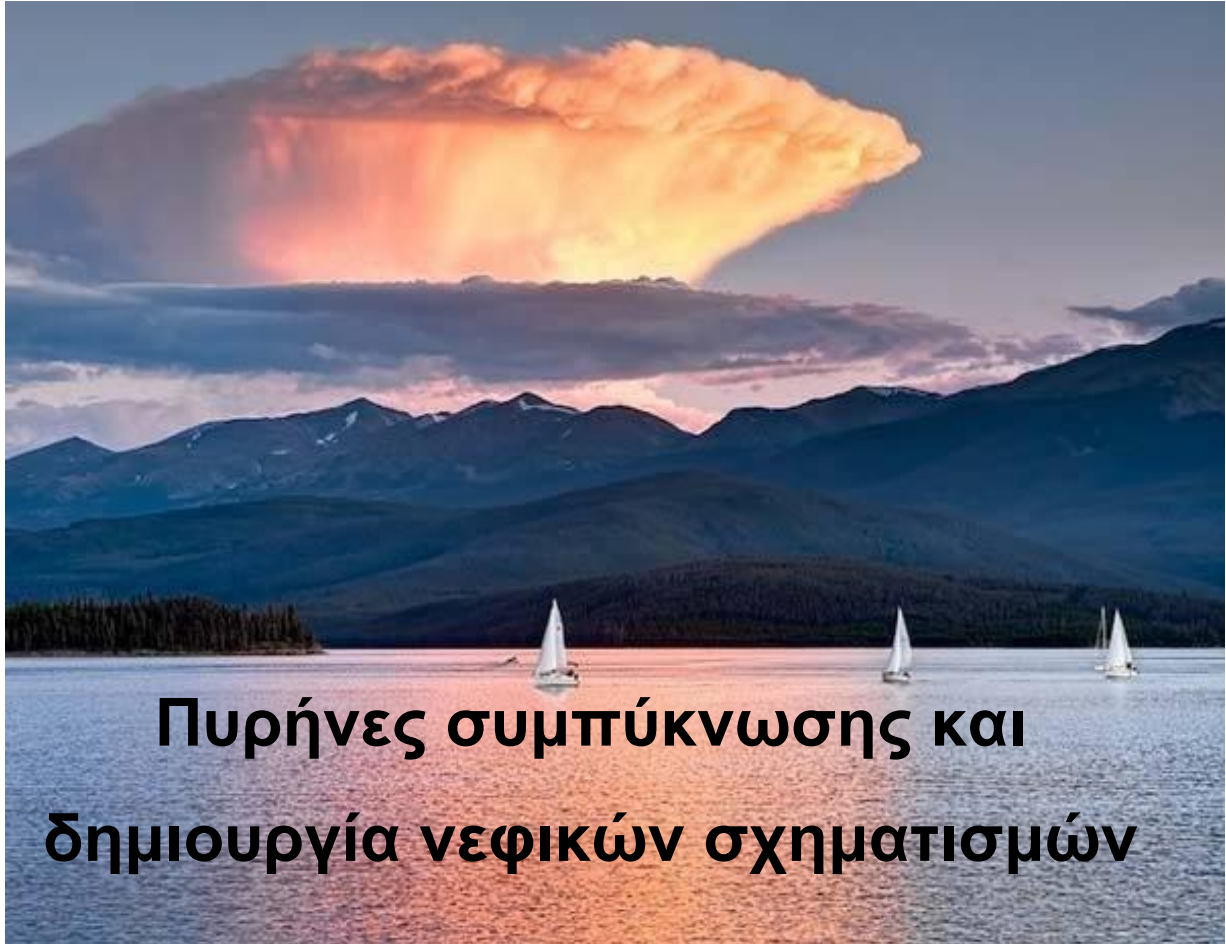




Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών
Σχολή Θετικών Επιστημών
Τμήμα Φυσικής
Μεταπτυχιακό Φυσικής Περιβάλλοντος



Πυρήνες συμπύκνωσης και δημιουργία νεφικών σχηματισμών

*Μεταπτυχιακή εργασία της
Σοφίου Φραγκίσκης-Ιωάννα
ΑΜ. 201447*

*Επιβλέπων Καθηγητής:
Κάλλος Γεώργιος*

Αθήνα, Ιούλιος 2016



Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών

Σχολή Θετικών Επιστημών

Τμήμα Φυσικής

Μεταπτυχιακό Φυσικής Περιβάλλοντος

Πυρήνες συμπύκνωσης και δημιουργία νεφικών σχηματισμών

Μεταπτυχιακή εργασία της

Σοφίου Φραγκίσκης-Ιωάννα

ΑΜ. 201447

Τριμελής Επιτροπή

Κάλλος Γεώργιος (Επιβλ. Καθηγ.)

