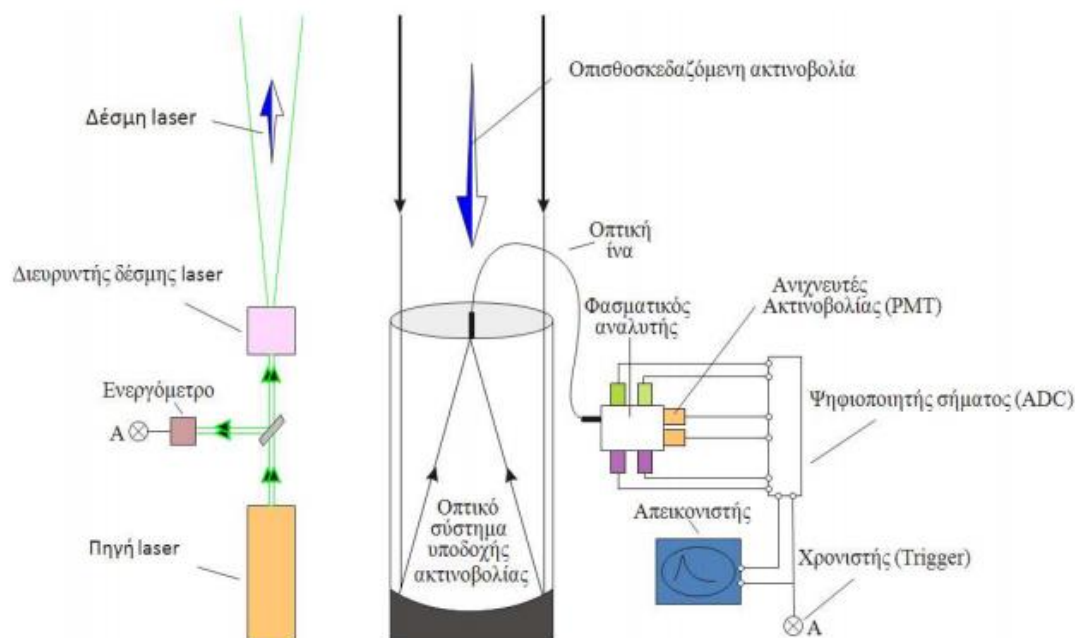
Οι τεχνικές της ενεργούς τηλεπισκόπησης, και πιο συγκεκριμένα το σύστημα απομακρυσμένης ανίχνευσης LIDAR, χρησιμοποιούνται πλέον όλο και περισσότερο στη μελέτη του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος και των διάφορων χαρακτηριστικών του, όπως η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου, της σχετικής υγρασίας, των στροβιλισμών κλπ. Οι κατατομές αυτές παρέχονται από συστήματα διαφόρων προδιαγραφών ανάλογα με το αντικείμενο παρατήρησης, και μπορούν να εγκατασταθούν στο έδαφος, σε αεροσκάφη και δορυφόρους.

Ο όρος LIDAR είναι αρχικά του Light Detection And Reading, ανίχνευση και ερμηνεία φωτός. Η λειτουργία της τεχνικής αυτής βασίζεται στην εκπομπή και μετάδοση ενός παλμού laser στην ατμόσφαιρα, την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας αυτής με τα συστατικά της ατμόσφαιρας, και τέλος, στην ανίχνευση μέρους της ακτινοβολίας που επιστρέφει, από ένα κατάλληλο ανιχνευτικό σύστημα. Από την επεξεργασία του ανιχνευόμενου σήματος LIDAR συλλέγονται πληροφορίες για το είδος του σκευαστή, τη σύστασή του, την απόστασή του από το σημείο εκπομπής των παλμών laser, καθώς επίσης και την χωρική και χρονική του κατανομή.

Η βασική αρχή λειτουργίας της τεχνικής LIDAR παρουσιάζεται στην Εικόνα 7 (Kokkalis, 2014). Το σύστημα LIDAR αποτελείται από δύο τμήματα, έναν πομπό (αριστερά) και ένα δέκτη (δεξιά). Βραχείς παλμοί φωτός με μικρή διάρκεια παλμού (μερικά fs έως δεκάδες ns) και συγκεκριμένου φασματικού εύρους παράγονται από ένα σύστημα laser και περνούν από ένα διευρυντή δέσμης, ο οποίος μειώνει την απόκλιση της πριν αυτή σταλεί στην ατμόσφαιρα.

Ο δέκτης αποτελείται από ένα τηλεσκόπιο που συλλέγει τα οπισθοσκεδαζόμενα από τα ατμοσφαιρικά μόρια και σωματίδια φωτόνια. Ένα σύστημα οπτικής ανάλυσης διαχωρίζει φασματικά τα λαμβανόμενα φωτόνια σε διάφορα μήκη κύματος ή καταστάσεις πόλωσης και έπειτα οδηγούνται σε φωτοπολλαπλασιαστές (PMT/APD)

που μετατρέπουν το οπτικό σε ηλεκτρικό σήμα. Τέλος, το ηλεκτρικό σήμα καταγράφεται και επεξεργάζεται από υπολογιστή.



Εικόνα 7: Διάγραμμα λειτουργίας τεχνικής LIDAR (Weitkamp, 2005).

Η χωρική ακρίβεια μιας μέτρησης με την τεχνική LIDAR, καθορίζεται από την συχνότητα δειγματοληψίας των λαμβανόμενων σημάτων LIDAR. Συνήθως η συχνότητα δειγματοληψίας του σήματος LIDAR κυμαίνεται από 20 έως 40 MHz, που αντιστοιχεί σε κατακόρυφη χωρική ακρίβεια μέτρησης 3.5-7.5 m, ενώ τα μήκη κύματος των συστημάτων laser συνήθως εκτείνονται μεταξύ 250-11 μm. Σημαντική παράμετρο αποτελεί το φασματικό εύρος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας laser να είναι όσο το δυνατόν μικρότερο, έτσι ώστε να εξασφαλίζεται μια ακτινοβολία υψηλής μονοχρωματικότητας και κατά συνέπεια, μεγάλη ακρίβεια και ευαισθησία στις λαμβανόμενες μετρήσεις.

Τα πρώτα χρόνια χρησιμοποιούνταν κυρίως τα laser ρουβιδίου, αζώτου, ατμών χαλκού, και CO<sub>2</sub>, και από το '80 και έπειτα διαδόθηκαν τα υψηλής ισχύος excimer laser, και κυρίως το παλμικό Nd:YAG laser (1064 nm). Ο πολλαπλασιασμός της συχνότητας με μη γραμμικούς κρυστάλλους χρησιμοποιείται ευρέως για την μετατροπή της ακτινοβολίας του θεμελιώδους μήκους κύματος Nd:YAG laser στα 532, 355 και 266 nm. Η ένταση του λαμβανόμενου σήματος είναι ενδεικτική της συγκέντρωσης και της ενεργούς διατομής του σκεδαστή/απορροφητή και, γνωρίζοντας την ταχύτητα του φωτός, μπορούμε να υπολογίσουμε την απόστασή του από τον ανιχνευτή από τη σχέση:  $z = c \cdot t/2$ .

Οι βασικές μέθοδοι καταγραφής των σημάτων LIDAR είναι δυο, και χρησιμοποιούνται ανάλογα με την απόσταση: η αναλογική μέθοδος καταγραφής (<4-6 km) και η καταμέτρηση φωτονίων (> 6 km). Στην αναλογική μέθοδο καταγραφής τα φωτόνια της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας laser προσπίπτουν στη φωτοκάθοδο του PMT και τα παραγόμενα φωτοηλεκτρόνια πολλαπλασιάζονται μέσω δευτερογενούς εκπομπής ηλεκτρονίων από τις δυνόδους του φωτοπολλαπλασιαστή. Τα παραγόμενα ηλεκτρόνια προσπίπτουν στην άνοδο και παράγουν έναν παλμό εξόδου που αποτελείται από την υπέρθεση όλων των ξεχωριστά παραγόμενων παλμών. Ο παλμός εξόδου καταγράφεται σαν ρεύμα εξόδου του ανιχνευτή.

Στη μέθοδο καταμέτρησης φωτονίων τα φωτόνια ασθενών σημάτων LIDAR που προέρχονται από μεγάλες αποστάσεις προσπίπτουν στην φωτοκάθοδο με πολύ χαμηλούς χρονικά ρυθμούς με αποτέλεσμα τα παραγόμενα φωτοηλεκτρόνια να είναι πλέον χρονικά διακριτά και ανιχνεύσιμα. Έτσι ο αριθμός των παραγόμενων παλμών είναι ευθέως ανάλογος με την προσπίπτουσα φωτεινή ενέργεια του σήματος LIDAR. Η τεχνική καταμέτρησης φωτονίων έχει μεγαλύτερο λόγο ρεύματος προς θόρυβο (S/N) και σταθερότητα παραγόμενου σήματος (Whiteman et al., 1992; Newsom et al., 2009).

Οι διαφορετικοί τρόποι αλληλεπίδρασης της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας με τα υπό μελέτη συστατικά της ατμόσφαιρας οδήγησαν στην ανάπτυξη διαφορετικών τεχνικών LIDAR με απώτερο σκοπό την τηλεπισκόπηση διαφόρων ατμοσφαιρικών παραμέτρων ή συστατικών της. Οι διαφορετικές αυτές τεχνικές βασίζονται στη σκέδαση της ακτινοβολίας laser από τα ατμοσφαιρικά μόρια (σκέδαση Rayleigh & Raman), στη σκέδαση από τα αερολύματα (σκέδαση Mie), στη σκέδαση συντονισμού, στο φθορισμό, στη διαφορική απορρόφηση από τα μόρια της ατμόσφαιρας, καθώς και στη σκέδαση της πολωμένης ακτινοβολίας laser με αλλαγή της διεύθυνσης πόλωσης. Στη δική μας περίπτωση θα ασχοληθούμε μόνο με LIDAR ελαστικής οπισθοσκέδασης.

### **3.3.2 Τεχνική LIDAR ελαστικής οπισθοσκέδασης**

Η τεχνική της ελαστικής οπισθοσκέδασης αποτελεί τον κορμό των συστημάτων LIDAR και χρησιμοποιείται για την μελέτη των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα (Parayannis et al., 2005b; Mamouri et al., 2012; Ansmann et al., 2012), αλλά και των διαθλαστικών τους ιδιοτήτων που σχετίζονται με το ποσοστό υγρασίας τους. Η εκπεμπόμενη ενέργεια ανά παλμό σε ένα τέτοιο σύστημα πρέπει να είναι αρκετή έτσι ώστε να αντισταθμίζονται τυχόν απώλειες λόγω απορρόφησης ή διασποράς της ακτινοβολίας κατά τη διάδοσή της στην ατμόσφαιρα και το οπτικό σήμα που επιστρέφει (ίδιου μήκους κύματος με εκείνο που εκπέμφθηκε - ελαστική σκέδαση) να είναι αρκετά ισχυρό για την ανίχνευση και καταγραφή του. Τυπικές τιμές της εκπεμπόμενης ενέργειας laser κυμαίνονται από 0.1-1.5 Joule/παλμό με συχνότητα της τάξεως των 10-50 Hz. Το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας εξαρτάται από το είδος των

ατμοσφαιρικών συστατικών που επιθυμούμε να ανιχνεύσουμε και κυμαίνεται από το υπεριώδες έως το μέσο υπέρυθρο (0.2-12 μm).

Η εξίσωση οπισθοσκέδασης LIDAR για μονοχρωματική δέσμη laser μήκους κύματος  $\lambda$ , που εκπέμπεται κατακόρυφα και σε ατμοσφαιρική περιοχή στην οποία λαμβάνει χώρα αποκλειστικά μεμονωμένη ελαστική σκέδαση, δίνεται από τη σχέση:

$$P(z, \lambda) = \frac{E \cdot n(\lambda)}{z^2} \cdot O(z, \lambda) \cdot \beta(z, \lambda) \cdot \exp\left(-2 \int_0^z a(z, \lambda) dz\right)$$

Σχέση 1: Εξίσωση οπισθοσκέδασης LIDAR (Weitkamp, 2005)

όπου  $P$  η στιγμιαία ισχύς της δέσμης laser που ανιχνεύεται στον χρόνο  $t$  από απόσταση  $z$ ,  $\beta$  ο χωρικός συντελεστής οπισθοσκέδασης,  $\alpha$  ο χωρικός συντελεστής εξασθένησης. Ο όρος  $E$  αντιστοιχεί στην εκπεμπόμενη ισχύ του παλμού του laser. Ο όρος  $n$  περιέχει παραμέτρους που αφορούν την διάταξη LIDAR και περιγράφουν την απόδοση των οπτικών και ανιχνευτικών διατάξεων στο μήκος κύματος ανίχνευσης  $\lambda$ . Ο όρος  $O$ , εκφράζει την συνάρτηση πλήρους επικάλυψης της διάταξης στον οπτικό δρόμο καταγραφής του μήκους κύματος  $\lambda$ .

Στη Σχέση 1, στην περιοχή πλήρους επικάλυψης της δέσμης του laser και του οπτικού πεδίου του τηλεσκοπίου, ο όρος  $O$  παίρνει την τιμή της μονάδας. Λαμβάνοντας υπ' όψιν ότι η ατμόσφαιρα αποτελείται από μόρια και αιωρούμενα σωματίδια, μπορούμε να γράψουμε τους συντελεστές ελαστικής οπισθοσκέδασης και εξασθένησης ως αθροίσματα των αντίστοιχων μοριακών και σωματιδιακών συνεισφορών.

