



Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Σχολή Θετικών Επιστημών

Τμήμα Φυσικής

Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΣΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Προσδιορισμός ύψους ανάμειξης από δορυφορικά δεδομένα CALIPSO
και σύγκρισή τους με αριθμητικές προσομοιώσεις.**

Πειραματική εκστρατεία ACEMED

Ελένη Μαρίνου

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2013



Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Σχολή Θετικών Επιστημών

Τμήμα Φυσικής

Τομέας Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΣΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**Προσδιορισμός ύψους ανάμειξης από δορυφορικά δεδομένα CALIPSO
και σύγκρισή τους με αριθμητικές προσομοιώσεις.**

Πειραματική εκστρατεία ACEMED

Ελένη Μαρίνου

Τριμελής επιτροπή

Μ. Τόμπρου, Αναπλ. Καθηγήτρια, ΕΚΠΑ

Β. Αμοιρίδης, Εντεταλμένος Ερευνητής Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών

Κ. Καρτάλης, Αναπλ. Καθηγητής, ΕΚΠΑ

ΑΘΗΝΑ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2013

Πρόλογος

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας του τμήματος Φυσικής του Εθνικού και Καποδιστριακού Πανεπιστημίου Αθηνών. Κατά την εκπόνηση της είχα την τύχη να με στηρίξουν και να με βοηθήσουν πολλοί άνθρωποι στους οποίους οφείλω ένα μεγάλο ευχαριστώ.

Κατ αρχήν θα ήθελα να αναφερθώ στην επιβλέπουσα μου κ. Τόμπρου Μαρία-Τζέλα. Την ευχαριστώ θερμά για την υπομονή της και την επιείκεια με την οποία με αντιμετώπισε.

Αυτή η διπλωματική δεν θα προχωρούσε χωρίς την αμέριστη βοήθεια και καθοδήγηση του κ. Βασίλη Αμοιρίδη τον οποίο ευχαριστώ θερμά για την εμπιστοσύνη που μου δείχνει.

Ακόμη οφείλω να ευχαριστήσω την Αγγελική Ντάντου για την ουσιαστική βοήθεια που μου παρείχε στο κομμάτι του WRF και την παροχή των δεδομένων που χρειάστηκα από το μοντέλο.

Ευχαριστώ θερμά και όλους τους καθηγητές που είχα κατά τη διάρκεια της φοίτησης μου στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας για τις γνώσεις που μου μετέδωσαν κατά τη διάρκεια παρακολούθησης των μαθημάτων.

Μέσα από την καρδιά μου θέλω να ευχαριστήσω τους αγαπημένους μου φίλους που κάνουν την ζωή μου καλύτερη.

Τέλος θέλω να ευχαριστήσω την μητέρα μου και την αδερφή μου που με στηρίζουν όλα αυτά τα χρόνια. Θα είμαι πάντα στο πλευρό τους και τους αφιερώνω αυτήν την εργασία.

Περίληψη

Σκοπός της παρούσας εργασίας είναι ο προσδιορισμός του ύψους ανάμιξης (ΜΗ) από δορυφορικές παρατηρήσεις lidar (αποστολή NASA-CALIPSO) και η σύγκριση των αποτελεσμάτων με εκτιμήσεις του ύψους του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος (ΑΟΣ) από το μετεωρολογικό μοντέλο WRF. Η μελέτη διενεργήθηκε για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας (34°E–43°E, 18°N–29°N) και για τη χρονική περίοδο των πειραματικών εκστρατειών AEGEAN-GAME και ACEMED (28/2/2011 με 9/9/2011). Εξετάστηκαν στο σύνολό τους 1883 κατακόρυφες κατανομές αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών πάνω από ξηρά (1010 περιπτώσεις) και θάλασσα (873 περιπτώσεις).

Για τις ανάγκες υπολογισμού του ΜΗ από τις παρατηρήσεις του CALIPSO αναπτύχθηκαν τέσσερις αλγόριθμοι ανάκτησης που βασίστηκαν σε τρεις μεθοδολογίες που προτείνονται στη βιβλιογραφία (μέθοδος της πρώτης στρωμάτωσης, μέθοδος της μέγιστης τυπικής απόκλισης, μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου) και μια επιπλέον τροποποιημένη μεθοδολογία που βασίστηκε στην τεχνική της μέγιστης παραγώγου με περιορισμούς που αφορούν στον σωματιδιακό φόρτο της περιοχή μελέτης.

Τα διαγράμματα διασποράς μεταξύ του ανακτώμενου ΜΗ από τον CALIPSO και του ύψους του ΑΟΣ από το WRF υποδεικνύουν ικανοποιητική σύγκριση των δεδομένων για τις τεχνικές ανάκτησης της πρώτης μέγιστης παραγώγου και της τροποποιημένης μεθόδου που εισήχθηκε στην παρούσα εργασία. Η μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου έχει την καλύτερη απόδοση σε σχέση με το WRF για τις περιπτώσεις ημερήσιου ΜΗ πάνω από ξηρά (αφορούν κυρίως περιπτώσεις αστάθειας). Η τροποποιημένη μέθοδος της μέγιστης παραγώγου έχει την καλύτερη απόδοση σε σχέση με το WRF για τις περιπτώσεις νυχτερινού ΜΗ πάνω από ξηρά και θάλασσα (περιπτώσεις ευστάθειας). Η εκτίμηση του ύψους του ΑΟΣ από το WRF βρέθηκε 300 με 600 m χαμηλότερα από το ανακτώμενο ΜΗ από το CALIPSO για τις περιπτώσεις αστάθειας, και 100 με 300 m χαμηλότερο για τις περιπτώσεις ευστάθειας.

Abstract

This study aims at the derivation of the mixing height (MH) from CALIPSO space-borne lidar observations and their comparison with simulations of the Planetary Boundary Layer (PBL) height by WRF model. The geographical area of the application is Greece (34°W–43°E, 18°N–29°N) and the selected time period coincides with the conduction of the experimental campaigns AEGEAN-GAME and ACEMED (28/2/2011 - 9/9/2011). 1883 CALIPSO aerosol/cloud vertical distributions were examined in total, both over land (1010 cases) and ocean (873 cases).

Four (4) algorithms were developed for the derivation of MH from CALIPSO observations based on three (3) well-known methodologies proposed in the literature (first layer, standard deviation method, first derivative method) and one methodology that for the first time is proposed here, which is based on the first derivative method and thresholds related to the aerosol load of the area under study.

The scatter diagrams between CALIPSO retrievals and WRF estimations indicate relatively good comparisons for the first derivative and the aerosol-load-constrained method. The first derivative method shows better performance in relation to WRF for daytime MH retrievals over land (unstable conditions). The aerosol-load-constrained method shows better performance in relation to WRF for nighttime MH retrievals over land and ocean (stable conditions). PBL estimates from WRF found to vary between 300 to 600 m lower than CALIPSO MH retrievals for unstable conditions, while for stable conditions the WRF underestimation found to vary between 100 and 300 m.

Περιεχόμενα

| | |
|---|-----------|
| Πρόλογος | 1 |
| Περίληψη | 2 |
| Abstract..... | 3 |
| 1 Εισαγωγή..... | 5 |
| 2 Θεωρητικό Υπόβαθρο..... | 8 |
| 2.1 Στρώμα ανάμιξης..... | 8 |
| 2.2 Δορυφόρος CALIPSO..... | 11 |
| 2.3 Τεχνικές υπολογισμού στρώματος ανάμιξης από Lidar..... | 12 |
| 2.4 Μοντέλο WRF | 17 |
| 2.5 Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ στο σχήμα YSU στο μοντέλο WRF | 18 |
| 3 Μεθοδολογία | 19 |
| 3.1 Εισαγωγή | 19 |
| 3.2 Προσδιορισμός του ύψους ανάμιξης από τον CALIPSO | 19 |
| 3.2.1 Τεχνικές προσδιορισμού του ΑΟΣ | 19 |
| 3.2.2 Αντιμετώπιση θορύβου στα L1 δεδομένα του CALIPSO | 25 |
| 3.2.3 Ποιοτικός έλεγχος των αποτελεσμάτων | 26 |
| 3.3 Εφαρμογή του μοντέλου WRF..... | 32 |
| 3.4 Χωρο-χρονικός συντονισμός δεδομένων CALIPSO και WRF..... | 33 |
| 4 Αποτελέσματα και Συζήτηση | 34 |
| 4.1 Εισαγωγή | 34 |
| 4.2 Σύγκριση των υψών ανάμιξης από CALIPSO και WRF | 34 |
| 4.2.1 Σύνολο των δεδομένων | 34 |
| 4.2.2 Ανάκτηση του ΜΗ από κατανομές αιωρούμενων σωματιδίων | 37 |
| 4.2.3 Ανάκτηση ΜΗ από κατανομές με παρουσία νεφών..... | 43 |
| 4.2.4 Διαχωρισμός δεδομένων με βάση τον τύπο εδάφους (ξηρά ή θάλασσα) | 47 |
| 5 Συμπεράσματα | 55 |
| Βιβλιογραφία..... | 57 |
| Ευρετήριο Εικόνων | 64 |
| Παράρτημα 1. Δορυφόρος CALIPSO..... | 68 |
| Παράρτημα 2. Προϊόντα CALIPSO | 80 |

1 Εισαγωγή

Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΑΟΣ) είναι το χαμηλότερο τμήμα της ατμόσφαιρας μέσα στο οποίο πραγματοποιείται το μεγαλύτερο μέρος των ανθρωπίνων δραστηριοτήτων. Ένας ευρέως διαδεδομένος ορισμός του ΑΟΣ που έχει δοθεί από τον Stull (1988) είναι ο εξής:

«Το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα είναι το τμήμα της τροπόσφαιρας που επηρεάζεται ευθέως από την κατάσταση της επιφάνειας της Γης, με χρονική απόκριση της κλίμακας των λίγων ωρών ή μικρότερη».

Το κυριότερο δυναμικό χαρακτηριστικό του ΑΟΣ είναι ότι μέσα σε αυτό κυριαρχούν τυρβώδεις στρόβιλοι οι οποίοι είναι υπεύθυνοι για την κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας, ορμής, υδρατμών και ρύπων. Η μεταφορά αυτή είναι περισσότερο αποτελεσματική κατά τη διάρκεια της ημέρας όπου οι χρονικές κλίμακες είναι της τάξης της μιας ώρας ή μικρότερες και πιο βραδεία τη νύχτα όταν η ευστάθεια περιορίζει την αποτελεσματικότητα των στρόβιλων. Αποτέλεσμα των ανωτέρω διεργασιών είναι το υψηλότερο ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας και το χαμηλότερο ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της νύχτας.

Η γνώση του ύψους του ΑΟΣ είναι σημαντική για ένα πλήθος ατμοσφαιρικών και μετεωρολογικών εφαρμογών όπως η πρόγνωση καιρού, η βελτιστοποίηση των κλιματικών μοντέλων και η πρόγνωση ποιότητας του αέρα (πχ Melfi et al., 1985; Flamant et al., 1997). Για παράδειγμα, η κατακόρυφη διάχυση των εκπεμπόμενων από την επιφάνεια ρύπων περιορίζεται τις περισσότερες φορές μέσα στο ΑΟΣ και η γνώση του ύψους του είναι καθοριστικής σημασίας σε μελέτες ατμοσφαιρικής ρύπανσης. Ειδικότερα, στις πρώτες μελέτες ατμοσφαιρικής χημείας όπου η ατμόσφαιρα προσομοιάζονταν ως ένα κουτί μέσα στο οποίο υπήρχε πλήρης ανάμιξη, το ύψος του ΑΟΣ έπαιζε σημαντικό ρόλο. Αξίζει χαρακτηριστικά να αναφερθεί ότι πολλές ερευνητικές εργασίες στη διεθνή βιβλιογραφία συσχετίζουν τα επίπεδα ρύπανσης εδάφους σε αστικές περιοχές με το ΑΟΣ (πχ. Bossioli et al., 2009). Τα αποτελέσματα αυτών των εργασιών δείχνουν μια ισχυρή αρνητική συσχέτιση ανάμεσα στις δύο μεταβλητές, όπου οι υψηλότερες τιμές συγκεντρώσεων επιφάνειας των πρωτογενών ρύπων εμφανίζονται τις πρωινές ώρες όταν το ΑΟΣ είναι χαμηλό ενώ οι μικρότερες νωρίς το απόγευμα όταν το ύψος του ΑΟΣ παίρνει τη μέγιστη τιμή του. Πρόσφατα, η Αμερικανική Ακαδημία Επιστημών έθεσε στην έκθεση του 2009 (National Research Council, 2009) ως μέγιστη προτεραιότητα τον προσδιορισμό του ύψους του ΑΟΣ για ένα πλήθος εφαρμογών.

Μεταξύ άλλων αναφέρεται η αναγκαιότητα για τη γνώση του ΑΟΣ στη χρήση του σε ατμοσφαιρικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού και κλιματικές μελέτες. Επιπλέον, ο επιστημονικός σχεδιασμός του Αμερικανικού Τμήματος Ενέργειας (Department of Energy, 2010) τονίζει τη σημασία του προσδιορισμού του ΑΟΣ με μεθόδους ανάλυσης παρατηρήσεων αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών, τοπογραφίας και δυναμικής της τροπόσφαιρας στην ανάπτυξη και διακρίβωση σχετικών ενεργειακών μοντέλων πρόγνωσης.

Ωστόσο ο καθορισμός του ΑΟΣ δεν είναι μια εύκολη υπόθεση μιας και το κατακόρυφο μέγεθος του ΑΟΣ παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές (από λίγες δεκάδες μέτρα όταν επικρατεί ακραία ευστάθεια μέχρι δύο με τρία χιλιόμετρα σε συνθήκες ακραίας αστάθειας - Stull, 1988; Garratt, 1992). Επιπλέον, επειδή η εφαρμογή του ορισμού της τύρβης για τον καθορισμό του ύψους του ΑΟΣ παρουσιάζει μεγάλες δυσκολίες, χρησιμοποιούνται συνήθως άλλες μέθοδοι για τον πρακτικό υπολογισμό του, ανάλογα με τα διαθέσιμα δεδομένα κάθε φορά. Οι πρακτικοί μέθοδοι για τον καθορισμό του ύψους ΑΟΣ αφορούν τόσο σε μεθόδους που βασίζονται σε κατακόρυφες κατανομές ατμοσφαιρικών μεγεθών όσο και σε τεχνικές που βασίζονται σε παραμετροποιήσεις και μοντέλα που απαιτούν μόνο λειτουργικά διαθέσιμα στοιχεία εισόδου από μετρήσεις ή από αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού. Οι μέθοδοι που βασίζονται σε κατακόρυφες κατανομές αφορούν κατά κύριο λόγο μετεωρολογικές ραδιοβολίσεις, δέσμια μπαλόνια, ιστούς, όργανα μέτρησης κατακόρυφων κατανομών ανέμου όπως sodars και Doppler lidars, και όργανα ενεργής τηλεπισκόπησης αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών όπως backscatter lidars και ceilometers. Οι μέθοδοι χρησιμοποιούν κατακόρυφες κατανομές παραμέτρων όπως η δυνητική θερμοκρασία (πχ. Stull, 1988), η σχετική υγρασία (πχ. Betts and Albrecht, 1987; Tercier et al., 1995), η ταχύτητα του ανέμου (πχ. Holzworth, 1967, 1972; Beyrich, 1997; Seibert et al., 2000; Emeis et al., 2004), ο αριθμός Richardson (π.χ., Troen and Mahrt, 1986; Vogelezang and Holtslag, 1996) και η οπισθοσκέδαση των αερολυμάτων και των νεφών (πχ. Melfi et al., 1985; Di Girolamo et al., 1999; Clifford et al., 1994; Cohn and Angevine, 2000; Wiegner et al., 2006; Jordan 2009; Jordan et al., 2010; Scarino et al., 2013; Summa et al., 2013). Όπως αναφέρθηκε, το Αμερικανικό Τμήμα Ενέργειας (Department of Energy, 2010), συνιστά τη χρήση μετρήσεων αερολυμάτων και νεφών, μιας και είναι ευρέως διαθέσιμες σε σύγκριση με τα υπόλοιπα όργανα. Συγκεκριμένα, η οπισθοσκέδαση από συστήματα lidar αποτελεί την πιο συνήθη και διαδεδομένη μέθοδο μέτρησης του ύψους του ΑΟΣ (Melfi et al., 1985; Boers and Eloranta, 1986; Hooper and Eloranta, 1986; Flamant et al., 1997; Palm et al., 1998; Menut et al., 1999; Di Girolamo et al., 1999; Cohn et al, 2000; Davis et al., 2000; Brooks et al., 2003; Piironen and Eloranta, 1995;

Bidokhti et al., 2005, 2008; De Tomasi and Perrone, 2006; Cohn and Angevine, 2000; Jordan 2009; Jordan et al., 2010; Scarino et al., 2013; Summa et al., 2013).

Τα τελευταία χρόνια και με την ανάπτυξη των δορυφορικών τεχνολογιών lidar, είναι εφικτός ο υπολογισμός του ύψους του ΑΟΣ σε παγκόσμια κλίμακα. Ωστόσο, δεν είναι ακόμη διαθέσιμα αυτοματοποιημένα προϊόντα από τα δορυφορικά συστήματα lidar, συγκεκριμένα τον δορυφόρο CALIPSO της NASA που είναι και το μακροβιότερο σύστημα σε λειτουργία (από τον Ιούνιο του 2006). Σχετικές μελέτες για την εφικτότητα υπολογισμού του ύψους του ΑΟΣ από τον CALIPSO έχουν γίνει από τους Jordan (2009) και Jordan et al. (2010).

Επιπλέον των μετρήσεων κατακόρυφων κατανομών ατμοσφαιρικών παραμέτρων για τον επιχειρησιακό προσδιορισμό του ΑΟΣ, χρησιμοποιούνται και απλές παραμετροποιήσεις του ΑΟΣ με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων. Η γνώση του ύψους του ΑΟΣ στην εκτίμηση των συγκεντρώσεων είναι σημαντική. Στη βιβλιογραφία έχουν παρουσιαστεί αποτελέσματα που καταδεικνύουν ότι οι επιφανειακές συγκεντρώσεις όζοντος συσχετίζονται με την ακρίβεια υπολογισμού του ύψους του ΑΟΣ (Berman et al. 1997) και την εισβολή αέρα από την ανώτερη στρωμάτωση που είναι πιθανώς επιβαρυνμένη από υψηλές συγκεντρώσεις όζοντος (Freedman et al. 1998; Zhang et al. 1998). Σήμερα, οι μετεωρολογικές και περιβαλλοντικές υπηρεσίες χρησιμοποιούν παραμετροποιήσεις βασισμένες σε πρότυπες μετρήσεις και αριθμητικά μοντέλα. Η χρήση διαγνωστικών ή προγνωστικών εξισώσεων παραμετροποίησης του ΑΟΣ αποτελεί ιδανική επιλογή για επιχειρησιακούς σκοπούς, λόγω της ευκολίας εφαρμογής τους και του περιορισμένου αριθμού των απαιτούμενων δεδομένων εισόδου. Στη βιβλιογραφία έχουν προταθεί πολλά σχήματα παραμετροποίησης για τον υπολογισμό του ΑΟΣ, όπως για παράδειγμα οι μελέτες των Tennekes, 1970; Zilitinkevich, 1972; San Jose and Casanova, 1988; Vogelesang and Holtslag, 1996, για ασταθείς συνθήκες και των Hanna, 1969; Zilitinkevich, 1972; Etling and Wippermann, 1975; Arya, 1981; Mahrt, 1981; Nieuwstadt, 1984; Koracin and Berkowicz, 1988, για ευσταθείς συνθήκες.

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η εξαγωγή του ύψους του ΑΟΣ χρησιμοποιώντας δορυφορικές μετρήσεις lidar από τον δορυφόρο CALIPSO και η σύγκριση αυτών των αποτελεσμάτων με τις προσομοιώσεις του ΑΟΣ από το μετεωρολογικό μοντέλο WRF. Η χρονική περίοδος που εξετάζεται είναι η περίοδος των πειραματικών εκστρατειών AEGEAN-GAME και ACEMED, οι οποίες έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας την περίοδο 28/2/2011 με 9/9/2011 και περιλαμβάνουν την περιοχή 34°E–43°E, 18°N–29°N.

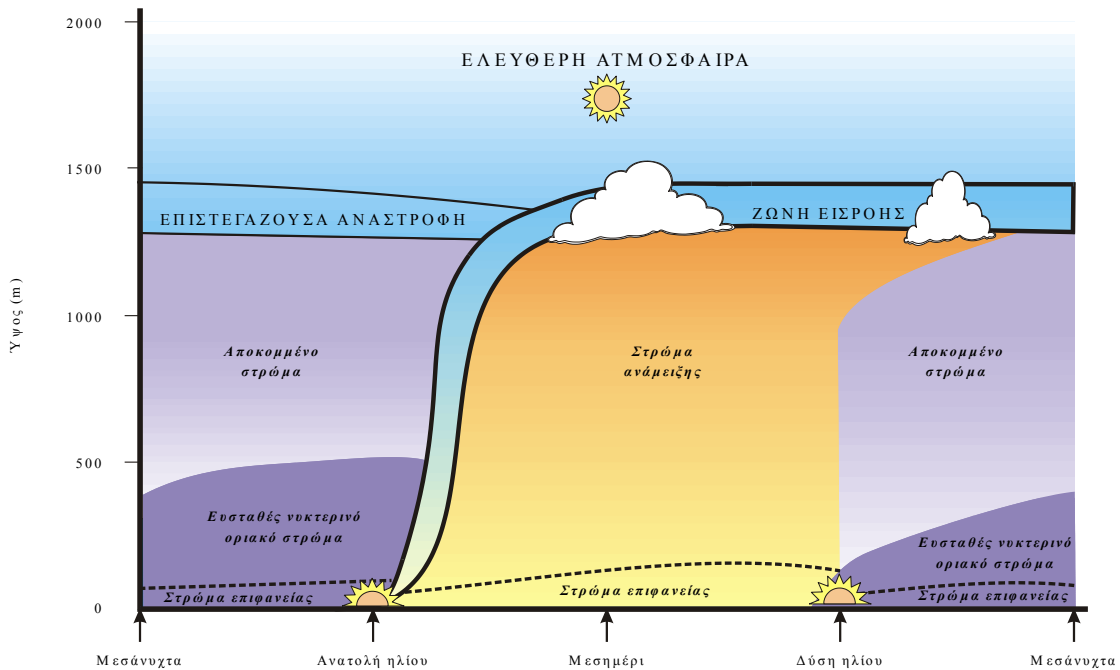
2 Θεωρητικό Υπόβαθρο

2.1 Στρώμα ανάμιξης

Σε εφαρμογές ατμοσφαιρικής ρύπανσης εξισώνεται συχνά το ημερήσιο ΑΟΣ με το Στρώμα Ανάμιξης και η κορυφή του ΑΟΣ με το Mixing Height (MH). Το **ύψος του στρώματος ανάμιξης (mixing height -MH)** ορίζεται ως η κορυφή του στρώματος στο οποίο επικρατεί τύρβη (White et al. 2009) ή ως το χαμηλότερο στρώμα στο οποίο διαδικασίες τυρβώδους ανάμιξης καθιερώνουν μια ανταλλαγή μεταξύ του επιφανειακού στρώματος και την υπερκείμενη ατμόσφαιρα (Stull, 1988). Σχετική αξιολόγηση των διαφορετικών μεθόδων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του MH από μετρήσεις, μοντέλα και προσομοιώσεις μπορεί να βρεθεί στους Seibert et al. (2000)

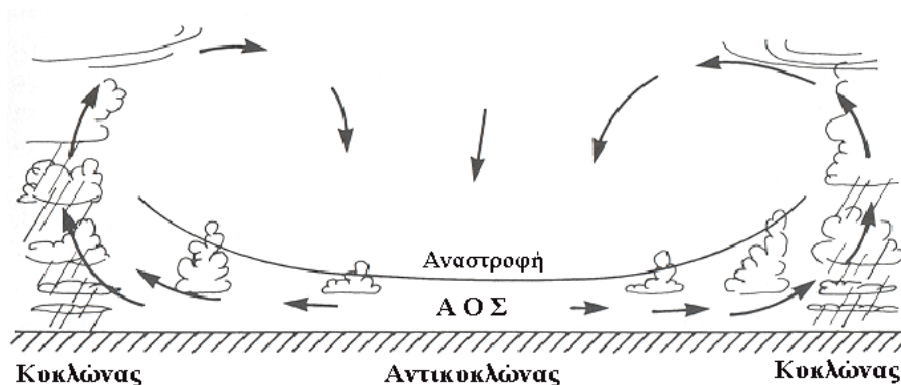
Το **στρώμα ανάμιξης (mixing layer)**, καταλαμβάνει περίπου το 75% του ΑΟΣ κατά τη διάρκεια της ημέρας. Λόγω της μεγάλης έντασης των τυρβωδών στροβίλων, η ανάδευση του στρώματος είναι πολύ ισχυρή με αποτέλεσμα να εμφανίζεται μια περίπου ομοιόμορφη κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας, του ανέμου, της υγρασίας και των ρύπων. Στην κορυφή του στρώματος ανάμιξης εμφανίζεται η **ζώνη εισροής (entrainment zone)** (ή αναστροφή ύψους / capping inversion) ένα στρώμα με ευσταθή στρωμάτωση (συντά υπάρχει αναστροφή θερμοκρασίας) όπου λαμβάνει χώρα η εισροή αέρα από την ελεύθερη ατμόσφαιρα. Κατά τη διάρκεια της νύχτας σχηματίζεται το **νυχτερινό οριακό στρώμα (nocturnal boundary layer)** και πάνω από αυτό το **αποκομμένο (ή εναπομένον) στρώμα (residual layer)**. Τα στρώματα αυτά φαίνονται στην Εικόνα 2-1. Τέλος, αναφέρουμε ότι το ΑΟΣ πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, το οποίο έχει άμεση επαφή και επιρροή από αυτήν, ονομάζεται **θαλάσσιο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (ΘΑΟΣ)**.

Αναφέρουμε στο σημείο αυτό ότι οι μέθοδοι ανάκτησης του ύψους του ΑΟΣ από μετρήσεις αιωρούμενων σωματιδίων με lidar αποτελούν ένδειξη για το ύψος του MH, μιας και πρόκειται για έμμεσο υπολογισμό ο οποίος εκμεταλλεύεται το αποτέλεσμα της θερμοδυναμικής ανάμιξης που οδηγεί σε κατακόρυφη ομοιογένεια των συγκεντρώσεων των ρύπων.. Αυτό σημαίνει ότι για ημερήσιες μετρήσεις lidar, το ανακτώμενο ύψος είναι ενδεικτικό του MH, ενώ για νυχτερινές μετρήσεις, το ανακτώμενο ύψος είναι ενδεικτικό του ύψους του ευσταθούς νυχτερινού οριακού στρώματος.



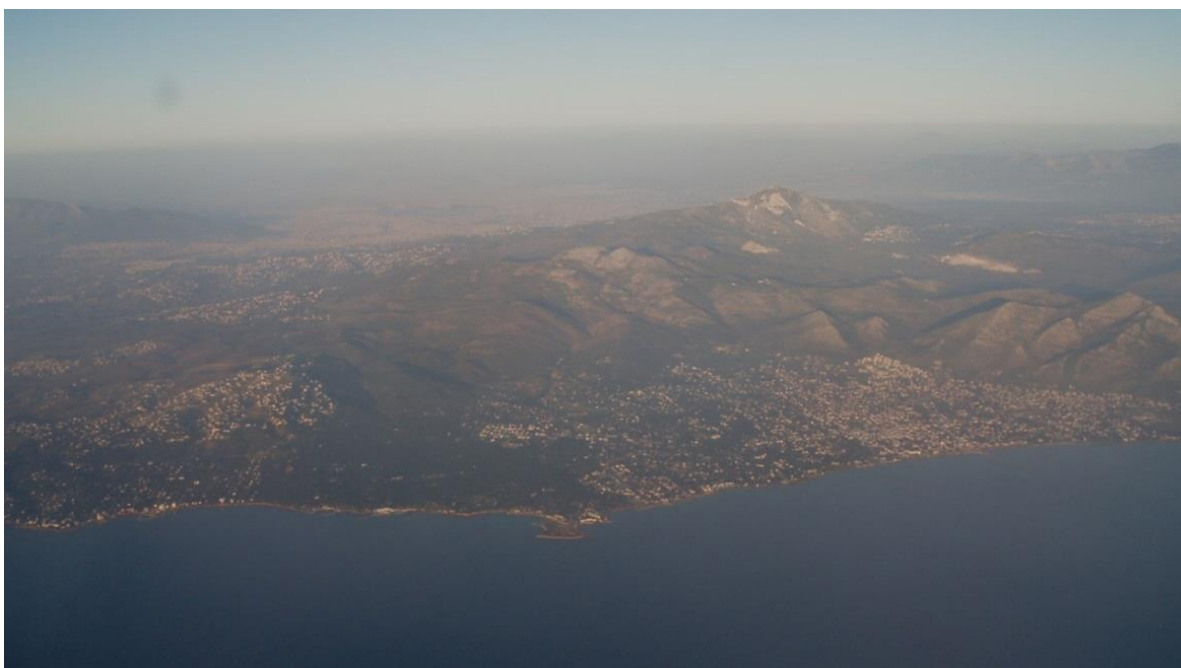
Εικόνα 2-1. Η ημερήσια πορεία της δομής του ΑΟΣ και τα στρώματα που το αποτελούν, πάνω από τη ξηρά σε αίθριες συνθήκες.

Σε αντικυκλωνικές συνθήκες το ΑΟΣ είναι είτε ελεύθερο νεφών είτε εμφανίζονται μόνο νέφη καλοκαιρίας. Στις περιπτώσεις απουσίας νεφών, το ΜΗ έχει ένα ευδιάκριτο άνω όριο, το οποίο λόγω της επιστεγάζουσας θερμοκρασιακής αναστροφής εγκλωβίζει τα σωματίδια μέσα του. Σε περιοχές χαμηλής πίεσης οι ανοδικές κινήσεις του αέρα ενισχύουν τη δράση των στροβίλων και μεταφέρουν την κορυφή του ΑΟΣ σε μεγάλα ύψη με αποτέλεσμα να είναι δύσκολος ο ορισμός της. Σε αυτές τις περιπτώσεις η βάση των νεφών ορίζεται κάπως αυθαίρετα σαν η κορυφή του ΑΟΣ και του ΜΗ (Εικόνα 2-2).



Εικόνα 2-2. Μεταβολές του ύψους του ΑΟΣ με την συνοπτική κατάσταση.

Σε πολλές περιπτώσεις, ιδιαίτερα σε ρυπασμένη ατμόσφαιρα, το ΜΗ μπορεί να γίνει αντιληπτό ακόμη και δια γυμνού οφθαλμού. Έτσι αν παρατηρήσουμε μια πόλη τις πρωινές ώρες από κάποιο ύψος, π.χ. από ένα λόφο, θα διακρίνουμε εύκολα τη διαφορά ανάμεσα στο χαμηλότερο στρώμα αέρα (ΜΗ) μέσα στο οποίο η ορατότητα είναι μικρότερη λόγω της παρουσίας σωματιδιακών και αέρων ρύπων που προέρχονται συνήθως από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, και το υπερκείμενο στρώμα (την ελεύθερη ατμόσφαιρα) που χαρακτηρίζεται από γαλάζιο χρώμα και έχει καλύτερη ορατότητα. Αντίστοιχα οι επιβάτες ενός αεροπλάνου μπορούν να παρατηρήσουν κατά τη διάρκεια αίθριων ημερών τη μεγάλη διαφορά ανάμεσα στο ρυπασμένο κατώτερο τμήμα (1-2 km) όπου η ορατότητα είναι πολλές φορές μόλις λίγα χιλιόμετρα και στο υπερκείμενο στρώμα όπου κανείς μπορεί να δει αντικείμενα, όπως κορυφές βουνών, σε απόσταση πολλών εκατοντάδων χιλιομέτρων (Εικόνα 2-3).