Γιαννακάκη Ελένη

Αμοιρίδης Βασίλης

Αθήνα, Ιούλιος 2016

Περιεχόμενα

Πρόλογος	5
Περίληψη	6
Abstract	7
Κεφάλαιο 1^ο	8
1. Εισαγωγή.....	8
1.1 Αλληλεπίδραση αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών.....	8
1.2 Επιπτώσεις σωματιδίων-νεφών	9
1.2.1 Τύποι σωματιδίων.....	16
1.3 Τεχνικές τηλεπισκόπησης για ατμοσφαιρικές μελέτες αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών	22
1.4 Σκοπός.....	24
Κεφάλαιο 2^ο	26
2. Σταθμός μέτρησης και όργανα	26
2.1 Ο σταθμός της Φινοκαλιάς	26
2.2 Περιγραφή συστήματος lidar	29
2.2.1 LIDAR	31
2.2.2 Βασικές εξισώσεις.....	32
2.2.3 Σύστημα lidar PollyXT	34
2.2.4 Αβεβαιότητα οπτικών ιδιοτήτων	39
2.3 Φωτόμετρο cimel	41
2.4 Μοντέλα RAMS / ICLAMS	43
2.4.1 Εκπομπές σκόνης.....	44
2.4.2 Εκπομπές θάλασσα-αλάτι	44
Κεφάλαιο 3^ο «Μεθοδολογία»	47
3.1 Πείραμα CHARADMExp	47
3.2 Τυποποίηση Σωματιδίων.....	48
3.2.1 Τυποποίηση με παραμέτρους LIDAR.....	49
3.2.1.1 Μετρήσεις με παρουσία αστικής ρύπανσης	50
3.2.2 Τυποποίηση με παραμέτρους CIMEL	53
3.2.3 Τυποποίηση με βάση το μοντέλο RAMS/ICLAMS	54
3.3 Εξαγωγή συντελεστών για τον υπολογισμό CCN και INP	55
3.4 Μέθοδος διαχωρισμού μετρήσεων σωματιδίων σκόνης-θαλάσσιων	57
3.5 Υπολογισμός CCN-INP	59
3.5.1 CCN.....	61

3.5.2 IN.....	63
Κεφάλαιο 4^ο	65
4.1 Συντελεστές μετασχηματισμού	65
4.2 Μελέτες Περίπτωσης	71
4.2.1 Περίπτωση ανάμειξης 26/06/2014 (dust – no dust)	71
4.2.2 Περίπτωση ανάμειξης 04/07/2014 (dust-marine).....	77
4.2.3. Θαλάσσια σωματίδια 23/06/2014	82
4.2.4 Θαλάσσια σωματίδια 02/07/2014	86
4.2.5 Θαλάσσια σωματίδια 15/07/2014	91
Συμπεράσματα	95
Βιβλιογραφία	97
Παράρτημα	112
1.Βασικές έννοιες.....	112
2.Συμπληρωματικά Διαγράμματα.....	114

Πρόλογος

Η παρούσα μελέτη πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της διπλωματικής μου εργασίας στο τμήμα Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών στον τομέα της Φυσικής Περιβάλλοντος. Αρχικά ευχαριστώ τους υπεύθυνους του τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος, που μου έδωσαν την ευκαιρία να παρακολουθήσω το συγκεκριμένο μεταπτυχιακό, κάνοντας δεκτή την αίτησή μου.