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν πολλές αναφορές που αφορούν στην ανάλυση του ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενου σήματος LIDAR, με χρήση τεχνικών αντιστροφής σήματος. Ο καταλληλότερος αλγόριθμος επεξεργασίας είναι η αναλυτική αντιστροφή του σήματος κατά Klett με προς τα πίσω ολοκλήρωση (Klett, 1981), και κατά Fernald με προς τα εμπρός ολοκλήρωση (Fernald, 1972). Η εξίσωση LIDAR, καθόσον μπορούν να προσδιοριστούν με μεγάλη ακρίβεια οι συντελεστές εξασθένησης και οπισθοσκέδασης, που αφορούν την μοριακή ατμόσφαιρα, περιέχει δύο αγνώστους: τους συντελεστές εξασθένησης και οπισθοσκέδασης των σωματιδίων. Έτσι, η επίλυσή της είναι αδύνατη. Για την επίλυση της διαφορικής εξίσωσης αυτής, πρέπει να θεωρηθεί μια επιπλέον σχέση μεταξύ των δύο παραμέτρων, που παραμένει σταθερή με την κατεύθυνση διάδοσης της ακτινοβολίας laser. Έτσι, ορίζεται ο λόγος LIDAR για τα αιωρούμενα σωματίδια  $s_{par} = \alpha_{par}(z, \lambda) / \beta_{par}(z, \lambda)$ , δηλαδή ο λόγος του συντελεστή εξασθένησης προς τον συντελεστή οπισθοσκέδασης των αερολυμάτων. Ο λόγος LIDAR είναι μια παράμετρος που εξαρτάται από το μήκος κύματος και γενικά δεν είναι σταθερός με το ύψος.

Στη χρήση της τεχνικής της ελαστικής οπισθοσκέδασης LIDAR, η εκ των προτέρων υπόθεση γνώσης της τιμής του λόγου LIDAR, καθώς και η υπόθεση ότι ο λόγος αυτός παραμένει σταθερός με το ύψος, αποτελούν την μεγαλύτερη πηγή αβεβαιότητας στην επίλυση της διαφορικής εξίσωσης του LIDAR ελαστικής οπισθοσκέδασης (Bösenberg, 1997). Μετά την

παραδοχή του σταθερού με το ύψος λόγου LIDAR, και για την περιοχή πλήρους επικάλυψης της δέσμης laser με το οπτικό πεδίο του τηλεσκοπίου, η εξίσωση LIDAR μπορεί να επιλυθεί ως προς τον συντελεστή οπισθοσκέδασης των αιωρούμενων σωματιδίων με μια επιπλέον παραδοχή που αφορά την σταθερά βαθμονόμησης του συστήματος. Συνήθως θεωρούμε μια περιοχική βαθμονόμησης του συντελεστή οπισθοσκέδασης των αιωρούμενων σωματιδίων στο λεγόμενο ύψος αναφοράς, που εξαρτάται από το λόγο του σήματος προς θόρυβο του κάθε συστήματος LIDAR. Στο ύψος αναφοράς, θεωρούμε ότι η ατμόσφαιρα είναι ελεύθερη από σωματίδια και η οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία προέρχεται μόνο από την συνεισφορά των ατμοσφαιρικών μορίων. Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης επομένως μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\beta_{par}(z, \lambda) = -\beta_{mol}(z, \lambda) + \frac{P(z, \lambda) \cdot z^2 \cdot \exp \left[ -2 \cdot (s_{par} - s_{mol}) \cdot \int_{z_0}^z \beta_{mol}(\zeta, \lambda) d\zeta \right]}{\frac{P(z, \lambda) \cdot z^2}{\beta_{par} + \beta_{mol}} - 2 \cdot s_{par} \cdot \int_{z_0}^z P(\zeta, \lambda) d\zeta \cdot \zeta^2 \cdot \exp \left[ -2 \cdot (s_{par} - s_{mol}) \cdot \int_{z_0}^{\zeta} \beta_{mol}(z', \lambda) dz' \right] d\zeta}$$

Σχέση 2: Σχέση συντελεστή οπισθοσκέδασης

Η πηγή όλων των περιορισμών έγκειται στο γεγονός ότι δύο φυσικές παράμετροι, ο συντελεστής εξασθένησης και ο συντελεστής οπισθοσκέδασης των αιωρούμενων σωματιδίων, πρέπει να υπολογιστούν από μία και μόνο μετρούμενη ποσότητα, το ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενο σήμα LIDAR.

### 3.3.3 Χρήση δεδομένων τεχνικής LIDAR

Όργανα τηλεπισκόπησης όπως η τεχνική LIDAR χρησιμοποιούν τα αερολύματα σαν ικνηθέτες των δυναμικών κινήσεων του ΑΟΣ. Η οπτική ισχύς που ανιχνεύεται από το σύστημα LIDAR είναι, μεταξύ των άλλων, ανάλογη της συγκέντρωσης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. Επειδή το στρώμα ανάμειξης έχει μεγαλύτερη συγκέντρωση υγρασίας και αερολυμάτων, προκαλώντας μεγαλύτερη διάθλαση της ακτινοβολίας laser από την ελεύθερη τροπόσφαιρα, το LIDAR μπορεί εύκολα να ανιχνεύσει το όριο μεταξύ των δυο στρωμάτων (Menut et al., 1999).

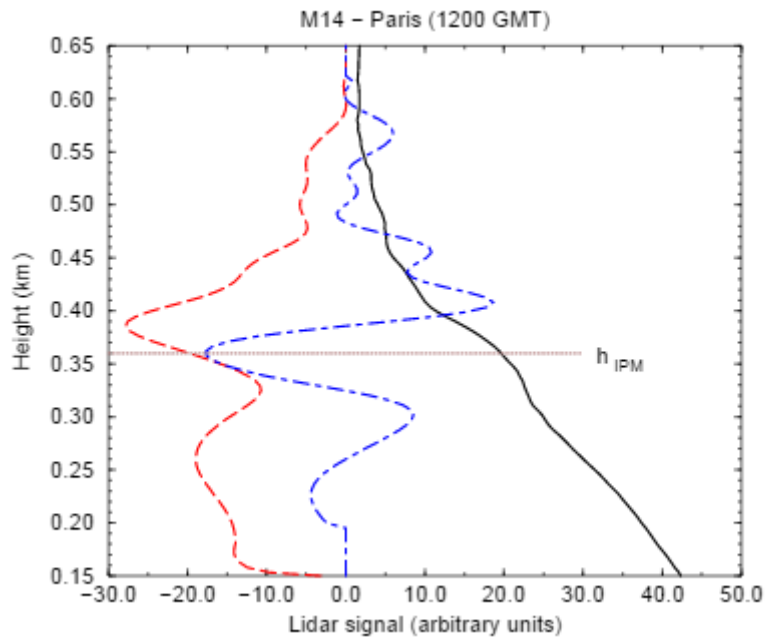
Μια άλλη μορφή της εξίσωσης οπισθοσκέδασης LIDAR δίνεται από τη σχέση:

$$RS(z, \lambda) = \frac{1}{r^2} c \cdot E \cdot (\beta_m(z, \lambda) + \beta_p(z, \lambda)) \cdot T^2(z, \lambda) + RS_0$$

Σχέση 3: Μορφή Β' εξίσωσης οπισθοσκέδασης LIDAR (Menut et al., 1999)

όπου RS το σήμα οπισθοσκέδασης, RS<sub>0</sub> θόρυβος υποβάθρου, c σταθερά συστήματος LIDAR, E η ισχύς εξόδου του συστήματος, T συντελεστής ατμοσφαιρικής διάδοσης, και β οι συντελεστές οπισθοσκέδασης σωματιδίων και μορίων. Το τετραγωνικά διορθωμένο σήμα RSCS ορίζεται ως  $RSCS = (RS - RS_0)r^2$ .





Εικόνα 8: Δείγμα μέσου προφίλ διορθωμένου σήματος RSCS (συνεχής γραμμή), φαίνονται η πρώτη (κόκκινη γραμμή) και δεύτερη βαθμίδα (μπλε γραμμή) του RSCS (Menuit et al., 1999).

Η ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος LIDAR είναι ευαίσθητη στη σχετική υγρασία, η οποία έχει παρατηρηθεί πως γενικά είναι μέγιστη στα ανερχόμενα ρεύματα στη ζώνη παράσυρσης και μπορεί να φτάσει τιμές μέχρι και 100 %. Κατά συνέπεια, το ύψος του ΑΟΣ σε αυτήν τη μελέτη καθορίζεται ως το ύψος όπου παρατηρείται μέγιστο στη βαθμίδα του σήματος LIDAR (Flamant et al., 1996) και ορίζει το ύψος του ΑΟΣ στη βάση της ζώνης μετάβασης ή την κορυφή του στρώματος ανάμειξης. Το ύψος του ΑΟΣ μπορεί επίσης να καθοριστεί σαν το ύψος όπου η δεύτερη βαθμίδα ως προς το υψόμετρο παίρνει την ελάχιστη κατ' απόλυτο τιμή της  $\partial^2 RSCS / \partial z^2$ , και ορίζεται σαν το μέσο της ζώνης μετάβασης (Menuit et al., 1999). Επειδή αυτή η μέθοδος είναι επιρρεπής σε θόρυβο απαιτείται υπολογισμός κάθετου μέσου όρου (Baars, 2007). Οι δυο αυτές μέθοδοι δίνουν παρόμοια αποτελέσματα.

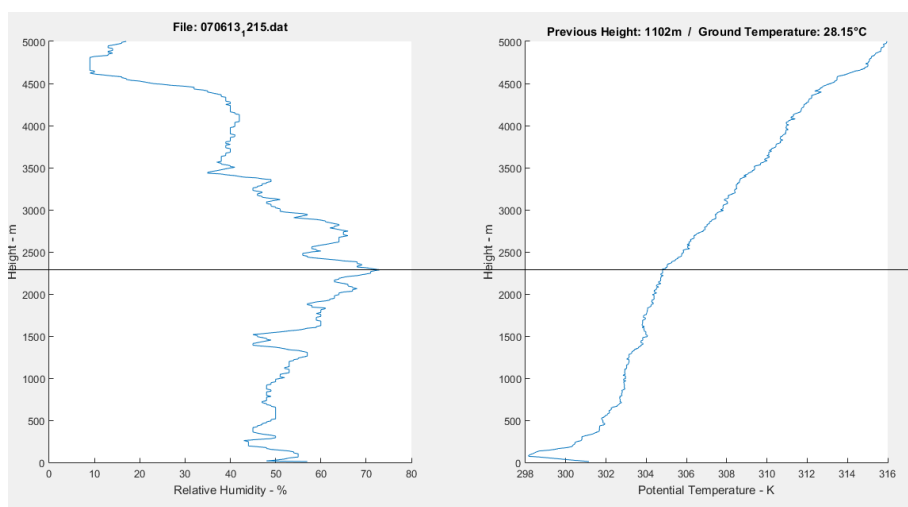
# Κεφάλαιο 4

## 4.1 Πειραματικά αποτελέσματα

### 4.1.1 Επεξεργασία μετρήσεων

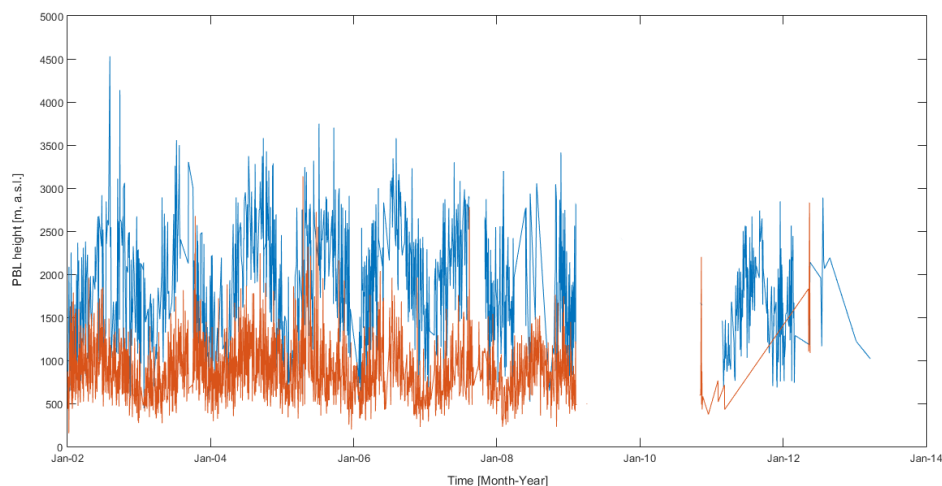
Τα καθημερινά αρχεία ραδιοβολίσεων (2506 ημερήσια/2411 νυχτερινά/4917 σύνολο) πάρθηκαν από την ΕΜΥ στη μορφή raw και μετατράπηκαν σε αρχεία dat που περιέχουν μόνο τα δεδομένα μετρήσεων για προσπέλαση. Με τη βοήθεια ειδικού κώδικα Matlab που αναπτύξαμε, δημιουργήθηκε ένας αλγόριθμος που άνοιγε διαδοχικά με χρονική συνέχεια ένα σύνολο αρχείων μετρήσεων και αναπαριστούσε για καθένα από αυτά δυο κατακόρυφα γραφήματα συναρτήσεως του ύψους ΑΟΣ, ένα της δυναμικής θερμοκρασίας και ένα της σχετικής υγρασίας, το ένα δίπλα στο άλλο (Εικόνα 6). Για την επιλογή του υψόμετρου λαμβάνονταν οι παρακάτω παράμετροι υπόψιν: το πρώτο από το έδαφος σημείο μεγαλύτερης βαθμίδας της δυναμικής θερμοκρασίας, η εντονότερη κορυφή σχετικής υγρασίας κοντά σε εκείνο το ύψος, η εποχή του χρόνου, η ώρα της ημέρας, η θερμοκρασία εδάφους, καθώς και το υψόμετρο της αμέσως προηγούμενης μέτρησης.