Εικόνα 2-3. Αεροφωτογραφία του Λεκανοπεδίου Αττικής όπου διακρίνεται στον ορίζοντα το ύψος του ΜΗ.

Όπως αναφέραμε ήδη, σε εφαρμογές ατμοσφαιρικής ρύπανσης εξισώνεται συχνά το Στρώμα Ανάμιξης με το ημερήσιο ΑΟΣ και το ΜΗ με την κορυφή του ΑΟΣ. Στην παρούσα μελέτη, θεωρούμε ως ύψος του ΑΟΣ το ύψος του στρώματος ανάμιξης όπως φαίνεται σε ένα καλά αναμεμιγμένο οπισθοσκεδαζόμενο προφίλ αερολυμάτων και για τη μέτρηση της κατακόρυφης κατανομής των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα χρησιμοποιούμε το δέκτη CALIOP του δορυφόρου CALIPSO.

2.2 Δορυφόρος CALIPSO

Το CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization) είναι το κύριο όργανο στο δορυφόρο CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) ο οποίος συμμετέχει στη συστοιχία δορυφόρων A-Train της NASA. Το CALIOP είναι μια διάταξη lidar οπισθοσκέδασης σε δύο μήκη κύματος (532 nm και 1064 nm) με ένα κανάλι αποπόλωσης στα 532 nm το οποίο δίνει ατμοσφαιρικά προφίλ από τον Ιούνιο του 2006. Ο CALIPSO τηλεπισκοπεί την ατμόσφαιρα με υψηλή ανάλυση (1/3 km στην οριζόντια διεύθυνση και 30 m στην κατακόρυφη διεύθυνση για τα πρώτα 8 km από τη μέση στάθμη της θάλασσας) και δίνει την κατακόρυφη κατανομή του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar από αερολύματα και νέφη καθώς και αποπολωμένη οπισθοσκέδαση στο ορατό κανάλι (Winker et al., 2009) (αναλυτικά τεχνικά χαρακτηριστικά του CALIPSO παρατίθενται στο Παράρτημα 1).

Τα δεδομένα επιπέδου 1 (Level 1 - L1) περιλαμβάνουν το διορθωμένο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar (attenuated backscatter). Έπειτα από διαδικασίες βαθμονόμησης και διόρθωσης των L1 προϊόντων, εντοπίζονται τα στρώματα των νεφών και αερολυμάτων και ανακτώνται οι κατακόρυφες κατανομές οπισθοσκέδασης (backscatter) και εξασθένησης (extinction) από τα αερολύματα και τα νέφη τα οποία δίδονται στα προϊόντα επιπέδου 2 (L2). Συγκεκριμένα, μια σειρά πολύπλοκων αλγορίθμων εφαρμόζεται στα L1 προϊόντα για την παραγωγή των προϊόντων L2. Οι συγκεκριμένοι αλγόριθμοι περιγράφονται αναλυτικά σε σχετικό ειδικό τεύχος του περιοδικού Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (πχ. Winker et al., 2009) καθώς και στα έγγραφα περιγραφής του θεωρητικού αλγορίθμου του CALIPSO (πχ. PC-SCI-202.01).

Εν συντομία, το σύστημα ανάκτησης του L2 προϊόντος του CALIPSO αποτελείται από ένα σύστημα αλγορίθμων που αποτελείται από: α) τον αλγόριθμο για την γεωμετρική ανίχνευση στρωματώσεων, β) τον αλγόριθμο για την ταξινόμηση των στρωματώσεων (Layers) ανάλογα με τον τύπο τους (π.χ., αερολύματα ή νέφη) και τον υπο-τύπο τους (πχ: dust, marine) και τέλος, γ) τον αλγόριθμο υπολογισμού των κατακόρυφων κατανομών εξασθένησης και οπισθοσκέδασης, κατά τον οποίο χρησιμοποιείται μια προσεγγιστική τιμή για το λόγο lidar (lidar ratio - LR) κάθε ανιχνευόμενου στρώματος αερολυμάτων. Το L2 προϊόν του CALIPSO πρώτα καθορίζει τις θέσεις των χαρακτηριστικών στρωμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα (Vaughan et al., 2009), στη συνέχεια διακρίνει τα στρώματα αερολυμάτων από αυτά των νεφών (Liu et al., 2009), κατηγοριοποιεί τα στρώματα αερολυμάτων σε ένα από τους έξι υπο-τύπους (dust, marine, smoke, polluted dust, polluted continental, και clean continental, Omar

et al., 2009), και εκτιμά το οπτικό βάθος των αερολυμάτων (Aerosol Optical Depth, AOD) του κάθε στρώματος (Young και Vaughan, 2009).

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιούμε συνδυαστικά τα L1 και L2 προϊόντα και πιο συγκριμένα τα: CAL_LID_L1-ValStage1-V3-01, CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01 και CAL_LID_L2_05kmAPro-Prov-V3-01. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν από τα παραπάνω αρχεία δίδονται στον πίνακα του Παραρτήματος 2. Σημειώνουμε ότι δεν είναι διαθέσιμο από τον CALIPSO έτοιμο προϊόν για το ΑΟΣ ή το ΜΗ.

2.3 Τεχνικές υπολογισμού στρώματος ανάμιξης από Lidar

Αρκετές μελέτες στη βιβλιογραφία αναφέρουν τη συμφωνία μεταξύ των ΜΗ που υπολογίστηκαν με τη βοήθεια κατακόρυφων κατανομών αιωρούμενων σωματιδίων με αντίστοιχους υπολογισμούς από ραδιοβολήσεις, όπως επίσης την καλή απόδοση μοντέλων ατμοσφαιρικών προσομοιώσεων με τις παραπάνω μετρήσεις (π.χ. Coulter, 1979; Marsik et al., 1995; Hayden et al., 1997; Palm et al., 2005; De Tomasi and Perrone, 2006; Wiegner et al., 2006; Bidokhti et al., 2008; Jordan et al., 2010). Η βασική φυσική αρχή στην οποία στηρίζεται ο προσδιορισμός του ΜΗ από ένα lidar οπισθοσκέδασης είναι ότι η κύρια πηγή των αιωρημάτων βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης με αποτέλεσμα η συγκέντρωσή τους στο ΑΟΣ να είναι πολύ μεγαλύτερη εκείνης της ελεύθερης τροπόσφαιρας και να προκαλείται μέσα σε αυτό μεγαλύτερη σκέδαση του φωτός της πηγής laser. Έτσι το lidar μπορεί εύκολα να ανιχνεύσει το σύνορο μεταξύ των δυο στρωμάτων. Διάφορες τεχνικές lidar έχουν αναπτυχθεί για τον προσδιορισμό του ύψους του ΜΗ. Οι επικρατέστερες είναι:

- 1) Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (1st derivative technique ή gradient technique) (Melfi et al., 1985; Boers and Eloranta, 1986; Flamant et al., 1997; Menut et al., 1999; Palm et al., 1998, 2005)
- 2) Η τεχνική της μέγιστης διακύμανσης (variance analysis) (Hooper and Eloranta, 1986; Piironen and Eloranta, 1995; Menut et al., 1999)
- 3) Η wavelet covariance technique (ή Haar wavelet technique) (Cohn and Angevine, 2000; Brooks, 2003)

Η τεχνική της πρώτης μέγιστης κλήσης και η μέθοδος wavelet covariance υποθέτουν ότι το ΜΗ περιέχει περισσότερα αερολύματα από ότι η ελεύθερη τροπόσφαιρα το οποίο έχει σαν αποτέλεσμα την ισχυρή μείωση του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος στην κορυφή του. Η τεχνική της μέγιστης διακύμανσης χρησιμοποιεί την ισχυρή χρονική διακύμανση του σήματος

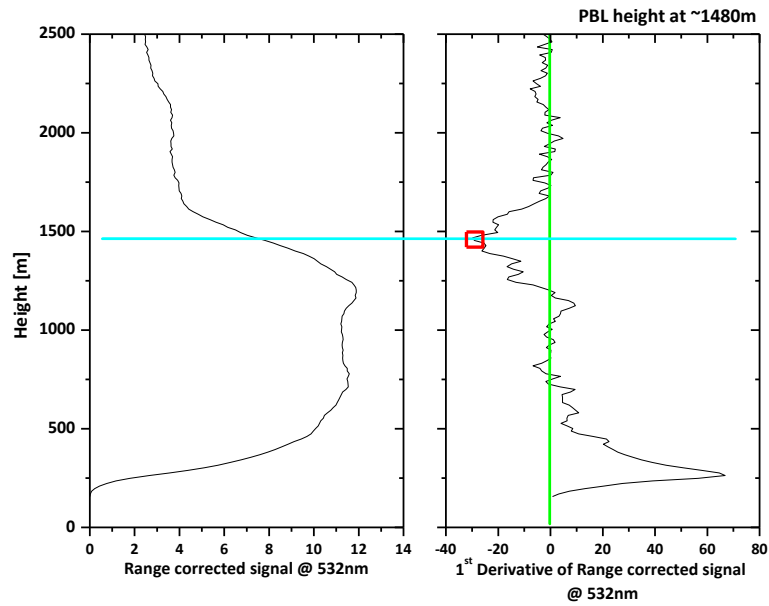
του LIDAR στην κορυφή του ΜΗ η οποία προέρχεται από την εισροή καθαρού αέρα από την ελεύθερη τροπόσφαιρα.

Οι συγκεκριμένες μέθοδοι αρχικά αναπτύχθηκαν για συστήματα lidar εδάφους τα οποία έχουν αναπτυχθεί ανά τον κόσμο εδώ και πολλά χρόνια. Σε αντίθεση, οι μέθοδοι που έχουν εφαρμοστεί στη βιβλιογραφία για το CALIOP, το οποίο είναι ένα σχετικά νέο όργανο (έναρξη λειτουργίας στα μέσα του 2006), είναι περιορισμένες (Jordan 2009, Jordan et al., 2010). Αυτό οφείλεται στο μεγάλο θορύβο που έχουν οι μετρήσεις του εξαιτίας του υψηλού ηλιακού υποβάθρου (ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια της μέρας) και του χαμηλού λόγου σήματος προς θόρυβο (Signal to noise ratio - SNR). Συγκριμένα, έχουν εφαρμοστεί για το CALIPSO οι ακόλουθες τεχνικές:

- 1) Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου με κατώφλι στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα
- 2) Η τεχνική Haar wavelet
- 3) Η τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης

Οι τεχνικές που αναφέρουμε βασίζονται στη χρήση δεδομένων επιπέδου 1 του CALIPSO, και πιο συγκεκριμένα του προϊόντος **total attenuated backscatter στα 532 nm (β_{532})**. Η εφαρμογή τους στην εργασία των Jordan et al. (2009; 2010) αναφέρεται σε ημερήσιες μετρήσεις με σκοπό την αποφυγή ανίχνευσης του νυχτερινού αποκομμένου στρώματος πάνω από το νυχτερινό οριακό στρώμα. Η σύγκριση των τριών παραπάνω τεχνικών έδειξε ότι η τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης είχε καλύτερα αποτελέσματα από ότι οι άλλες δύο στον καθορισμό του ύψους του ΑΟΣ. Μια σύντομη περιγραφή των τριών τεχνικών δίνεται παρακάτω.

Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου με κατώφλι το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα χρησιμοποιεί μια τιμή κατωφλίου (ίδιο για αερολύματα και νέφη) ίση με $-2,3(\log_{10}(\beta_{532}))$ για να ορίσει τη μέγιστη αλλαγή της κλίσης του προφίλ του lidar. Αυτή η τιμή χρησιμοποιήθηκε εμπειρικά στη μελέτη από τη Jordan (2009) επειδή ήταν ικανή να ανιχνεύσει το 95% των ισχυρών φόρτων αερολυμάτων και νεφών. Συγκεκριμένα το ύψος του ΑΟΣ θεωρείται το πρώτο σημείο από την επιφάνεια στο οποίο ανιχνεύεται το όριο αυτό. Ένα παράδειγμα αυτής της τεχνικής παρουσιάζεται στην Εικόνα 2-4 όπου το πρώτο ελάχιστο της παραγώγου εμφανίζεται στα 1480 m.

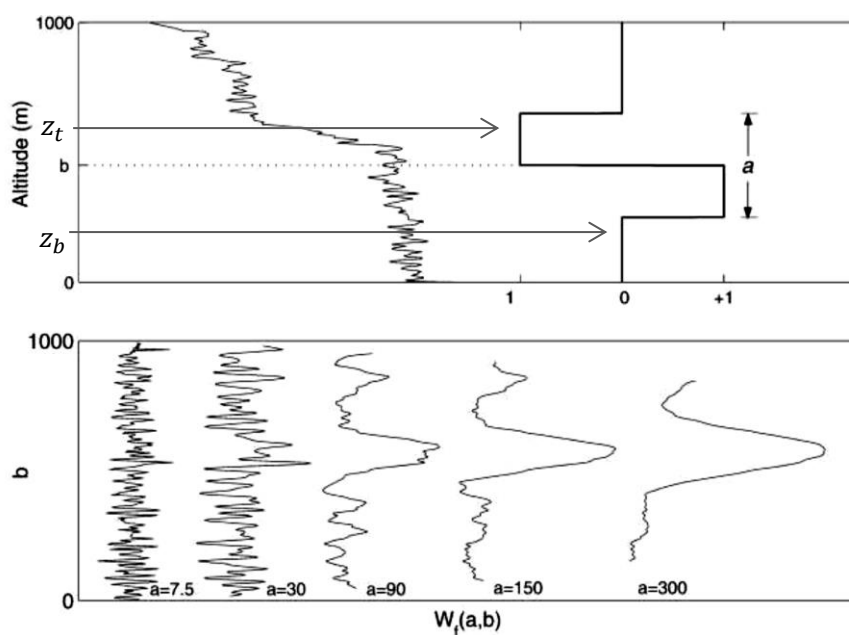


Εικόνα 2-4. Αριστερά: Παράδειγμα κατακόρυφης κατανομής οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar. Δεξιά: Κατακόρυφη κατανομή της πρώτης παραγώγου του σήματος και η τιμή της πρώτης μέγιστης (αρνητικής) παραγώγου που ταυτίζεται με το ΜΗ.

Η τεχνική Haar wavelet χρησιμοποιεί Haar wavelet της μορφής συμμετρικού τετραγωνικού κύματος με θετικά και αρνητικά πλάτη και μεταβλητό οριζόντιο πλάτος και κατακόρυφο εύρος (Εικόνα 2-5, επάνω), που περιγράφεται από μια τετραγωνική συνάρτηση h (Brooks, 2003). Η λογική των wavelet στηρίζεται στην αναπαραγωγή ενός συνθετικού προφίλ που θα ανιχνεύει ένα μέγιστο στο σημείο του ύψους του ΜΗ. Το συνθετικό προφίλ υπολογίζεται με βάση το αρχικό σήμα lidar, τη συνάρτηση του Haar wavelet (h) και τους συντελεστές a , b που αντιστοιχούν στο εύρος του wavelet και στο ύψος στο οποίο είναι κεντραρισμένη η συνάρτηση Haar αντίστοιχα (Εικόνα 2-5, επάνω). Με βάση τα δεδομένα αυτά, υπολογίζεται για κάθε ύψος ξεχωριστά (στο οποίο κεντράρεται η συνάρτηση Haar - b), η συνεχής συνάρτηση μετασχηματισμού (wavelet transform function - WCT) της Εξίσωσης 3.1 (Davis et al. 2000):

$$W_f(a, b) = \frac{1}{a} \int_{z_b}^{z_t} f(z) h\left(\frac{z-b}{a}\right) dz \quad (3.1)$$

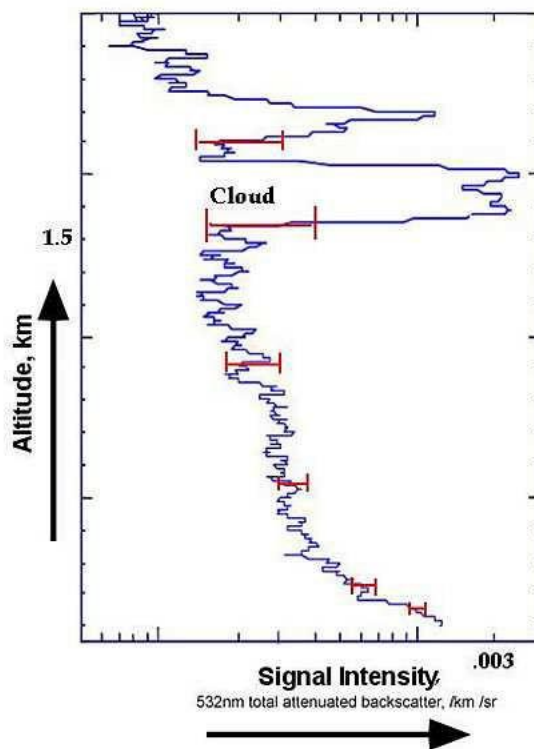
όπου, z_b είναι το ύψος της βάσης του wavelet στο προφίλ του lidar και z_t το ύψος της κορυφής του, $f(z)$ το προφίλ του σήματος lidar (δλδ. β_{532}), a το εύρος του wavelet και b το ύψος στο οποίο είναι κεντραρισμένη η συνάρτηση Haar. Με τη μεθοδολογία αυτή, υπολογίζονται τα προφίλ που παρουσιάζονται στην Εικόνα 2-5 (κάτω) για διαφορετικές τιμές του εύρους του wavelet, a .



Εικόνα 2-5 Η πάνω εικόνα είναι παράδειγμα της κατανομής ενός σήματος lidar (αριστερά) με μια συνάρτηση Haar (δεξιά). Η κάτω εικόνα είναι οι μετασχηματισμοί της συνδιακύμανσης ($W_f(a, b)$) μετά την επιλογή διαφορετικών τιμών για το a . (Brooks, 2003).

Η τεχνική Haar wavelet, αν και επηρεάζεται λιγότερο από το θόρυβο από ότι η τεχνική της μέγιστης παραγώγου, χρειάζεται διάφορους περιορισμούς (τροποποιήσεις της WCT τεχνικής) για να εκτιμήσει σωστά το ΜΗ το οποίο έχει να κάνει με την κατάλληλη επιλογή του a . Η βέλτιστη επιλογή του a ισούται με το βάθος της ζώνης εισροής το οποίο δεν είναι γνωστό και συνήθως επιλέγεται αυθαίρετα (Brooks, 2003).

Η τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης, την οποία εισήγαγε η Jordan (2009), ακολουθεί την ίδια θεώρηση με την πρώτη τεχνική (στο ΜΗ υπάρχει σημαντική αλλαγή στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα στη βάση νέφους ή στην κορυφή του στρώματος αερολυμάτων) χρησιμοποιώντας την τυπική απόκλιση κατά μήκος του οπισθοσκεδαζόμενου προφίλ με συγκεκριμένο παράθυρο. Η μεγαλύτερη τυπική απόκλιση η οποία έχει ταυτόχρονα και τη μεγαλύτερη ένταση οπισθοσκεδαζόμενου σήματος θεωρείται η κορυφή του ΑΟΣ (Εικόνα 2-6).



Εικόνα 2-6 Παράδειγμα ενός προφίλ σήματος lidar (μπλε) με τις τυπικές του αποκλίσεις (κόκκινο) καθ' ύψος. (Piironen and Eloranta 1995).

Επιπλέον, αναφέρεται στη βιβλιογραφία του CALIPSO και η single-layer technique (Wu et al., 2009) η οποία βασίζεται στο επιπέδο 2 Aerosol Layer προϊόν των 5-km, και θεωρεί το ύψος του ΑΟΣ την κορυφή της πρώτης στρωμάτωσης που ανιχνεύεται από το δορυφόρο. Τα δεδομένα φιλτράρονται με βάση τους περιορισμούς που έχουν τεθεί στη συγκεκριμένη εργασία οι οποίοι αναφέρονται σε ανέφελες και single aerosol layer μετρήσεις, δηλαδή περιπτώσεις στις οποίες ο δορυφόρος αναγνωρίζει μόνο ένα στρώμα αερολυμάτων πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος, του οποίου η βάση είναι μικρότερη από 0,3km και η κορυφή μικρότερη από 6km (ώστε να αποφευχθούν τα υπερυψωμένα στρώματα) ενώ έχουν απορριφθεί και τα στρώματα με πάχος μικρότερο από 100m (ώστε να αποφευχθεί τυχαιός θόρυβος). Επειδή αυτά τα φίλτρα αναφέρονται σε δεδομένα 6 μηνών πάνω από έναν μόνο σταθμό, είναι πιθανόν τα συμπεράσματα να αφορούν μόνο την περιοχή μελέτης τους.

Στην παρούσα εργασία έγινε εφαρμογή της τεχνικής της πρώτης μέγιστης παραγώγου (χωρίς κατώφλι για το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα) και της τεχνικής της μέγιστης τυπικής απόκλισης. Επίσης, εφαρμόστηκε μια τροποποιημένη προσέγγιση της τεχνικής των Wu et al. (2009) (από εδώ και στο έξης θα αναφέρεται ως η **τεχνική του πρώτου Aerosol Layer**). Τα αποτελέσματα του ΜΗ που παίρνουμε από τις διαφορετικές εφαρμογές μεθοδολογιών στο CALIOP τα

συγκρίνουμε με τα αποτελέσματα του ύψους του ΑΟΣ από την εφαρμογή του μη υδροστατικού μέσης κλίμακας ατμοσφαιρικού μοντέλου WRF (Skamarock et al., 2008) που περιγράφεται στις επόμενες παραγράφους.

2.4 Μοντέλο WRF

Για τις αριθμητικές προσομοιώσεις χρησιμοποιήθηκε το μετεωρολογικό μοντέλο μέσης κλίμακας WRF (Weather Research and Forecasting, Version 3.2.1) (Skamarock et al., 2008), το οποίο είναι ένα σύστημα αριθμητικής πρόγνωσης καιρού και ατμοσφαιρικής προσομοίωσης σχεδιασμένο τόσο για ερευνητικές όσο και για επιχειρησιακές εφαρμογές. Ο ARW (Advanced Research WRF) αποτελεί το δυναμικό πυρήνα του μοντέλου ο οποίος χρησιμοποιεί τις μη υδροστατικές εξισώσεις του Euler (με υδροστατική επιλογή). Για την επίλυση των εξισώσεων στο οριζόντιο επίπεδο χρησιμοποιεί εναλλασσόμενο Arakawa C οριζόντιο πλέγμα, ενώ στο κατακόρυφο το σύστημα Eta-συντεταγμένων, οι οποίες ακολουθούν την τοπογραφία με δυνατότητα προεπιλεγμένου αριθμού και διάταξης καθ' ύψος Eta-επιπέδων, με το ανώτερο να βρίσκεται στα 50hpa (~20 km agl).

Στη συγκεκριμένη μελέτη, γίνεται χρήση του σχήματος Yonsei University (YSU) (Hong et al., 2006) για την παραμετροποίηση του ατμοσφαιρικού οριακού στρώματος (ΑΟΣ), σε συνδυασμό με το μοντέλο επιφάνειας εδάφους Noah/UCM (Chen and Dudhia, 2001) και την εφαρμογή εστίασης διπλής κατεύθυνσης (two-way nesting). Το σχήμα YSU αποτελεί μια τροποποιημένη εκδοχή του σχήματος MRF (Hong and Pan, 1996), το οποίο χρησιμοποιεί τη λεγόμενη countergradient ροή για τη θερμότητα και την υγρασία σε ασταθείς συνθήκες. Άλλα σχήματα παραμετροποίησης που χρησιμοποιήθηκαν είναι το Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) (Mlawer et al., 1997) για την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος, το σχήμα για την ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος βασισμένο στον Dudhia (1989), το σχήμα επιφανειακού στρώματος βασισμένο στη θεωρία ομοιότητας των Monin-Obukhov, το σχήμα των Kain and Fritsch (1990, 1993) για τα νέφη και το σχήμα 6-class graupel scheme WSM6 (Lin et al., 1983; Hong et al., 2004; Hong and Lim, 2006; Dudhia et al., 2008) για την προσομοίωση των μικροφυσικών διεργασιών της ατμόσφαιρας.

Όσον αφορά στη χρήση γης και τις κατηγορίες εδάφους, χρησιμοποιήθηκαν τα προκαθορισμένα πακέτα δεδομένων U. S. Geological Survey (USGS: 24 κατηγορίες χρήσης γης και 16 κατηγορίες εδάφους) τα οποία παρέχονται στους προ-επεξεργαστές του μοντέλου. Οι αρχικές, πλευρικές και οριακές συνθήκες για τις προσομοιώσεις προήρθαν από τις αναλύσεις

του National Centers for Environmental Prediction (NCEP) operational Global Final Analysis (FNL) (1.0° x 1.0°) και η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας από τα δεδομένα Real-Time Global Sea Surface Temperature (RTG_SST) (0.5° x 0.5°).

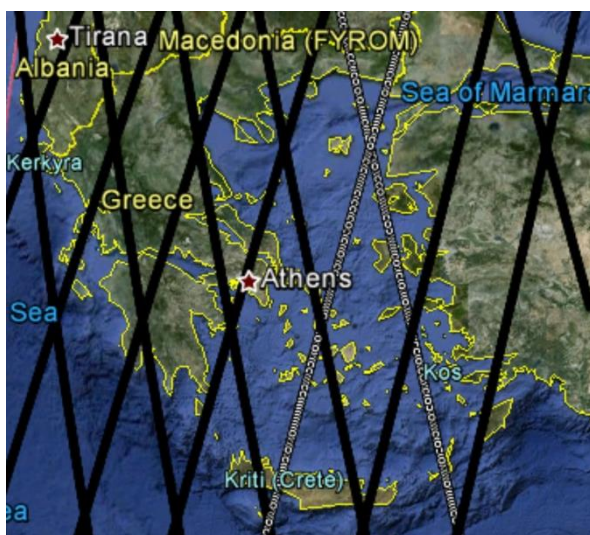
2.5 Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ στο σχήμα YSU στο μοντέλο WRF

Στο σχήμα YSU, το ύψος του ΑΟΣ ορίζεται ως το επίπεδο στο οποίο παρουσιάζεται η ελάχιστη ροή, μέσα στο στρώμα αναστροφής. Συγκεκριμένα, σε ασταθείς συνθήκες η τιμή του ύψους του ΑΟΣ αντιστοιχεί στο μέγιστο στρώμα εισροής ($Rib_{cr} = 0$, όπου Rib ο bulk αριθμός Richardson) εφαρμόζοντας γραμμική παρεμβολή μεταξύ των επιπέδων του μοντέλου. Το σχήμα YSU χρησιμοποιεί αναλυτική προσέγγιση της ροής με την εισαγωγή ενός ασυμπτωτικού όρου υπολογισμού της τυρβώδους διάχυσης στο στρώμα αναστροφής. Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, πάνω από το αναμεμιγμένο στρώμα, εφαρμόζεται ένα τοπικό σχήμα διάχυσης. Υπό ευσταθείς, το ύψος του ΑΟΣ δίνεται εξ' ορισμού στο πρώτο σ-επίπεδο, γεγονός που συντελεί στην υποεκτίμηση του σε πολλές περιπτώσεις.

3 Μεθοδολογία

3.1 Εισαγωγή

Στην παρούσα εργασία υπολογίστηκε το ύψος του ΜΗ από τα προϊόντα L1 και L2 του CALIPSO για την περίοδο των πειραματικών εκστρατειών AEGEAN-GAME και ACEMED. Οι πειραματικές εκστρατείες έλαβαν χώρα στην ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας την περίοδο 28/2/2011 με 9/9/2011. Στη συνέχεια έγινε σύγκριση με το ύψος του ΑΟΣ του ατμοσφαιρικού μοντέλου WRF για την περιοχή 34°E–43°E, 18°N–29°N (Εικόνα 3-1).



Εικόνα 3-1 Οι τροχιές του CALIPSO στην περιοχή μελέτης.

3.2 Προσδιορισμός του ύψους ανάμιξης από τον CALIPSO

3.2.1 Τεχνικές προσδιορισμού του ΑΟΣ

Εφαρμόστηκαν οι εξής μέθοδοι για τον προσδιορισμό του ΑΟΣ (κατά σειρά εφαρμογής):

- A. Η τεχνική του πρώτου Aerosol Layer
- B. Η τεχνική μέγιστης τυπικής απόκλισης

C. Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγωγού

D. Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγωγού τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή.

Η τεχνική A χρησιμοποιεί το Level 2 Aerosol Layer προϊόν των 5km (CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01) και οι τεχνικές B, C, & D χρησιμοποιούν το Level 1 προϊόν (CAL_LID_L1-ValStage1-V3-01) και πιο συγκεκριμένα του total attenuated backscatter στα 532 nm (β_{532}). Παρακάτω περιγράφεται η μεθοδολογία για την κάθε τεχνική, χρησιμοποιώντας χαρακτηριστικά παραδείγματα.

A. Η τεχνική του πρώτου Aerosol Layer

Η πρώτη τεχνική που εξετάστηκε στην εργασία αυτή βασίζεται στην single-layer technique των Wu et al. (2009). Όπως ήδη αναφέρθηκε, η τεχνική χρησιμοποιεί το Level 2 5-km Aerosol Layer προϊόν του CALIPSO (CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01) στο οποίο υπάρχει η πληροφορία των στρωματώσεων (layers) αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα σε ένα ομοιόμορφο πλέγμα 5km. Χρησιμοποιώντας αυτήν την πληροφορία θεωρούμε ως άνω όριο του MH την κορυφή του χαμηλότερου στρώματος που ανιχνεύει ο δορυφόρος από το έδαφος, καθώς αναμένεται ομοιογένεια των σωματιδίων μέσα στο MH. Η τεχνική αυτή ήταν η πρωταρχική μας επιλογή στην προσπάθεια ανάκτησης του MH από τον CALIPSO για τους εξής λόγους:

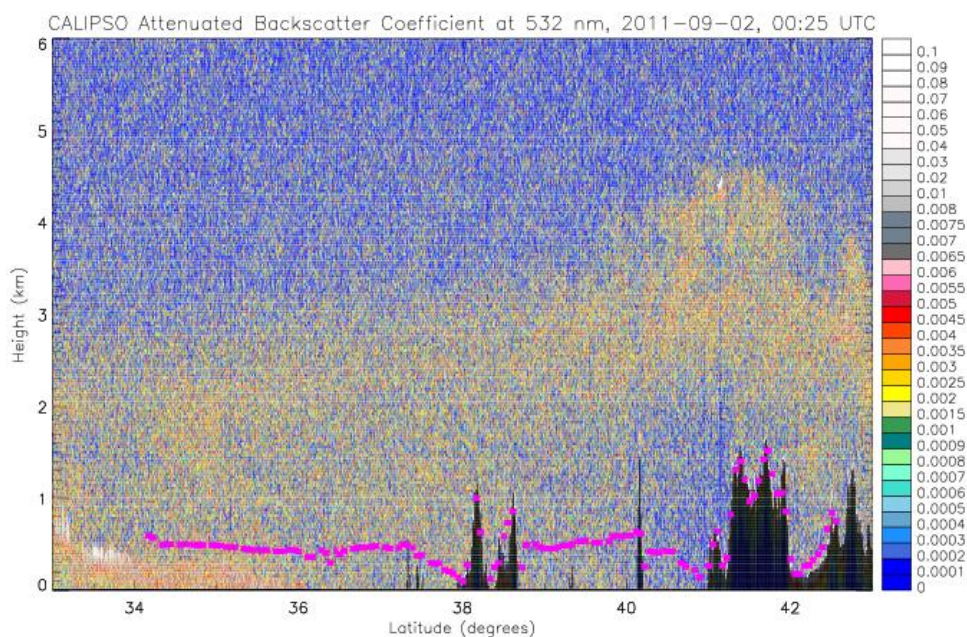
- Τα L1 έχουν μεγάλο θόρυβο σήματος (ιδιαίτερα στα χαμηλότερα στρώματα που εξετάζουμε εδώ) ενώ τα L2 έχουν παραχθεί από τους εξαιρετικά εξειδικευμένους αλγόριθμους του CALIPSO οι οποίοι χρησιμοποιούν προχωρημένες τεχνικές επεξεργασίας σήματος και απομάκρυνσης θορύβου.
- Τα L1 περιέχουν μόνο το attenuated backscatter σήμα, ενώ τα L2 layers προϊόντα περιέχουν περισσότερες παραμέτρους οι οποίες έχουν πληροφορίες σχετικά με το είδος του στοιχείου που μετράται στην ατμόσφαιρα (αεροζόλ ή νέφος) καθώς και την ποιότητα των παραχθέντων προϊόντων.
- Οι Wu et al. (2009) έδειξαν καλή συμφωνία μεταξύ της τεχνικής αυτής και της wavelet τεχνικής από τα level-1 attenuated backscatter προφίλ (για την περιοχή μελέτης τους).
- Το προϊόν L2 Aerosol layer έχει χωρική οριζόντια ανάλυση η οποία μπορεί να ξεκινά από 5 km (στην περίπτωση ισχυρού φόρτου αερολυμάτων) μέχρι και 80 km για ασθενή οπισθοσκεδαζόμενα σήματα. Αυτό συμβάλει στο να μπορεί το προϊόν L2 να διακρίνει πιο λεπτές δομές πάνω από μια περιοχή, από ότι το L1 προϊόν, το οποίο

λόγω μεγάλου θορύβου στην αρχική του χωρική ανάλυση (333 m) χρησιμοποιείται στη βιβλιογραφία με οριζόντια ανάλυση 40km (Jordan et al., 2010; Wu et al., 2009).