Η υλοποίηση της εργασίας μου, δεν θα ήταν εφικτή αν κάποιοι άνθρωποι δεν είχαν σταθεί δίπλα μου από τη αρχή. Οφείλω λοιπόν, να ευχαριστήσω τον καθηγητή μου κύριο Κάλλο Γεώργιο που μου έδωσε την ευκαιρία να υλοποιήσω τη διπλωματική μου εργασία σε ένα αντικείμενο πολύ ενδιαφέρον προς εμένα και με στήριξε σε αυτή μου τη προσπάθεια και σε όποιες δυσκολίες εμφανίστηκαν. Στη συνέχεια, θέλω να ευχαριστήσω τη λέκτορα κυρία Γιαννακάκη Ελένη που αφιέρωσε το χρόνο της, η εμπειρία και οι συμβουλές της στάθηκαν καθοριστικές για την αρτιότητα του αποτελέσματος και οι παρεμβάσεις της εξομούναν τα προβλήματα. Θεωρώ ευτυχή τον εαυτό μου που είχα την ευκαιρία να εκμεταλλευτώ την εμπειρία και τις πολύτιμες γνώσεις του καθηγητή κύριου Νένε Αθανάσιου, που με βοήθησε να κατανοήσω καλύτερα το πολύπλοκο μηχανισμό των νεφών και τη νέα αυτή προσέγγιση για την ανίχνευσή τους. Δεν πρέπει να ξεχάσω να ευχαριστήσω την κυρία Μαρίνου Ελένη μεταδιδακτορική φοιτήτρια στο Αστεροσκοπείο Αθηνών για τη σημαντική βοήθεια της, όπου τη χρειάστηκα. Ωστόσο καθοριστική ήταν, η βοήθεια που μου προσέφερε για ακόμα μια φορά, ο κύριος Αμοιρίδης Βασίλης ερευνητής του Αστεροσκοπείου Αθηνών, οι καθοριστικές και καίριες επεμβάσεις του οποίου δεν βοήθησαν μόνο στην υλοποίηση της εργασίας μου, αλλά συνέβαλαν, σε συνδυασμό με το σύνολο των καθηγητών και λοιπών συντελεστών του μεταπτυχιακού, στην βελτιστοποίηση και αναβάθμιση της εκπαιδευτικής μου ωριμότητας.

Περίληψη

Στην παρούσα εργασία διερευνούμε την δυνατότητα ανάκτησης κατακόρυφων κατανομών συγκέντρωσης των πυρήνων συμπύκνωσης νεφών (CCN) και των σωματιδίων πυρήνων πάγου (INP) με την χρήση ενός συστήματος επίγειας τηλεπισκόπησης lidar. Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιούμε μετρήσεις lidar που έλαβαν χώρα στο πλαίσιο του πειράματος CHARADMExp (Ιούνιος - Ιούλιος 2014) στο σταθμό της Φινοκαλιάς στη Κρήτη. Αρχικά χρησιμοποιούμε τον δείκτη αποπόλωσης για την τυποποίηση των αιωρούμενων σωματιδίων (θαλάσσια σωματίδια, σκόνη από Σαχάρα, ηπειρωτικά σωματίδια). Στη συνέχεια υπολογίζουμε τις συγκεντρώσεις CCN και IN από τις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή εξασθένησης που υπολογίζουμε με το lidar. Η μετατροπή γίνεται σε δύο φάσεις: αρχικά μετατρέπεται ο συντελεστής εξασθένησης σε συγκέντρωση με τη χρήση συντελεστών που λαμβάνονται από το φωτόμετρο CIMEL για διαφορετικούς τύπους σωματιδίων; στη συνέχεια χρησιμοποιούνται παραμετροποιήσεις CCN και IN διαθέσιμων στην βιβλιογραφία. Εφαρμόζουμε την μεθοδολογία μας σε περιπτώσεις Σαχαριανής σκόνης και για θαλάσσια σωματίδια που μετρήθηκαν στην Κρήτη, όπως και μίξεις αυτών. Παρατηρούμε ότι τα σωματίδια σκόνης παρουσιάζουν μεγαλύτερο αριθμό CCN σε σχέση με τα θαλάσσια σωματίδια. Στον αντίποδα, τα θαλάσσια σωματίδια δεν επηρεάζουν τον σχηματισμό INP εξαιτίας των υψηλών θερμοκρασιών που επικρατούν στα ύψη εμφάνισής τους.

Λέξεις κλειδιά: Αιωρούμενα σωματίδια, πυρήνες συμπύκνωσης νεφών, σωματίδια πυρήνων πάγου, LIDAR, CIMEL

Abstract

In the current study we investigate the potential of retrieving vertical distributions of cloud condensation nuclei (CCN) and ice nuclei particles (INP) with the use of a ground-based remote sensing lidar system. For this purpose lidar measurements conducted in the framework of the CHARADMExp campaign (June-July 2014) in the Finokalia station in Crete are used. In our study we first utilize the linear particle depolarization ratio for characterizing the aerosol types probed (marine particles, Sahara dust aerosols and continental particles). Afterwards we proceed with the CCN and INP retrieval of the vertical distributions of the concentration. The retrieval is done in two phases: first, the extinction coefficient is converted into concentration using conversion coefficients obtained from CIMEL photometer for different aerosols types; then, well-known CCN and INP parameterization schemes available in the literature are used for the final CCN, INP retrievals. We apply our methodology in Sahara dust and marine aerosol cases, and also in their mixtures. We observe that the dust aerosols create more CCN than marine particles. The water particles do not affect the formation of INP because of the lack of low temperatures in the height range of their presence.