Το τελευταίο ήταν σημαντικό για την επιλογή των ημερήσιων υψομέτρων αφού θα έπρεπε να είναι οπωσδήποτε μεγαλύτερα από τα αμέσως προηγούμενα νυχτερινά. Όλα τα παραπάνω δεδομένα εμφανίζονταν στην οθόνη των διαγραμμάτων, και το υψόμετρο επιλεγόταν με την οριζόντια γραμμή του κέρσορα. Για παράδειγμα, στην Εικόνα 9 παρατηρούμε ότι στα 2300 m έχουμε τη μεγαλύτερη σημαντική βαθμίδα δυναμικής θερμοκρασίας, και στο ίδιο ύψος βρίσκουμε μια ευδιάκριτη κορυφή σχετικής υγρασίας, συνεπώς θα επιλέξουμε αυτό το ύψος για όριο του ΑΟΣ.



Εικόνα 9: Διάγραμμα ύψους ΑΟΣ συνάρτηση σχετικής υγρασίας/δυναμικής θερμοκρασίας.

Τα επιλεγμένα υψόμετρα καταγράφηκαν χρονολογικά σε μηνιαία αρχεία για να διευκολυνθεί η επεξεργασία τους και η γραφική αναπαράστασή τους. Από τα μηνιαία αρχεία έγινε απόρριψη των υψόμετρων που δεν είχαν αποδεκτές τιμές ύψους ΑΟΣ (500-5000m) ή όσων το BRN κατά Stull (1988) δεν είχε αποδεκτές τιμές (0.1-10). Τα αποδεκτά υψόμετρα (1185 ημερήσια/2038 νυχτερινά/3223 σύνολο) ταξινομήθηκαν με τη βοήθεια του Excel σε τρία αρχεία xlsx, ένα με ημερήσιες, ένα με νυχτερινές και ένα με όλες τις μετρήσεις. Με τη βοήθεια των φύλλων Excel και ειδικών τμημάτων κώδικα Matlab δημιουργήθηκε μια σειρά από χρονοδιαγράμματα, ιστογράμματα και ραβδογράμματα για τη στατιστική ανάλυση των δεδομένων της ραδιοβόλισης:



Εικόνα 10: Διάγραμμα ημερήσιων (μπλε) και νυχτερινών (πορτοκαλί) μετρήσεων ύψους ΑΟΣ συναρτήσει του χρόνου.

Στην Εικόνα 10 παρουσιάζουμε όλες τις αποδεκτές μετρήσεις που θα μελετήσουμε σε χρονική συνέχεια. Η ημερήσιες μετρήσεις βρίσκονται πάνω από τις νυχτερινές, πλην ελαχίστων εξαιρέσεων.

Μπορεί κανείς να διακρίνει τα παρακάτω προβλήματα:

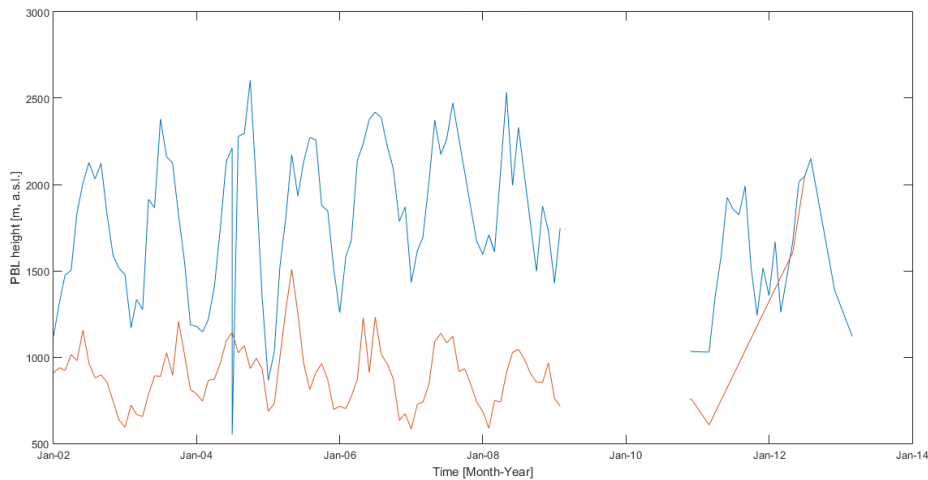
- έλλειψη δεδομένων μεταξύ 2009 και 2011
- έλλειψη νυχτερινών από το 2011 και μετά
- ασυνέπεια στις ημερήσιες μετρήσεις από το χειμώνα του 2012 και έπειτα
- ασυνέπεια στις ημερήσιες μετρήσεις κατά το καλοκαίρι του 2008
- ορισμένες υπερβολικές ημερήσιες κορυφές το καλοκαίρι του 2002
- ορισμένες υπερβολικές νυχτερινές κορυφές το καλοκαίρι το 2005.

Μπορεί κανείς να διακρίνει όμως εύκολα μια περιοδικότητα, και στους δυο άξονες:

- Κάθε χειμώνα εμφανίζονται ελάχιστα, ημέρες και νύχτες

- Κάθε καλοκαίρι εμφανίζονται μέγιστα, ημέρες και νύχτες
- Όλα τα μέγιστα των ημερήσιων καλοκαιρινών μετρήσεων είναι κάτω από 3500m
- Όλα τα ελάχιστα των νυχτερινών χειμερινών μετρήσεων είναι στα 500 m
- Η διακύμανση πλησιάζει την ημιτονοειδή συνάρτηση.

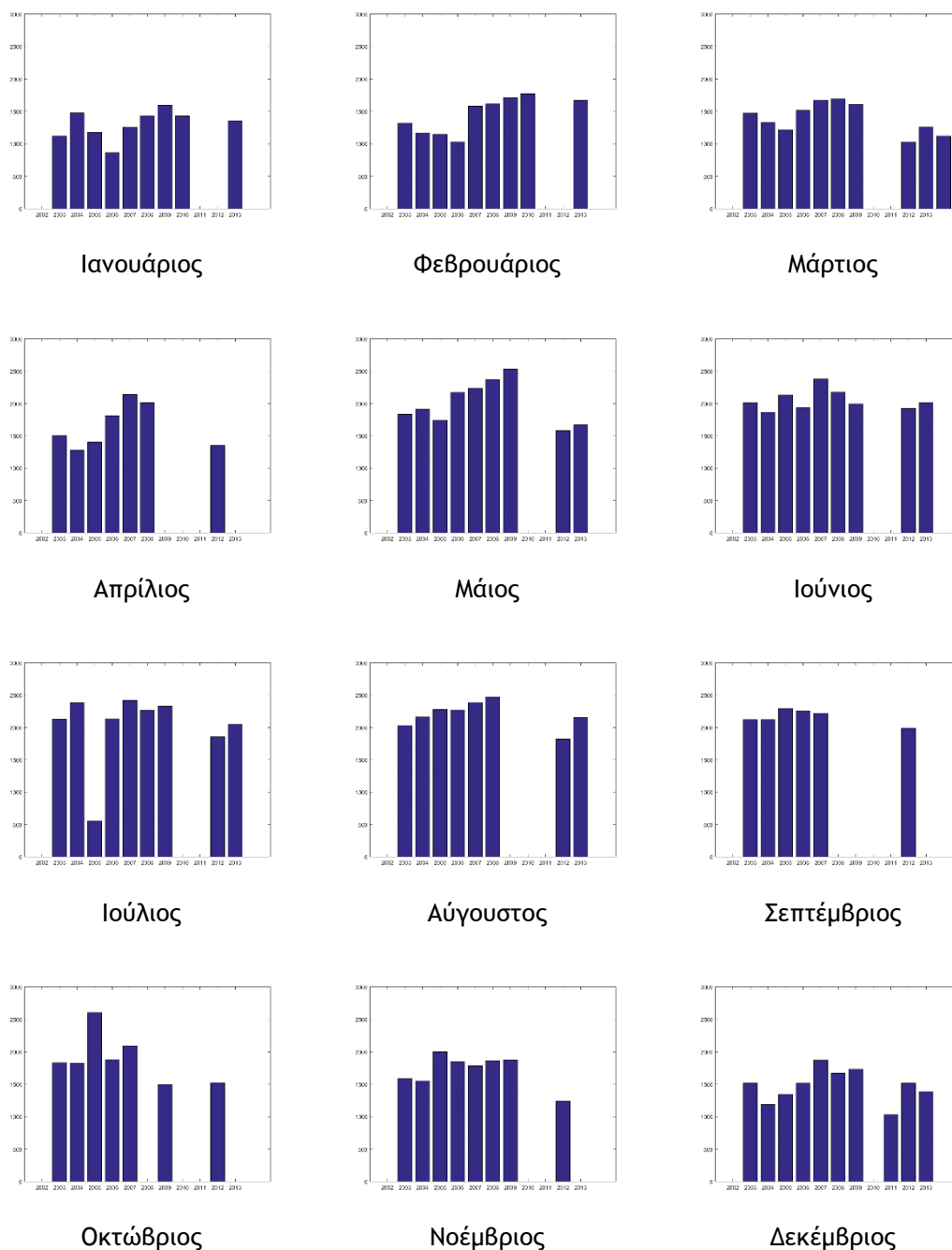
Για ευκολότερη στατιστική ανάλυση με λιγότερο έντονες διακυμάνσεις, υπολογίστηκαν οι μέσοι όροι για κάθε μήνα χωριστά, και προέκυψε το παρακάτω χρονοδιάγραμμα:



Εικόνα 11: Διάγραμμα ημερήσιων (μπλε) και νυχτερινών (πορτοκαλί) μηνιαίων μέσων όρων/τυπικής απόκλισης ύψους ΑΟΣ συναρτήσεϊ του χρόνου.

Από το διάγραμμα της Εικόνας 11 φαίνονται πολύ ευκολότερα οι παρατηρούμενες μέγιστες και ελάχιστες τιμές, αλλά και η ετήσια περιοδικότητα. Ακόμα υπάρχουν ανώμαλα σημεία, αλλά είναι πολύ πιο ευανάγνωστο σε σχέση με το αρχικό. Χονδρικά, ο μέσος όρος των ημερήσιων τιμών βρίσκεται περίπου στα 1900 m, και των νυχτερινών περίπου στα 900 m.

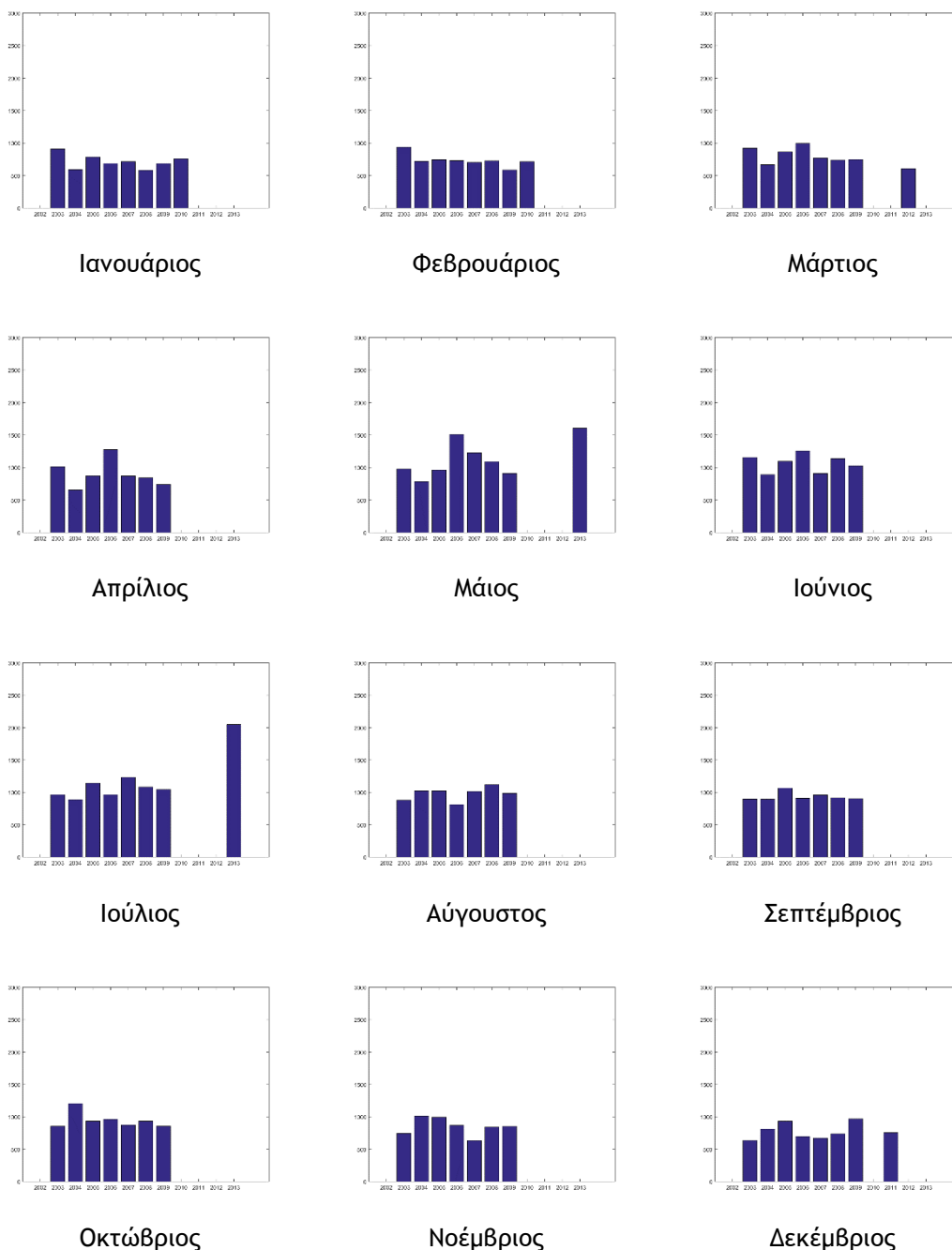
## 4.1.2 Χρονική συμπεριφορά ύψους ΑΟΣ



Εικόνα 12: Γραφήματα μηνιαίων μέσων όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου μήνα για κάθε έτος παρατήρησης 2002-13 (ημέρα).