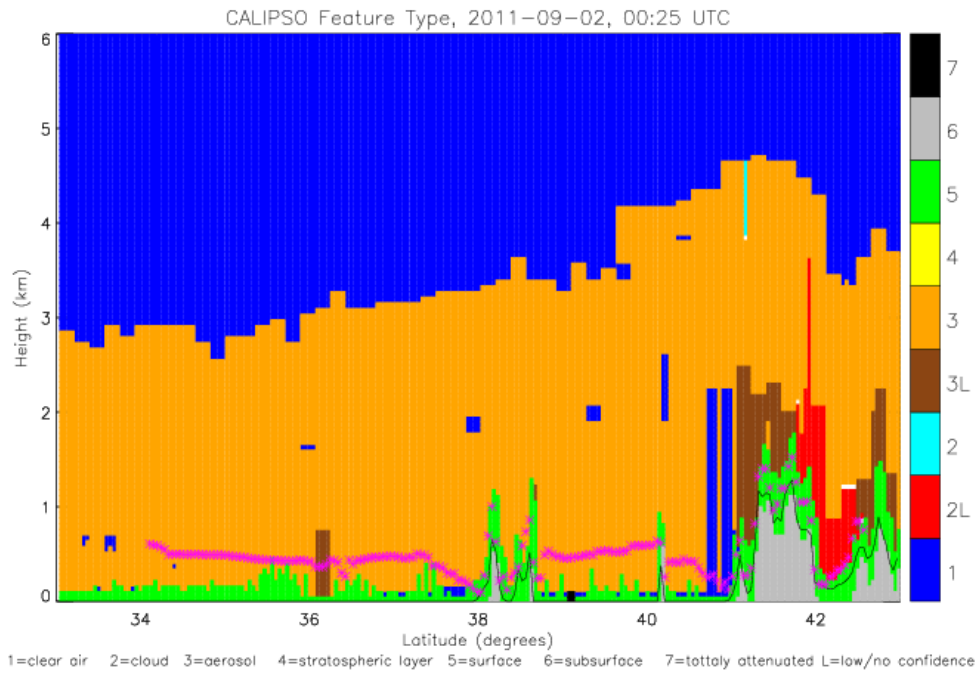
Οι περιορισμοί που εφαρμόστηκαν στα δεδομένα σε αυτήν την τεχνική είναι:

- Χρήση μόνο των προφίλ που είναι απαλλαγμένα από νέφη.
- Ως κορυφή του ΑΟΣ θεωρείται η κορυφή του πρώτου Αεροζόλ layer από το έδαφος του οποίου η βάση είναι μικρότερη από 0,3km και η κορυφή μικρότερη από 6km (ώστε να αποφευχθούν τα υπερυψωμένα στρώματα αερολυμάτων)
- Το πάχος του στρώματος είναι μεγαλύτερο από 100m (ώστε να αποφευχθεί τυχαίος θόρυβος).

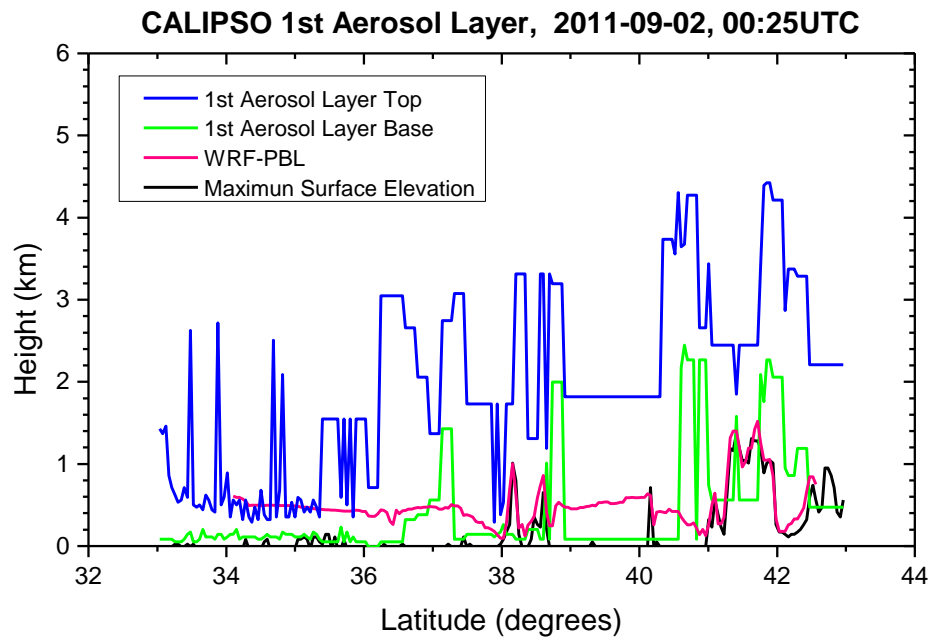
Ένα καλό παράδειγμα αυτής της τεχνικής φαίνεται στις Εικόνα 3-2(α-γ). Στις εικόνες αυτές παρουσιάζεται μια κατακόρυφη κατανομή του σήματος κατά μήκος της τροχιάς του CALIPSO ο οποίος πέρασε από την περιοχή της Ελλάδας στις 2/9/2011. Συγκεκριμένα, στο 3-2.α παρουσιάζεται το L1 attenuated backscatter στα 532 nm, στο 3-2.β παρουσιάζεται το L2 προϊόν που αναφέρεται στο χαρακτηρισμό (typing) του είδους του στόχου που τηλεπισκοπείται από το CALIPSO (πχ. αερολύματα, νέφη, επιφάνεια) και στο 3-2.γ παρουσιάζεται η κορυφή του πρώτου Aerosol Layer (από το έδαφος) το οποίο θεωρούμε ως ύψος του ΜΗ για τη συγκεκριμένη τεχνική (μπλε γραμμή). Τα έντονα ροζ σημεία στις τρεις εικόνες είναι το ΜΗ που εκτιμήθηκαν με το WRF για την αντίστοιχη χρονική στιγμή (περισσότερα για το χωροχρονικό συντονισμό των δεδομένων αναφέρονται στην Ενότητα 3.4).



(α)



(β)



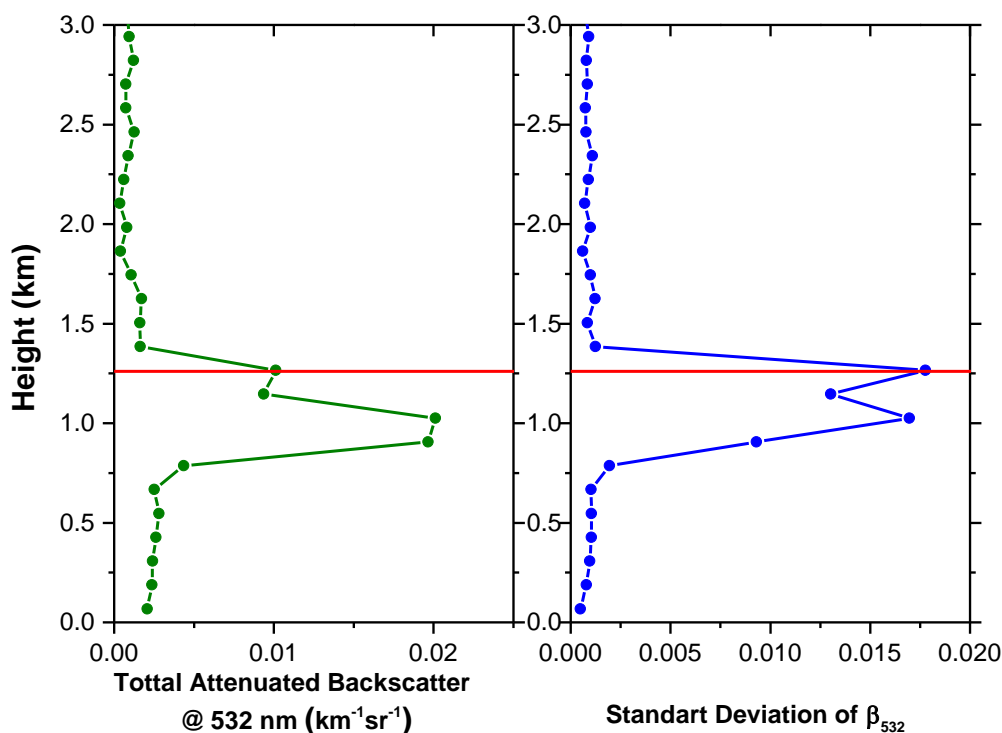
(γ)

Εικόνα 3-2. Παράδειγμα τροχιάς του CALIPSO πάνω από την Ελλάδα στις 2/9/2011. (α) Το L1 attenuated backscatter @ 532 nm, (β) Το L2 προϊόν που αναφέρεται στο χαρακτηρισμό του στόχου και (γ) η βάση του πρώτου αεροζόλ layer (πράσινο) και η κορυφή του (μπλε) (από το L2 προϊόν). Με ροζ γραμμή συμβολίζεται το ύψος του ΑΟΣ από το WRF.

Β. Η τεχνική μέγιστης τυπικής απόκλισης

Η τεχνική αυτή εξετάζει τη μεταβλητότητα του σήματος μέσω της τυπικής απόκλισης από τη μεσοποίηση καθ' ύψος με συγκεκριμένο παράθυρο στο προφίλ του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος (total attenuated backscatter στα 532 nm (β_{532}) από το L1 προϊόν). Πιο συγκεκριμένα,

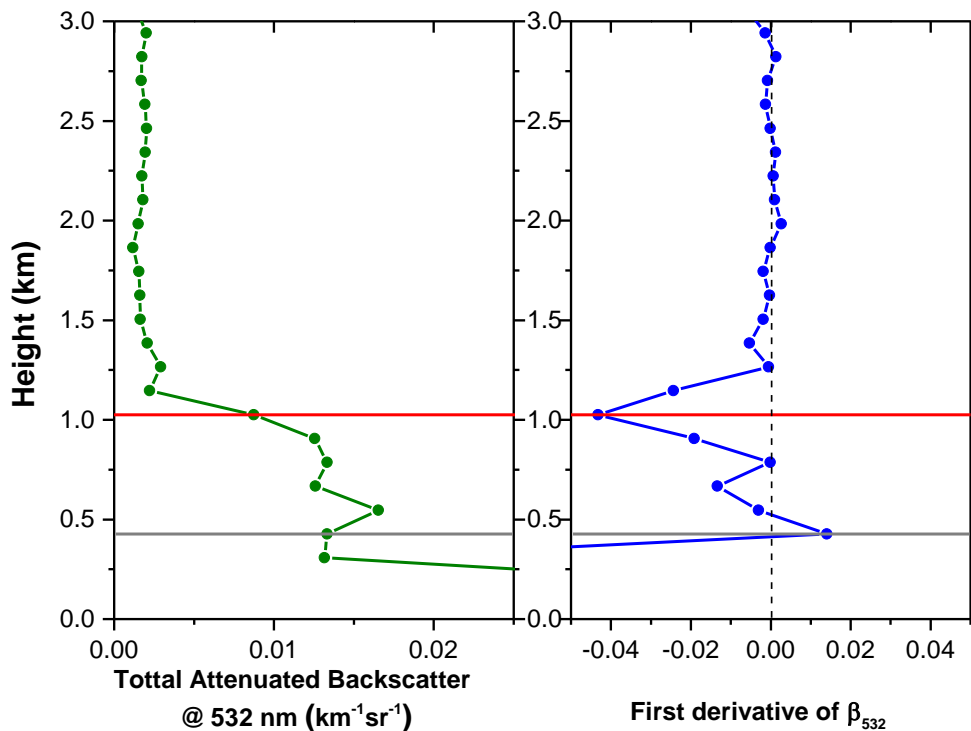
εξετάζεται η τυπική απόκλιση του β_{532} προφίλ με παράθυρο 120 m, από το έδαφος ως τα 6 km και εντοπίζονται τοπικά μέγιστα στα οποία η τυπική απόκλιση στο κεντρικό σημείο είναι μεγαλύτερη από την τυπική απόκλιση των 2 σημείων πάνω και κάτω από αυτό. Από τα τοπικά μέγιστα επιλέγεται τελικά το ύψος που έχει τη μεγαλύτερη τιμή του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος (β_{532}). Αυτό το ύψος θεωρείται ότι είναι το ύψος του ΜΗ πάνω από το σημείο. Στην Εικόνα 3-3 φαίνεται ένα παράδειγμα αυτής της τεχνικής.



Εικόνα 3-3. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ με την τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κόκκινη γραμμή). Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η τυπική απόκλιση του σήματος. Η κατακόρυφη κατανομή αναφέρεται σε περιοχή πάνω από θάλασσα.

C. Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου

Η τεχνική αυτή προσπαθεί να ανιχνεύσει μια απότομη μείωση στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα με τη χρήση της πρώτης παραγώγου του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος. Για την αποφυγή του θορύβου στο σήμα του CALIPSO λόγω ισχυρής οπισθοσκέδασης κοντά στην επιφάνεια (το οποίο δεν υπάρχει στα επίγεια συστήματα lidar), πρώτα εξετάζεται το προφίλ, από το έδαφος προς τα επάνω, ώστε να βρεθεί η πρώτη θετική τιμή της παραγώγου του β_{532} και έπειτα από αυτό το ύψος εντοπίζονται η πρώτη αρνητική τιμή της παραγώγου και η αμέσως επόμενη θετική τιμή (Εικόνα 3-4). Στην περιοχή των αρνητικών τιμών επιλέγεται ως ΜΗ το σημείο με τη μεγαλύτερη κλίση.

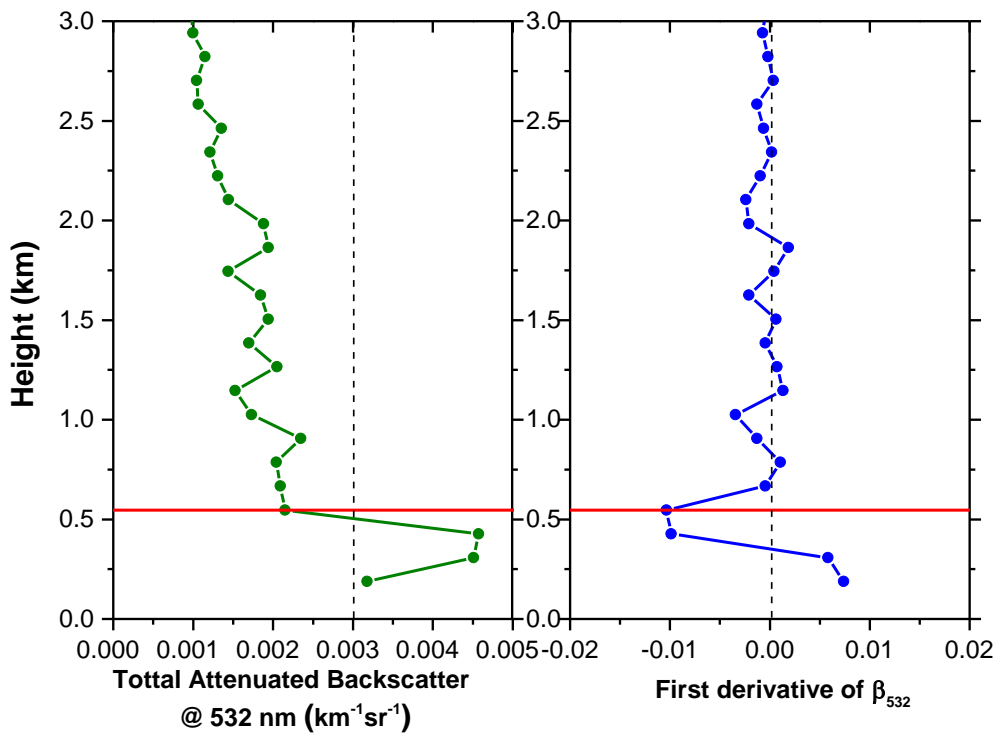


Εικόνα 3-4. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ με την τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (κόκκινη γραμμή). Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η πρώτη παράγωγος του σήματος. Η γρι γραμμή αναφέρεται στο μέγιστο υψόμετρο της επιφάνειας.

D. Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή.

Η τεχνική αυτή χρησιμοποιεί συνδυαστικά το προφίλ του β_{532} μαζί με την πρώτη παράγωγο του. Πιο συγκεκριμένα, εντοπίζει τα ύψη στα οποία η πρώτη παράγωγος του β_{532} είναι αρνητική και στη συνέχεια εντοπίζει το πρώτο (από το έδαφος) από αυτά τα ύψη για το οποίο η τιμή του β_{532} ακριβώς κάτω από αυτό είναι μεγαλύτερη από μια τιμή κατωφλίου και ακριβώς πάνω από αυτό είναι μικρότερη από την ίδια τιμή (Εικόνα 3-5). Η τιμή κατωφλίου στην οποία καταλήξαμε αφού εξετάστηκαν όλες οι μετρήσεις της μελέτης (1800 προφίλ), είναι τα $0.003 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$. Η επιλογή της τιμής κατωφλίου έγινε με γνώμονα την ύπαρξη ικανοποιητικού φόρτου σωματιδίων στο ΜΗ ώστε να είναι εμφανής ο διαχωρισμός του από τα ανώτερα στρώματα, πάντα με βάση τα προφίλ του β_{532} .

Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε στην παρούσα εργασία για να εφαρμοστεί σε δεδομένα νυχτερινού οριακού στρώματος για τα οποία οι προηγούμενες τεχνικές, έδιναν αρκετές φορές, ως ύψος ΜΗ την κορυφή του εναπομείναντος νυχτερινού στρώματος.



Εικόνα 3-5. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ (κόκκινη γραμμή) με την τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή. Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η πρώτη παράγωγος του σήματος. Η κατακόρυφη κατανομή αναφέρεται σε περιοχή πάνω από θάλασσα.

3.2.2 Αντιμέτωση θορύβου στα L1 δεδομένα του CALIPSO

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, οι τεχνικές B, C, και D, χρησιμοποιούν το CALIPSO Level 1 προϊόν και σαρώνουν το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα (από το έδαφος προς ανώτερα ύψη) για τον εντοπισμό απότομων μειώσεων σε αυτό. Συνήθως, χρησιμοποιείται ο μέσος όρος της οπισθοσκεδαζόμενης έντασης για μια περίοδο μερικών δευτερολέπτων ώστε να αυξηθεί η αναλογία σήματος προς θόρυβο. Στις μελέτες που υπάρχουν στη βιβλιογραφία (Jordan, 2009; Jordan et al., 2010) έχουν χρησιμοποιηθεί δύο διαφορετικά χωρικά παράθυρα, των 40km και των 15km. Ξεκινώντας την παρούσα εργασία, έγινε προσπάθεια προσδιορισμού του βέλτιστου/ελάχιστου χωρικού παραθύρου για την περιοχή μελέτης έτσι ώστε να είναι απαλλαγμένο από το θόρυβο που επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα. Οι οριζόντιες χωρικές αναλύσεις που εξετάστηκαν ήταν 5, 10, 15, 20, 25, 30 & 40 km. Για να χρησιμοποιηθεί η μικρότερη δυνατή οριζόντια χωρική μεσοποίηση, εφαρμόστηκε και κατακόρυφη μεσοποίηση του σήματος υπολογίζοντας την οπισθοσκεδαζόμενη ένταση κάθε 120 m (που αντιστοιχεί σε 3 κατακόρυφα σημεία (bins) του L1 προϊόντος). Τα 120m επιλέχθηκαν με

γνώμονα τη διατήρηση των σημαντικών αλλαγών στο προφίλ του lidar (τις οποίες και προσπαθούμε να ανιχνεύσουμε) και έχουν πρότερα χρησιμοποιηθεί στην τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης. Καταλήξαμε ότι το οριζόντιο χωρικό παράθυρο των 15 km σε συνδυασμό με την κατακόρυφη ανάλυση των 120 m είναι αυτό που θα χρησιμοποιήσουμε στην παρούσα μελέτη για τις τεχνικές που χρησιμοποιούν το L1 προϊόν.

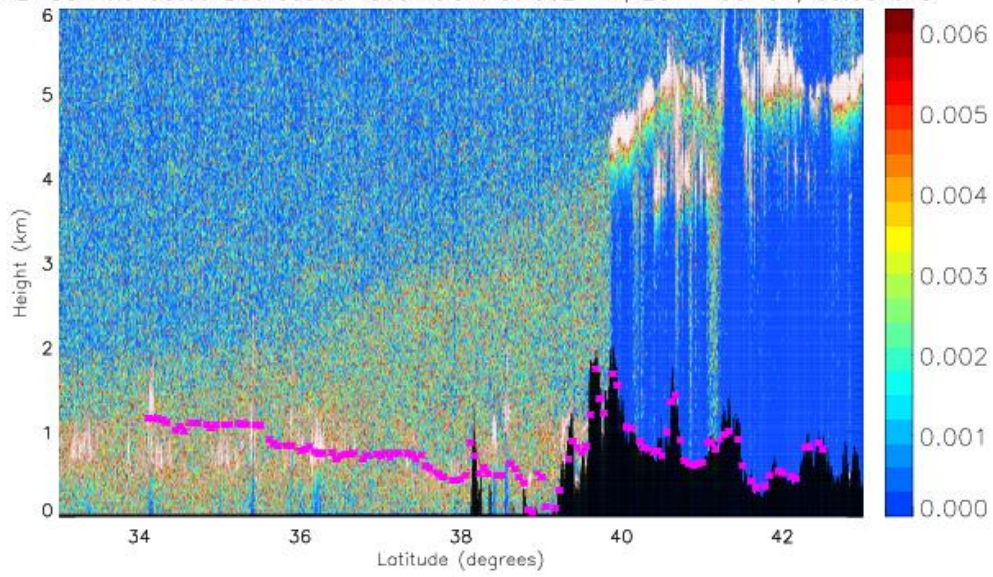
3.2.3 Ποιοτικός έλεγχος των αποτελεσμάτων

Για τον προσδιορισμό του MH με τη χρήση των 4 τεχνικών που αναφέρθηκαν παραπάνω εφαρμόστηκε ποιοτικός έλεγχος ώστε να αποφευχθούν λανθασμένες προβλέψεις. Συγκεκριμένα, όλες οι τροχιές (11 στο σύνολο) εξετάστηκαν οπτικά ώστε να έχουμε καλή κατανόηση των δεδομένων και να θέσουμε τους κατάλληλους περιορισμούς για τον τελικό προσδιορισμό του MH. Ένα παράδειγμα της ανάλυσης που ακολουθήθηκε παρουσιάζεται στην Εικόνα 3-6 και αφορά στη νυχτερινή τροχιά του CALIPSO της 31-08-2011. Οι παράμετροι που εξετάστηκαν από το CALIPSO αφορούν στις κατακόρυφες κατανομές των ακόλουθων προϊόντων (με τη σειρά που αυτές παρουσιάζονται στην Εικόνα 3-6):

1. Attenuated backscatter coefficient @ 532 nm (L1 προϊόν - Εικόνα 3-6 (α))
2. Feature Type (L2 profile προϊόν - Εικόνα 3-6 (β))
3. Aerosol feature subtype (L2 profile προϊόν - Εικόνα 3-6 (γ))
4. Horizontal averaging (L2 profile προϊόν - Εικόνα 3-6 (δ))
5. Aerosol Layers (L2 Layer προϊόν - Εικόνα 3-6 (ε)).

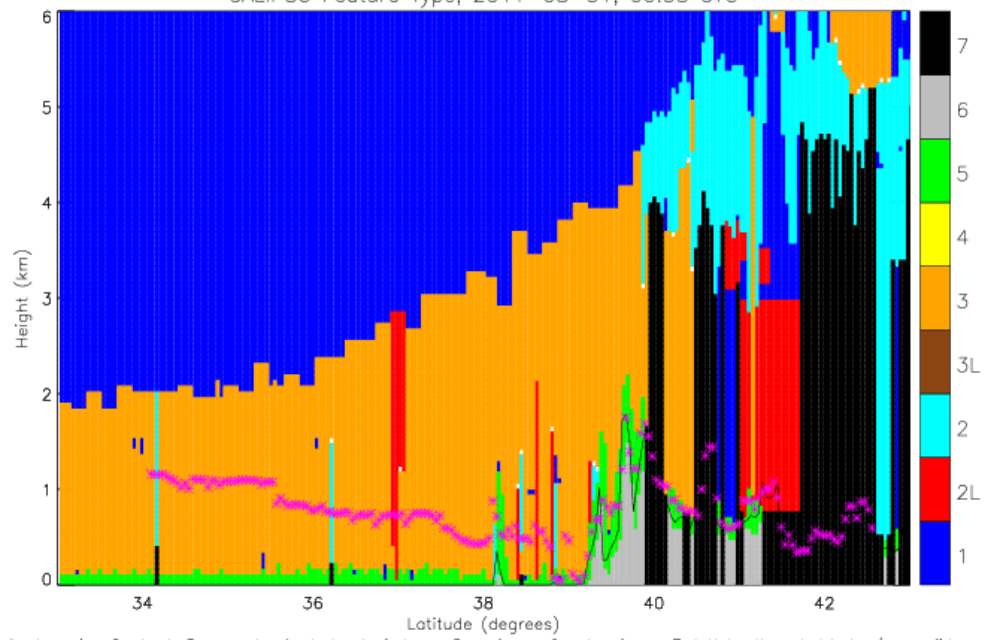
Σε όλες τις εικόνες (Εικόνα 3-6 (α-ε)), εμφανίζεται για εποπτική σύγκριση και η εκτίμηση ύψους του ΑΟΣ από το WRF.

CALIPSO Attenuated Backscatter Coefficient at 532 nm, 2011-08-31, 00:38 UTC



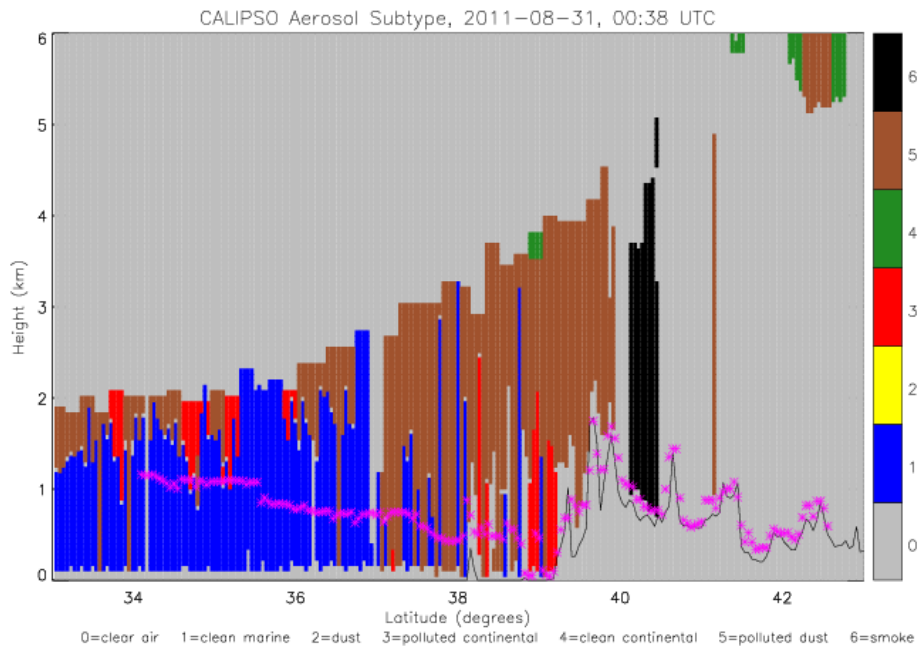
(a)

CALIPSO Feature Type, 2011-08-31, 00:38 UTC

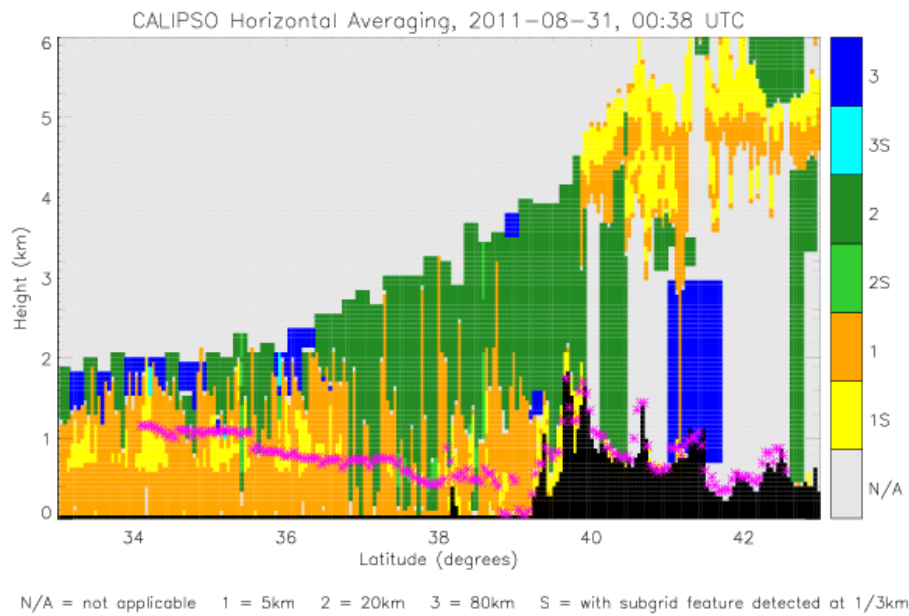


1=clear air 2=cloud 3=aerosol 4=stratospheric layer 5=surface 6=subsurface 7=totally attenuated L=low/no confidence

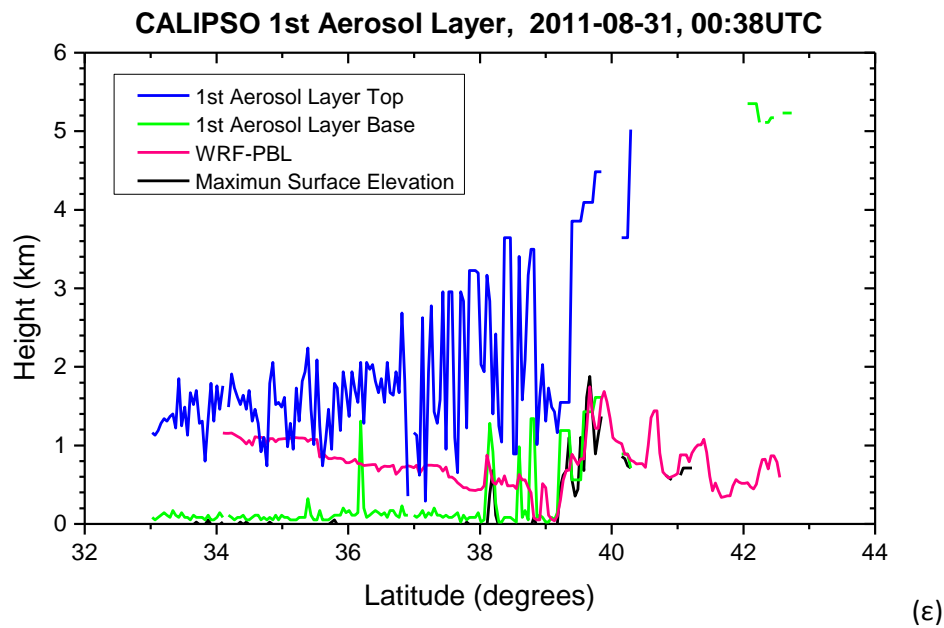
(b)



(γ)



(δ)



Εικόνα 3-6. Παράδειγμα οπτικής εξέτασης κατακόρυφων κατανομών, για την τροχιά του CALIPSO στην Ελλάδα στις 31/8/2011. Παρουσιάζονται κατακόρυφες κατανομές των παραμέτρων: (α) attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, (β) Feature Type, (γ) Aerosol feature subtype, (δ) Horizontal averaging, (ε) 1st Aerosol Layer.