Keywords: Aerosols, cloud condensation nuclei, ice nucleation particles, LIDAR, CIMEL

Κεφάλαιο 1^ο

1. Εισαγωγή

1.1 Αλληλεπίδραση αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών

Σύννεφα σχηματίζονται με τρεις τρόπους. Κυρίως με ομογενή πυρηνοποίηση (συμπύκνωση υγρών σταγονιδίων, από μόρια υδρατμών στα επίπεδα υπερκορεσμού πάνω από 100%), επίσης με ετερογενή πυρηνοποίηση (συμπύκνωση υδρατμών πάνω σε σωματίδια αερολυμάτων - σύννεφα πυρήνων CCN όπου τα επίπεδα υπερκορεσμού επιτυγχάνονται στην ατμόσφαιρα από 1%), και τέλος με συναγωγή (μετάδοση θερμότητας του υγρού αέρα που συνοδεύεται από αδιαβατική εκτόνωση και ψύξη).

Στις θερμοκρασίες κάτω από το σημείο πήξης του νερού υπέρψυχρες σταγόνες συμβάλουν στη δημιουργία νεφών, στους -10°C , όταν η συγκέντρωσή των σωματιδίων που συμβάλλουν στο σχηματισμό νεφών αναμένεται να είναι περίπου 200 cm^{-3} , συνήθως παγώνει μόνο μία σταγόνα σε ένα εκατομμύριο. Ωστόσο, τα σωματίδια πάγου δημιουργούνται αρχικά από την ψύξη αυτών των υπέρψυχρων σταγόνων ή την συμπύκνωση των υδρατμών επί των πυρήνων, απευθείας από την αέρια φάση. Η πιθανότητα της δημιουργίας των σωματιδίων πάγου μέσα σε σύννεφα αυξάνεται με την περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας τους, έτσι ώστε σε θερμοκρασίες -40°C το σύννεφο αποτελείται σχεδόν εξ ολοκλήρου από σωματίδια πάγου. Τα σύννεφα μικτής φάσης που αποτελούνται από σωματίδια πάγου και υπέρψυχρα σταγονίδια είναι ιδιαίτερα ασταθή, επειδή ο αέρας είναι ελαφρώς κορεσμένος σε σχέση με το νερό και είναι ελαφρώς υπερκορεσμένος σε σχέση με πάγο. Αυτό οδηγεί σε αύξηση των παγοκρυστάλλων με εξάχνωση σε βάρος της υγρής φάσης.

Για την καθίζηση θερμής- υγρής φάσης η διαδικασία συμπύκνωσης είναι πολύ αργή. Ο ρυθμός αύξησης των σταγονιδίων του νέφους από μοριακή διάχυση

των υδρατμών είναι αντιστρόφως ανάλογος του μεγέθους του σταγονιδίου ύδατος. Για να καταστεί δυνατή η παραγωγή του νέφους, χρειάζονται αρκετά μεγάλα σταγονίδια τα οποία δυνητικά καθίζάνουν. Ωστόσο, οι συγκρούσεις και η συνένωση των σωματιδίων παράγουν μεγαλύτερα σταγονίδια με αντισταθμιστική καθίζηση, ενώ η ταχύτητα του ανέμου μέσα στο σύννεφο, τα κάνει να πέφτουν και να αποτελούν τα σταγονίδια της βροχής.

Η καθίζηση του σύννεφου σε παγωμένη φάση (διαδικασία Wegener-Bergeron-Findeisen) ξεκινά με την ανάπτυξη των σωματιδίων πάγου από την απόθεση του νερού. Τότε αυξάνεται το μέγεθος των σωματιδίων (από συγκρούσεις με υπέρψυχρα σωματίδια τα οποία παγώνουν πάνω στα αρχικά) και ομαδοποιούνται (συνεπεία συγκρούσεων των σωματιδίων πάγου με άλλα σωματίδια), μέχρι τα σωματίδια να αρχίσουν να πέφτουν με το σύννεφο. Περαιτέρω ανάπτυξη προκύπτει μόνο από τις συγκρούσεις. Η πτώση των σωματιδίων πάγου οδηγεί σε μια στερεά καταβύθιση του χαλαζιού και του χιονιού ή κατακρήμνιση των σταγονιδίων βροχής (πτώση μέσω ζεστών στρωμάτων, με αποτέλεσμα οι κρύσταλλοι πάγου να λιώσουν).¹