Από τα διαγράμματα του Εικόνα 12 μπορούμε να παρακολουθήσουμε την εξέλιξη του ημερήσιου ύψους ΑΟΣ στη διάρκεια των ετών 2002-2009, και 2011-2012. Διακρίνουμε μια μικρή πτώση στα χειμερινά ύψη με ελάχιστο το έτος 2006, αλλά και το 2011, ενώ κατά τα υπόλοιπα έχουμε μια μικρή αυξητική πορεία που παρουσιάζεται σε πολλούς μήνες, η οποία

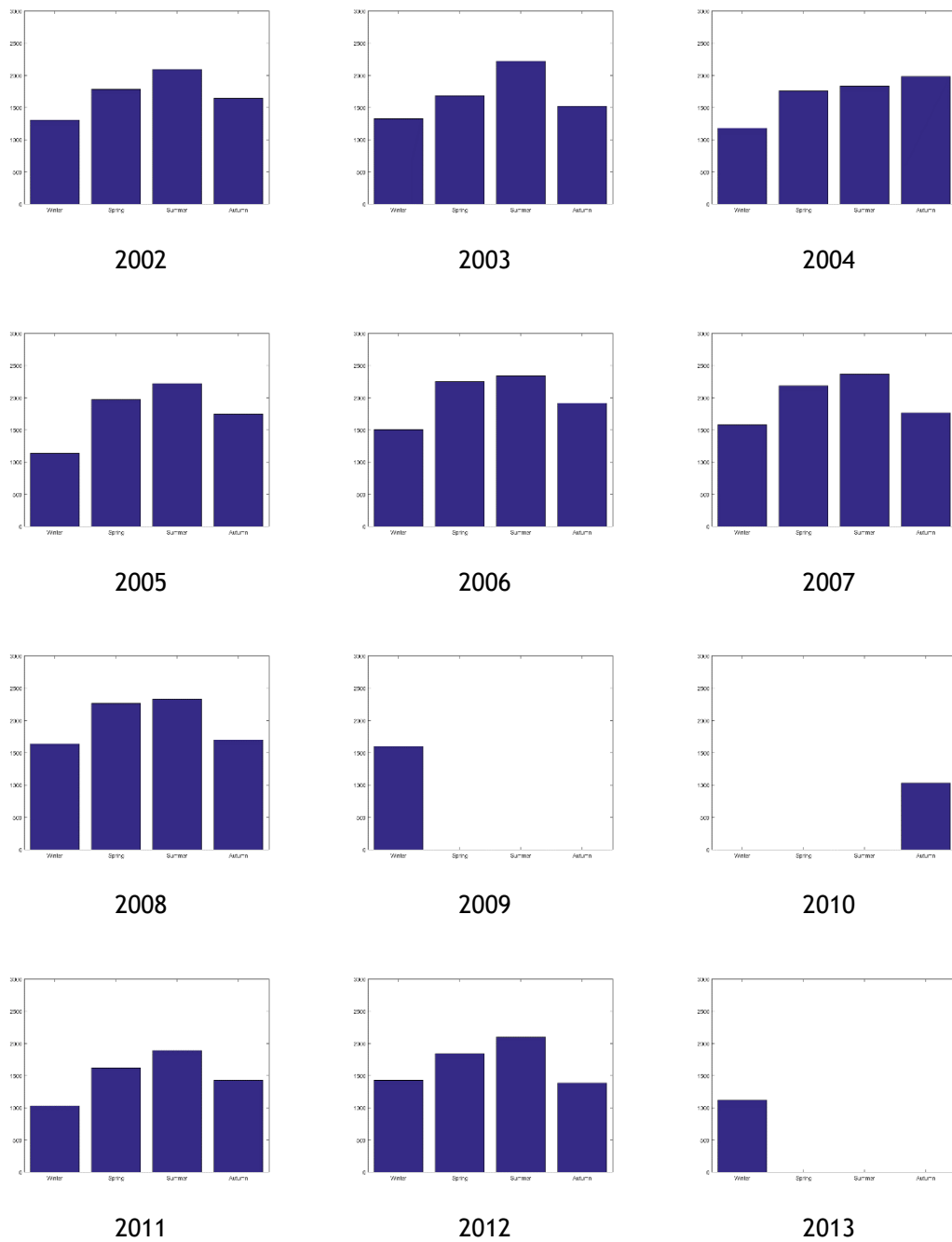
όμως δεν μπορεί να εξηγηθεί. Δεν οφείλεται πάντως στην επεξεργασία των δεδομένων, διότι δεν ακολουθήθηκε αυστηρή χρονολογική σειρά ανά έτος, αλλά πρώτα ελέγχθηκαν τα έτη 2005-2009, έπειτα τα έτη 2002-2004 και τέλος τα έτη 2010-2013. Αν κάποιο χαρακτηριστικό οφειλόταν στη σειρά επεξεργασίας, το πιθανότερο θα ήταν να εμφανιζόταν στις προηγούμενες ομάδες ετών.



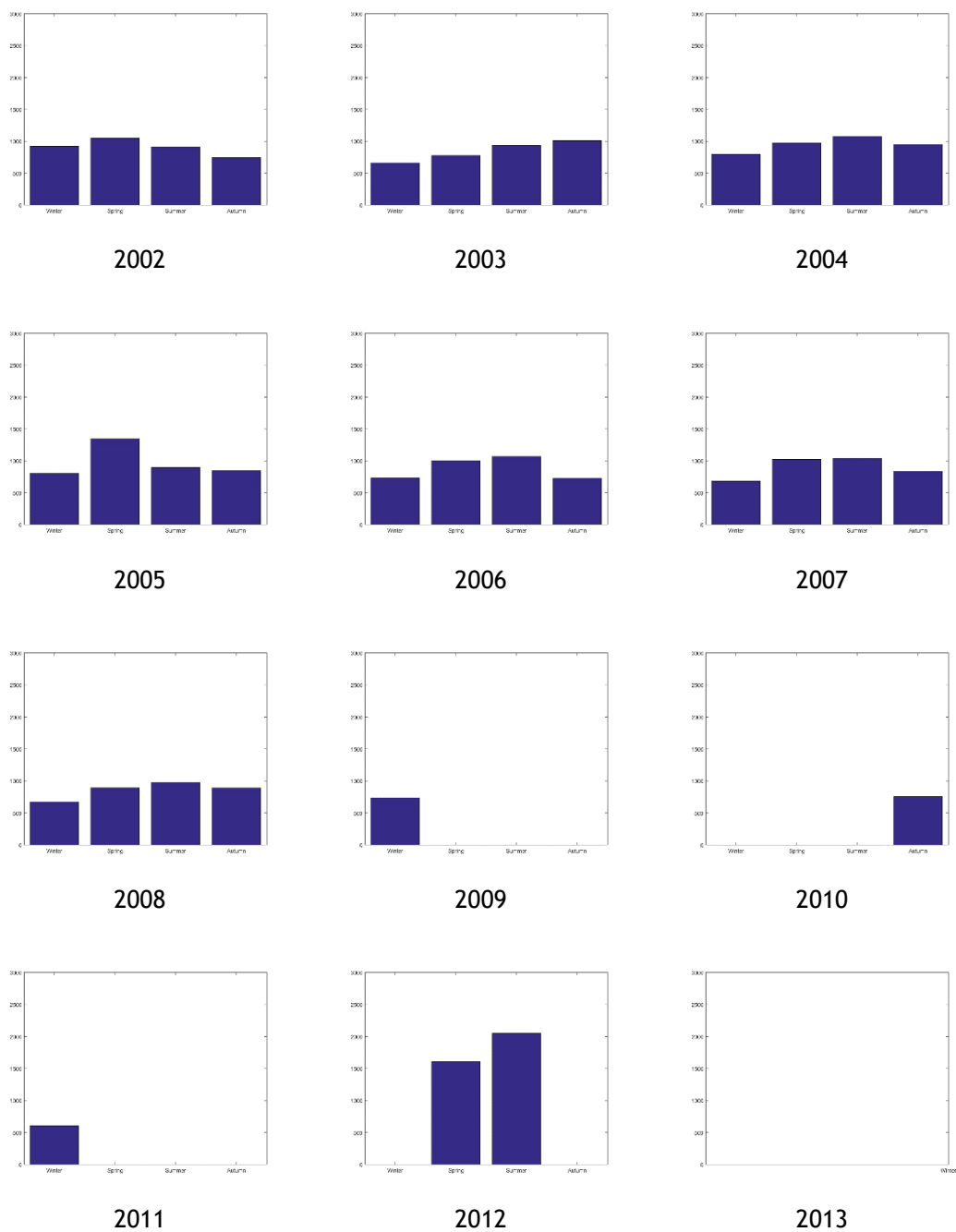
Εικόνα 13: Γραφήματα μηνιαίων μέσων όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου μήνα για κάθε έτος παρατήρησης 2002-13 (νύχτα).

Στην περίπτωση της εξέλιξης των νυχτερινών υψών ΑΟΣ βλέπουμε πως είναι σταθερότερη με μικρές αποκλίσεις για κάθε μήνα. Τα έτη μετά το 2009 δεν τα λαμβάνουμε υπόψιν λόγω του

μικρού αριθμού μετρήσεων που δε δίνουν αντιπροσωπευτικό μέσο όρο σε σχέση με τα έτη μέχρι το 2009.



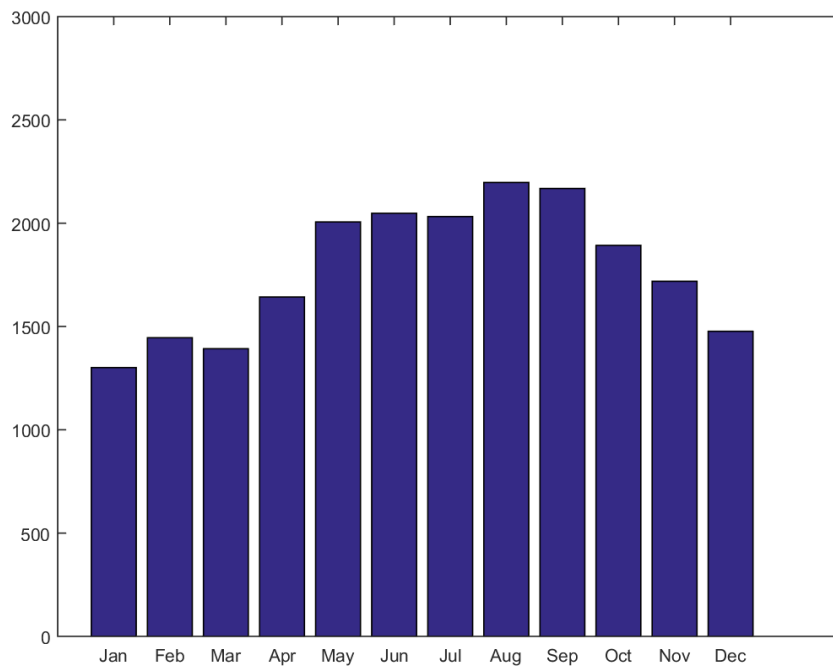
Εικόνα 14: Γραφήματα τριμηνιαίων μέσων όρων ύψους ΑΟΣ για κάθε έτος παρατήρησης 2002-13 (ημέρα).



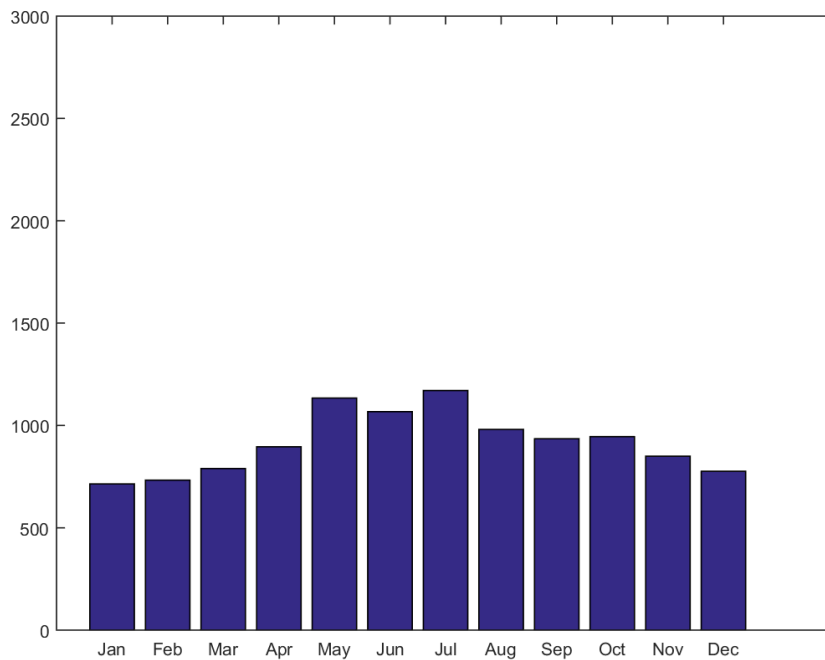
Εικόνα 15: Γραφήματα τριμηνιαίων μέσων όρων ύψους ΑΟΣ για κάθε έτος παρατήρησης 2002-13 (νύχτα).

Από τα γραφήματα των Εικόνων 14 & 15 βλέπουμε τα ίδια χαρακτηριστικά με αυτά των Εικόνων 12 & 13, χωρίς να προκύπτει κάτι περαιτέρω άξιο σχολιασμού.