Από τις τιμές του μοντέλου βλέπουμε ότι το ύψος του ΘΑΟΣ αναπτύσσεται από τα 380 m ως το 1 km από τον βορά (39° latitude) προς τον νότο (34° latitude). Πάνω από την ξηρά και σε περιπτώσεις ευσταθούς κατάστασης, το μοντέλο χρησιμοποιεί ως προκαθορισμένη τιμή του ύψους του ΑΟΣ το πρώτο σ-επίπεδο. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα να παρατηρείται υποεκτίμηση του WRF. Όπως φαίνεται στην Εικόνα 3-6 (α), το ύψος του ΑΟΣ από το WRF είναι πολλές φορές ίδιο ή και κατώτερο της μέγιστης επιφάνειας που καταμετράται με τον δορυφόρο (μαύρη περιοχή στην Εικόνα 3-6(α)).

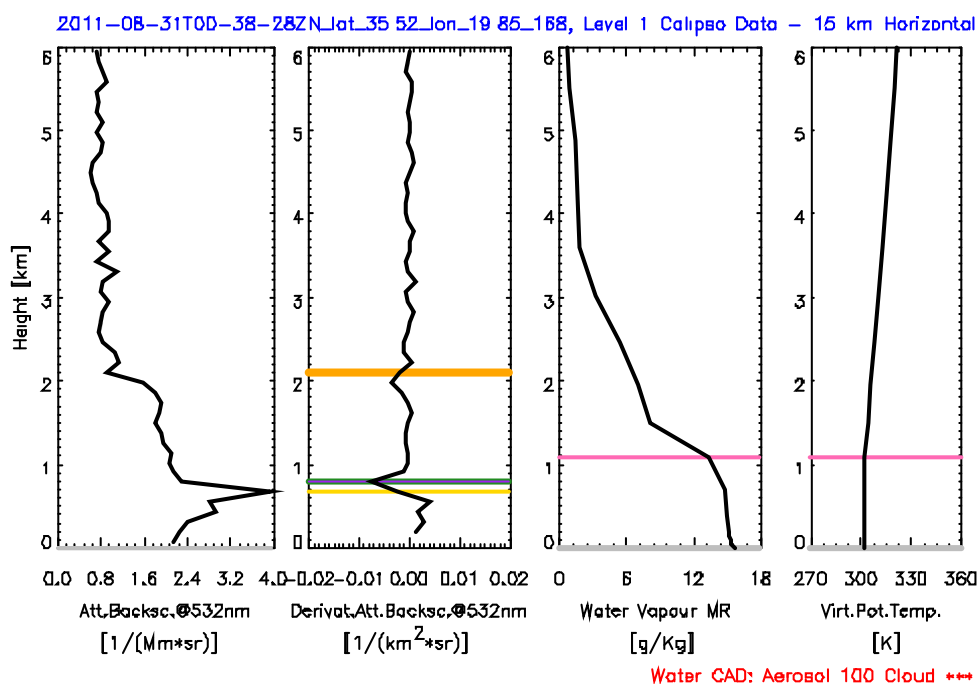
Στην Εικόνα 3-6(α) οι λευκές περιοχές αναφέρονται σε τιμές του attenuated backscatter coefficient μεγαλύτερες από $0.006 \text{ km}^{-1}\text{sr}^{-1}$, οι οποίες αντιστοιχούν σε ισχυρή οπισθοσκέδαση από τα νέφη. Οι τιμές αυτές δεν συμπεριλαμβάνονται στη χρωματική κλίμακα, χρησιμοποιούνται ωστόσο για τον υπολογισμό του ΜΗ στις περιπτώσεις λεπτών και χαμηλών νεφών, όπου το ΑΟΣ ανάγεται στο ύψος της βάσης του νέφους. Παρατηρούμε ότι, στην γεωγραφική περιοχή μεταξύ των 35.5° και 38° η προσομοίωση του ύψους του ΑΟΣ από το WRF ακολουθεί ικανοποιητικά την ένδειξη του ΜΗ από το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα. Στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη η προσομοίωση του ύψους του ΑΟΣ είναι ιδιαίτερα υψηλή, πιθανώς λόγω προβληματικών προσομοιώσεων στα όρια του πλέγματος του WRF.

Ένα παράδειγμα ποιοτικού ελέγχου των δεδομένων του CALIPSO για τον υπολογισμό του ΜΗ φαίνεται στα σχήματα (α), (β) και (γ) της Εικόνα 3-6. Στην περιοχή μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 41° και 41.5° παρατηρούμε μια λανθασμένη κατηγοριοποίηση του CALIPSO. Πιο συγκεκριμένα, ενώ στη περιοχή αναπτύσσονται μεγάλης έκτασης σύννεφα, το CALIPSO κατηγοριοποιεί λανθασμένα μια κατακόρυφη κατανομή στις 41.5° ως αερολύματα (τύπου polluted dust). Λανθασμένη κατηγοριοποίηση των νεφών σε αερολύματα εμφανίζεται συχνά στα δεδομένα του CALIPSO. Για την ποιοτική αξιολόγηση του διαχωρισμού μεταξύ αερολυμάτων και νεφών υπάρχουν βοηθητικές παράμετροι στα L2 προϊόντα που καταδεικνύουν το βαθμό βεβαιότητας των αλγορίθμων του CALIPSO ως προς τον διαχωρισμό μεταξύ νεφών και αερολυμάτων (CAD score και QC flag παράμετροι).

Ακόμα, από τα σχήματα (γ) και (δ) της Εικόνα 3-6, επικεντρώνοντας στην περιοχή μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 37° και 38° παρατηρείται ότι, η διαφορετική κατηγοριοποίηση των στρωμάτων των αερολυμάτων είναι ανάλογη της χωρικά ανάλυση που χρησιμοποιήθηκε από τον αλγόριθμο του CALIPSO κατά την προσπάθεια ανάκτησης των οπτικών ιδιοτήτων των L2 προϊόντων. Αυτό έχει άμεση επίδραση στον καθορισμό των στρωμάτων των αερολυμάτων και νεφών της σκηνής, όπως φαίνεται και από την Εικόνα 3-6 (ε), και άρα και στον ορισμό του ΜΗ με την τεχνική του πρώτου Aerosol Layer. Στην περιοχή μεταξύ των 37° και 39° της Εικόνα 3-6 (ε), παρατηρείται ότι η κορυφή του πρώτου Aerosol Layer αποτυγχάνει να ορίσει το ύψος του ΜΗ ενώ αντ' αυτού είναι ενδεικτικό του ύψους του εναπομείναντος στρώματος (residual layer).

Επιπλέον, εξετάστηκαν εποπτικά ένα-ένα τα προφίλ του attenuated backscatter με τα προφίλ της πρώτης παραγωγού και το υπολογισμένο ύψος του ΑΟΣ από τις 4 παραπάνω μεθόδους. Ένα παράδειγμα της ανάλυσης αυτής για ένα σημείο της τροχιάς του CALIPSO στις 31-08-2011 παρουσιάζεται στην Εικόνα 3-7. Το παράδειγμα αναφέρεται σε ένα μόνο χωρικό σημείο της τροχιάς, και συγκεκριμένα το σημείο με 35.52° γεωγραφικό πλάτος και 19.85° γεωγραφικό μήκος με χωρική ανάλυση 15 km και το οποίο βρίσκεται πάνω από θάλασσα. Στα πρώτα δύο σχήματα από αριστερά, παρουσιάζονται παράμετροι του CALIPSO ενώ στα δύο δεξιά παράμετροι του WRF. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται η κατακόρυφη κατανομή του οπισθοσκεδαζόμενου σχήματος και η κατακόρυφη κατανομή της πρώτης παραγωγού του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος μαζί με τα ΜΗ από τις τέσσερις μέθοδοι που αναφέρθηκαν. Επίσης, παρουσιάζονται η κατακόρυφη κατανομή της αναλογίας μίγματος των υδρατμών και η κατακόρυφη κατανομή τις δυνητικής θερμοκρασίας όπως αυτά υπολογίστηκαν από το WRF.

Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται το ύψος του ΑΟΣ όπως αυτό υπολογίστηκε από την εφαρμογή του WRF.



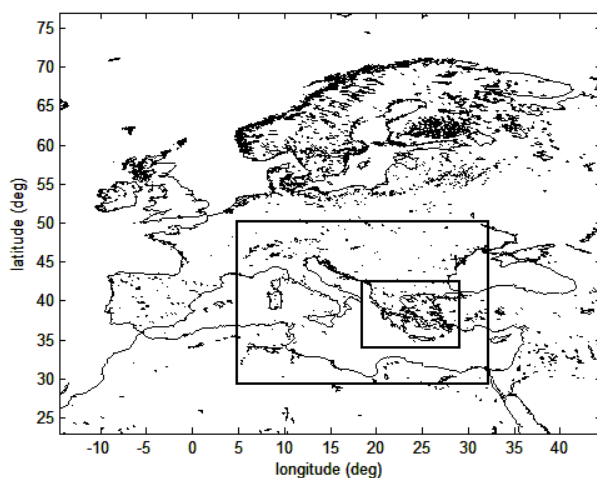
Εικόνα 3-7. Παράδειγμα οπτικής εξέτασης κατακόρυφων κατανομών, για ένα σημείο της τροχιάς του CALIPSO από την Ελλάδα στις 31/8/2011. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. Οι 4 οριζόντιες γραμμές στο 2^ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα ΜΗ από τις τέσσερις τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική του πρώτου Aerosol Layer (πορτοκαλί), τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Στο παράδειγμα, οι 2 τελευταίες τεχνικές συμπίπτουν.

Στα σχήματα που παρουσιάζουν τις παραμέτρους του CALIPSO παρατηρούμε τα διαφορετικά ΜΗ όπως υπολογίζονται από τις τέσσερις τεχνικές που χρησιμοποιήθηκαν. Η τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου συμπίπτει στο σχήμα με την τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή. Το ΜΗ από τις δύο τεχνικές που συμπίπτουν, βρίσκεται στο ύψος της πρώτη απότομη μείωση του φόρτου των αερολυμάτων στην κατακόρυφη κατανομή του οπισθοσκεδαζόμενου σχήματος. Το ΜΗ από την τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης βρίσκεται λίγο χαμηλότερα, στο ύψος που παρατηρείτε η (τοπική) μέγιστη τιμή της κατανομής. Το ΜΗ από την τεχνική του πρώτου Aerosol Layer, όπως φαίνεται από την κατακόρυφη κατανομή του οπισθοσκεδαζόμενου σχήματος, αντιστοιχεί στο ύψος της κορυφής του εναπομείναντος στρώματος (residual layer).

Στα σχήματα που παρουσιάζουν τις παραμέτρους του WRF παρατηρείται ότι το ύψος του ΑΟΣ αντιστοιχεί στο επίπεδο που εμφανίζεται μείωση της δυνητικής θερμοκρασίας και απότομη πτώση της αναλογίας μίγματος των υδρατμών, που συμφωνεί με το στρώμα ανάμιξης του θαλάσσιου οριακού στρώματος.

3.3 Εφαρμογή του μοντέλου WRF

Οι αριθμητικές προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν με την εφαρμογή τριπλής εστίασης, όπου το πρώτο πλέγμα περιλαμβάνει την ευρύτερη περιοχή της Ευρώπης με χωρική διακριτική ικανότητα $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ (119 x 109 κυψελίδες), το δεύτερο την ευρύτερη περιοχή της ανατολικής μεσογείου με χωρική διακριτική ικανότητα $0.167^\circ \times 0.167^\circ$ (165 x 126 κυψελίδες) και το τρίτο την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας με χωρική διακριτική ικανότητα $0.056^\circ \times 0.056^\circ$ (192 x 153 κυψελίδες) (Εικόνα 3-8). Στον κατακόρυφο άξονα θεωρήθηκαν 35 Eta-επίπεδα (ανώτερο επίπεδο ~ 20 km agl) με υψηλότερη ανάλυση κοντά στην επιφάνεια του εδάφους (χαμηλότερο επίπεδο ~ 10 m agl).



Εικόνα 3-8. Οι περιοχές της τριπλής εστίασης κατά την εφαρμογή του WRF.

3.4 Χωρο-χρονικός συντονισμός δεδομένων CALIPSO και WRF

Ο χωρικός συντονισμός των υψών ΜΗ του WRF και του CALIPSO έγινε ως εξής: Αρχικά εντοπίστηκαν οι συντεταγμένες του κεντρικού CALIPSO προφίλ που χρησιμοποιείται για τα μέσα L1 προφίλ και L2 layer προϊόντα του CALIPSO και έπειτα βρέθηκε το κοντινότερο σημείο από το πεδίο προσομοίωσης του WRF. Επομένως, για ένα σημείο του WRF domain (του οποίου η χωρική ανάλυση είναι 6km) αντιστοιχίσαμε L2 προϊόντα ανάλυσης μεταξύ 5 και 40 km και L1 προϊόντα ανάλυσης 15 km. Το ύψος του ΑΟΣ που παρέχεται από το WRF δίδεται πάνω από το μέσο υψόμετρο του πλέγματος. Για την εξαγωγή του ύψους του ΑΟΣ πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας, χρησιμοποιείται το άθροισμα του μέσου υψόμετρου του εκάστοτε πλέγματος, με το υπολογισμένο ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. Σχετικά με το χρονικό συντονισμό των δεδομένων, θεωρήθηκε ως αναφορά ο χρόνος πτήσης του δορυφόρου και χρησιμοποιήθηκαν οι πλησιέστερες χρονικά τιμές του μοντέλου ή υπολογίστηκε η μέση τιμή των παραμέτρων από το μοντέλο από τις τιμές πριν και μετά την αναφορά (το WRF δίνει τιμές κάθε 1 ώρα).

4 Αποτελέσματα και Συζήτηση

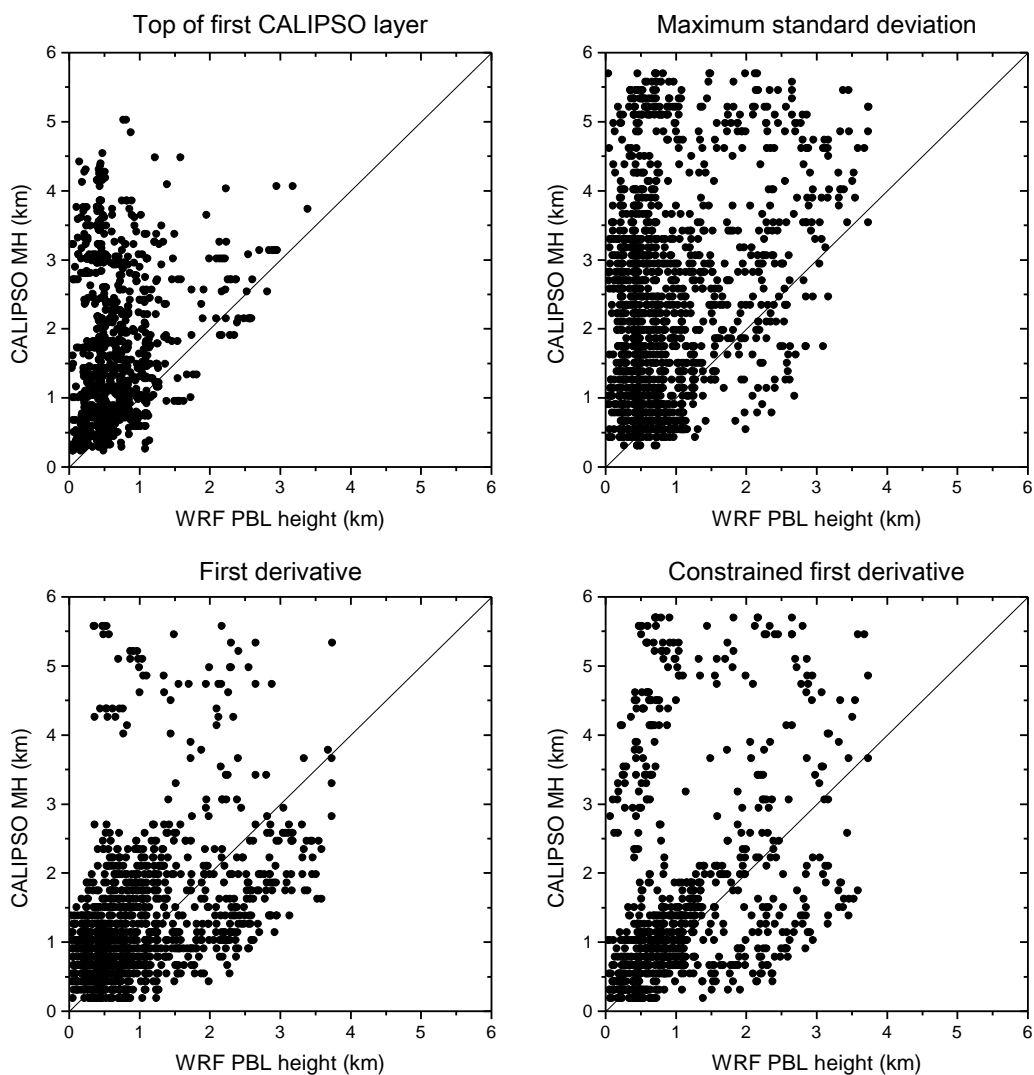
4.1 Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας για την ανάκτηση του ΜΗ από τον CALIPSO με την εφαρμογή των τεσσάρων τεχνικών που περιγράφηκαν στο κεφάλαιο 3, σε σύγκριση με το μοντέλο WRF. Εξετάστηκαν στο σύνολό τους 1883 κατακόρυφες κατανομές αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών πάνω από ξηρά (1010 περιπτώσεις) και θάλασσα (873 περιπτώσεις).

4.2 Σύγκριση των υψών ανάμιξης από CALIPSO και WRF

4.2.1 Σύνολο των δεδομένων

Το σύνολο των ανακτημένων ΜΗ από το CALIPSO παρουσιάζεται στην Εικόνα 4-1 για τις τέσσερις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν - Α) η μέθοδος της πρώτης στρωμάτωσης (top of first CALIPSO layer), Β) η μέθοδος της μέγιστης τυπικής απόκλισης (maximum standard deviation), Γ) η μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου (first derivative) και Δ) η τροποποιημένη μέθοδος της μέγιστης παραγώγου (constrained first derivative). Τα δεδομένα αναφέρονται στο ΜΗ από τη μέση στάθμη θάλασσας και παρουσιάζονται σε διαγράμματα διασποράς με το ΜΗ από το μοντέλο WRF. Στο εξής θα αναφερόμαστε στις διαφορετικές μεθόδους με την αρίθμησή τους.

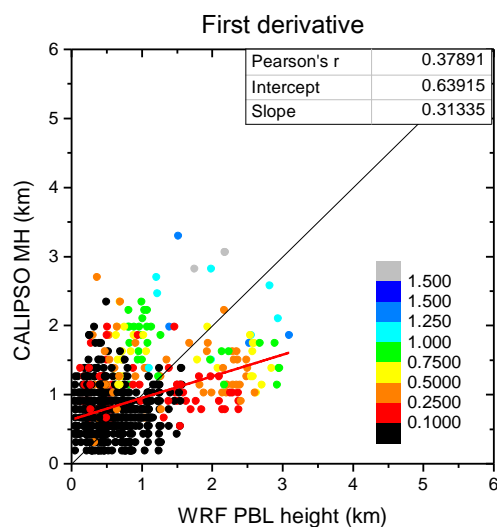


Εικόνα 4-1. Διάγραμμα διασποράς του MH από CALIPSO και WRF για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του MH από CALIPSO. Στο πάνω-αριστερά σχήμα παρουσιάζεται η μέθοδος της πρώτης στρωμάτωσης (A), στο πάνω-δεξιά η μέθοδος της μέγιστης τυπικής απόκλισης (B), στο κάτω-αριστερά η μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου (Γ) και στο κάτω-δεξιά η τροποποιημένη μέθοδος της μέγιστης παραγώγου (Δ).

Από τα διαγράμματα διασποράς που παρουσιάζονται στην Εικόνα 4-1, διαφαίνεται μια ισχυρή υπερεκτίμηση του MH από τον CALIPSO σε σχέση με τον υπολογισμό του από το μοντέλο, για τις μεθόδους A και B. Η υπερεκτίμηση είναι επίσης εμφανής και για τις μεθόδους Γ και Δ, ωστόσο όχι σε τόσο μεγάλο βαθμό. Στα υποκεφάλαια που ακολουθούν εξετάζουμε τις συγκρίσεις για τις διαφορετικές μεθόδους με βάση το διαχωρισμό των δεδομένων του CALIPSO ως προς το είδος των σωματιδίων που τηλεπισκοπούνται (αιωρούμενα σωματίδια ή νέφη). Επιπλέον, διαχωρίζουμε τα δεδομένα σε ημερήσια και νυχτερινά. Τέλος, η σύγκριση γίνεται με βάση τον τύπο εδάφους (πάνω από ξηρά και θάλασσα).

Όπως αναφέρθηκε ήδη στην περιγραφή της τεχνικής του πρώτου Aerosol Layer, το σύνολο των ανακτήσεων του ΜΗ από τον CALIPSO περιορίστηκε (και στις τέσσερις μεθόδους) ώστε η τιμή του ΜΗ να είναι μικρότερη από 6 km, με γνώμονα την αποφυγή υπερυψωμένων στρωμάτων αερολυμάτων. Επιπλέον, εξαιρέθηκαν όλες οι περιπτώσεις στις οποίες το σήμα από τον δορυφόρο δεν έφτανε ως το έδαφος (totally attenuated profiles). Στην Εικόνα 4-1 φαίνεται ότι το εύρος των τιμών του ύψους του ΑΟΣ που αναφέρονται στο WRF κυμαίνονται μεταξύ των 20 m και 4 km για ολόκληρη την περιοχή μελέτης.

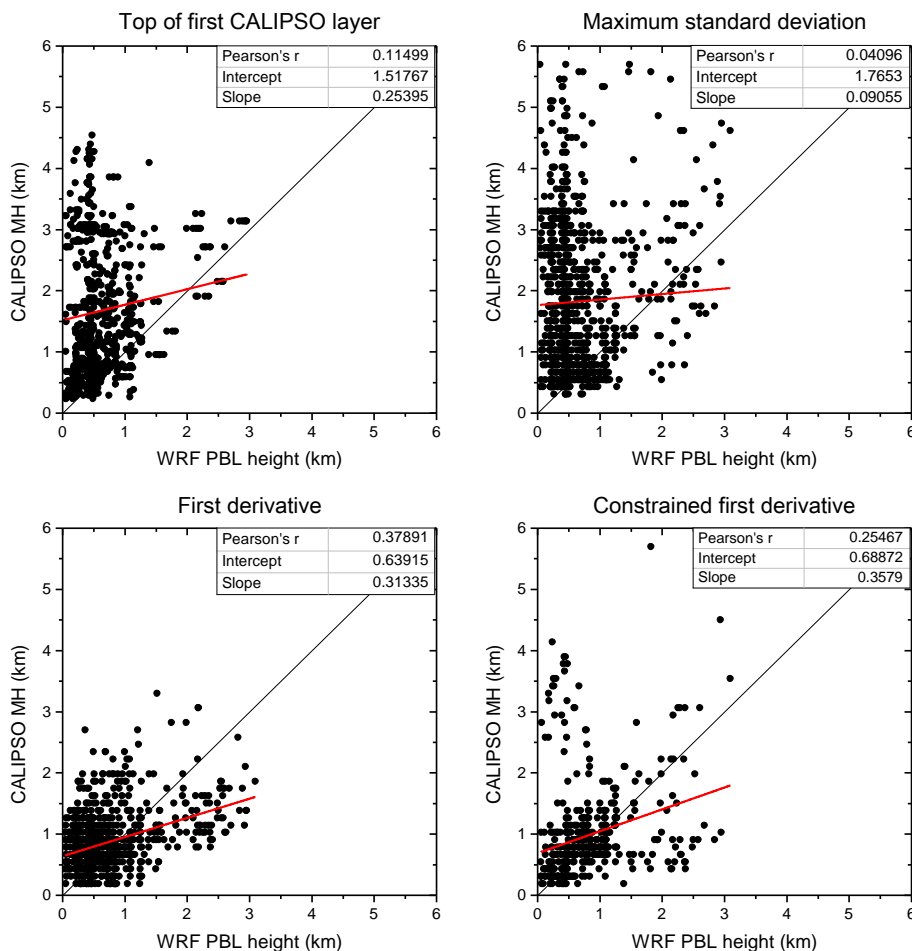
Οι τιμές των διαγραμμάτων διασποράς σε αυτήν την εργασία αναφέρονται σε καταστάσεις πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ) , με αποτέλεσμα κάποιες από τις υψηλές τιμές του ύψους του ΑΟΣ που εμφανίζονται να αναφέρονται σε περιοχές με μεγάλο ύψος της τοπογραφίας. Ένα χαρακτηριστικό παράδειγμα της επίδρασης του υψόμετρου της περιοχής στο τελικό ύψος του ΑΟΣ πάνω από την ΜΣΘ δίνεται στην Εικόνα 4-2 όπου, παρατίθεται το διάγραμμα διασποράς μεταξύ του ΜΗ της μεθόδου Γ και του ΑΟΣ από το WRF, για τια ανέφελες καταστάσεις. Φαίνεται ότι σε ανέφελες περιπτώσεις το ύψος του ΑΟΣ από το WRF προσδιορίζεται με τιμές μεταξύ των 20 m και 2.5 km πάνω από το μέσω υψόμετρο της εκάστοτε περιοχής.



Εικόνα 4-2. Διάγραμμα διασποράς του ΜΗ από CALIPSO και WRF για τη μέθοδο της πρώτης μέγιστης παραγωγού. Η χρωματική κλίμακα αναφέρεται στο μέσο υψόμετρο του terrain του WRF σε κάθε σημείο.

4.2.2 Ανάκτηση του ΜΗ από κατανομές αιωρούμενων σωματιδίων

Στην Εικόνα 4-3 παρουσιάζονται τα διαγράμματα διασποράς των υψών του ΜΗ για τις περιπτώσεις που οι κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO υποδηλώνουν την παρουσία αιωρούμενων σωματιδίων και μόνο. Για το διαχωρισμό των δεδομένων σε ανέφελες κατακόρυφες κατανομές, χρησιμοποιούνται φίλτρα που παρέχονται από συνοδευτικά προϊόντα του CALIPSO (L2 Profile) και αφορούν την ποιότητα και τον τύπο της παρατήρησης (όπως το “Quality assured AVD-QCflag” και το “CAD score”). Συγκεκριμένα, επιλέγουμε μόνο high quality assured προϊόντα με τιμή για το CAD score μικρότερη του -80, η οποία είναι δηλωτική της απουσίας νεφών από την κατακόρυφη κατανομή.



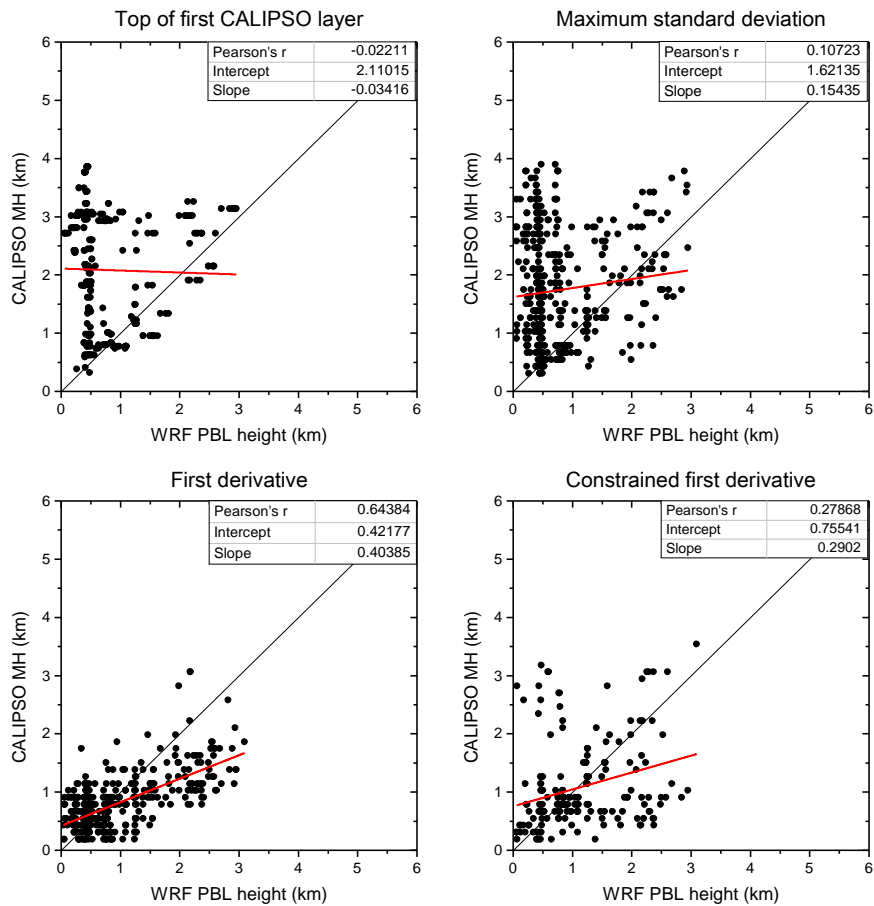
Εικόνα 4-3. Διαγράμματα διασποράς του ΜΗ από CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO, απουσία νεφών. Για κάθε μέθοδο αναγράφονται στατιστικές παράμετροι σχετικά με το συντελεστή συσχέτισης των δεδομένων, την κλίση της ευθείας ελάχιστων τετραγώνων και το σημείο τομής με τους άξονες.