1.2 Επιπτώσεις σωματιδίων-νεφών

Η γήινη ατμόσφαιρα αποτελείται από ένα μείγμα αερίων, αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών. Τα αιωρούμενα σωματίδια παρουσιάζουν μεγάλη μεταβλητότητα στην ατμόσφαιρα τόσο στην σύσταση και το μέγεθός τους, όσο και στην συγκέντρωσή τους, λόγω της ανομοιογένειας των πηγών τους, των χημικών μετατροπών τους, των διεργασιών συμπύκνωσης και συσσωμάτωσης αλλά και των μετεωρολογικών συνθηκών. Είναι ευρέως γνωστό ότι, τα αιωρούμενα σωματίδια μπορούν να ασκήσουν σημαντικές επιδράσεις στο περιβάλλον².

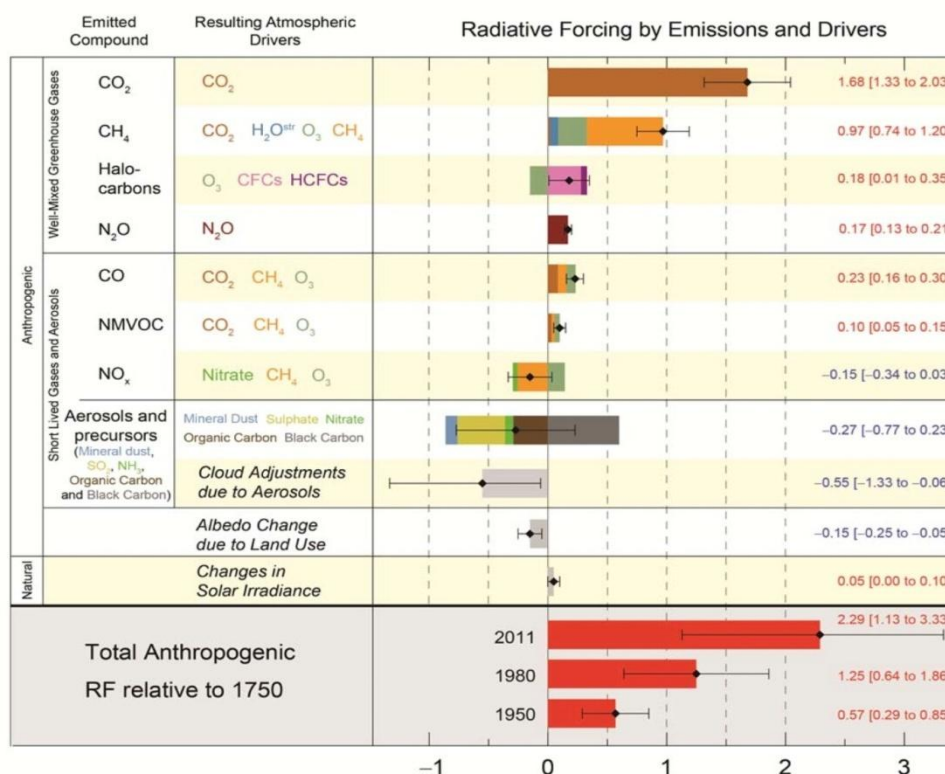
Το κλίμα της Γης είναι το αποτέλεσμα μιας εύθραυστης και πολύπλοκης ισορροπίας της ενέργειας. Ισορροπία που λαμβάνει χώρα μεταξύ της ηλιακής

¹ Stachlewska, 2005

² IPCC, 2001

ενέργειας και της ανακλώμενης - εκπεμπόμενης προς τα πίσω ενέργειας από την Γη³. Υπάρχουν πολλές αβεβαιότητες ακόμα σε σχέση με την επίδραση των θερμοκηπικών αερίων, με τα επίπεδα των κλιματικών επιπτώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων και τις επιδράσεις τους με το ισοζύγιο της ακτινοβολίας⁴.