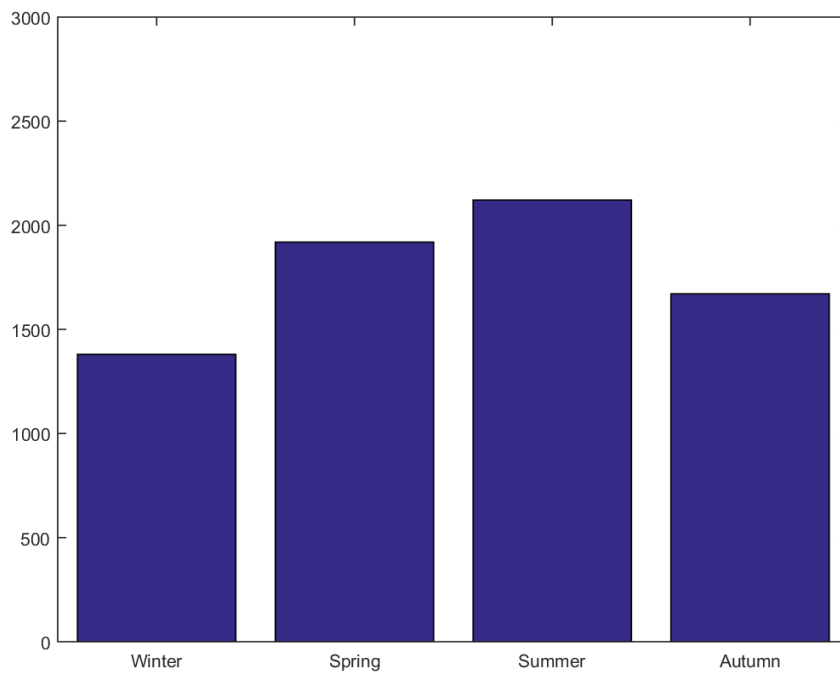
Εικόνα 16: Γράφημα μέσωσν όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου μήνα συνολικά για κάθε έτος παρατήρησης 2002-2013 (ημέρα).



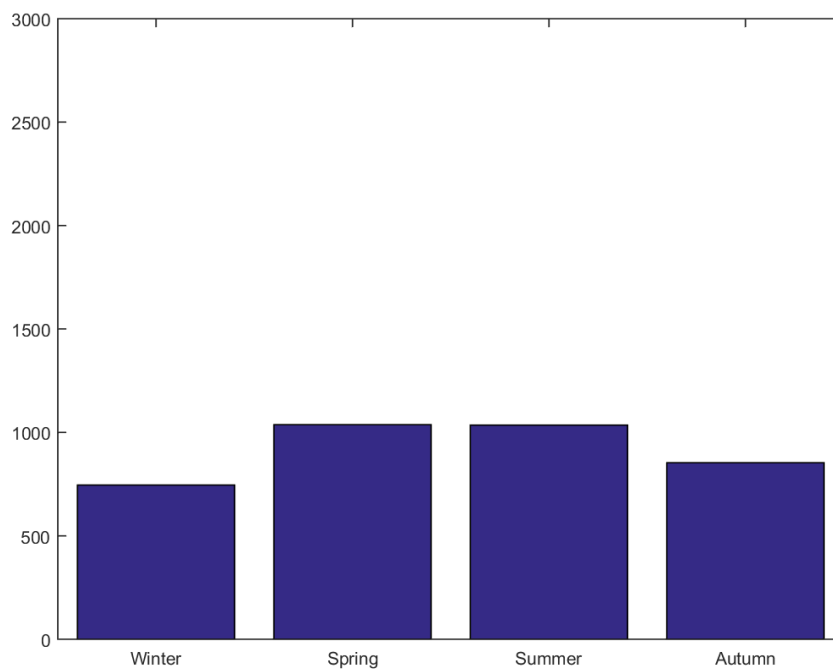
Εικόνα 17: Γράφημα μέσωσν όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου μήνα συνολικά για κάθε έτος παρατήρησης 2002-2013 (νύχτα).

Από τα γραφήματα μέσων υψών ΑΟΣ για κάθε μήνα από τις Εικόνες 16 και 17 φαίνεται καθαρά η εξέλιξη του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια του έτους. Το μήνα Ιανουάριο έχουμε το χαμηλότερο κατά μέσο όρο ύψος στα 1300/750 m, ενώ το υψηλότερο κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο στα 2250/1150 m. Αυτό εξηγείται καθόσον τους χειμερινούς μήνες έχουμε πολύ χαμηλότερες μέσες θερμοκρασίες εδάφους από ότι τη θερινή περίοδο, με αποτέλεσμα το ΑΟΣ να λαμβάνει πολύ υψηλότερες τιμές το καλοκαίρι από ό,τι το χειμώνα, καθόσον το ύψος του ΑΟΣ επηρεάζεται άμεσα από τη θερμοκρασία του υποκείμενου εδάφους.

Τέλος, τα γραφήματα που παρουσιάζονται στις Εικόνες 18 και 19 παρουσιάζουν την εξέλιξη του ύψους ΑΟΣ για κάθε εποχή παίρνοντας τους μέσους όρους του προηγούμενου γραφήματος ανά τρεις μήνες, ξεκινώντας με το χειμώνα να περιλαμβάνει τους τρεις πρώτους μήνες του έτους, κ.ο.κ. Παρουσιάζεται αυτό που περιμέναμε από τη θεωρία και τα προηγούμενα γραφήματα, ότι δηλαδή το καλοκαίρι και μετά η άνοιξη έχουν τα υψηλότερα ύψη ΑΟΣ, και ακολουθούν φθινόπωρο και χειμώνας. Για τα ημερήσια ύψη έχουμε απόκλιση μέχρι και 500 m μεταξύ καλοκαιριού και χειμώνα, ενώ για τα νυχτερινά είναι περίπου γύρω στα 300 m.



Εικόνα 18: Γράφημα μέσω των όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου τριμήνου συνολικά για κάθε έτος παρατήρησης 2002-2013 (ημέρα).



Εικόνα 19: Γράφημα μέσω των όρων ύψους ΑΟΣ εκάστου τριμήνου συνολικά για κάθε έτος παρατήρησης 2002-2013 (νύχτα).

Παρατίθενται οι μέγιστες (πορτοκαλί) και ελάχιστες (μπλε) τιμές των μέσων όρων (σε m) του ύψους του ΑΟΣ που βρέθηκαν ανά μήνα και τρίμηνο για τα έτη 2002-2013 με την τεχνική της ραδιοβόλισης:

Μήνας	Ιαν	Φεβ	Μάρ	Απρ	Μάι	Ιον	Ιολ	Αύγ	Σεπ	Οκτ	Νοέ	Δεκ
Ημέρα	130 1	144 5	139 2	164 2	200 6	204 7	203 2	219 7	216 8	189 2	171 8	147 6
Νύχτα	714	733	789	896	113 3	106 7	117 0	980	935	945	849	776

Πίνακας 4: Μηνιαίοι μέσοι όροι ύψους ΑΟΣ για τα έτη 2002-2013

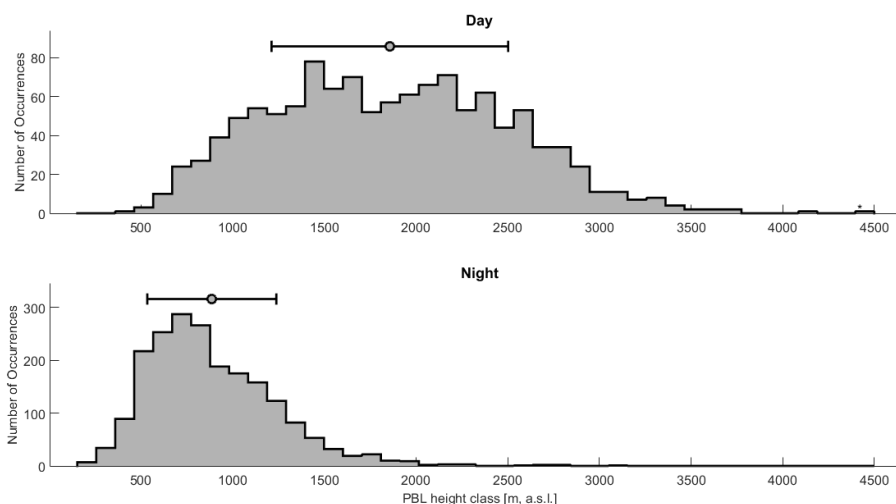
Τρίμηνο	Α'	Β'	Γ'	Δ'
Ημέρα	1380	1919	2121	1670
Νύχτα	746	1037	1035	853

Πίνακας 5: Τριμηνιαίοι μέσοι όροι ύψους ΑΟΣ για τα έτη 2002-2013

Παρατηρούμε πως οι μέγιστες ημερήσιες τιμές προκύπτουν το μήνα Αύγουστο, ενώ οι μέγιστες χειμερινές το μήνα Ιούλιο. Όλες οι χαμηλότερες τιμές εμφανίζονται το μήνα Ιανουάριο, για ημέρες και νύχτες. Μπορούμε να θεωρήσουμε πως γενικά το ύψος του ΑΟΣ κυμαίνεται κατά τη διάρκεια του έτους μεταξύ 1300 έως 2200 m για τις ημέρες, και 700 έως 1200 m για τις νύχτες.

### 4.1.3 Συμπεριφορά ύψους ΑΟΣ σε διαφορετικές συνθήκες

Από την επεξεργασία των μετρήσεων με τη βοήθεια του MATLAB δημιουργήθηκαν τα παρακάτω ιστογράμματα για να λάβουμε τις μέσες τιμές των υψών του ΑΟΣ σε διαφορετικές συνθήκες, θερμοκρασίες ή ταχύτητες ανέμου:

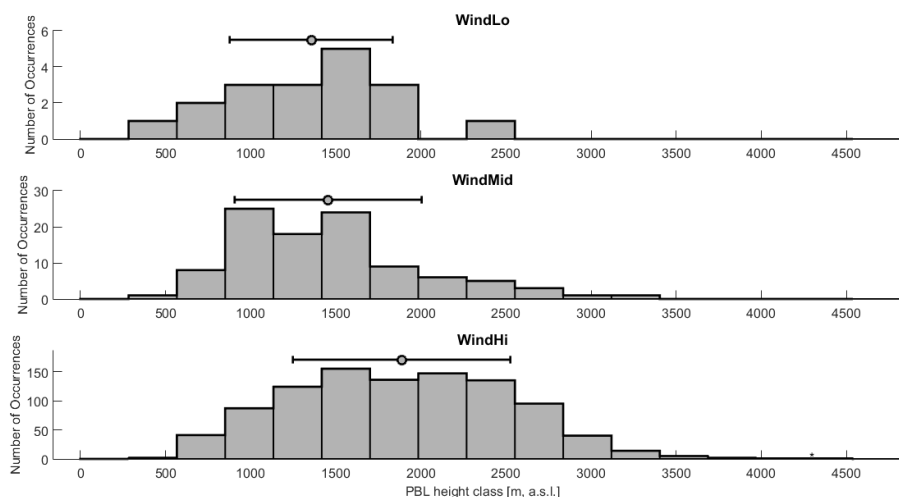


Εικόνα 20: Ιστογράμματα ύψους ΑΟΣ για ημέρα και νύχτα.

	Σημεία	Μέσος όρος	Τυπική απόκλιση
<b>Ημέρα</b>	1185	1857 m	645.21
<b>Νύχτα</b>	2038	886 m	351.90

Πίνακας 1: Στοιχεία ιστογράμματος Εικόνας 20

Από το ιστόγραμμα της ημέρας και νύχτας βρίσκουμε πως τα ημερήσια ύψη ΑΟΣ καθ' όλη τη διάρκεια του έτους βρίσκονται γύρω από τα 1857 m, ενώ τα νυχτερινά γύρω στα 886 m. Στο ημερήσιο ιστόγραμμα μπορούμε να διακρίνουμε ένα πεδίο μέγιστων τιμών, και όχι απλά μια κορυφή, μεταξύ 1500 και 2300 m, με αποτέλεσμα η τυπική απόκλιση να είναι αρκετά μεγάλη. Αντιθέτως, στο νυχτερινό διάγραμμα διακρίνουμε μια ξεκάθαρη κορυφή στα 700 m με μικρή απόκλιση. Η μέση τιμή οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στην έλλειψη θέρμανσης της επιφάνειας μετά τη δύση του Ήλιου, και η απόκλιση στο ότι απορρίψαμε τις μετρήσεις κάτω των 500m.

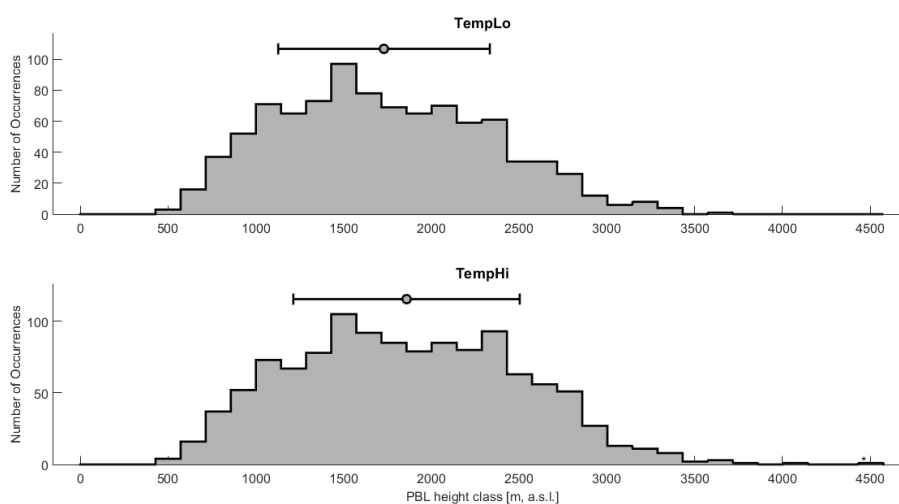


Εικόνα 21: Ιστογράμματα ύψους ΑΟΣ για διάφορες ταχύτητες ανέμου.