Για τις ατμοσφαιρικές καταστάσεις χωρίς νέφη, παρατηρείται βελτίωση της σύγκρισης η οποία είναι ιδιαίτερα εμφανής για τις μεθόδους Γ και Δ. Η μέθοδος Γ δείχνει να είναι σε

καλύτερη συμφωνία από όλες τις άλλες μεθόδους, δίδοντας συντελεστή συσχέτισης της τάξεως του 0.4. Επιπλέον, τα εύρη τιμών του ΜΗ που παρέχονται από τη μέθοδος Γ είναι μεταξύ των 120m και 4 km, αντίστοιχα με τα εύρη τιμών του ύψους του ΑΟΣ των προσομοιώσεων του WRF. Αντίθετα, οι υπόλοιπες 3 μέθοδοι δίνουν τιμές ΜΗ και σε ύψη μεγαλύτερα των 4 km (ΜΣΘ). Στη συνέχεια η σύγκριση γίνεται με βάση τις ημερήσιες και νυχτερινές λήψεις του CALIPSO για την ίδια ομάδα δεδομένων (χωρίς νέφη).

4.2.2.1 Ημερήσιο ΜΗ χωρίς νέφη:

Στην Εικόνα 4-4 παρουσιάζονται τα ύψη του ημερήσιου ΜΗ για τις περιπτώσεις που οι κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO υποδηλώνουν την παρουσία αιωρούμενων σωματιδίων και μόνο. Για την αποφυγή εσφαλμένων εκτιμήσεων του ΜΗ από το CALIPSO λόγω παρουσίας υπερυψωμένων στρωματώσεων στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, τα δεδομένα περιορίζονται στις περιπτώσεις που το ΜΗ είναι μικρότερο των 4 km (συμπεριλαμβανομένης της τοπογραφίας). Το φίλτρο θεωρείται ασφαλές καθώς δεν αναμένονται τιμές του ημερήσιου ύψους του ΜΗ μεγαλύτερες των 4 km στην Ελλάδα, όπως φαίνεται και από το εύρος εκτιμήσεων του ΜΗ από το WRF.

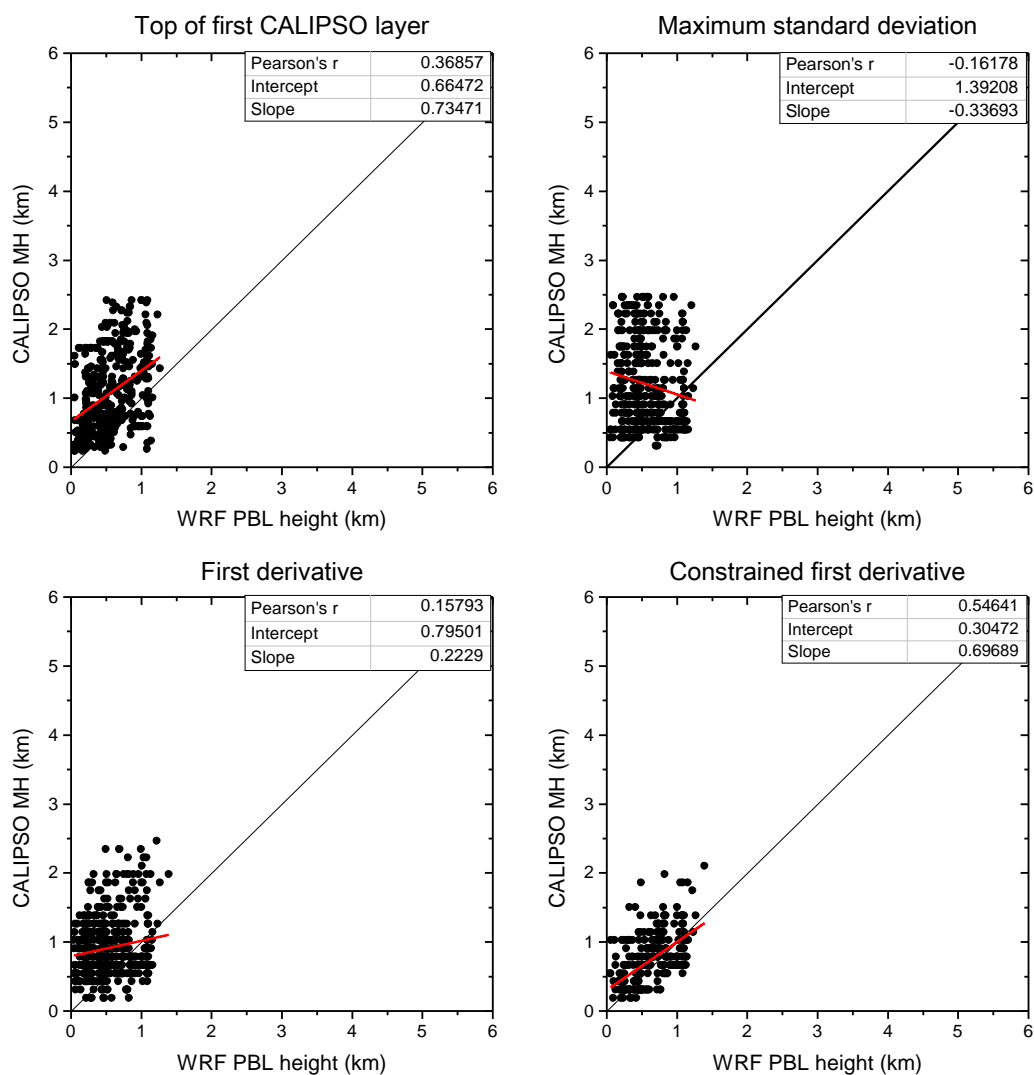


Εικόνα 4-4. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH μεταξύ CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του MH από CALIPSO, σε συνθήκες χωρίς νέφη.

Η τεχνική Γ δείχνει για ακόμη μια φορά να έχει την καλύτερη απόδοση σε σχέση με το WRF. Ο συντελεστής συσχέτισης βελτιώνεται σημαντικά από 0.38 για το συνολικό πληθυσμό (Εικόνα 4-3) σε 0.64 για το ημερήσιο δείγμα χωρίς νέφη (Εικόνα 4-4).

4.2.2.2 Νυχτερινό MH χωρίς νέφη:

Στην Εικόνα 4-5 παρουσιάζονται τα διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH από τον CALIPSO για ανέφελες κατακόρυφες κατανομές του με το αντίστοιχο του μοντέλου WRF, για τις περιπτώσεις που δεν έχουμε σύννεφα. Για να αποσύρουμε εσφαλμένες εκτιμήσεις του MH από τον CALIPSO λόγω παρουσίας υπερυψωμένων στρωματώσεων στην ελεύθερη τροπόσφαιρα, περιορίζουμε τα δεδομένα για τιμές του MH μικρότερες των 2.5 km. Το φίλτρο θεωρείται ασφαλές μιας και δεν αναμένονται τιμές του νυχτερινού ύψους του MH μεγαλύτερες των 2.5 km. Αυτό φαίνεται και στο εύρος εκτιμήσεων του MH από το WRF το οποίο κυμαίνεται μεταξύ των τιμών 20 m και 1.25 km.



Εικόνα 4-5. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ μεταξύ CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO, σε συνθήκες χωρίς νέφη.

Στην περίπτωση του νυχτερινού ανέφελου ΜΗ, η μέθοδος που βρίσκεται σε καλύτερη συμφωνία με το WRF είναι η μέθοδος Δ, με συντελεστή συσχέτισης 0.55 και κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ίση με 0.7. Υπενθυμίζουμε ότι η μέθοδος Δ είναι μια παραλλαγή της μεθόδου Γ. Η διαφορά που παρατηρούμε στα αποτελέσματα των δύο μεθόδων οφείλεται στους εξής λόγους:

1. Η τεχνική Γ ανιχνεύει το πρώτο ελάχιστο πάνω από την πρώτη θετική τιμή, στο προφίλ της πρώτης παραγώγου. Έτσι, αποκλείουμε την περίπτωση (λόγω θορύβου) το ΜΗ να λάβει τιμές πολύ κοντά στην επιφάνεια. Το κριτήριο αυτό είναι ανεπαρκές σε περιπτώσεις που η κατακόρυφη κατανομή των αερολυμάτων μειώνεται ομοιόμορφα καθώς απομακρυνόμαστε από την επιφάνεια του εδάφους, όπως παρατηρήσαμε να συμβαίνει σε περιπτώσεις έντονης ευστάθειας (βλ: νυχτερινό οριακό στρώμα και θαλάσσιο οριακό στρώμα). Σε τέτοιες

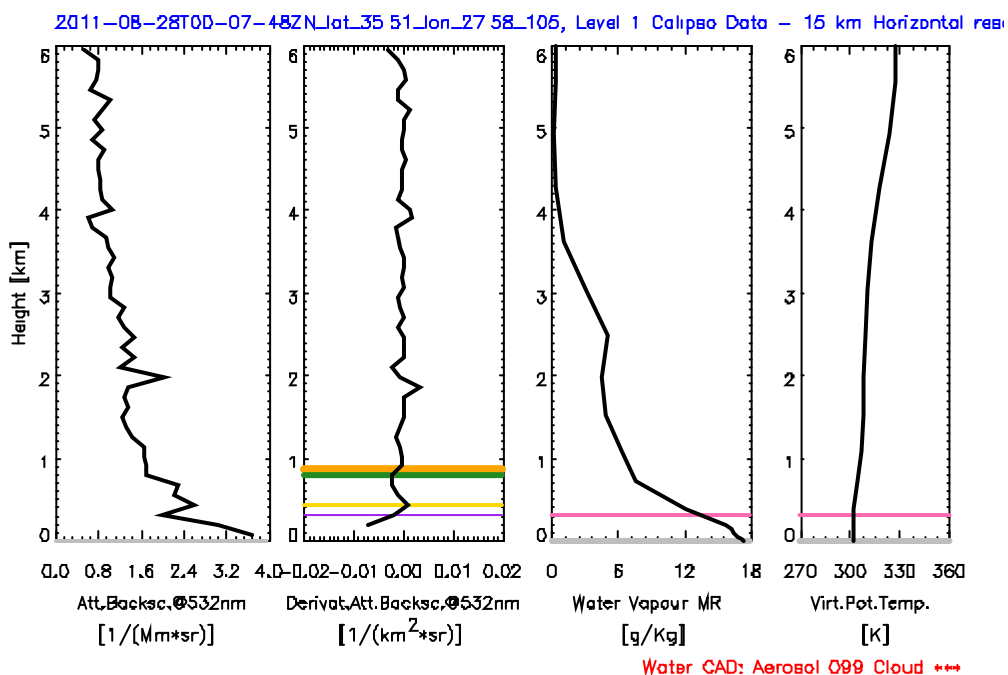
περιπτώσεις, η μέθοδος Γ αποτυγχάνει να εντοπίσει το χαμηλότερο οριακό στρώμα. Σε αυτή την περίπτωση η μέθοδος αυτή τοποθετεί το MH στο πρώτο ύψος από το ύψος που θα αναμέναμε να αποδοθεί από την οπτική παρατήρηση του οπισθοσκεδαζόμενου προφίλ, όπου ανιχνεύεται τοπική μείωση του σήματος (η οποία μπορεί να οφείλεται σε θόρυβο του σήματος ή στην ύπαρξη ενός ανώτερου στρώματος - βλ: εναπομείναν).

2. Η τεχνική Δ ανιχνεύει τιμές μόνο σε περιπτώσεις με αρκετό φόρτο αερολυμάτων (πάνω από το εμπειρικό όριο των $0.003 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ που θέσαμε) και έτσι η στατιστική είναι απαλλαγμένη από τις περιπτώσεις χαμηλού φόρτου που συμπεριλαμβάνονται στην τεχνική Γ και ενδεχομένως να συμβάλουν στα μη ικανοποιητικά αποτελέσματα. Όπως αναφέρθηκε και προηγουμένως, το όριο οπισθοσκέδασης των $0.003 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ εκτιμήθηκε για την περιοχή μελέτης από τη συγκριτική μελέτη όλων των υπό εξέταση κατακόρυφων κατανομών για την εύρεση ενός αντιπροσωπευτικού συντελεστή οπισθοσκέδασης στο στρώμα ανάμιξης της περιοχής.

Συμπερασματικά, η μέθοδος Δ βρίσκεται σε καλύτερη συμφωνία με το WRF για τις νυχτερινές παρατηρήσεις. Αυτό αποδίδεται στο όριο που τίθεται για το συντελεστή οπισθοσκέδασης που αποκλείει κατά πάσα πιθανότητα τις υψηλότερες εκτιμήσεις του MH που προέρχονται από χαμηλές τιμές της παραγώγου στο ύψος του εναπομείναντος ΑΟΣ. Αυτό είναι εμφανές για τη μέθοδο Γ, στην οποία γίνεται μια υπερεκτίμηση του MH. Ένα τέτοιο παράδειγμα για τις μεθόδους Γ και Δ παρουσιάζεται στην Εικόνα 4-6, για τη νυχτερινή μέτρηση στις 28/8/2011 στο σημείο με γεωγραφικό πλάτος 35.5° και γεωγραφικό μήκος 27.6° (βρίσκεται πάνω από θάλασσα).

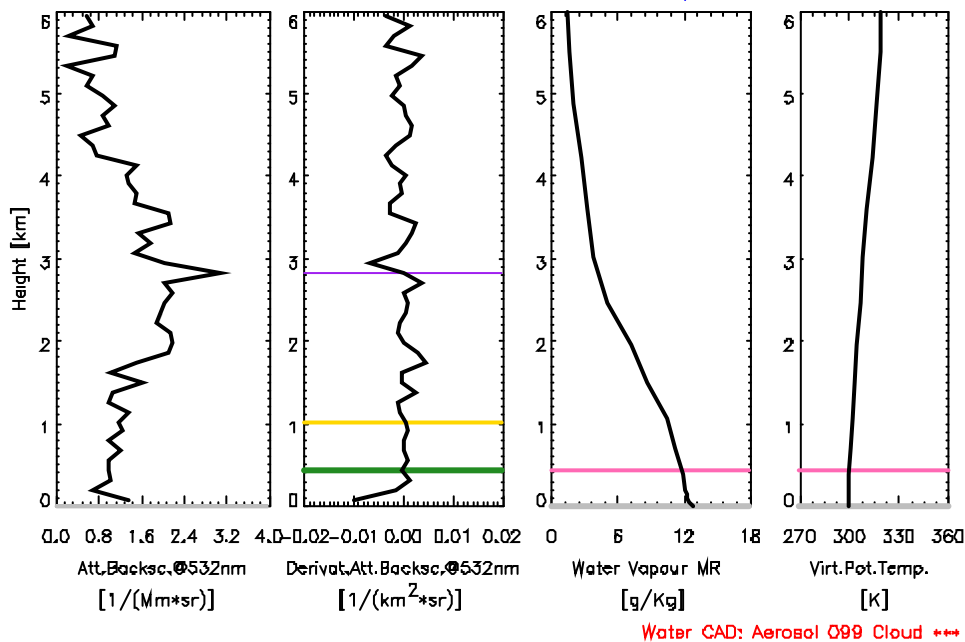
Στα πρώτα δύο σχήματα από αριστερά, παρουσιάζονται παράμετροι του CALIPSO ενώ στα δύο δεξιά παράμετροι του WRF. Συγκεκριμένα παρουσιάζονται η κατακόρυφη κατανομή του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος και η κατακόρυφη κατανομή της πρώτης παραγώγου του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος μαζί με τα MH, όπως αυτά υπολογίστηκαν από τις τέσσερις μεθόδους. Επίσης, παρουσιάζονται η κατακόρυφη κατανομή της αναλογίας μίγματος των υδρατμών και η κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας όπως αυτά υπολογίστηκαν από το WRF. Στο ίδιο σχήμα παρουσιάζεται το ύψος του ΑΟΣ όπως αυτό υπολογίστηκε από την εφαρμογή του WRF. Στην Εικόνα 4-6 βλέπουμε ότι το MH από την τεχνική Δ βρίσκεται στο ύψος που εμφανίζεται η πρώτη απότομη μείωση στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα από τα αερολύματα, ενώ η τεχνική Γ βρίσκεται 600 m ψηλότερα, εκεί που φαίνεται να τελειώνει μια δεύτερη στρωμάτωση. Παρατηρούμε ακόμα ότι η ύπαρξη της στρωμάτωσης στα 900 m αναγνωρίζεται και από το CALIPSO L2 layer προϊόν (τεχνική Α),

ενώ η τεχνική B αναγνωρίζει τη βάση μιας στρωμάτωσης σωματιδίων σε ύψος υπερκείμενο του αναμενόμενου ΜΗ (300 – 900 m). Το πιο πιθανό είναι ότι η εν λόγω στρωμάτωση είναι το εναπομείναν οριακό στρώμα. Στο ίδιο σχήμα δίνονται η κατακόρυφη κατανομή της αναλογίας μίγματος των υδρατμών και τις δυνητικής θερμοκρασίας από την προσομοίωση του WRF. Φαίνεται ότι ο υπολογισμός του ΑΟΣ από τον CALIPSO αντιστοιχεί στο ύψος της δραστηκής μείωσης της αναλογίας μίγματος των υδρατμών.



Εικόνα 4-6. Υπολογισμός του ΜΗ με την τεχνική Δ, στην περίπτωση ευσταθούς οριακού στρώματος και πάνω από θάλασσα. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 4 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα ΜΗ από τις τέσσερις τεχνικές: τεχνική του πρώτου Aerosol Layer (πορτοκαλί), τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο.

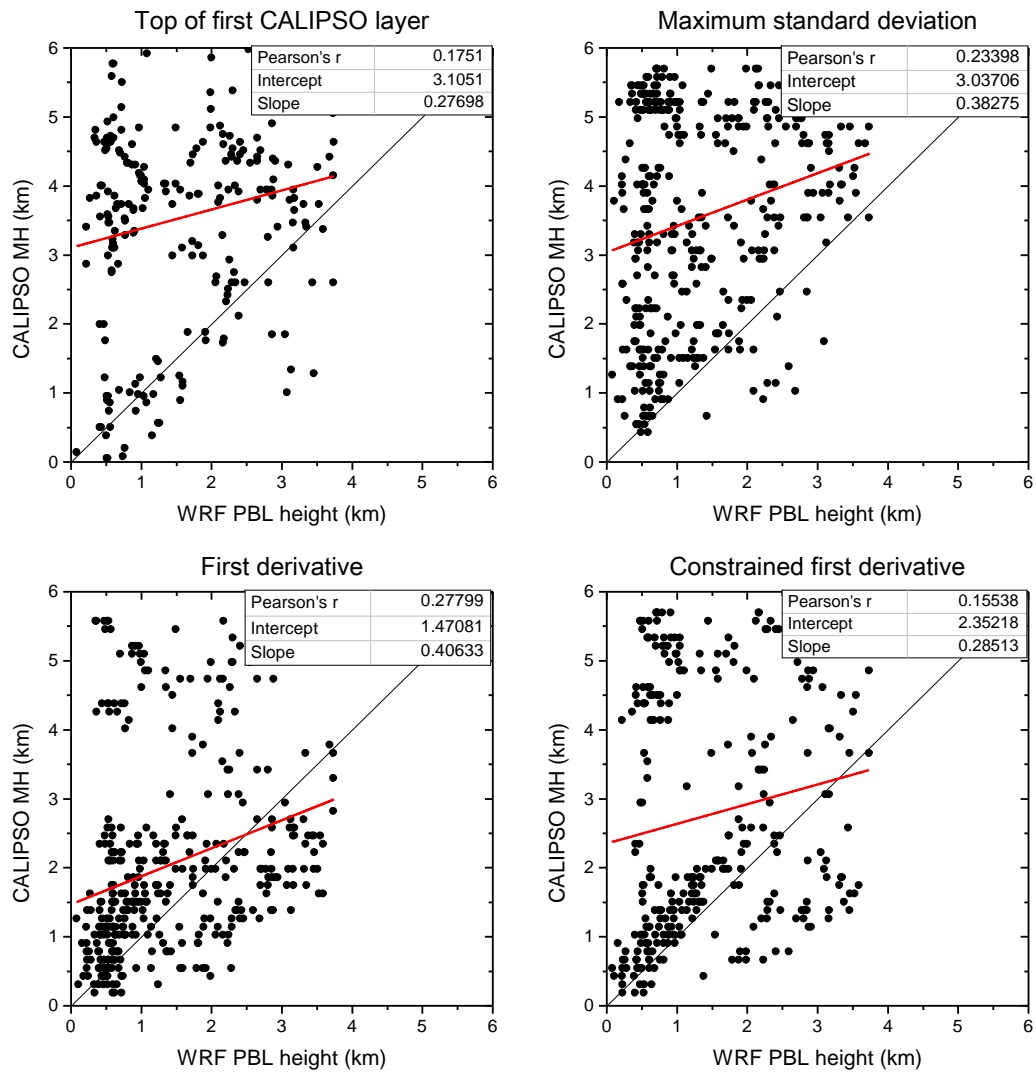
Η τεχνική Δ αποτυγχάνει να δώσει σωστό ΜΗ στις περιπτώσεις που ο κατακόρυφος σωματιδιακός φόρτος είναι μικρός στο ΜΗ και μεγάλος σε υπερυψωμένο στρώμα πάνω από αυτό. Μια τέτοια περίπτωση αποτυχίας της μεθόδου Δ, παρουσιάζεται στην Εικόνα 4-7 στην οποία το ΜΗ από την τεχνική Δ έχει λανθασμένα αντιστοιχηθεί με τα 2.8 km το οποίο αναφέρεται σε ένα υπερυψωμένο στρώμα σωματιδίων πάνω από το ΑΟΣ.



Εικόνα 4-7. Υπολογισμός του MH με την τεχνική Δ, στην περίπτωση υπερυψωμένου στρώματος σωματιδίων πάνω από το ΑΟΣ και χαμηλού φόρτου μέσα στο ΑΟΣ. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 3 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα MH από τις 3 τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο.

4.2.3 Ανάκτηση MH από κατανομές με παρουσία νεφών

Στην Εικόνα 4-8 παρουσιάζονται τα MH για τις περιπτώσεις που οι κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO υποδηλώνουν την παρουσία νεφών πλέον των αιωρούμενων σωματιδίων. Για το διαχωρισμό των δεδομένων σε νεφελώδης κατακόρυφες κατανομές χρησιμοποιούνται φίλτρα που παρέχονται από συνοδευτικά προϊόντα του CALIPSO και αφορούν την ποιότητα και τον τύπο της παρατήρησης (όπως το “Quality assured AVD-QCflag” και το “CAD score”). Συγκεκριμένα, επιλέγουμε μόνο Quality assured προϊόντα με τιμή για το CAD score μεγαλύτερο ή ίσο του 0, η οποία είναι δηλωτική της παρουσίας νεφών στην κατακόρυφη κατανομή.

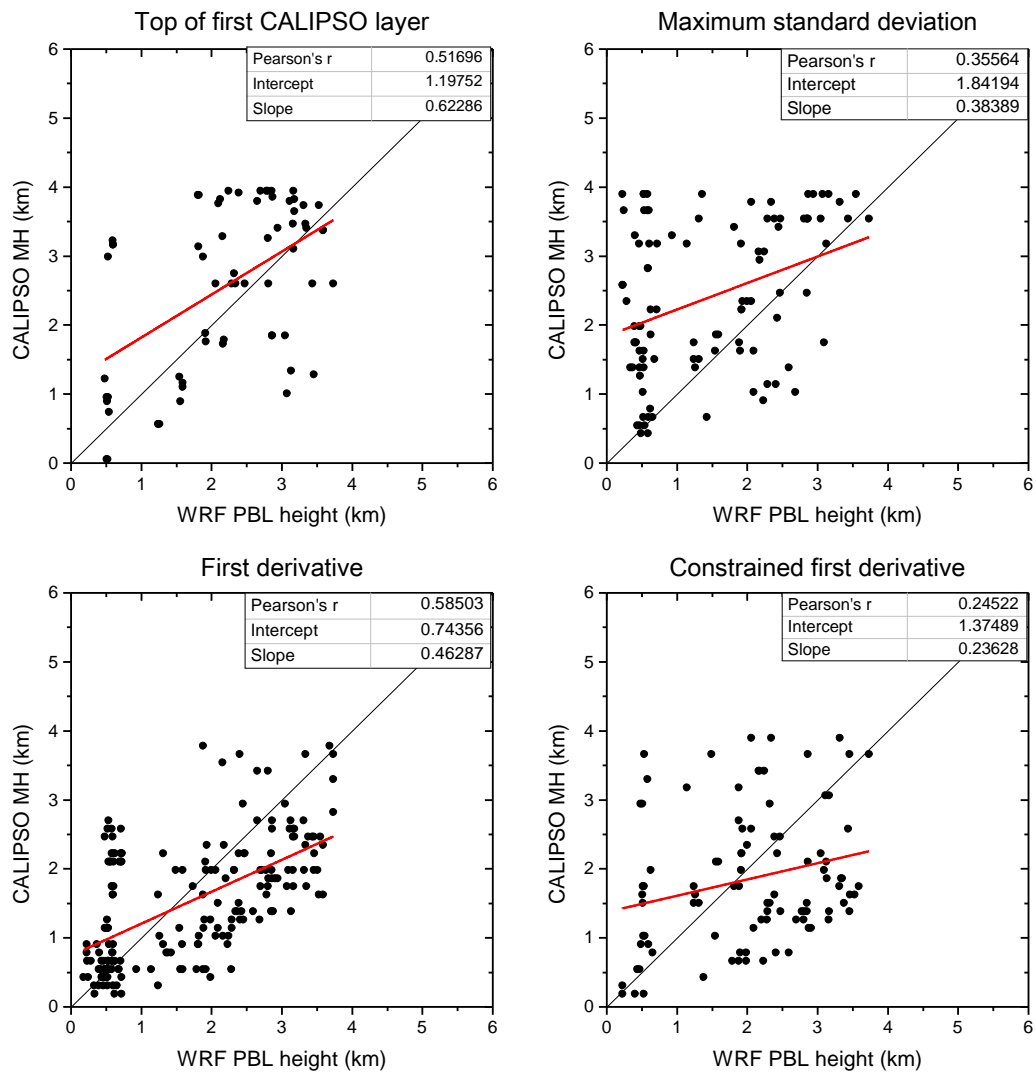


Εικόνα 4-8. Διαγράμματα διασποράς του MH από CALIPSO και WRF, για το σύνολο των δεδομένων με παρουσία νεφών

Από ότι παρατηρούμε στην Εικόνα 4-8, οι συγκρίσεις δεν προσφέρουν συμπεράσματα, ιδιαίτερα για τις μεθόδους Α και Β. Στις επόμενες υποπαραγράφους υποδιαιρούμε το σύνολο των δεδομένων με βάση τις ημερήσιες και νυχτερινές παρατηρήσεις.

4.2.3.1 Ημερήσιο MH με νέφη

Στην Εικόνα 4-9 παρουσιάζονται τα διαγράμματα διασποράς των ημερήσιων δεδομένων παρουσία νεφών στις κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO.

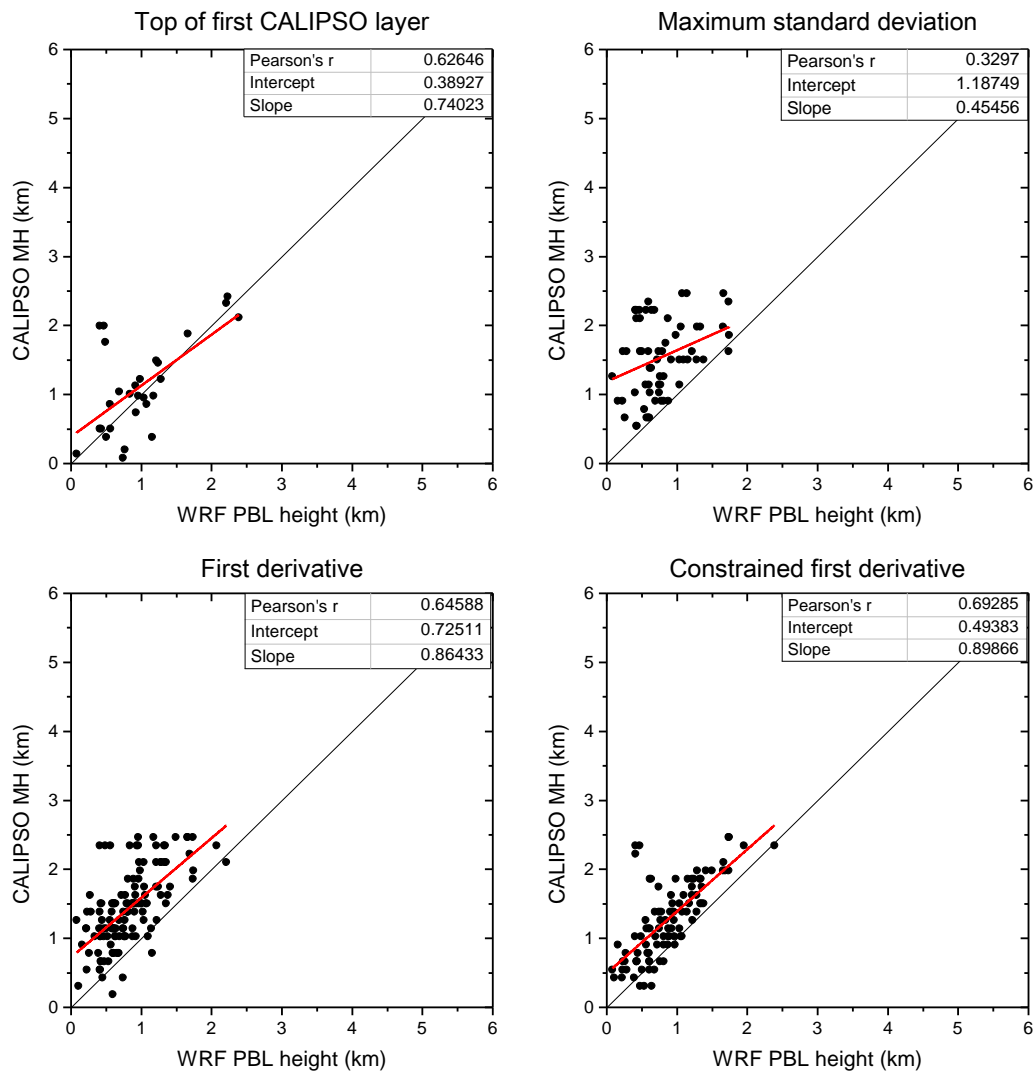


Εικόνα 4-9. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH από CALIPSO και WRF, με νέφη.

Από τα διαγράμματα διασποράς φαίνεται ότι η καλύτερη συμφωνία με το WRF επιτυγχάνεται με τη μέθοδο Γ, η οποία παρουσιάζει συντελεστή συσχέτισης 0.6 για το ημερήσιο δείγμα με νέφη. Οι υπόλοιπες μέθοδοι δεν προσφέρονται για συμπεράσματα.

4.2.3.2 Νυχτερινό MH με νέφη:

Στην Εικόνα 4-10 παρουσιάζονται τα διαγράμματα διασποράς των νυχτερινών δεδομένων παρουσία νεφών στις κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO.



Εικόνα 4-10. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ από CALIPSO και WRF, με νέφη.

Στην περίπτωση του νυχτερινού ΜΗ, η μέθοδος που βρίσκεται σε καλύτερη συμφωνία με το WRF είναι η μέθοδος Δ, με συντελεστή συσχέτισης 0.69 και κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ίση με 0.89. Υπενθυμίζουμε ότι η μέθοδος Δ είναι μια παραλλαγή της μεθόδου Γ, όπως εξηγήσαμε αναλυτικά στην προηγούμενη παράγραφο. Η μέθοδος Δ βρίσκεται σε καλύτερη συμφωνία με το WRF για τις νυχτερινές παρατηρήσεις μιας και αποκλείει κατά πάσα πιθανότητα υψηλότερες εκτιμήσεις του ΜΗ που προέρχονται από χαμηλές τιμές της παραγώγου στο ύψος του εναπομείναντος ΑΟΣ. Αυτό είναι εμφανές για τη μέθοδο Γ, στην οποία γίνεται μια υπερεκτίμηση του ΜΗ της τάξεως των 725 m.

4.2.4 Διαχωρισμός δεδομένων με βάση τον τύπο εδάφους (ξηρά ή θάλασσα)

Στο κεφάλαιο αυτό εξετάζουμε τα διαγράμματα διασποράς με βάση τον τύπο εδάφους, αν δηλαδή η μέτρηση πραγματοποιήθηκε πάνω από ξηρά ή θάλασσα. Οι συγκρίσεις που παρουσιάζονται αφορούν μόνο τις μεθόδους Γ και Δ, οι οποίες έδειξαν την καλύτερη απόδοση. Επιπλέον του διαχωρισμού των δεδομένων με βάση τον τύπο εδάφους, οι συγκρίσεις επιμερίζονται επιπλέον με βάση την απουσία/παρουσία νεφών και το αν πρόκειται για ημερήσια ή νυχτερινή παρατήρηση. Στις υποπαραγράφους που ακολουθούν παρουσιάζεται το πλήθος των διαγραμμάτων διασποράς με βάση τους παραπάνω επιμερισμούς. Τα σχόλια επί των συγκρίσεων παρατίθενται στο τέλος της παραγράφου.

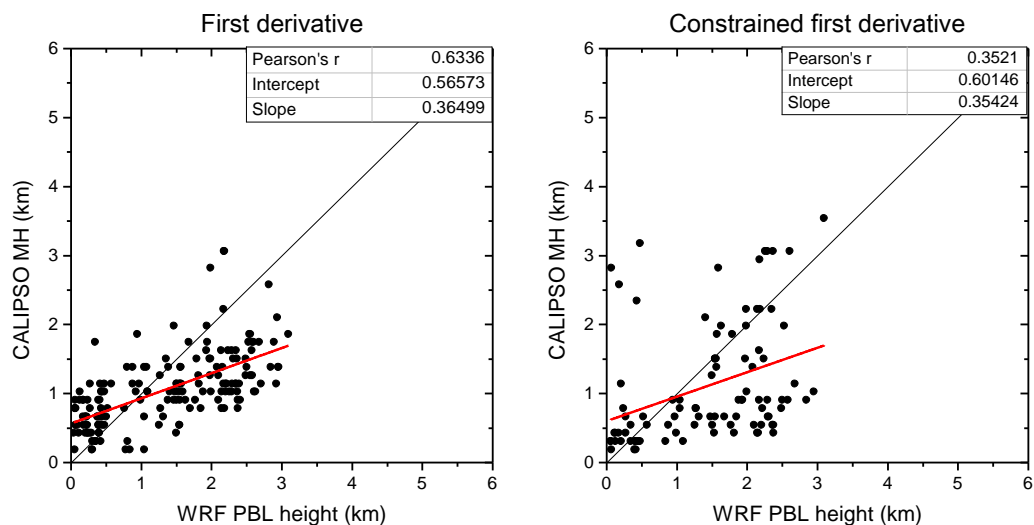
4.2.4.1 Ξηρά

Στις εικόνες που ακολουθούν, παρατίθενται τα διαγράμματα διασποράς για την περίπτωση παρατηρήσεων πάνω από ξηρά. Επιπλέον, διαχωρίζονται οι περιπτώσεις σε ημερήσιες και νυχτερινές παρατηρήσεις και σε περιπτώσεις όπου η ανάκτηση του ΜΗ έγινε από κατακόρυφες κατανομές χωρίς την παρουσία νεφών (μόνο από προφίλ αιωρούμενων σωματιδίων) και με την παρουσία νεφών.

Από τις συγκρίσεις που παρατίθενται, συμπεραίνουμε ότι **οι ημερήσιες εκτιμήσεις** του CALIPSO πάνω από ξηρά παρουσιάζουν σχετικά μεγάλη διασπορά σε σχέση με το WRF και αυτό οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στο μεγάλο θόρυβο των ημερήσιων σημάτων του CALIPSO. Διαφαίνεται ωστόσο μια καλή συσχέτιση για τη μέθοδο Γ (Εικόνα 4-11 και Εικόνα 4-13 –με Pearson's r 0.63 και 0.69 για απουσία ή παρουσία νεφών αντίστοιχα). Για τις περιπτώσεις αυτές, το WRF βρέθηκε να υπερεκτιμά κατά περίπου 300 με 600 m, αποτέλεσμα που συμφωνεί με τη μελέτη των Scarino et al., (2013).

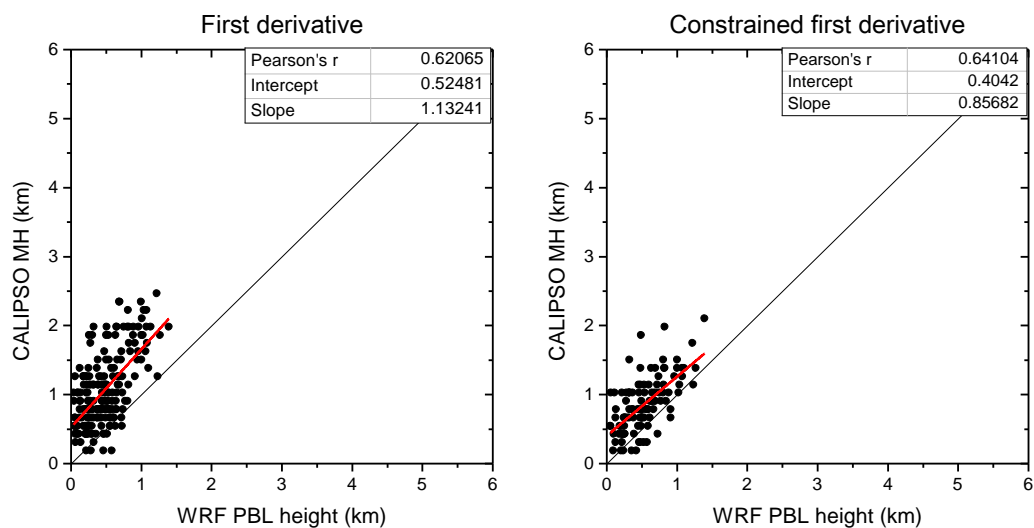
Για τις **νυχτερινές συγκρίσεις**, οι συντελεστές συσχέτισης βελτιώνονται σημαντικά για τη μέθοδο Δ (Εικόνα 4-12 και Εικόνα 4-14, με Pearson's r 0.64 και 0.70 για απουσία ή παρουσία νεφών αντίστοιχα). Η υπερεκτίμηση του WRF διαφαίνεται και για τις νυχτερινές συγκρίσεις, και είναι της τάξεως των 400 m.

A. Αιωρούμενα σωματίδια – ημερήσιο



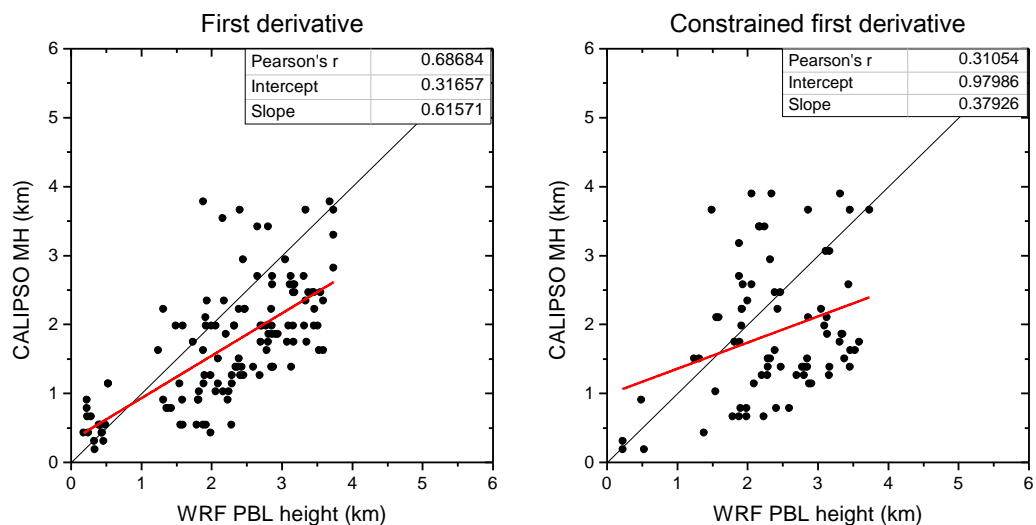
Εικόνα 4-11. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου ΜΗ πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη.

B. Αιωρούμενα σωματίδια – νυχτερινό



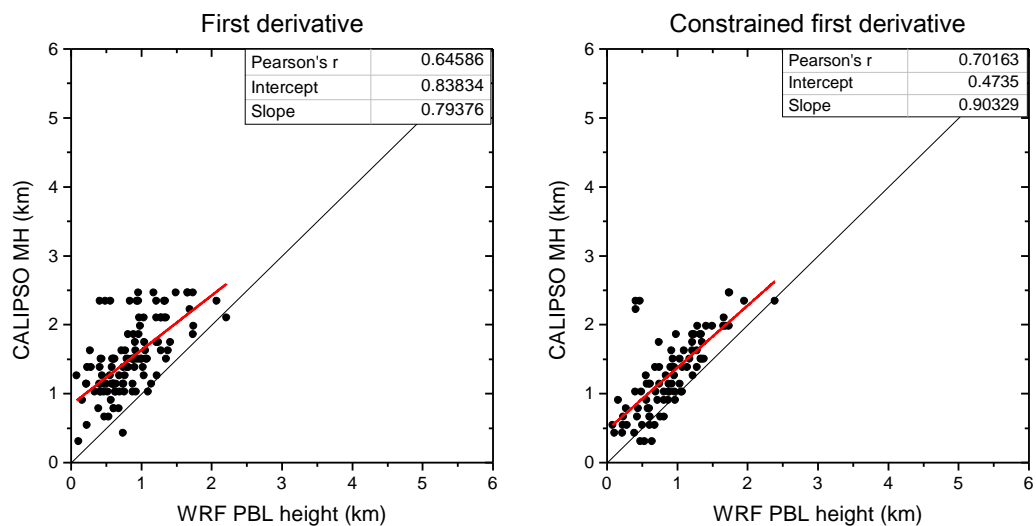
Εικόνα 4-12. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη

Γ. Νέφη – ημερήσιο



Εικόνα 4-13. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη

Δ. Νέφη – νυχτερινό



Εικόνα 4-14. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη

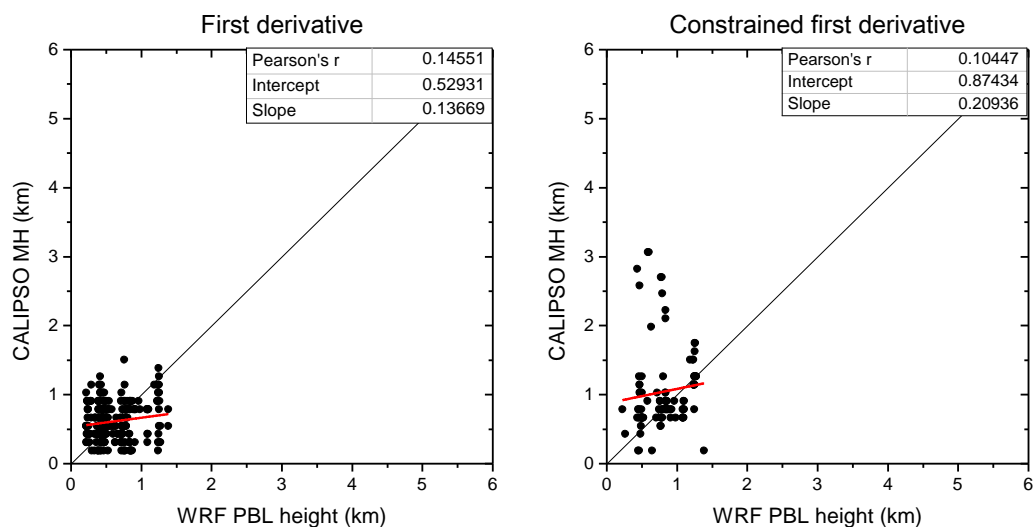
4.2.4.2 Θάλασσα

Στις εικόνες που ακολουθούν, παρατίθενται τα διαγράμματα διασποράς για την περίπτωση παρατηρήσεων πάνω από θάλασσα. Επιπλέον, διαχωρίζονται οι περιπτώσεις σε ημερήσιες και νυχτερινές παρατηρήσεις και σε περιπτώσεις όπου η ανάκτηση του ΜΗ έγινε από κατακόρυφες κατανομές χωρίς την παρουσία νεφών (μόνο από προφίλ αιωρούμενων σωματιδίων) και με την παρουσία νεφών.

Από τις συγκρίσεις που παρατίθενται, συμπεραίνουμε ότι **οι ημερήσιες εκτιμήσεις** του CALIPSO πάνω από θάλασσα παρουσιάζουν σχετικά μεγάλη διασπορά σε σχέση με το WRF και αυτό οφείλεται κατά πάσα πιθανότητα στο μεγάλο θόρυβο των ημερήσιων σημάτων του CALIPSO. Δεν διαφαίνεται καμία καλή συσχέτιση για καμία μέθοδο.

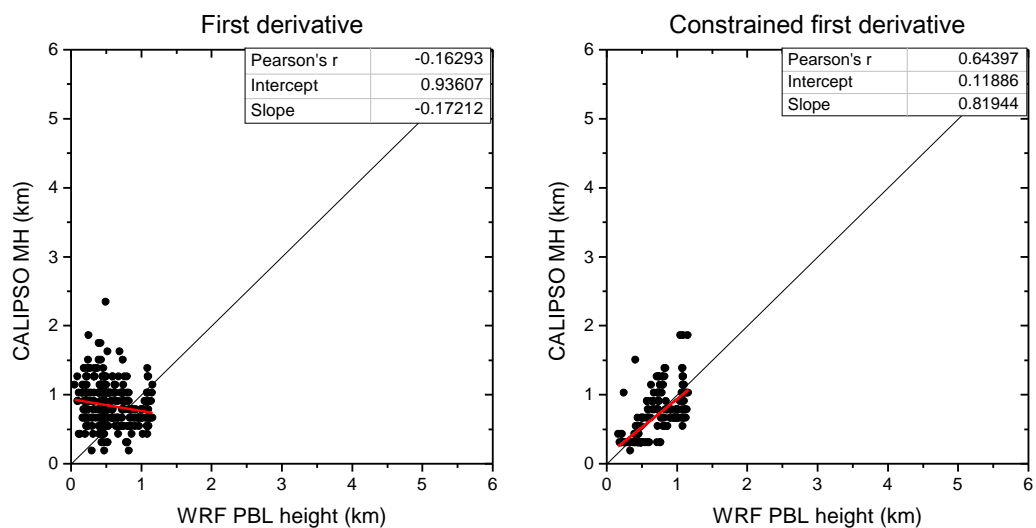
Για τις **νυχτερινές συγκρίσεις**, οι συντελεστές συσχέτισης βελτιώνονται σημαντικά για τη μέθοδο Δ (Εικόνα 4-16 και Εικόνα 4-18 με Pearson's r 0.64 και 0.72 για απουσία ή παρουσία νεφών αντίστοιχα). Ωστόσο τα δεδομένα της Εικόνα 4-18 δεν μπορούν να δώσουν ένα στατιστικά αξιόπιστο συμπέρασμα. Η υπερεκτίμηση του WRF διαφαίνεται και για τις νυχτερινές συγκρίσεις, και είναι της τάξεως των 100 m όταν η ανάκτηση γίνεται από προφίλ αιωρούμενων σωματιδίων και μόνο, και της τάξεως των 300 m όταν η ανάκτηση γίνεται από προφίλ που εμπεριέχει νέφη.

A. Αιωρούμενα σωματίδια ημερήσιο



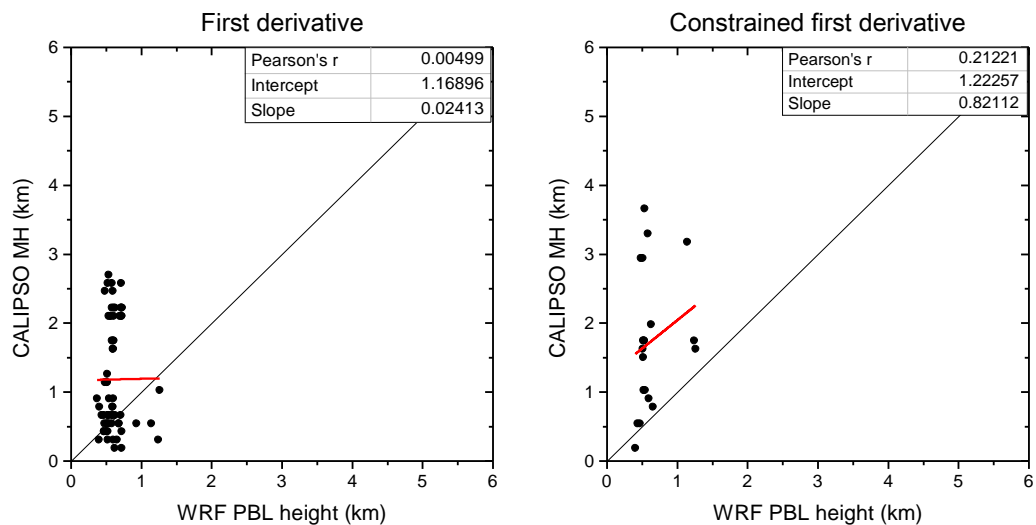
Εικόνα 4-15. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη

B. Αιωρούμενα σωματίδια νυκτερινό



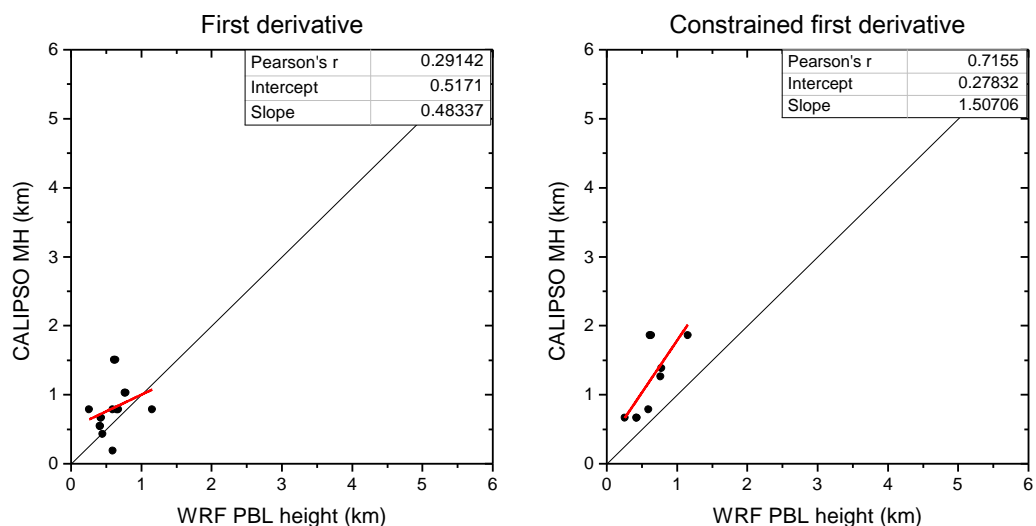
Εικόνα 4-16. Διαγράμματα διασποράς του νυκτερινού MH πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη

Γ. Νέφη ημερήσιο



Εικόνα 4-17. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη

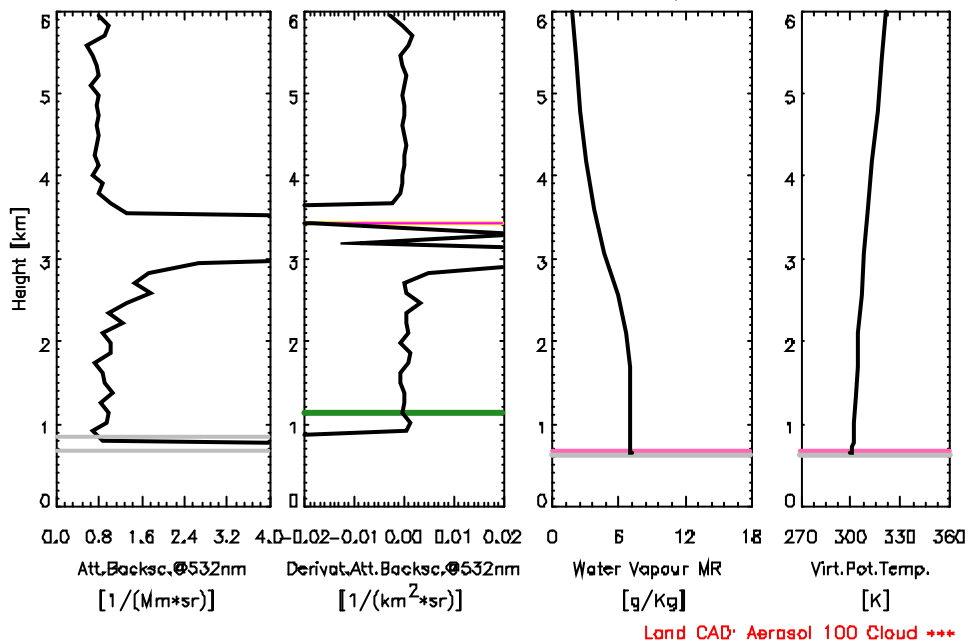
Δ. Νέφη νυχτερινό



Εικόνα 4-18. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη

Από τον επιμερισμό των συγκρίσεων πάνω από ξηρά και θάλασσα, συμπεραίνουμε ότι πάνω από ξηρά επιτυγχάνει η μέθοδος Γ για τις ημερήσιες παρατηρήσεις και η μέθοδος Δ για τις νυχτερινές. Στις περιπτώσεις πάνω από θάλασσα, καμία μέθοδος δεν επιτυγχάνει καλές συγκρίσεις με το WRF για τις ημερήσιες παρατηρήσεις, ενώ η μέθοδος Δ συνεχίζει να είναι επιτυχής για τις νυχτερινές. Εξαιρώντας την μη ικανοποιητική απόδοση της μεθόδου Γ για τις ημερήσιες παρατηρήσεις πάνω από τη θάλασσα, το συμπέρασμα του επιμερισμού ξηράς/θάλασσας είναι το ίδιο με τα αποτελέσματα που πήραμε στις προηγούμενες παραγράφους. Η επιτυχία της μεθόδου Δ για τις νυχτερινές παρατηρήσεις, σχετίζεται με την ικανότητα της μεθόδου να αποκλείει κατά πάσα πιθανότητα υψηλότερες εκτιμήσεις του ΜΗ που προέρχονται από χαμηλές τιμές της παραγώγου στο ύψος του εναπομείναντος ΑΟΣ και να ανακτά τα χαμηλότερα ΜΗ που αντιστοιχούν στο θαλάσσιο ΟΣ. Σημειώνουμε ότι τα αποτελέσματα χρήζουν μελλοντικής μελέτης ιδιαίτερα την επιτυχή απόσυρση των νεφών από τις παρατηρήσεις του CALIPSO με βάση τα φίλτρα CAD_score και QC_flag. Το τελευταίο μπορεί να αποτελεί λόγο για σοβαρές υπερεκτιμήσεις του CALIPSO, όπως αυτές παρατηρήθηκαν σε αρκετά από τα διαγράμματα διασποράς. Η προτεινόμενη ανάλυση θα ήταν δυνατή μόνο με μία προς μία εξέταση των κατακόρυφων κατανομών. Παράδειγμα όπου κακώς έγινε η θεώρηση ανυπαρξίας νεφών λόγω λανθασμένης κατηγοριοποίησης του CALIPSO, δίδεται στην Εικόνα 4-19.

Στην Εικόνα 4-19 παρατηρούμε την παρουσία νέφους στα 3.5 km, για μία περίπτωση στην οποία δεν αναμέναμε νέφη, μιας και σύμφωνα με τον αλγόριθμο του CALIPSO, η συγκεκριμένη παρατήρηση είναι τελείως απαλλαγμένη από αυτά με 100% βεβαιότητα. Η εξασθένηση του σήματος του CALIPSO από το νέφος στα 3,5 km, έχει σαν συνέπεια την χαμηλή ποιότητα σήματος στα μικρότερα ύψη, με αποτέλεσμα η τεχνική Δ να αποτυγχάνει να ανακτήσει το αναμενόμενο ΜΗ. Στη συγκεκριμένη περίπτωση, η τεχνική Δ έχει προσεγγίσει το ύψος του ΜΗ στα 3.5 km. Στο ίδιο ύψος έχει προσεγγίσει το ύψος του ΜΗ και η τεχνική Β της μέγιστης τυπικής απόκλισης. Επιπλέον, η τεχνική Γ έχει προσεγγίσει το ΜΗ σε ύψος για το οποίο δεν υπάρχει δομή αερολυμάτων αλλά ισχυρός θόρυβος στο σήμα. Η αποτυχία της τεχνικής Γ οφείλεται στην έλλειψη τιμής κατωφλίου για το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα.



Εικόνα 4-19. Παράδειγμα κακής απόσυρσης νεφών λόγω λανθασμένης κατηγοριοποίησης του CALIPSO.

Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 3 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα MH από τις τρεις τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Η κίτρινη γραμμή φαίνεται αμυδρά πίσω από τη μοβ. Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. Στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα φαίνονται η μέση και η μέγιστη τιμή της τοπογραφίας, όπως αυτή αποδίδεται από τον CALIPSO (γκρι γραμμές). Στα διαγράμματα του WRF αποτυπώνεται το μέσο υψόμετρο, για το αντίστοιχο κελί του WRF (γκρι γραμμή).

Στην εικόνα του οπισθοσκεδαζόμενου σήματος φαίνονται επίσης η μέση και η μέγιστη τιμή της τοπογραφίας, όπως αυτή αποδίδεται από τον CALIPSO. Αντίστοιχα, στα διαγράμματα του WRF αποτυπώνεται το μέσο υψόμετρο, για το αντίστοιχο κελί του WRF. Παρατηρούμε ότι το μέγιστο υψόμετρο της περιοχής μεσοποίησης των σημάτων του CALIPSO είναι μεγαλύτερο από το ύψος του ΑΟΣ όπως εκτιμάται από το WRF για το συγκεκριμένο κελί. Τέτοιες περιπτώσεις αποτελούν μια επιπλέον πηγή διαφοροποίησης των εκτιμήσεων του MH από CALIPSO και WRF. Αυτό συμβαίνει επειδή στην επεξεργασία μας χρησιμοποιούμε μόνο ύψη του μέσου προφίλ πάνω από το υψόμετρο της μέγιστης επιφάνειας, ώστε η κατακόρυφη κατανομή του σήματος να είναι χαρακτηριστική των αερολύματα και νεφών μόνο.

5 Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία ανακτήθηκαν τα ύψη του ΜΗ από δορυφορικές παρατηρήσεις CALIPSO πάνω από την Ελλάδα για τη χρονική περίοδο 28/2/2011 με 9/9/2011 με χρήση τεσσάρων τεχνικών που παρουσιάστηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια. Οι εκτιμήσεις του ΜΗ συγκρίθηκαν με προσομοιώσεις του ΑΟΣ από το μετεωρολογικό μοντέλο WRF.

Τα αποτελέσματα των συγκρίσεων υποδεικνύουν ότι η μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου έχει την καλύτερη απόδοση σε σχέση με το WRF στις περιπτώσεις ημερήσιου ΜΗ πάνω από ξηρά (περιπτώσεις αστάθειας). Ο συντελεστής συσχέτισης (Pearson's r) βρέθηκε ίσος με 0.63 και 0.69 για παρουσία ή απουσία νεφών αντίστοιχα. Για τις περιπτώσεις αυτές, το WRF βρέθηκε να υπερεκτιμά κατά περίπου 300 με 600 m, αποτέλεσμα που συμφωνεί με τη μελέτη των Scariño et al., (2013). Η τροποποιημένη μέθοδος της μέγιστης παραγώγου βρέθηκε να έχει ικανοποιητική απόδοση, η οποία ήταν βέλτιστη σε σχέση με το WRF στις περιπτώσεις νυχτερινού ΜΗ πάνω από ξηρά και θάλασσα (περιπτώσεις ευστάθειας). Ο συντελεστής συσχέτισης των νυχτερινών ΜΗ πάνω από την ξηρά υπολογίζεται ίσος με 0.64 και 0.70 για παρουσία ή απουσία νεφών αντίστοιχα, με αντίστοιχη υπερεκτίμηση του ΜΗ από τον CALIPSO κατά περίπου 300 και 600 m. Η συσχέτιση για το νυχτερινό ΜΗ πάνω από τη θάλασσα, όταν η ανάκτηση γίνεται από το προφίλ των αιωρούμενων σωματιδίων και μόνο, βρέθηκε ίσος με 0.64 με υπερεκτίμηση του ΜΗ του CALIPSO κατά περίπου 100 m σε σχέση με του WRF. Η συσχέτιση για το νυχτερινό ΜΗ πάνω από την θάλασσα, όταν η ανάκτηση γίνεται από το προφίλ που εμπεριέχει νέφη, βρέθηκε ίσος με 0.72 με υπερεκτίμηση του ΜΗ του CALIPSO κατά περίπου 300 m. Για την περίπτωση του ημερήσιου ΜΗ πάνω από θάλασσα, καμία τεχνική δεν έδειξε καλές συσχετίσεις και παρουσιάζεται σχετικά μεγάλη διασπορά σε σχέση με το WRF, κατά πάσα πιθανότητα λόγω του μεγάλου θορύβου των ημερήσιων σημάτων του CALIPSO.

Η αποτυχία της μεθόδου της πρώτης μέγιστης παραγώγου στις περιπτώσεις του νυχτερινού οριακού στρώματος οφείλεται στην αδυναμία της τεχνικής να εντοπίσει το ευσταθές

νυχτερινό οριακό στρώμα. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα η συγκεκριμένη τεχνική να τοποθετεί το MH στο πρώτο ύψος (πάνω από το ύψος του πραγματικού MH) στο οποίο ανιχνεύεται τοπική μείωση του σήματος, η οποία μπορεί να οφείλεται στο λόγο σήματος προς θόρυβο, ή στην ύπαρξη του εναπομείναντος στρώματος. Η τεχνική της τροποποιημένης μεθόδους της μέγιστης παραγωγής ανιχνεύει το MH μόνο σε περιπτώσεις με αρκετό φόρτο σωματιδίων (πάνω από το εμπειρικό όριο των $0.003 \text{ km}^{-1} \text{ sr}^{-1}$ που θέσαμε για τη συγκεκριμένη περιοχή). Αποτυγχάνει να δώσει συμβατό με το WRF MH στις περιπτώσεις που ο κατακόρυφος σωματιδιακός φόρτος είναι μικρός στο MH και μεγάλος σε υπερυψωμένο στρώμα πάνω από το MH.

Αναφορικά με το ύψος του ΑΟΣ από το WRF, το υπολογισμένο MH από τον δορυφόρο βρέθηκε 300 με 600 m υψηλότερο για τις περιπτώσεις αστάθειας και 100 με 300 m υψηλότερο για τις περιπτώσεις ευστάθειας.

Συνολικά, βρέθηκε ότι οι τεχνικές που βασίζονται στην εύρεση κλίσεων στις κατακόρυφες κατανομές του CALIPSO έχουν τη δυναμική να αποδώσουν ικανοποιητικά το ύψος του MH. Οι υπερεκτιμήσεις που βρέθηκαν σε σχέση με το WRF μπορεί να οφείλονται στην αδυναμία αυτόματης απομάκρυνσης των νεφών από τις κατακόρυφες κατανομές με βάση τα φίλτρα του CALIPSO. Στις περιπτώσεις καλών συσχετίσεων, διαφαίνεται μια υποεκτίμηση του WRF με βάση το CALIPSO. Ωστόσο, τέτοια συμπεράσματα ήταν εφικτά μόνο για περιπτώσεις καλής συμφωνίας.