Ταχύτητα	Σημεία	Μέσος όρος	Τυπική απόκλιση
<2m/s	18	1355 m	478.91
<4m/s	101	1455 m	512.37
>4m/s	985	1886 m	638.89

Πίνακας 2: Στοιχεία ιστογράμματος Εικόνας 21

Από το ιστόγραμμα για χαμηλή, μέση και υψηλή ταχύτητα ανέμου στο έδαφος μόνο για τις ημερήσιες μετρήσεις βρίσκουμε περίπου ίσους μέσους όρους με παρόμοιες αποκλίσεις για χαμηλές και μεσαίες ταχύτητες. Ωστόσο βλέπουμε λίγο μεγαλύτερο ύψος και μεγαλύτερη απόκλιση όταν έχουμε ισχυρότερους ανέμους στην επιφάνεια.



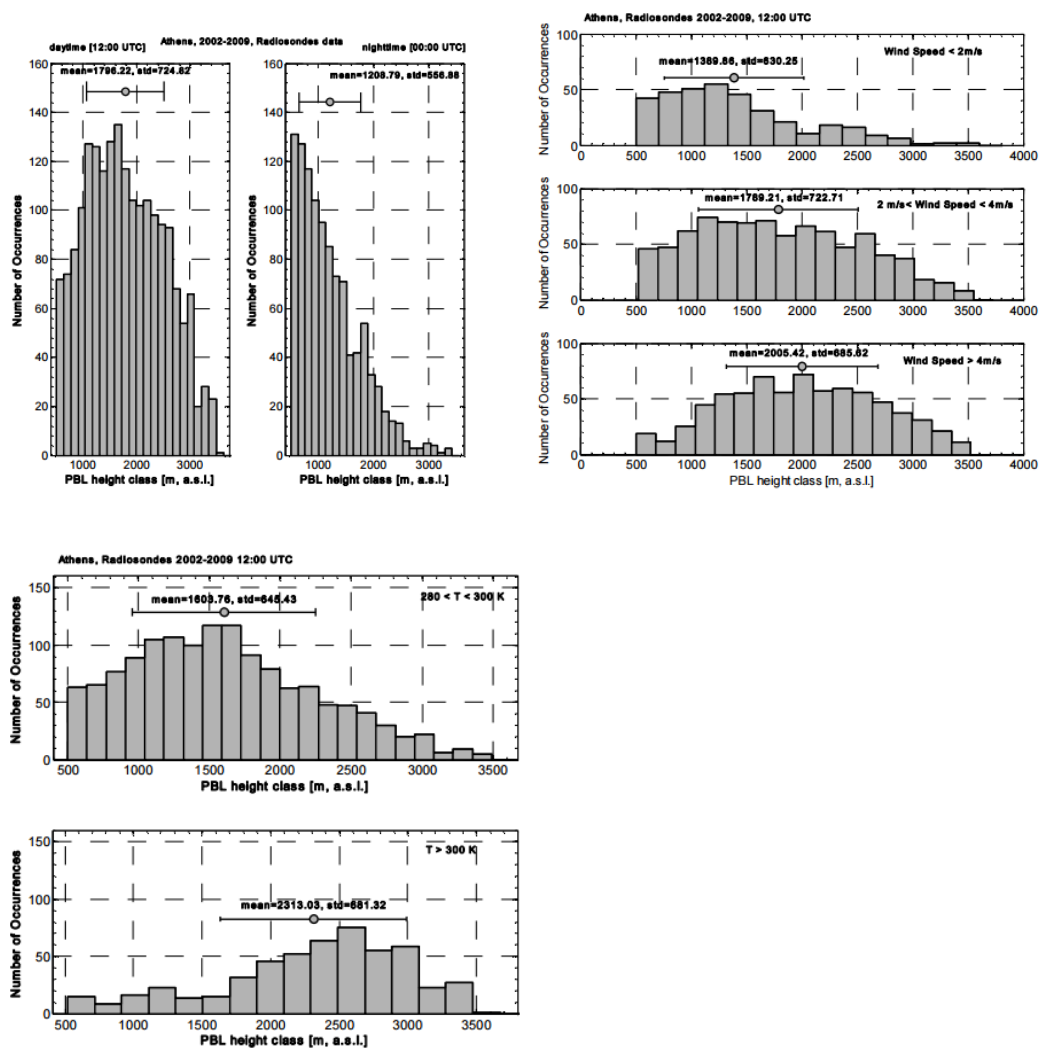
Εικόνα 22: Ιστογράμματα ύψους ΑΟΣ για διάφορες θερμοκρασίες εδάφους.

Θερμοκρασία	Σημεία	Μέσος όρος	Τυπική απόκλιση
<300K	941	1730 m	602.85
>300K	1183	1858 m	645.03

Πίνακας 3: Στοιχεία ιστογράμματος Εικόνας 22

Από το ιστόγραμμα για θερμοκρασίες εδάφους κάτω και άνω των 27°C βλέπουμε πως το ύψος του ΑΟΣ είναι αμελητέα μεγαλύτερο στη δεύτερη περίπτωση. Ωστόσο, είναι εμφανής η μεγαλύτερη διακύμανση της τιμής από 1500 ως τα 2500 m.

Τα παραπάνω ιστογράμματα τα σχεδιάσαμε για να γίνει μια σύγκριση με τα ιστογράμματα της στατιστικής ανάλυσης των Parayannis & Kokkalis (2013):



Εικόνα 23: Πλήθος συμβάντων της κλάσης ύψους ΑΟΣ (μεταξύ 500-3500 m) κατά τη διάρκεια της ημέρας στις 12:00 UTC και της νύχτας στις 00:00 UTC (αριστερά), με κατάταξη κατά ταχύτητα ανέμου (μέση) και θερμοκρασία (δεξιά) στις 12:00 UTC, όπως πάρθηκαν από δεδομένα ραδιοβολίσεων (2002-2009)

Συγκρίνοντας με τα δεδομένα αυτά, βρίσκουμε συμφωνία μεταξύ τους, αλλά βρίσκουμε πως τα δικά μας ιστογράμματα έχουν μεγαλύτερες αποκλίσεις και η συμπεριφορά του ύψους του ΑΟΣ δεν είναι το ίδιο ξεκάθαρη με ώστε να βρεθεί μια ξεκάθαρη συσχέτισή του με τις μεταβαλλόμενες παραμέτρους, όπως στην περίπτωση των Parayannis & Kokkalis. Πιο συγκεκριμένα, βρίσκουμε μια γενική συσχέτιση μεταξύ μεγαλύτερων υψών ΑΟΣ όταν έχουμε μεγαλύτερες ταχύτητες ανέμου και υψηλότερες θερμοκρασίες στο έδαφος.

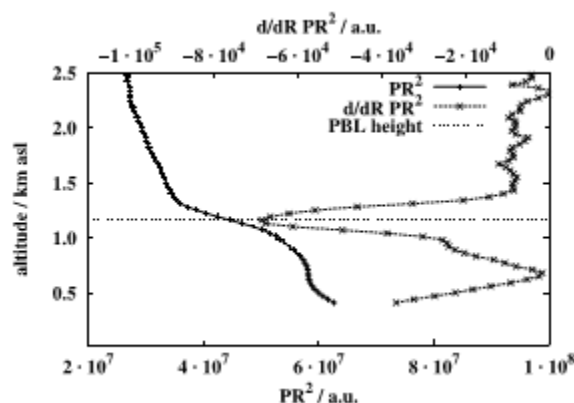


## 4.2 Σύγκριση αποτελεσμάτων

### 4.2.1 Σύγκριση με Matthias et al., 2004

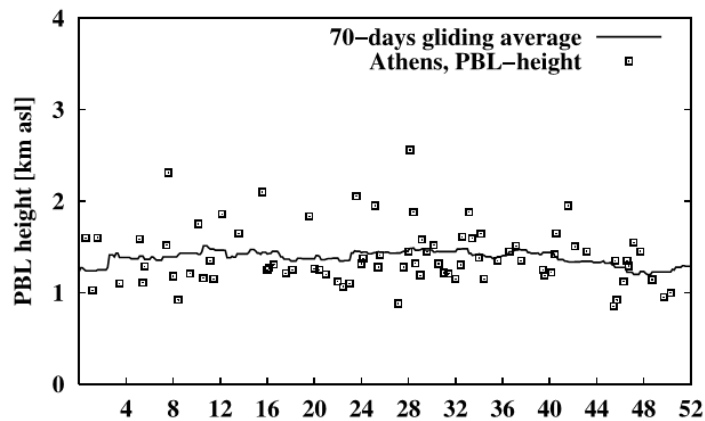
Από το paper των Matthias et al. (2004), με τίτλο: “Κατακόρυφη κατανομή αερολυμάτων πάνω από την Ευρώπη: Στατιστική ανάλυση δεδομένων Raman LIDAR από 10 σταθμούς EARLINET” βρίσκουμε μια μελέτη μεταξύ άλλων πάνω στο ΑΟΣ με βάση μετρήσεις από το ευρωπαϊκό δίκτυο συστημάτων LIDAR EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network). Οι μετρήσεις ήταν δυο ανά εβδομάδα μεταξύ των ετών 2000 και 2002, παράλληλα σε 10 ευρωπαϊκές πόλεις, μεταξύ των οποίων η Αθήνα και η Θεσσαλονίκη. Οι μετρήσεις υλοποιούνταν το τοπικό μεσημέρι και επίσης, πριν τη δύση του Ήλιου και κάλυπταν τα ύψη 500 έως 6000 m.

Το ύψος του ΑΟΣ καθοριζόταν ως το ύψος κάτω από το οποίο παγιδευόταν το μεγαλύτερο μέρος των αερολυμάτων, ακόμα και αν δεν είναι σε κάθε περίπτωση ένα καλά αναμεμιγμένο στρώμα. Αυτό γινόταν με βάση τα διαγράμματα και την αναζήτηση της πρώτης σημαντικής αρνητικής βαθμίδας στο διορθωμένο σήμα του LIDAR, ξεκινώντας από το έδαφος (Εικόνα 23). Η υψηλή βαθμίδα του διορθωμένου σήματος οφείλεται στην απότομη μείωση του οπισθοσκεδασμού από τα αερολύματα, που με τη σειρά του οφείλεται σε χαμηλότερη συγκέντρωση σωματιδίων και υγρασίας πάνω από το ΑΟΣ.



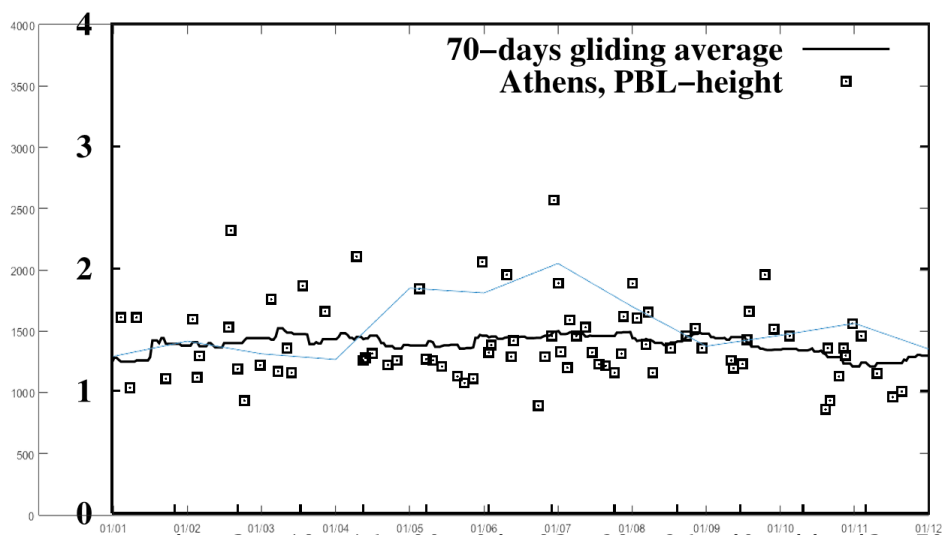
Εικόνα 24: Διορθωμένο σήμα LIDAR PR<sup>2</sup> και η βαθμίδα του (355 nm). Δείγμα μέτρησης 12/09/2002 Αμβούργο. Το ύψος του ΑΟΣ ορίστηκε στα 1165 m.

Από τις μετρήσεις αυτές του ύψους ΑΟΣ υπολογίσθηκε ο κυλιόμενος μέσος όρος 70 ημερών για να γίνουν εμφανέστερα τα κύρια χαρακτηριστικά και η συμπεριφορά για κάθε πόλη και χρονική περίοδο. Οι μετρήσεις στην περίπτωση της Αθήνας έγιναν μεταξύ Νοέμβριο 2000 και Νοέμβριο 2002, με 45 μετρήσεις το καλοκαίρι, 36 το χειμώνα, σύνολο 81 (Εικόνα 24).



Εικόνα 25: Ετήσιος κύκλος ύψους ΑΟΣ σταθμού EARLINET Αθήνας (Matthias et al., 2004).

Από τα διαγράμματα αυτά διακρίνεται καθαρά ένας ετήσιος κύκλος για το ύψος του ΑΟΣ με υψηλότερες τιμές το καλοκαίρι και χαμηλότερες το χειμώνα. Για παράδειγμα, το Αμβούργο ακολουθεί αρκετά καλά μια ημιτονοειδή συνάρτηση με μέγιστες τιμές στην αρχή Ιουλίου και χαμηλότερες στις αρχές Ιανουαρίου (Σχήμα 3b, Matthias et al., 2004), αλλά έχει μεγάλη διακύμανση. Στην περίπτωση της Αθήνας βρέθηκαν χαμηλή μέση τιμή με χαμηλή διακύμανση και συσχέτιση του ύψους ΑΟΣ με την εποχή, τα οποία μπορούν να εξηγηθούν από την έντονη επιρροή των βουνών του λεκανοπεδίου στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία.