Μελλοντική έρευνα θα μπορούσε να επικεντρώσει σε μεθοδολογίες εντοπισμού και εξαίρεσης των περιπτώσεων με νέφη από την κατηγορία των κατακόρυφων κατανομών σωματιδίων του CALIPSO, δεδομένου ότι τα νέφη (ιδιαίτερα τα υψηλά) μπορεί να αποτελούν σοβαρό λόγο υπερεκτίμησης του MH από το δορυφόρο. Ενδείξεις τέτοιων υπερεκτιμήσεων παρατηρήθηκαν σε αρκετές περιπτώσεις στην παρούσα εργασία, ιδιαίτερα για ημερήσια MH πάνω από θάλασσα. Τέτοιες μελέτες θα χρειαστούν μεγαλύτερο όγκο δεδομένων για την εξαγωγή αξιόπιστων συμπερασμάτων ανά περίπτωση και ίσως ανά εποχή. Με την εξέταση μεγαλύτερου συνόλου δεδομένων θα είναι εφικτή επιπλέον και η περαιτέρω εξέταση των τεχνικών της πρώτης στρωμάτωσης και της μέγιστης τυπικής απόκλισης, οι οποίες παρότι στη εργασία δεν έδωσαν καλά αποτελέσματα, έχουν χρησιμοποιηθεί επιτυχώς στη βιβλιογραφία (Jordan, 2009; Korhonen et al., 2013).

Βιβλιογραφία

Arya, S. P. S.: Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer, *Journal of Applied Meteorology*, 20, 1192-1202, 1981.

Berman S., Ku J.Y., Zhang J. and Rao S.T.: Uncertainties in estimating the mixing depth-comparing three mixing depth models with profiler measurements, *Atmos Environ*, 31:3023–3039, doi:10.1016/S1352-2310(97)00118-0, 1997.

Betts, A. K. and Albrecht, B. A.: Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over tropical oceans, *Journal of the Atmospheric Sciences* 44, 83-99, 1987.

Beyrich, F.: Mixing height estimation from sodar data – a critical discussion, *Atmos. Environ.*, 31, 3941–3953, 1997.

Bidokhti, A. A., Khoshsima, M., Sabetghadam, S. and Khalesifard, H. M.: Estimation of urban mixed layer height in Zanjan using LIDAR observations and numerical modeling, *J. Earth Syst. Sci.*, 117, 925–934, 2008.

Boers, R., and E. W. Eloranta: Lidar measurements of the atmospheric entrainment zone and the potential temperature jump across the top of the mixed layer, *Boundary Layer Meteorol.*, 34, 357–375, 1986.

Bossioli, E., Tombrou, M., Dandou, A., Athanasopoulou, E. and Varotsos, K.V.: The role of planetary boundary-layer parameterizations in the air quality of an urban area with complex topography, *Boundary-Layer Meteorology*, 131 (1), pp. 53-72. DOI: 10.1007/s10546-009-9349-7, 2009.

Brooks, I.: Finding Boundary Layer Top: Application of a wavelet covariance transform to lidar backscatter profiles, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 20, 1092–1105, 2003.

Chen F. and Dudhia J.: Coupling an advanced land-surface/ hydrology model with the Penn State/ NCAR MM5 modeling system. Part I: Model description and implementation, *Mon. Wea. Rev.*, 129, 569–585, 2001.

Clifford, S. F., Kaimal, J. C., Lataitis, R. J. and Strauch, R. G.: Ground-based remote profiling in atmospheric studies: an overview, *Proceedings of IEEE* 82 (3), 313-355, 1994.

- Cohn, S. A. and Angevine, W. M.: Boundary layer height and entrainment zone thickness measured by lidars and wind-profiling radars, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 1233–1247, 2000.
- Coulter, R. L.: A comparison of three methods for measuring mixing-layer height, *J. Appl. Meteorol.*, 18, 1495–1499, 1979.
- Dandou A., Tombrou, M., Schäfer, K., Emeis, S., Soulakellis, N., Protonotariou, A., Bossioli, E. and Suppan, P.: A comparison between modelled and measured mixing height over Munich, *Boundary-Layer Meteorology*, 131(3), 425-440, doi: 10.1007/s10546-009-9373-7, 2009.
- Davis, K. J., Gamage, N., Hagelberg, C. R., Kiemle, C., Lenschow, D. H. and Sullivan, P. P.: An objective method for deriving atmospheric structure from airborne lidar observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 1455–1468, 2000.
- De Tomasi, F. and Perrone, M. R.: PBL and dust layer seasonal evolution by lidar and radiosounding measurements over a peninsula site, *Atmos. Res.*, 80, 86–103, 2006.
- Department of Energy Atmospheric System Research Science and Program Plan: http://science.energy.gov/~media/ber/pdf/Atmospheric_system_research_science_plan.pdf, last access: 7 July 2012, 2010.
- Di Girolamo, P., Ambrico, P. F., Amodeo, A., Boselli, A., Pappalardo, G. and Spinelli, N.: Aerosol observations by Lidar in the Nocturnal Boundary Layer, *Appl. Opt.*, 38, 4585–4595, doi:10.1364/AO.38.004585, 1999.
- Dudhia J., Hong S.-Y. and Lim K.-S.: A new method for representing mixed-phase particle fall speeds in bulk microphysics parameterizations, *J. Met. Soc. Japan*, 86A, 33-44, 2008.
- Dudhia J.: Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model, *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107, 1989.
- Emeis, S., Munkel, C., Vogt, S., Müller, W. and Schäfer, K.: Atmospheric boundary-layer structure from simultaneous SODAR, RASS, and ceilometer measurements, *Atmos. Environ.*, 38, 273–286, 2004.
- Etling, D. and Wippermann, F.: The height of the planetary boundary layer and of the surface layer, *Beitraege Phys. Atmos.* 48, 250-254, 1975.
- Flamant C., Pelon, J., Flamant, P. H. and Durand, P.: Lidar determination of the entrainment zone thickness at the top of the unstable marine atmospheric boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, 83, 247–284, 1997.

Freedman F.R., Jacobson M.Z. and Bornstein R.D.: Preliminary investigation into the effect of nocturnal residual layer mixing on next-day surface concentrations, Tenth joint conference on the applications of air pollution meteorology with the AWMA, American Meteorological Society, Phoenix, 1998.

Garratt, J. R.: Observations in the nocturnal boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology* 22, 21-48, 1982a.

Garratt, J. R.: *The Atmospheric Boundary Layer*, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge Univ. Press, 335 pp., 1992.

Garratt, J.R.: Surface fluxes and the nocturnal boundary layer height, *Journal of Applied Meteorology* 21, 725-729, 1982b.

Hanna, S. R.: The thickness of the planetary boundary layer, *Atmospheric Environment* 3, 519-536, 1969.

Hayden, K. L., Anlauf, K. G., Hoff, R. M., Strapp, J. W., Bottenheim, J. W., Wiebe, H. A., Froude, F. A., Martin, J. B., Steyn, D. G. and McKendry, I. G.: The vertical chemical and meteorological structure of the boundary layer in the lower fraser valley during PACIFIC '93, *Atmos. Environ.*, 31, 2089–2105, 1997.

Heffter: Transport Layer Depth Calculations, Second Joint Conference on Applications of Air Pollution Meteorology, New Orleans, LA, 1980.

Holzworth, C. G.: Mixing depths, wind speeds, and potential for urban pollution throughout the contiguous United States. EPA, Office of Air Programs Publ. AP-101, 118 pp. (Can be obtained from EPA, Research Triangle Park NC 277711, USA), 1972.

Holzworth, C. G.: Mixing depths, wind speeds and air pollution potential for selected locations in the United States, *Journal of Applied Meteorology* 6, 1039-1044, 1967.

Hong S.-Y., Dudhia J. and Chen S.-H.: A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation, *Mon. Wea. Rev.*, 132, 103–120, 2004.

Hong S.-Y. and Lim J.-O. J.: The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6), *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129–151, 2006.

Hong S.-Y., Noh Y. and Dudhia J.: A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes, *Mon. Wea. Rev.*, 134, 2318-2341, 2006.

Hong, S.-Y. and Pan, H.-L.: Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model, *Monthly Weather Review*, 124 (10), pp. 2322-2339, 1996.

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.

Jordan, N. S., Hoff, R. M. and Bacmeister, J. T.: Validation of Goddard Earth Observing System-version 5 MERRA planetary boundary layer heights using CALIPSO, *J. Geophys. Res.*, 115, D24218, doi:10.1029/2009JD013777, 2010.

Jordan, N. S.: Validation of the Version 5 Goddard Earth Observing System (GEOS-5) using Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO), Ph.D. dissertation, Univ. of Maryland, Baltimore County, 2009. (Available at http://alg.umbc.edu/3d-aqs/doc/Jordan_2009.pdf)

Kain J. S. and Fritsch J. M.: A one-dimensional entraining/ detraining plume model and its application in convective parameterization, *J. Atmos. Sci.*, 47, 2784-2802, 1990.

Kain J. S. and Fritsch J. M.: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The representation of cumulus convection in numerical models, K. A. Emanuel and D.J. Raymond, Eds., *Amer. Meteor. Soc.*, 246 pp, 1993.

Koracin, D. and Berkowicz, R.: Nocturnal boundary layer height: observations by acoustic sounders and prediction in terms of surface layer parameters, *Boundary-Layer Meteorology* 43, 65-83, 1988.

Lin Y.-L., Farley R. D. and Orville H. D.: Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1065-1092, 1983.

Liu, Z., Vaughan, M., Winker, D., Kittaka, C., Getzewich, B., Kuehn, R., Omar, A., Powell, K., Trepte, C. and Hostetler, C.: The CALIPSO Lidar Cloud and Aerosol Discrimination: version 2 algorithm and initial assessment of performance, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1198–1213, doi:10.1175/2009jtech1229.1, 2009.

Mahrt, L.: Modeling the depth of the stable boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology* 21, 3-19, 1981.

Marsik, F. J., Fischer, K. W., McDonald, T. D. and Samson, P. J.: Comparison of methods for estimating mixing height used during the 1992 Atlanta Field Intensive, *J. Appl. Meteorol.*, 34, 1802–1814, 1995.

Melfi, S. H., Spinhirne, J. D., Chou, S. H. and Palm, S. P.: Lidar observation of the vertically organized convection in the planetary boundary layer over the ocean, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 24, 806–821, 1985.

Menuet, L., Flamant, C., Pelon, J. and Flamant, P. H.: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area, *Appl. Opt.*, 38, 945–954, 1999.

Mlawer E. J., Taubman S. J., Brown P. D., Iacono M. J. and Clough S. A.: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave, *J. Geophys. Res.*, 102 (D14), 16663-16682, 1997.

Nieuwstadt, F.T.M.: Some aspects of the turbulent stable boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology* 30, 31-55, 1984.

Nieuwstadt, F.T.M.: Some aspects of the turbulent stable boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology* 30, 31-55, 1984.

Nieuwstadt, F.T.M.: The steady state height and resistance laws of the nocturnal boundary layer: theory compared with Cabauw observations, *Boundary-Layer Meteorology* 20, 3-17, 1981.

Omar, A. H., Winker, D. M., Kittaka, C., Vaughan, M. A., Liu, Z. Y., Hu, Y. X., Trepte, C. R., Rogers, R. R., Ferrare, R. A., Lee, K. P., Kuehn, R. E. and Hostetler, C. A.: The CALIPSO automated aerosol classification and lidar ratio selection algorithm, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1994–2014, doi:10.1175/2009jtech1231.1, 2009.

Palm, S. P., Benedetti, A. and Spinhirne, J.: Validation of ECMWF global forecast model parameters using GLAS atmospheric channel measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L22S09, doi:10.1029/2005GL023535, 2005.

Palm, S. P., Hagan, D., Schwemmer, G. and Melfi, S. H.: Inference of marine atmospheric boundary layer moisture and temperature structure using airborne lidar and infrared radiometer data, *J. Appl. Meteorol.*, 37, 308-324, 1998.

PC-SCI-202.01: http://www-calipso.larc.nasa.gov/resources/pdfs/PC-SCI-202.Part1_v2-Overview.pdf

Piironen, A. K. and Eloranta, E. W.: Convective boundary layer depths and cloud geometrical properties obtained from volume imaging lidar data, *J. Geophys. Res.*, 100, 569–576, 1995.

San José, R. and Casanova, J.: An empirical method to evaluate the height of the convective boundary layer by using small mast measurements, *Atmospheric Research*, 22(3), 265-273, 1988.

Scarino, A. J., Obland, M. D., Fast, J. D., Burton, S. P., Ferrare, R. A., Hostetler, C. A., Berg, L. K., Lefer, B., Haman, C., Hair, J. W., Rogers, R. R., Butler, C., Cook, A. L. and Harper, D. B.: Comparison of mixed layer heights from airborne high spectral resolution lidar, ground-based measurements, and the WRF-Chem model during CalNex and CARES, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 13, 13721-13772, doi:10.5194/acpd-13-13721-2013, 2013.

Seibert, P., Beyrich, F., Gryning, S. E., Joffre, S., Rasmussen, A. and Tercier, Ph.: Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height, *Atmos*, 34, 1001–1027, 2000.

Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D. O., Barker D. M., Duda M. and Huang X.-Y., Wang W., Powers J. G.: A Description of the Advanced Research WRF Version 3, NCAR Technical Note, 2008.

Stull, R. B.: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/Boston/London, 1988.

Summa, D., Di Girolamo, P., Stelitano, D. and Cacciani, M.: Characterization of the planetary boundary layer height and structure by Raman lidar: comparison of different approaches, *Atmos. Meas. Tech. Discuss.*, 6, 5195-5216, doi:10.5194/amtd-6-5195-2013, 2013.

Tercier, Ph., StuK bi, R. and HaK berli, Ch.: Evaluation de la hauteur de la couche limite de meHlange dans le cadre du projet POLLUMET, Report of the Swiss Meteorol. Inst., 31 pp, 1995.

Tombrou M., Dandou, A., Helmis, C., Akylas, E., Aggelopoulos, G., Flocas, H., Assimakopoulos, V., and Soulakellis, N.: Model evaluation of the atmospheric boundary layer and Mixed-layer evolution, *Boundary-Layer Meteorology*, 124, 61-79, doi: 10.1007/s10546-006-9146-5, 2007.

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

Troen, I. and Mahrt, L.: A simple model of the planetary boundary layer: Sensitivity to surface evaporation, *Boundary-Layer Meteorology* 37, 129-148, 1986.

Vaughan, M. A., Powell, K. A., Kuehn, R. E., Young, S. A., Winker, D. M., Hostetler, C. A., Hunt, W. H., Liu, Z. Y., McGill, M. J. and Getzewich, B. J.: Fully automated detection of cloud and

aerosol layers in the CALIPSO lidar measurements, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2034–2050, doi:10.1175/2009jtecha1228.1, 2009.

Vogelezang, D. H. P. and Holtslag, A. A. M.: Evolution and model impacts of alternative boundary layer formulations, *Boundary-Layer Meteorology* 81, 245-269, 1996.

White J. M., Bowers, J. F., Hanna, S. R. and Lundquist K. K.: Importance of using observations of mixing depths in order to avoid large prediction errors by a transport and dispersion model, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 26, 22–32, 2009.

Wiegner, M., Emeis, S., Freudenthaler, V., Heese, B., Junkermann, W., Munkel, C., Schafer, K., Seefeldner, M. and Vogt, S.: Mixing layer height over Munich, Germany: variability and comparisons of different methodologies, *J. Geophys. Res.*, 111, D13201, doi:10.1029/2005JD006593, 2006.

Winker, D. M., Vaughan, M. A., Omar, A., Hu, Y., Powell, K. A., Liu, Z., Hunt, W. H., and Young, S. A.: Overview of the CALIPSO mission and CALIOP data processing algorithms, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 2310–2323, doi:10.1175/2009JTECHA1281.1, 2009.

Wu, Y., Herman, B., Gross, B., Moshary, F. and Ahmed, S.: Comparisons of aerosol-cloud observations between a ground-based raman-mie lidar and CALIPSO over U.S. east coast, Paper presented at the Proceedings of SPIE - the International Society for Optical Engineering, 2009.

Young, S. A. and Vaughan, M. A.: The retrieval of profiles of particulate extinction from cloudaerosol lidar infrared pathfinder satellite observations (CALIPSO) data: algorithm description, *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 26, 1105–1119, doi:10.1175/2008JTECHA1221.1, 2009.

Zhang J, Rao S.T. and Daggupati S.M.: Meteorological processes and ozone exceedances in the Northeastern United States during the 12–16 July 1995 Episode, *J Appl Meteorol* 37:776–789. doi:10.1175/1520-0450(1998)037<0776:MPAOEI>2.0.CO;2, 1998.

Zilitinkevich, S. S.: On the determination of the height of the Ekman boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology* 3, 141-145, 1972.

Ευρετήριο Εικόνων

| | |
|---|----|
| Εικόνα 2-1. Η ημερήσια πορεία της δομής του ΑΟΣ και τα στρώματα που το αποτελούν, πάνω από τη ξηρά σε αίθριες συνθήκες..... | 9 |
| Εικόνα 2-2. Μεταβολές του ύψους του ΑΟΣ με την συνοπτική κατάσταση..... | 9 |
| Εικόνα 2-3. Αεροφωτογραφία του Λεκανοπεδίου Αττικής όπου διακρίνεται στον ορίζοντα το ύψος του ΜΗ..... | 10 |
| Εικόνα 2-4. Αριστερά: Παράδειγμα κατακόρυφης κατανομής οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar. Δεξιά: Κατακόρυφη κατανομή της πρώτης παραγώγου του σήματος και η τιμή της πρώτης μέγιστης (αρνητικής) παραγώγου που ταυτίζεται με το ΜΗ. | 14 |
| Εικόνα 2-5 Η πάνω εικόνα είναι παράδειγμα της κατανομής ενός σήματος lidar (αριστερά) με μια συνάρτηση Haar (δεξιά). Η κάτω εικόνα είναι οι μετασχηματισμοί της συνδιακύμανσης (Wfa, b) μετά την επιλογή διαφορετικών τιμών για το a . (Brooks, 2003). | 15 |
| Εικόνα 2-6 Παράδειγμα ενός προφίλ σήματος lidar (μπλε) με τις τυπικές του αποκλίσεις (κόκκινο) καθ' ύψος. (Piironen and Eloranta 1995). | 16 |
| Εικόνα 3-1 Οι τροχιές του CALIPSO στην περιοχή μελέτης. | 19 |
| Εικόνα 3-2. Παράδειγμα τροχιάς του CALIPSO πάνω από την Ελλάδα στις 2/9/2011. (α) Το L1 attenuated backscatter @ 532 nm, (β) Το L2 προϊόν που αναφέρεται στο χαρακτηρισμό του στόχου και (γ) η βάση του πρώτου αεροζόλ layer (πράσινο) και η κορυφή του (μπλε) (από το L2 προϊόν). Με ροζ γραμμή συμβολίζεται το ύψος του ΑΟΣ από το WRF..... | 22 |
| Εικόνα 3-3. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ με την τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κόκκινη γραμμή). Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η τυπική απόκλιση του σήματος. Η κατακόρυφη κατανομή αναφέρεται σε περιοχή πάνω από θάλασσα..... | 23 |
| Εικόνα 3-4. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ με την τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (κόκκινη γραμμή). Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η πρώτη παράγωγος του σήματος. Η γρι γραμμή αναφέρεται στο μέγιστο υψόμετρο της επιφάνειας..... | 24 |
| Εικόνα 3-5. Καθορισμός του ύψους του ΑΟΣ (κόκκινη γραμμή) με την τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή. Αριστερά: το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα lidar, δεξιά: η πρώτη παράγωγος του σήματος. Η κατακόρυφη κατανομή αναφέρεται σε περιοχή πάνω από θάλασσα..... | 25 |

Εικόνα 3-6. Παράδειγμα οπτικής εξέτασης κατακόρυφων κατανομών, για την τροχιά του CALIPSO στην Ελλάδα στις 31/8/2011. Παρουσιάζονται κατακόρυφες κατανομές των παραμέτρων: (α) attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, (β) Feature Type, (γ) Aerosol feature subtype, (δ) Horizontal averaging, (ε) 1st Aerosol Layer..... 29

Εικόνα 3-7. Παράδειγμα οπτικής εξέτασης κατακόρυφων κατανομών, για ένα σημείο της τροχιάς του CALIPSO από την Ελλάδα στις 31/8/2011. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. Οι 4 οριζόντιες γραμμές στο 2^ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα ΜΗ από τις τέσσερις τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική του πρώτου Aerosol Layer (πορτοκαλί), τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Στο παράδειγμα, οι 2 τελευταίες τεχνικές συμπίπτουν. 31

Εικόνα 3-8. Οι περιοχές της τριπλής εστίασης κατά την εφαρμογή του WRF..... 32

Εικόνα 4-1. Διάγραμμα διασποράς του ΜΗ από CALIPSO και WRF για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO. Στο πάνω-αριστερά σχήμα παρουσιάζεται η μέθοδος της πρώτης στρωμάτωσης (Α) , στο πάνω-δεξιά η μέθοδος της μέγιστης τυπικής απόκλισης (Β), στο κάτω-αριστερά η μέθοδος της πρώτης μέγιστης παραγώγου (Γ) και στο κάτω-δεξιά η τροποποιημένη μέθοδος της μέγιστης παραγώγου (Δ). . 35

Εικόνα 4-2. Διάγραμμα διασποράς του ΜΗ από CALIPSO και WRF για τη μέθοδο της πρώτης μέγιστης παραγώγου. Η χρωματική κλίμακα αναφέρεται στο μέσο υψόμετρο του terrain του WRF σε κάθε σημείο. 36

Εικόνα 4-3. Διαγράμματα διασποράς του ΜΗ από CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO, απουσία νεφών. Για κάθε μέθοδο αναγράφονται στατιστικές παράμετροι σχετικά με το συντελεστή συσχέτισης των δεδομένων, την κλίση της ευθείας ελάχιστων τετραγώνων και το σημείο τομής με τους άξονες. 37

Εικόνα 4-4. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου ΜΗ μεταξύ CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO, σε συνθήκες χωρίς νέφη. 39

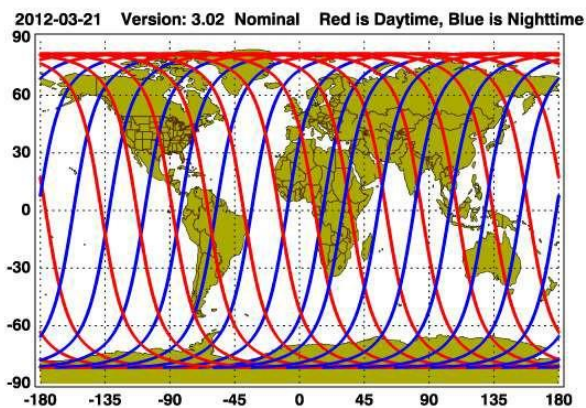
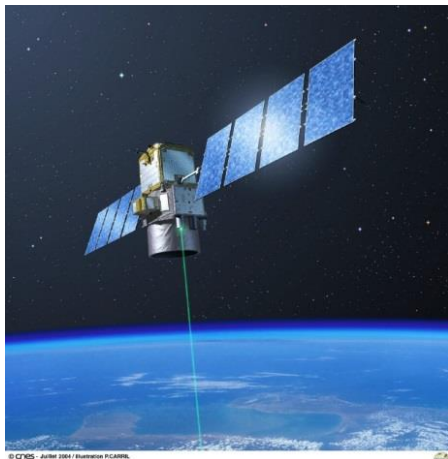
Εικόνα 4-5. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ μεταξύ CALIPSO και WRF, για τις τέσσερις διαφορετικές μεθόδους ανάκτησης του ΜΗ από CALIPSO, σε συνθήκες χωρίς νέφη. 40

| | |
|---|----|
| Εικόνα 4-6. Υπολογισμός του MH με την τεχνική Δ, στην περίπτωση ευσταθούς οριακού στρώματος και πάνω από θάλασσα. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 4 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα MH από τις τέσσερις τεχνικές: τεχνική του πρώτου Aerosol Layer (πορτοκαλί), τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. | 42 |
| Εικόνα 4-7. Υπολογισμός του MH με την τεχνική Δ, στην περίπτωση υπερυψωμένου στρώματος σωματιδίων πάνω από το ΑΟΣ και χαμηλού φόρτου μέσα στο ΑΟΣ. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 3 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα MH από τις 3 τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγώγου τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. | 43 |
| Εικόνα 4-8. Διαγράμματα διασποράς του MH από CALIPSO και WRF, για το σύνολο των δεδομένων με παρουσία νεφών | 44 |
| Εικόνα 4-9. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH από CALIPSO και WRF, με νέφη. | 45 |
| Εικόνα 4-10. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH από CALIPSO και WRF, με νέφη. ... | 46 |
| Εικόνα 4-11. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη. | 48 |
| Εικόνα 4-12. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη | 48 |
| Εικόνα 4-13. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη | 49 |
| Εικόνα 4-14. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού MH πάνω από ξηρά από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη | 49 |

| | |
|--|----|
| Εικόνα 4-15. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου ΜΗ πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη | 51 |
| Εικόνα 4-16. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες χωρίς νέφη | 51 |
| Εικόνα 4-17. Διαγράμματα διασποράς του ημερήσιου ΜΗ πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη | 52 |
| Εικόνα 4-18. Διαγράμματα διασποράς του νυχτερινού ΜΗ πάνω από θάλασσα από CALIPSO (μέθοδος Γ αριστερά και Δ δεξιά) και WRF, σε συνθήκες με νέφη | 52 |
| Εικόνα 4-19. Παράδειγμα κακής απόσυρσης νεφών λόγω λανθασμένης κατηγοριοποίησης του CALIPSO. Παρουσιάζονται από αριστερά προς τα δεξιά: το attenuated backscatter coefficient @ 532 nm, η 1η παράγωγος του, η αναλογία ανάμιξης των υδρατμών και η δυνητική θερμοκρασία από το WRF. Οι 3 οριζόντιες γραμμές στο 2ο σχήμα αναφέρονται στα υπολογισμένα ΜΗ από τις τρεις τεχνικές και πιο συγκεκριμένα: τεχνική της μέγιστης τυπικής απόκλισης (κίτρινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγωγού (πράσινη), τεχνική της πρώτης μέγιστης παραγωγού τροποποιημένη για τη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή (μοβ). Η κίτρινη γραμμή φαίνεται αμυδρά πίσω από τη μοβ. Οι ροζ οριζόντιες γραμμές στα σχήματα του WRF είναι το ύψος του ΑΟΣ από το μοντέλο. Στο οπισθοσκεδαζόμενο σήμα φαίνονται η μέση και η μέγιστη τιμή της τοπογραφίας, όπως αυτή αποδίδεται από τον CALIPSO (γκρι γραμμές). Στα διαγράμματα του WRF αποτυπώνεται το μέσο υψόμετρο, για το αντίστοιχο κελί του WRF (γκρι γραμμή). | 54 |

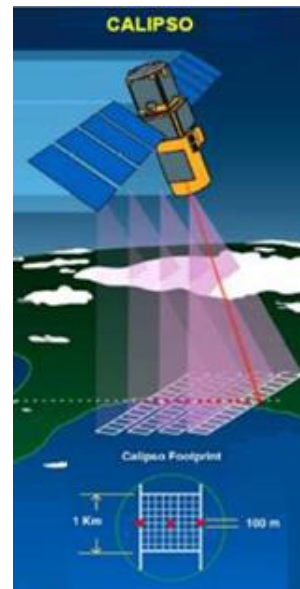
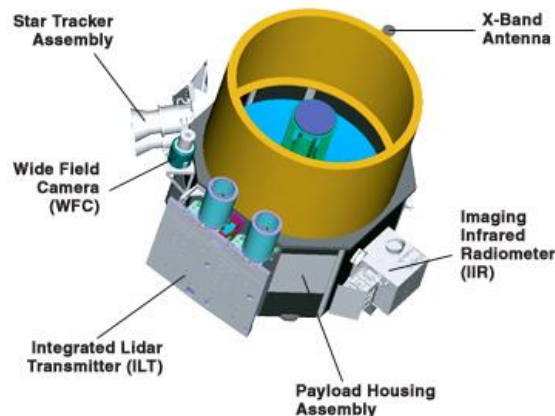
Παράρτημα 1. Δορυφόρος CALIPSO

Ο δορυφόρος CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) συνδυάζει παθητικό και ενεργό αισθητήρα και έχει τη δυνατότητα να μετρά την ανακλώμενη ακτινοβολία από τη Γη (παθητικός δέκτης), και τον στόχο που προέρχεται από τους σκεδαστές καθ' ύψος (ενεργός δέκτης). Τέθηκε σε τροχιά τον Απρίλιο του 2006 και είναι μια κοινή δορυφορική αποστολή των NASA LARC (Langley Research Center), CNES (Centre National D' Etudes Spatiales), Hampton University, IPSL (Institut Pierre Simon Laplace) και BATC (Ball Aerospace and Technologies Corporation) (<http://www-calipso.larc.nasa.gov/>). Είναι πολικής τροχιάς, πετάει στα 705 km πάνω από την επιφάνεια της Γής και ολοκληρώνει 14,55 περιστροφές κάθε μέρα (με επαναλαμβανόμενη τροχιά στις 16 μέρες), παρέχοντας καθημερινά σε παγκόσμια κλίμακα χάρτες με την κατανομή των αιωρούμενων σωματιδίων και των νεφών. Στην Εικόνα Π1-1 φαίνεται ο δορυφόρος CALIPSO και μια ημερήσια γήινη κάλυψη που επιτυγχάνει το σύστημα CALIOP (Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization).



Εικόνα Π1-1. Αριστερά: ο δορυφόρος CALIPSO, δεξιά: ημερήσια (κόκκινη) και νυχτερινή τροχιά (μπλε) του CALIPSO στις 21/3/2012.

Τα όργανα με τα οποία είναι εφοδιασμένος ο CALIPSO είναι μια διάταξη lidar οπισθοσκέδασης με ορθογώνια πόλωση (CALIOP), ένα ακτινόμετρο υπερύθρου (IIR) και μια φωτογραφική κάμερα μέτριας χωρικής ανάλυσης και ευρέως οπτικού πεδίου (WFC) (Εικόνα Π1-2).



Εικόνα Π1-2. Αριστερά: Η διάταξη του CALIPSO, δεξιά: το footprint του στο έδαφος.

Το CALIOP εκπέμπει παλμικό φως προς την επιφάνεια της γης και καταμετρά την ποσότητα του φωτός που ανακλάται ή σκεδάζεται προς τα πίσω από τμήματα της ατμόσφαιρας (και την επιφάνεια). Η αρχή λειτουργίας είναι παρόμοια με τα ραντάρ μόνο που το lidar χρησιμοποιεί μικρούς παλμούς ακτινοβολίας (laser) αντί ραδιοκυμάτων. Τα δεδομένα του lidar σε συνδυασμό και με τα άλλα όργανα του CALIPSO, μας επιτρέπουν να πάρουμε πληροφορίες που αφορούν τις οπτικές και φυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων, καθώς και το ύψος και πάχος των νεφών και των στρωματώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Τα χαρακτηριστικά του CALIOP φαίνονται στον Πίνακα Π1-1 και το ίχνος του στο έδαφος στην Εικόνα Π1-2 δεξιά.