Εικόνα 26: Υπέρθυση χρονοδιαγραμμάτων ραδιοβολίσεων (μπλε) και LIDAR (μαύρο).

Για να συγκρίνουμε με τα δεδομένα της ραδιοβολίσης χρησιμοποιήσαμε τους μέσους όρους ημερήσιου ύψους ΑΟΣ ανά μήνα για τα έτη 2002-2009. Επιλέχτηκαν οι ημερήσιες μετρήσεις διότι οι μετρήσεις του LIDAR έγιναν στο στρώμα ανάμειξης κατά το ηλιοβασίλεμα πριν αυτό καταπέσει, και επιλέξαμε τα παραπάνω έτη διότι για αυτά έχουμε αξιόπιστες παρατηρήσεις σε καθημερινή βάση. Ο μέσος όρος των νυχτερινών ραδιοβολίσεων ήταν πολύ χαμηλότερος και δεν παρουσιάστηκε στο διάγραμμα. Επειδή το διάγραμμα του LIDAR ήταν κυλιόμενος

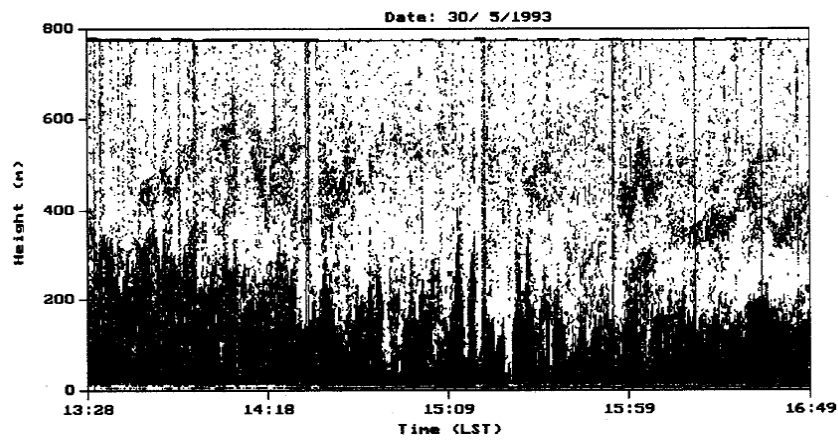
μέσος όρος 70 ημερών, χρησιμοποιήθηκε κυλιόμενος μέσος όρος 2 μηνών των ραδιοβολίσεων (Εικόνα 25).

Όπως φαίνεται στο διάγραμμα της Εικόνας 25, από Σεπτέμβριο μέχρι Απρίλιο έχουμε καλή συμφωνία μεταξύ των δεδομένων ραδιοβόλισης και LIDAR. Όχι μόνο έχουμε παρόμοιους μέσους όρους τιμών κοντά στα 1500 m, αλλά και η διακύμανση εμφανίζει παρόμοια τάση με χαμηλότερη τιμή στον Ιανουάριο στα 1200 m και ελαφρώς αυξανόμενη κατά τη διάρκεια της χρονιάς. Η μεγάλη διαφορά βρίσκεται κατά τους καλοκαιρινούς μήνες μεταξύ Μαΐου και Αυγούστου, οπότε η μέση τιμή των ραδιοβολίσεων φτάνει αρκετά απότομα τα 2000 m, ενώ του LIDAR παραμένει κοντά στα 1500 m. Η διαφορά αυτή πιθανότατα δεν οφείλεται σε διαφορετικές συνθήκες, αφού η γραμμή των Matthias et al. αντιπροσωπεύει δυο έτη, ενώ η δική μας τα αμέσως επόμενα 8, όλα εκ των οποίων έχουν παρόμοιες τιμές και συμπεριφορά.

Αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα πως η διαφορά αυτή μάλλον οφείλεται είτε στις διαφορετικές αρχές λειτουργίας των δυο συστημάτων και υπάρχει κάποια ευαισθησία στις καλοκαιρινές συνθήκες, είτε στη διαφορά της ώρας μέτρησης. Το δεύτερο φαίνεται σαν μια ικανοποιητική αιτία διότι κατά τις καλοκαιρινές μέρες η ώρα μέτρησης με το LIDAR απέχει από το μεσημέρι (ώρα ραδιοβόλισης) μέχρι σχεδόν 9 ώρες στα τέλη Ιουνίου, ενώ τέλη Νοεμβρίου απέχει μέχρι 5 ώρες. Η καθυστερημένη δύση του Ηλίου το καλοκαίρι επιτρέπει στο LIDAR να έχει χαμηλότερες τιμές διότι το στρώμα ανάμειξης έχει ξεκινήσει την κατάπτωσης του, και έτσι θα έχει σταθερότερες τιμές κατά τη διάρκεια του χρόνου, ενώ οι μεσημεριανές ραδιοβολίσεις θα έχουν μεγαλύτερη ετήσια διακύμανση λόγω εποχιακών συνθηκών. Συνεπώς μπορούμε να θεωρήσουμε ότι οι δυο μέθοδοι μας έδωσαν συμβατά αποτελέσματα.

#### **4.2.2 Σύγκριση με δεδομένα ηχητικού radar**

Εκτός των άλλων, επιχειρήσαμε να κάνουμε μια σύγκριση των αποτελεσμάτων των ραδιοβολίσεων με εκείνα των Kalogiros et al. (1998), όπου χρησιμοποιήθηκε η τεχνική του ηχητικού radar-SODAR (SONic Detection And Ranging) για την εκτίμηση παραμέτρων του ΑΟΣ (μεταξύ των οποίων και το ύψος) χρησιμοποιώντας τις μετρήσεις κατακόρυφης ταχύτητας από ακουστικό ανιχνευτή τοποθετημένο στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών. Διαπιστώθηκε, ωστόσο, ότι λόγω της μειωμένης χωρικής εμβέλειας του SODAR τα δεδομένα των Kalogiros et al. (1998) είναι περιορισμένα σε κάτω από 800 m ΜΣΘ. Στην Εικόνα 22 παρουσιάζεται ένα παράδειγμα μέτρησης στις 30/05/1993 στο Λεκανοπέδιο Αθηνών.



Εικόνα 27: Προφίλ SODAR υψηλής εμβέλειας στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών.

Δεδομένου ότι τα ύψη που υπολογίσθηκαν με τις ραδιοβολίσεις για τις ημέρες είναι άνω των 1800 m, ενώ για τις περισσότερες νύχτες είναι άνω των 800 m, δεν είναι δυνατή η σύγκριση μεταξύ των τεχνικών της ραδιοβόλισης και του SODAR.

# Κεφάλαιο 5

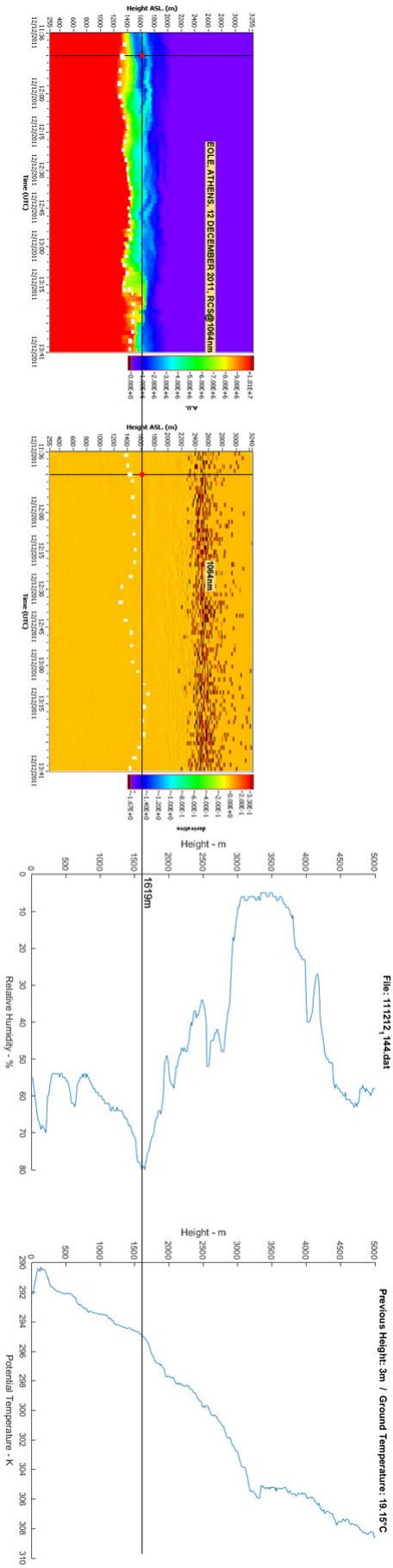
## Ανάλυση μελέτης περιπτώσεων

Για να γίνει μελέτη συγκεκριμένων περιπτώσεων μεταξύ του συστήματος LIDAR του ΕΜΠ και της τεχνικής ραδιοβολίσεων της ΕΜΥ βρέθηκαν τρεις κοινές ημέρες όπου διενεργήθηκαν μετρήσεις. Επειδή η βάση δεδομένων του LIDAR περιλάμβανε ημερομηνίες από το 2009 και έπειτα, ενώ τα δεδομένα των ραδιοβολίσεων ήταν περιορισμένα από το 2009 και έπειτα, μπόρεσαν να βρεθούν ελάχιστες κοινές ημέρες, από τις οποίες επιλέχθηκαν οι ημερομηνίες 12/12/2011, 11/07/2012 και 16/07/2012.

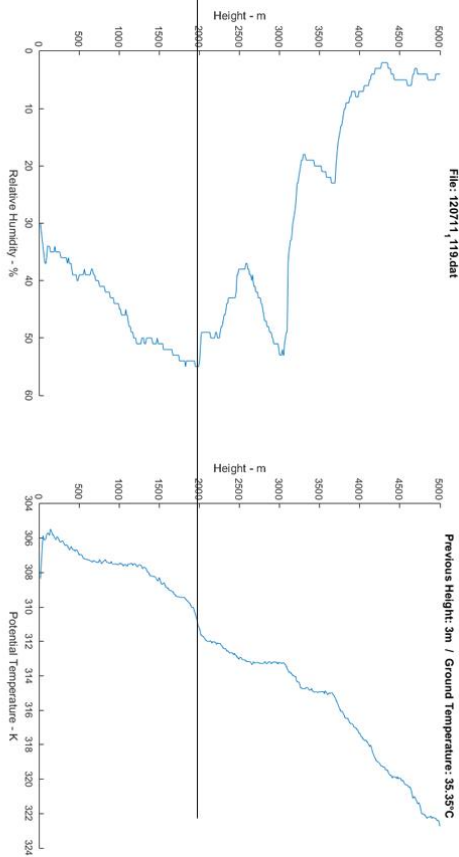
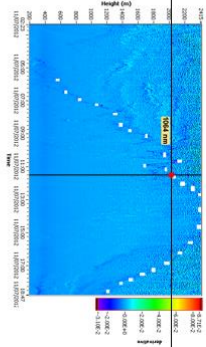
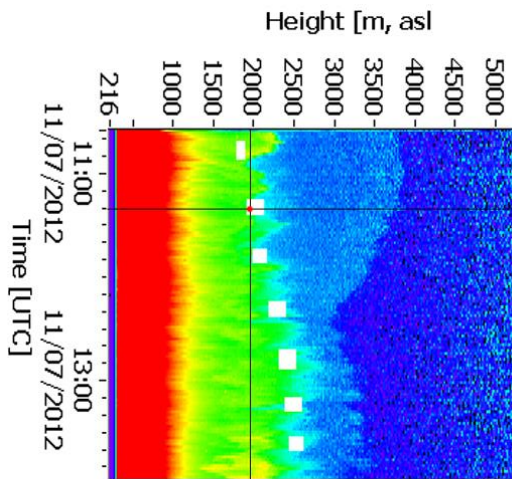
Τα προφίλ σήματος οπισθοσκέδασης  $PR^2$  και πρώτης παραγώγου  $d/dR PR^2$  του συστήματος LIDAR αντιπαρατέθηκαν για τις συγκεκριμένες ώρες ραδιοβόλισης με τα προφίλ RH και PT των ραδιοβολίσεων, όπως φαίνεται στα διαγράμματα της Εικόνας 23. Τα διαφορετικά χρώματα στις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή οπισθοσκέδασης LIDAR αντιπροσωπεύουν διαφορετικές εντάσεις οπισθοσκέδασης των φωτονίων από υδρατμούς και αερολύματα, και από τις διαφορετικές εντάσεις μπορούμε να διακρίνουμε οπτικά τις στρωματώσεις καθ' όλη τη διάρκεια της παρατήρησης. Έχουμε σημαδέψει με λευκές κουκκίδες το ύψος του ΑΟΣ για κάθε ώρα. Τα διαφορετικά μεγέθη και αναλύσεις των διαγραμμάτων οφείλονται στη διαφορετική κλίμακα υψομέτρου και χρόνου που εξάγει το σύστημα του LIDAR που έπρεπε να προσαρμοστούν στην κλίμακα των διαγραμμάτων της ραδιοβόλισης.

Από τις τρεις μετρήσεις, η πρώτη είναι χειμερινή με σχετική υψηλή θερμοκρασία εδάφους για χειμώνα ( $19^{\circ}\text{C}$ ), ενώ οι άλλες δυο είναι καλοκαιρινές με υψηλή θερμοκρασία ( $35^{\circ}\text{C}$ ) με πολύ κοντινές ημερομηνίες. Στη χειμερινή μέτρηση της 12/12/2011 με υψηλό RH/χαμηλή θερμοκρασία ΑΟΣ η ραδιοβόλιση προσδιορίστηκε στα 1650 m, ενώ από την πρώτη παράγωγο του σήματος LIDAR τη βρίσκουμε για την ίδια ώρα στα 1450, μια μικρή απόκλιση της τάξης των 200 m. Στην πρώτη θερινή μέτρηση της 11/07/2012 από ραδιοβόλιση το ύψος ΑΟΣ βρέθηκε στα 2000 m, ενώ από το LIDAR στα 2050 m, μια αμελητέα απόκλιση των 50 m. Στη δεύτερη όμως θερινή μέτρηση της 16/07/2012 αντιμετωπίστηκε ένα φαινόμενο όπου, ενώ η ραδιοβόλιση παρουσιάζει κορυφή σχετικής υγρασίας και κλίση δυναμικής θερμοκρασίας στα 3000 m, το πραγματικό ύψος του ΑΟΣ βρίσκεται στα 1800 m, ενώ το LIDAR μας δείχνει 1850 m, πάλι μια αμελητέα απόκλιση των 50 m.

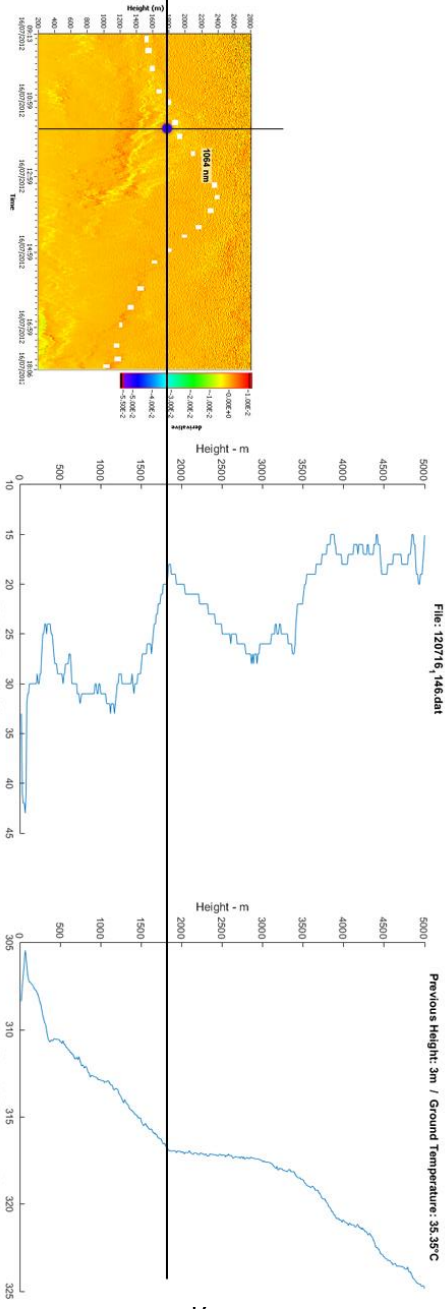
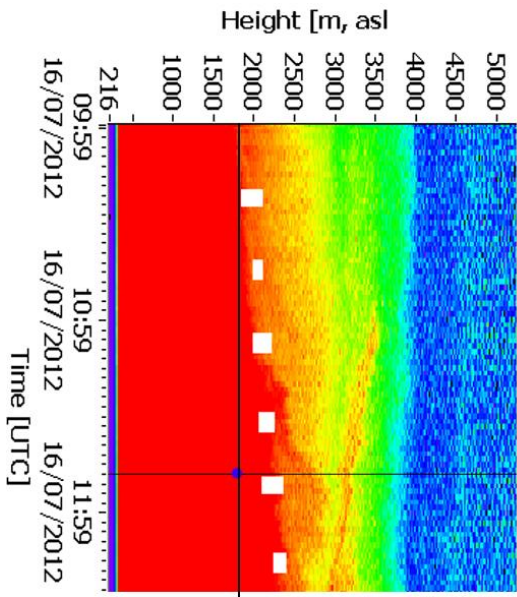
Το ασύνηθες φαινόμενο αυτό οφείλεται σε μια υγρή μάζα που βρίσκεται πάνω από το ΑΟΣ και μας έδωσε την κορυφή στα 3000 m από ραδιοβόλιση, αλλά εντοπίστηκε στο προφίλ του LIDAR και έγινε εφικτή η σωστή ταυτοποίηση των στρωματώσεων. Κάτι τέτοιο οπωσδήποτε ενισχύει την εμπιστοσύνη στις δυνατότητες μελέτης της ατμόσφαιρας με καλύτερη ανάλυση και πιο ευανάγνωστο τρόπο μέσω του συστήματος LIDAR.



Εικόνα 28: Προφίλ (α) οπισθοσκέδαζόμενου σήματος LIDAR EM17 Β) πρώτης παραγωγού LIDAR EM17 γ) RH και δ) PT από ραδιοβολίσεις EM7 για 12/12/2011.



Εικόνα 29: Προφίλ α) οπτιδοκεδωζόμενου σήματος LIDAR EM17 β) πρώτης παραγωγής LIDAR EM17 γ) RH και δ) PT από ραδιοβολίσεις EMY για 11/07/2012.



Εικόνα 30: Προφίλ α) οπτικοακουαζόμενου σήματος LIDAR ΕΜΠ β) πρώτης παραγώγου LIDAR ΕΜΠ γ) RH και δ) PT από ραδιοβολείες ΕΜΥ για 16/07/2012.



## Κεφάλαιο 6

### Περίληψη - Συμπεράσματα - Προοπτικές

Σε αυτήν την εργασία είχαμε σκοπό να μελετήσουμε και να συγκρίνουμε δυο τεχνικές παρατήρησης διαφόρων ατμοσφαιρικών παραμέτρων, με κύριο αντικείμενο τον προσδιορισμό του ύψους του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος. Είδαμε τη σημασία του ΑΟΣ στην καθημερινότητά μας, την ανάγκη μελέτης και πρόβλεψης της συμπεριφοράς του. Δυο από τις βασικότερες τεχνικές για τον προσδιορισμό του ύψους του, μεταξύ άλλων παραμέτρων, είναι η τεχνική ραδιοβόλισης και η τεχνική τηλεπισκόπησης με σύστημα LIDAR.

Η πρώτη είναι μια χαμηλού κόστους τεχνική με ικανοποιητική χωρική ακρίβεια, αλλά αδυναμία διαρκούς και επαναλαμβανόμενης παρατήρησης, χρησιμοποιούμενη από τα τέλη του 19ου αιώνα, βασισμένη στην κατακόρυφη μεταφορά αισθητήριων οργάνων μέσα στο παρατηρούμενο ατμοσφαιρικό στρώμα. Η δεύτερη μέθοδος τηλεπισκόπησης βασίζεται στην καταμετρούμενη ένταση οπισθοσκεδαζόμενων φωτονίων από μια κατακόρυφη δέσμη laser που σκεδάζεται από τα μόρια της ατμόσφαιρας. Αξιοποιώντας τα δεδομένα που μας παρέχουν οι δυο τεχνικές και με βάση κάποια καθορισμένα κριτήρια, μπορούμε να προσδιορίσουμε το ύψος του ΑΟΣ για τη συγκεκριμένη στιγμή και τοποθεσία.

Τα δεδομένα ραδιοβόλισης της EMY χρησιμοποιήθηκαν για τον καθορισμό του ύψους του ΑΟΣ για τα έτη 2002-2013 πάνω από την Αθήνα, και σχεδιάστηκαν διαγράμματα που παρουσιάζουν τη συμπεριφορά του ΑΟΣ στη διάρκεια κάθε έτους, αλλά και σε διαφορετικές καιρικές συνθήκες. Το βασικότερο συμπέρασμα από αυτό ήταν η επιβεβαίωση της σχέσης του ύψους του ΑΟΣ σύμφωνα με τη θερμοκρασία: τις νύχτες το ΑΟΣ είναι χαμηλότερο από τις ημέρες, και τους χειμερινούς μήνες είναι χαμηλότερο από τους θερινούς. Επίσης, για κάποια συνεχόμενα έτη βρέθηκε μια σταθερή αυξητική τάση στο ύψος του ΑΟΣ, κάτι που δεν μπόρεσε να αιτιολογηθεί με όσα γνωρίζουμε. Τα δεδομένα του συστήματος LIDAR του ΕΜΠ συγκρίθηκαν με δυο τρόπους με τα δεδομένα ραδιοβολίσεων. Αρχικά συγκρίθηκαν τα διαγράμματα των δεδομένων ραδιοβόλισης με τα διαγράμματα LIDAR από το paper των Matthias et al. (2004) για την πόλη της Αθήνας, και βρέθηκε καλή συμφωνία μεταξύ τους. Η δεύτερη σύγκριση έγινε μελετώντας τρεις συγκεκριμένες ημέρες στις οποίες έγιναν ταυτόχρονες μετρήσεις με τις δυο τεχνικές, όπου επίσης βρέθηκε καλή συμφωνία των δεδομένων, και μάλιστα με πολύ μικρή χωρική απόκλιση κάτω των 50 m. Τέλος, επιχειρήθηκε μια ακόμα σύγκριση με την τεχνική SODAR (Kalogiros et al., 1998), αλλά ο περιορισμός στο υψόμετρο παρατήρησης με αυτήν την τεχνική δεν το κατέστησε δυνατό.

Συνολικά μπορούμε να συμπεράνουμε ότι οι δυο τεχνικές βρίσκονται σε καλή συμφωνία στις μετρήσεις τους, παρά τις διαφορές σε ηλικία, κόστος και αρχή λειτουργίας. Επίσης, χάρη στις

πολλές δυνατότητες ανίχνευσης διαφορετικών παραμέτρων ενός συστήματος LIDAR, έχει τη δυνατότητα να ανιχνεύσει περισσότερες από μια ραδιοβολίδα, αλλά και με μεγαλύτερη διάρκεια και επαναληψιμότητα, και κατά συνέπεια να αντικαταστήσει επάξια σε πολλές περιπτώσεις την παλαιότερη αυτή τεχνική.

# Βιβλιογραφία

Amiridis V., Melas D., Balis D.S., Papayannis A., Founda D., Katragkou E., Giannakaki E., Mamouri R.E., Gerasopoulos E., and Zerefos C., 2007, Aerosol Lidar observations and model calculations of the Planetary Boundary Layer evolution over Greece, during the March 2006 Total Solar Eclipse, *Atmospheric Chemistry and Physics*, **7**, 6181-6189.

Baars H., 2007, Continuous monitoring of the planetary-boundary-layer depth with lidar, Diploma Thesis, University of Leipzig, Faculty of Physics and Earth Sciences.

Flamant C., Pelon J., Flamant P. H., and Durand P., 1996, Lidar determination on the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, **83**, 247-284.

Garratt J. R., 1994, *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge, UK, Cambridge University Press.

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, *Boundary-Layer Meteorology*, **91**, 413-449.

Κόκκαλης Π., 2014, Μελέτη τροποσφαιρικών αερολυμάτων με επίγειες και δορυφορικές τεχνικές - Ανάλυση μετρήσεων και στατιστική επεξεργασία, Διδακτορική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Φυσικής.

Μαμούρη Ρ. Ε., 2009, Τηλεπισκόπηση της ατμόσφαιρας με χρήση πηγών Laser και δορυφορικών δεκτών, Διδακτορική εργασία, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Τομέας Φυσικής.

Matthias V., Balis D., Boesenberg J., Eixmann R., Iarlori M., Komguem L., Mattis I., Papayannis A., Pappalardo G., Perrone M.R., and Wang X., 2004, Vertical aerosol distribution over Europe: Statistical analysis of Raman lidar data from 10 European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET) stations, *Journal of Geophysical Research*, **109**, D18201.

Measures R., 1992, *Laser Remote Sensing: Fundamentals and Applications*, Malabar, FL, USA, Krieger Publ. Company.

Menut L., Flamant C., Pelon J., and Flamant P. H., 1999, Urban boundary layer height determination from lidar measurements over the Paris area, Institut Pierre Simon Laplace.

Papayannis A., Kokkalis P., Tsaknakis G., and Mamouri R.E., 2013, Temporal evolution of the planetary boundary layer over Athens, Greece - Statistical analysis based on coincident lidar and radiosonde data in the frame of EARLINET (2002-2009), European Geosciences Union, General Assembly 2013, 7-12 April 2013, Vienna, Austria.

Seidel D. J., Ao C. O., and Li K., 2009, Estimating climatological planetary boundary layer heights from radiosonde observations: Comparison of methods and uncertainty analysis, *Journal of Geophysical Research*, **115**, D16113.

Stull R.B., 1999, *Meteorology for Scientists and Engineers*, 2nd, Boston, MA, USA, Brooks Cole.

Tsaknakis G., Papayannis A., Kokkalis P., Amiridis V., Kambezidis H.D., Mamouri R.E., Georgoussis G., and Avdikos G., 2011, Inter-comparison of lidar and ceilometer retrievals for aerosol and Planetary Boundary Layer profiling over Athens, Greece, *Atmospheric Measurement Techniques*, **4**, 1261-1273.

Wang X. Y., and Wang K. C., 2014, Estimation of atmospheric mixing layer height from radiosonde data, *Atmospheric Measurement Techniques*, **7**, 1701-1709.

Weitkamp C., 2005, *Lidar: Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, 2005, Berlin, Germany, Springer.

Zhang Y., Gao Z., Li D., Li Y., Zhang N., Zhao X., and Chen J., 2014, On the Acomputation of planetary boundary-layer height using the bulk Richardson number method, *Geoscientific Model Development*, **7**, 2599-2611.