Πίνακας Π1-1: Χαρακτηριστικά του συστήματος εκπομπής του CALIOP

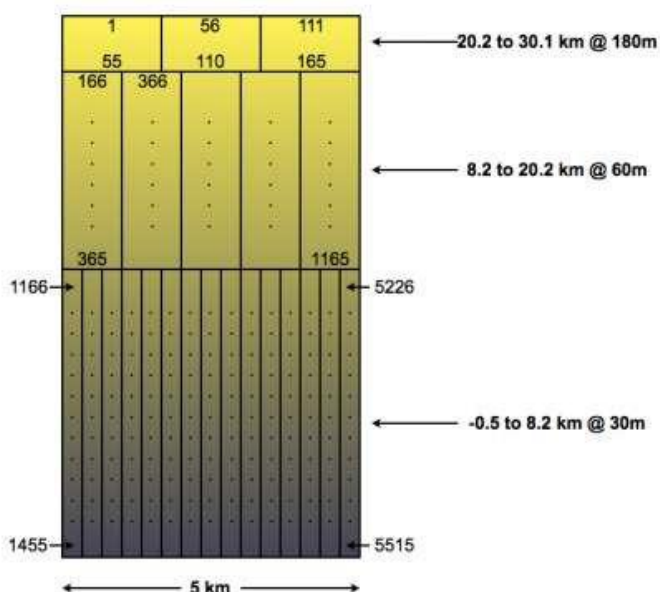
| Χαρακτηριστικά του CALIOP | |
|--|--|
| laser: | Nd: YAG, diode-pumped, Q-switched, frequency doubled |
| Μήκη κύματος: | 532 nm, 1064 nm |
| Ενέργεια παλμού: | 110 mJoule/kanáli |
| Ρυθμός επανάληψης: | 20.25 Hz |
| Τηλεσκόπιο δέκτης: | 1.0 m diameter |
| Πόλωση: | 532 nm |
| Ίχνος/FOV: | 100 m/ 130 μrad |
| Κατακόρυφη ανάλυση: | 30-60 m |
| Οριζόντια ανάλυση: | 333 m |
| Διάμετρος δέσμης στην επιφάνεια της Γης: | 70 m |

Καταγραφή δεδομένων και επεξεργασία σήματος

Ο CALIPSO δίνει δεδομένα από τα 40 km μέχρι τα -2 km πάνω από τη ΜΣΘ (Τα -2 km επιλέγονται για την περιοχή της μαύρης θάλασσας που βρίσκεται σε υψόμετρο 392 m κάτω από την Μέση στάθμη της Θάλασσας - ΜΣΘ). Επειδή καθώς αυξάνεται το υψόμετρο η ατμόσφαιρα είναι περισσότερο ομοιογενής και το σήμα ασθενέστερο, η ανάλυση καθ' ύψος διαφέρει (Πίνακας Π1-2, Εικόνα Π2-3). Για την περιοχή κοντά στο ΑΟΣ που μας ενδιαφέρει η κατακόρυφη ανάλυση των δεδομένων είναι 30 m και η οριζόντια 333 m.

Πίνακας Π1-2: Χωρική ανάλυση των δεδομένων προς χρήση (L1)

| <u>Altitude Range (km)</u> | <u>Horizontal Resolution (km)</u> | <u>532 nm Vertical Resolution (m)</u> | <u>1064 nm Vertical Resolution (m)</u> |
|----------------------------|-----------------------------------|---------------------------------------|--|
| 30.1 to 40.0 | 5.0 | 300 | --- |
| 20.2 to 30.1 | 1.67 | 180 | 180 |
| 8.2 to 20.2 | 1.0 | 60 | 60 |
| -0.5 to 8.2 | 0.33 | 30 | 60 |
| -2.0 to -0.5 | 0.33 | 300 | 300 |



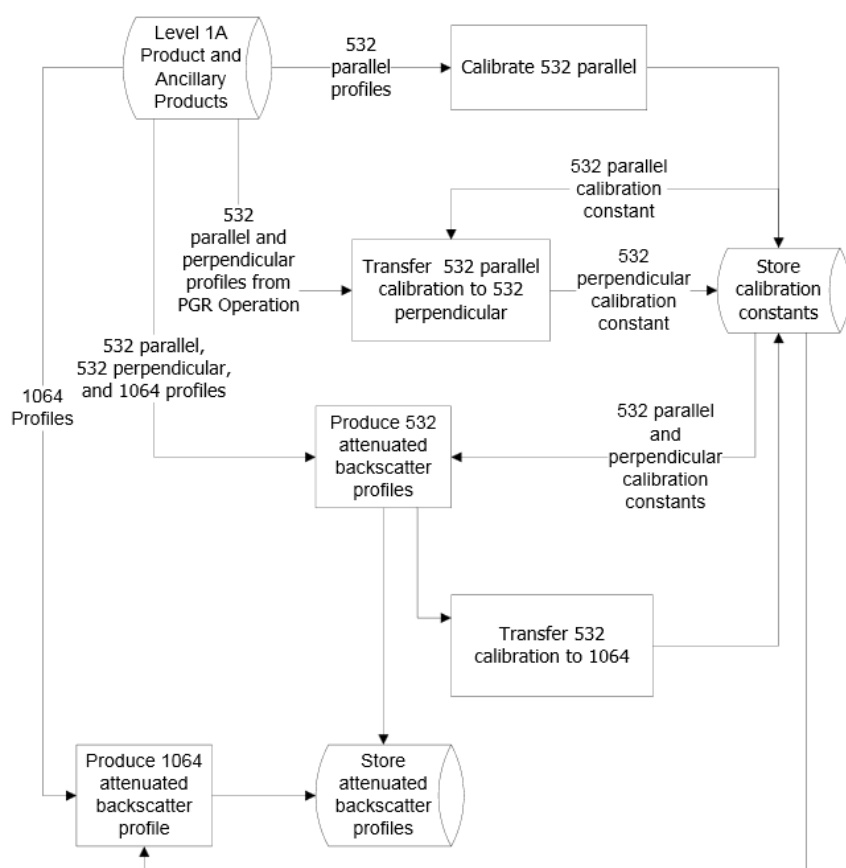
Εικόνα Π1-3. Σχηματική παράσταση της χωρικής ανάλυσης του CALIPSO.

Η βαθμονόμηση του CALIOP είναι πολύ σημαντική τόσο για τα προϊόντα επιπέδου 1 (Level 1 – L1), που αποτελούν ουσιαστικά τα σήματα του lidar, όσο και για τα προϊόντα επιπέδου 2 (Level 2 – L2) που προέρχονται από τα L1. Η βαθμονόμηση γίνεται με την χρήση των καναλιών της παράλληλης συνιστώσας του αποπολωμένου φωτός στα 532 nm και του σήματος στα 1064 nm, με βάση τον μοριακό χωρικό συντελεστή οπισθοσκέδασης στην περιοχή των 30-34

km (σε αυτή την περιοχή η οπισθοσκέδαση από τα αιωρούμενα σωματίδια είναι ασήμαντη σε σχέση με την οπισθοσκέδαση από τα μόρια και υπάρχει μικρή μεταβλητότητα της μοριακής πυκνότητας).

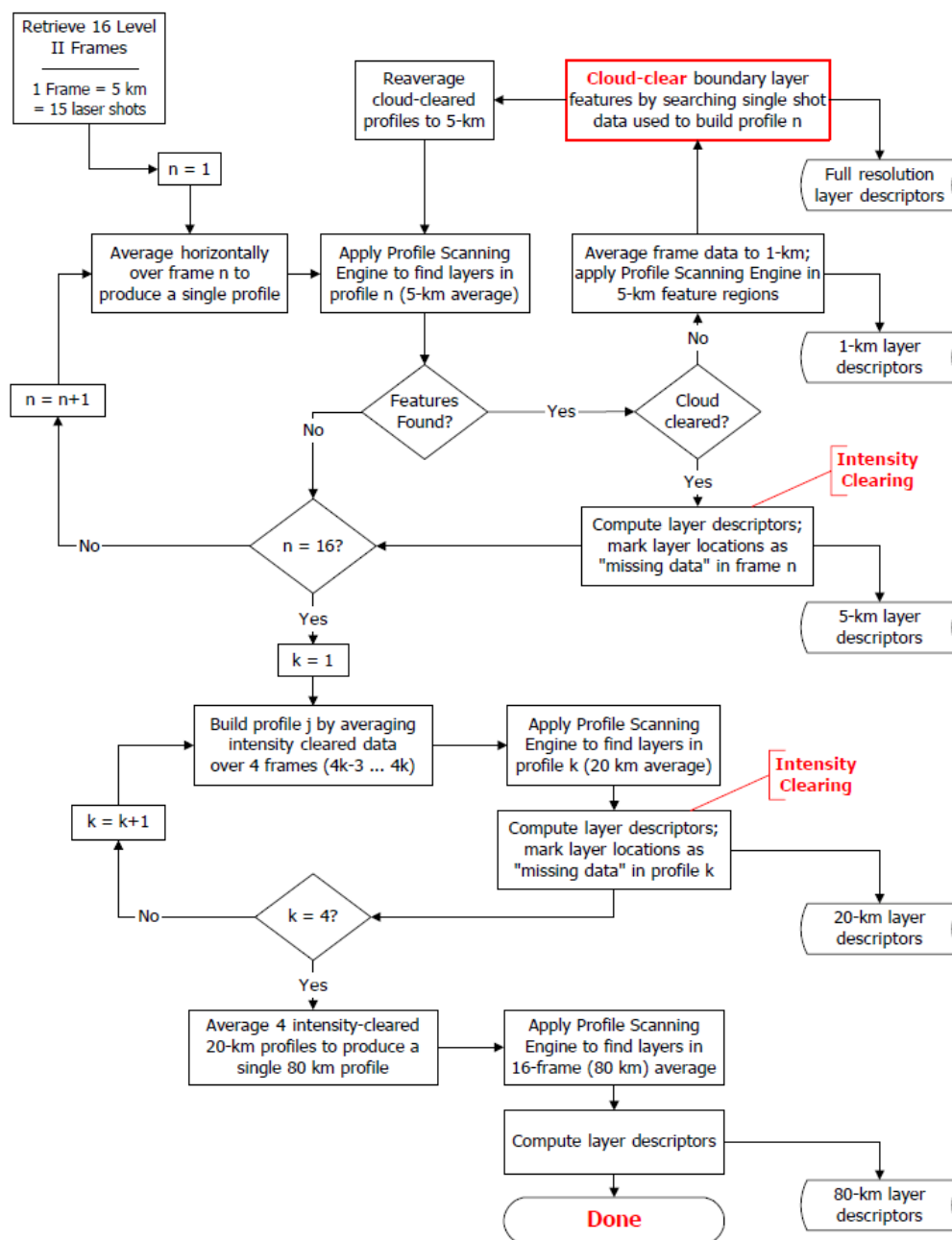
Ο αλγόριθμος του Level 1 έχει δύο στόχους: α) τον γεωγραφικό καθορισμό του αποτυπώματος του lidar και την εύρεση της κατακόρυφης πληροφορίας και β) τον προσδιορισμό των σταθερών βαθμονόμησης του οργάνου για την παραγωγή της κατακόρυφης κατανομής του διορθωμένου οπισθοσκεδαζόμενου σήματος lidar (attenuated backscatter signals). Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τον αλγόριθμο επιπέδου 1 είναι η κατακόρυφη κατανομή του attenuated backscatter για τα 532nm και 1064nm και για το κάθετο επίπεδο πόλωσης στα 532nm, μαζί με πληροφορίες σχετικά με τις αβεβαιότητές τους.

Τα στοιχεία που προκύπτουν από το L1 χρησιμοποιούνται από τους αλγορίθμους του L2 για την παραγωγή οπτικών δεδομένων και αρχείων με τις σταθερές βαθμονόμησης που έχουν προκύψει κατά την επεξεργασία του L1 (Εικόνα Π1-4).



Εικόνα Π1-4. Διάγραμμα που αντιπροσωπεύει τη βασική ροή των διαδικασιών του Επιπέδου 1 (L1).

του συντελεστή οπισθοσκέδασης είναι πολύ μεγάλη, ένα επαναλαμβανόμενο «σκανάρισμα» της κατακόρυφης κατανομής γίνεται για την εύρεση τυχόν στρωμάτων.



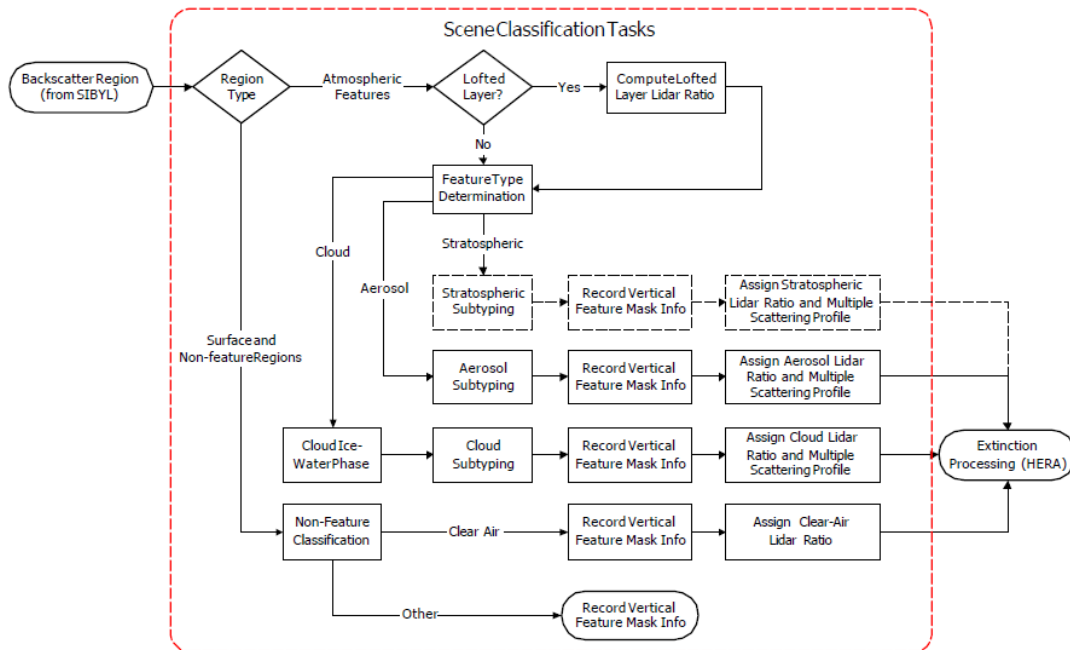
Εικόνα Π1-6. Σχηματική απεικόνιση αλγορίθμου Selective Iterated Boundary Locator (SIBYL).

Οι πιο «δυνατές» δομές εντοπίζονται με τη χρήση δεδομένων ενός παλμού. Όταν οι ισχυρές δομές βρεθούν (με μικρή χωρική ανάλυση) στη συνέχεια αφαιρούνται για να εντοπιστούν και οι υπόλοιπες πιο «αδύναμες» δομές, με την καλύτερη δυνατή χωρική ανάλυση. Τα χωρικά

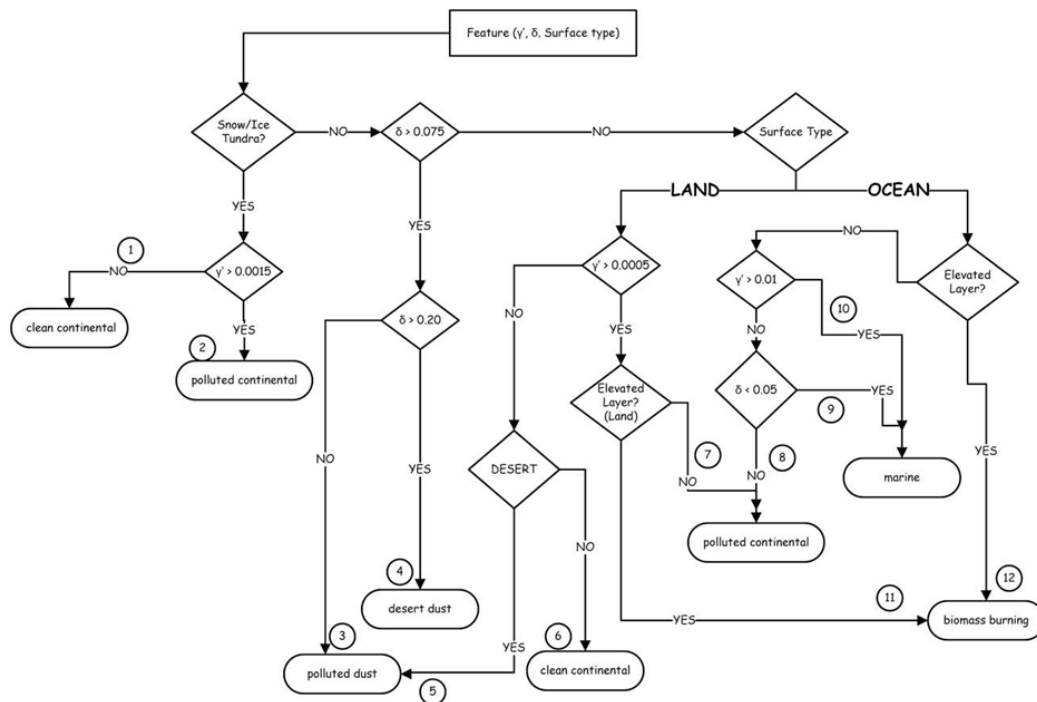
διαστήματα που χρησιμοποιούνται από τον SIBYL καθορίζονται από τις απαιτήσεις του αλγορίθμου για την ανάκτηση του συντελεστή εξασθένησης, για τον οποίο είναι απαραίτητος συγκεκριμένος αριθμός δεδομένων για να υπολογιστούν οι μέσοι όροι. Κατά τη διαδικασία εντοπισμού των στρωματώσεων υπολογίζονται και άλλες ποσότητες, όπως η διαπερατότητα των στρωμάτων και το ολοκληρωμένο σήμα οπισθοσκέδασης του στρώματος. Οι ποσότητες αυτές μπορεί να χρησιμοποιηθούν στη συνέχεια στα άλλα μέρη του αλγορίθμου που αφορούν τον χαρακτηρισμό των στρωμάτων και την εύρεση της εξασθένησης. Σχηματική απεικόνιση του Selective Iterated Boundary Locator φαίνεται στην Εικόνα Π1-6.

Scene Classification Algorithms (SCA)

Ο SCA αποτελείται από μια ομάδα αλγορίθμων για την αναγνώριση και ταξινόμηση των δομών που έχουν βρεθεί από τον αλγόριθμο SIBYL. Επιπλέον, εκτιμά ένα βαθμό εμπιστοσύνης του αποτελέσματος της ταξινόμησης (confidence flag). Η διαδικασία ταξινόμησης περιγράφεται σχηματικά από την Εικόνα Π1-7. Ο SCA αναγνωρίζει εάν τα εντοπισμένα στρώματα αποτελούνται από σωματίδια ή νέφη, βάσει της ικανότητας σκέδασης και τη φασματική εξάρτηση της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας. Έπειτα, υπολογίζει την κατακόρυφη κατανομή της αποπόλωσης βάσει της κατακόρυφης κατανομής της παράλληλης και κάθετης συνιστώσας της ακτινοβολίας στα 532nm (όπως υπολογίστηκε στο επίπεδο 1). Τα στρώματα των νεφών ταξινομούνται σε αυτά που αποτελούνται από πάγο και αυτά που αποτελούνται από νερό, κυρίως ανάλογα με το σήμα αποπόλωσης και την κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας. Αντίστοιχα τα στρώματα σωματιδίων διαχωρίζονται στους τύπους τους βάσει δεικτών όπως είναι η αποπόλωση, το ύψος της στρωμάτωσης και η ένταση της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας. Σύμφωνα με την ταξινόμηση των σωματιδίων ο SCA κάνει μια εκτίμηση για τον λόγο lidar (lidar ratio – LR: Το lidar-ratio είναι ο λόγος του extinction προς το backscatter σε κάποιο μήκος κύματος) (Εικόνα Π1-8) των νεφών και των σωματιδίων και επιλέγει την κατάλληλη συνάρτηση διόρθωσης της πολλαπλής σκέδασης, $\eta(z)$ για το στρώμα. Τα στρατοσφαιρικά νέφη και τα ηφαιστειακά σωματίδια που φθάνουν στην στρατόσφαιρα χαρακτηρίζονται απλά ως στρατοσφαιρικά και δεν αναλύονται περαιτέρω. Τα δεδομένα που προέκυψαν από το τον SCA χρησιμοποιούνται στη συνέχεια από τον HERA.



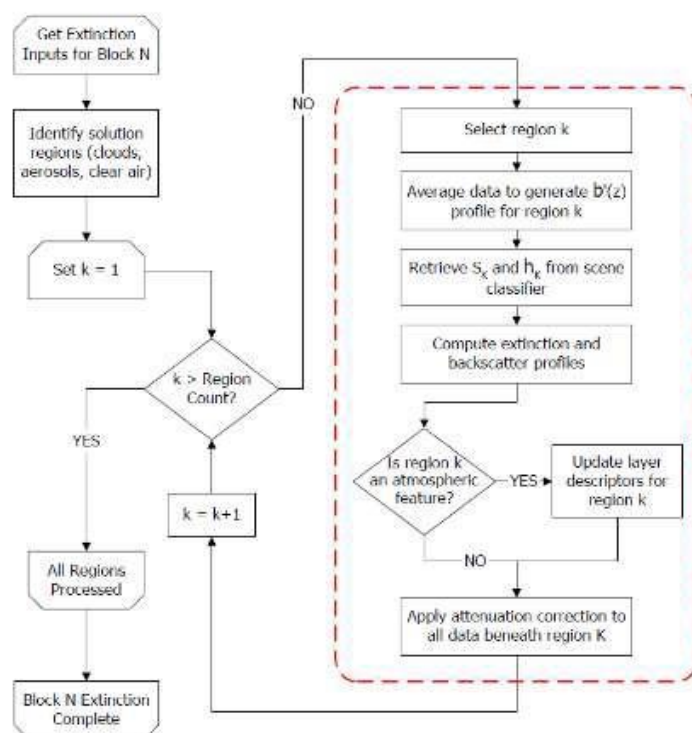
Εικόνα Π1-7. Σχηματική απεικόνιση διαδικασίας ταξινόμησης με τον αλγόριθμο SCA.



Εικόνα Π1-8. Σχηματική απεικόνιση της επιλογής του lidar-ratio του CALIPSO για τα τροποσφαιρικά αερολύματα (δ – volume depolarization ratio, γ' –integrated attenuated backscatter).

Hybrid Extinction Retrieval Algorithms (HERA)

Ο HERA υπολογίζει την εξασθένηση των δομών που έχουν εντοπισθεί από τον SIBYL, χρησιμοποιώντας τους λόγους lidar (LR) και τους συντελεστές πολλαπλής σκέδασης $\eta(z)$ που έχουν εκτιμηθεί από τον SCA. Η σχηματική απεικόνιση του HERA φαίνεται στην Εικόνα Π1-8.



Εικόνα Π1-8. Σχηματική απεικόνιση του αλγορίθμου HERA.

Ο HERA προσφέρει ένα εξελιγμένο μηχανισμό ανάκτησης των συντελεστών οπισθοσκέδασης και εξασθένησης από την κατακόρυφη κατανομή του εξασθενημένου συντελεστή οπισθοσκέδασης στα 532nm και 1064nm. Κατά τη διάρκεια επίλυσης ο HERA λαμβάνει υπόψη και τις επιπτώσεις της πολλαπλής σκέδασης. Ανάλογα με τη θόλωση του στρώματος που επεξεργάζεται και ανάλογα με το αν περιβάλλεται από πάνω ή από κάτω από καθαρό αέρα, ο HERA επιλέγει την κατάλληλη επεξεργασία για ανάκτηση των παραπάνω δεδομένων. Εκτός από τα στρώματα που έχουν εντοπιστεί από το SIBYL, ο HERA υπολογίζει την οπισθοσκέδαση των σωματιδίων και στις περιοχές όπου δεν έχει εντοπιστεί κάποια δομή προκειμένου να δώσει δεδομένα για ολόκληρη την κατακόρυφη κατανομή των σωματιδίων. Ο τελικός στόχος του αλγορίθμου είναι η ανάκτηση της κατακόρυφης κατανομής της εξασθένησης και της οπισθοσκέδασης σε όλα τα στρώματα νεφών και αερολυμάτων, με την

καλύτερη δυνατή χωρική ανάλυση. Επιπλέον, υπολογίζει ένα σύνολο παραμέτρων όπως το οπτικό βάθος, ο χρωματικός λόγος (color ratio) και ο λόγος αποπόλωσης των σωματιδίων.

Τελικά προϊόντα του CALIPSO

Τα τελικά προϊόντα του CALIPSO χωρίζονται σε τρεις τροποποιημένες κατηγορίες:

1. **Vertical Feature Mask (VFM)**: παρέχει τις συνοπτικές πληροφορίες για την χωρική και μορφολογική κατανομή των δομών.
2. **Layer products**: προϊόντα στρωματώσεων για τα σύννεφα και τα αιωρούμενα σωματίδια που ανιχνεύονται (ξεχωριστά αρχεία για αεροζόλ και νέφη)
3. **Profile products** (Προϊόντα κατανομών): παρέχουν τις κατακόρυφες κατανομές των συντελεστών εξασθένησης και οπισθοσκέδασης σε ξεχωριστά αρχεία για τα σύννεφα και για τα αιωρούμενα σωματίδια.

Τα προϊόντα του CALIPSO χωρίζονται σε επίπεδα δεδομένων που έχουν αν κάνουν με τον βαθμό επεξεργασίας για την παραγωγή τους:

Level 0: Ανεπεξέργαστα δεδομένα όπως προκύπτουν από τα όργανα, σε πλήρη ανάλυση, χωρίς να έχει γίνει αφαίρεση των σφαλμάτων μεταφοράς

Level 1A: Ανεπεξέργαστα δεδομένα όπως προκύπτουν από τα όργανα, σε πλήρη ανάλυση, στα οποία αναφέρεται ο χρόνος και η γεωγραφική περιοχή. Τα σφάλματα των οργάνων αφαιρούνται από τις μετρήσεις και προστίθενται επιπλέον πληροφορίες. Τα δεδομένα είναι εσωτερικά προϊόντα και δεν αρχειοθετούνται.

Level 1B: Τα δεδομένα επιπέδου 1A έχουν επεξεργαστεί σε μονάδες αισθητήρα και έχουν αρχειοθετηθεί ως **Level1**.

Level 2: Αποτελούνται από γεωφυσικές μεταβλητές που προκύπτουν από τα δεδομένα του επιπέδου 1 (level 1), στις οποίες συμπεριλαμβάνονται μετρήσεις και από τα άλλα όργανα του CALIPSO εκτός από το CALIOP.

Level 3: Δεδομένα όπου οι γεωφυσικές μεταβλητές έχουν αντιστοιχηθεί σε ομοιογενές πλέγμα χώρου και χρόνου.

Level 4: Δεδομένα που προκύπτουν από μετρήσεις πολλών δορυφόρων

Στα Lidar Level 1 προϊόντα περιέχεται το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα (attenuated backscatter στα 532 nm και 1064 nm) σε ανάλυση 1/3 km. Στα L2 layer προϊόντα περιέχονται πληροφορίες στρωματώσεων όπως η κορυφή και η βάση του κάθε στρώματος αερολυμάτων και νεφών καθ' ύψος. Στα Lidar Level 2 Aerosol Profile προϊόντα περιέχονται (μεσοποιημένες) κατακόρυφες κατανομές των αιωρούμενων σωματιδίων (και των νεφών) και βοηθητικά δεδομένα. Στο Profile προϊόν, δεν προσδιορίζονται στρώματα αλλά χαρακτηρίζεται λεπτομερώς η χωρική κατανομή των στρωμάτων. Τα Lidar Level 2 layer και Lidar Level 2 profile προϊόντα δίνονται με 5 km οριζόντιας ανάλυσης. Στα 3 παραπάνω προϊόντα περιέχονται πληροφορίες γεωαναφοράς και ορογραφίας. Οι κύριες κατηγορίες των δεδομένων επιπέδου 2 είναι: δεδομένα Backscatter, δεδομένα Depolarization, δεδομένα Extinction και βοηθητικά στοιχεία.

Επιπλέον πληροφορίες που περιλαμβάνονται στα δεδομένα Επιπέδου 2 και χρησιμοποιούνται στη εργασία περιγράφονται παρακάτω.

Γεωγραφικό Πλάτος και Μήκος

Το γεωγραφικό πλάτος και μήκος του ίχνους του laser στην επιφάνεια της Γης (σε μοίρες). Τα γεωγραφικά πλάτη και μήκη που αναφέρονται στα προϊόντα με 5 km οριζόντια ανάλυση αντιπροσωπεύουν το πλάτος και μήκος του ίχνους του πρώτου παλμού που συμπεριλαμβάνεται στις 15 βολές, του τελευταίου παλμού και του στιγμιαίου μέσου (δηλαδή, το γεωγραφικό πλάτος κατά την 8η βολή από 15 συνεχόμενες βολές laser) που δημιουργούν τα στρώματα οριζόντιας ανάλυσης 5 km.

DEM Surface Elevation (Ανάγλυφο)

Η ελάχιστη, μέγιστη μέση τιμή και τυπική απόκλιση, πάνω από την μέση στάθμη της θάλασσας (σε χιλιόμετρα) κατά το πέρασμα του ίχνους του laser (προσδιορίζεται από το GTOPO30 Digital elevation map – DEM).

IGBP Τύπος επιφάνειας

Μια ταξινόμηση του είδους της επιφάνειας από την οποία διέρχεται το ίχνος του lidar (International Geosphere/Biosphere Programme - IGBP).

Horizontal averaging (Μεσοποίηση στο οριζόντιο επίπεδο)

Το μέγεθος της μεσοποίησης στο οριζόντιο επίπεδο είναι απαραίτητο για την ανίχνευση ενός χαρακτηριστικού/δομής. Για όλες τις εκδόσεις δεδομένων οι τιμές αυτού του πεδίου είναι είτε 0, 5, 20 ή 80. Αυτές οι τιμές (πλην του μηδενός) υποδεικνύουν χαρακτηριστικά που ανιχνεύονται σε διαστήματα μεσοποίησης σε οριζόντιο επίπεδο των 5km, 20km, και 80km, αντίστοιχα.

Layer Top & Layer Base (Υψόμετρο κορυφής και βάσης στρωμάτων)

Το υψόμετρο της κορυφής και της βάσης των στρωμάτων, σε χιλιόμετρα πάνω από τη μέση στάθμη της θάλασσας (ΜΣΘ).

Παράρτημα 2. Προϊόντα CALIPSO

Στην παρούσα εργασία, χρησιμοποιούμε συνδυαστικά τα L1 και L2 προϊόντα και πιο συγκριμένα τα: CAL_LID_L1-ValStage1-V3-01, CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01 και CAL_LID_L2_05kmAPro-Prov-V3-01. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν από τα παραπάνω αρχεία δίδονται στον παρακάτω Πίνακα Π2.

Πίνακας Π2. Οι παράμετροι που χρησιμοποιήθηκαν από τα προϊόντα του CALIPSO.

| Προϊόν | Παράμετρος |
|--------------------------------|--|
| CAL_LID_L1-ValStage1-V3-01 | Total_Attenuated_Backscatter_532 IGBP_Surface_Type Profile_UTC_Time Latitude Longitude |
| CAL_LID_L2_05kmALay-Prov-V3-01 | Layer_Top_Altitude Layer_Base_Altitude Number_Layers_Found Opacity_Flag Horizontal_Averaging CAD_Score Feature_Classification_Flags IGBP_Surface_Type DEM_Surface_Elevation Profile_UTC_Time Latitude Longitude |
| CAL_LID_L2_05kmAPro-Prov-V3-01 | Atmospheric_Volume_Description CAD_Score Extinction_QC_Flag_532 Surface_Elevation_Statistics Day_Night_Flag Profile_UTC_Time Latitude Longitude |