Το μέσο ισοζύγιο της ακτινοβολίας του κλιματικού συστήματος το 2005, συγκριτικά με το 1750 ως προς τη συνεισφορά των διαφόρων συστατικών της ατμόσφαιρας παρουσιάζεται στο σχήμα 1. Παρατηρούμε το ποσοστό συμμετοχής των θερμοκηπικών αερίων [CO₂, CH₄, H₂O, halocarbons], του στρατοσφαιρικού και τροποσφαιρικού όζοντος, των διάφορων αιωρούμενων σωματιδίων, των καυσαερίων από τα αεροπλάνα, των λεπτών νεφών cirrus, καθώς επίσης και τις επιπτώσεις στην αλλαγή της ανακλαστικότητας από αλλαγές στις χρήσεις Γης. Τέλος, μπορούμε να δούμε την συνεισφορά στο ενεργειακό ισοζύγιο των φυσικών μεταβολών της ηλιακής δραστηριότητας.



Σχήμα 1: Μέση επίδραση ισοζυγίου της ακτινοβολίας του κλίματος 2011, συγκριτικά με 1750 [IPCC,2013]

³ Coakley et al., 1983, Andrea, 1998, Penner et al, 2001, Haywood and Boucher, 2000

⁴ IPCC, 2007

Μέσω σκέδασης και απορρόφησης της ηλιακής και γήινης ακτινοβολίας τα αιωρούμενα σωματίδια επιδρούν στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας (γη-ατμόσφαιρα) και επηρεάζουν το κλίμα της γης.⁵ Ανάλογα με τη δράση των αιωρούμενων σωματιδίων μπορούν να θερμάνουν (απορροφώντας την ηλιακή ενέργεια) ή να ψύξουν (σκεδάζοντας την ηλιακή ενέργεια προς το διάστημα) την ατμόσφαιρα.

Τα αιωρούμενα σωματίδια εκπεμπόμενα από ατελείς καύσεις, ανθρωπογενούς προέλευσης, όταν βρεθούν στην ατμόσφαιρα μπορεί να επιδράσουν κυρίως στη θερμοκρασία με δύο τρόπους. Τα λιγότερο σκούρα σωματίδια οργανικού άνθρακα ανακλούν την ηλιακή ακτινοβολία και ψύχουν τις περιοχές, στις οποίες έχουν έντονη παρουσία, ενώ, τα σωματίδια μαύρου άνθρακα και αιθάλης θερμαίνουν την ατμόσφαιρα μέσω της απορρόφησης του φωτός.

Τα νέφη μπορούν να επηρεαστούν από τα αιωρούμενα σωματίδια και έτσι να αλλάζουν οι ιδιότητες τους, επιδρώντας έμμεσα στο κλίμα.⁶ Η παρουσία υδρατμών σε συνδυασμό με τα αιωρούμενα σωματίδια στην ατμόσφαιρα μπορεί να προκαλέσει σχηματισμό πυρήνων συμπύκνωσης και να ξεκινήσει έτσι ο σχηματισμός νεφών. Οποιαδήποτε διαφοροποίηση στα χαρακτηριστικά των σωματιδίων (πλήθος, μέγεθος), παίζει σημαντικό ρόλο στα χαρακτηριστικά των νεφοσταγονιδίων που θα προκύψουν.

Τα αιωρούμενα σωματίδια μπορούν να επηρεάσουν το χρόνο παραμονής των νεφών στην ατμόσφαιρα, καθώς επίσης και να επιταχυνθεί ή να καθυστερήσει ο μηχανισμός της βροχής.⁷ Από την άλλη μεριά βέβαια, μπορεί να έχουμε αρνητική επίδραση των αιωρούμενων σωματιδίων στο σχηματισμό των νεφών, με αποτέλεσμα τη ταχύτερη διάλυση νεφικών σχηματισμών ή ακόμα και την αποτροπή του σχηματισμού τους.⁸

Υπάρχει αμφισβήτηση, σχετικά με τον τρόπο που επιδρούν τα σωματίδια στα νέφη, και ακόμα δεν μπορούν να εκτιμηθούν κάποιες από τις διαδικασίες που

⁵ McCormick and Ludwig, 1967, Charlson and Pilat, 1969, Atwater, 1970, Mitchell, 1971, Coakley et al., 1983

⁶ Gunn and Philips, 1957, Twomey, 1977, Liou and Ou, 1989, Albrecht, 1989

⁷ Rosenfeld, 2000, Koren et al., 2004

⁸ Feingold et al., 1999, Rudich et al, 2002

επηρεάζουν σημαντικά τον καιρό, το κλίμα και την ποιότητα του αέρα γενικότερα.⁹

Η ψύξη και η θέρμανση της ατμόσφαιρας, που οφείλεται στα ανθρωπογενή σωματίδια, λόγω των αερίων του θερμοκηπίου μπορεί να είναι συγκρίσιμο μέγεθος σε παγκόσμια κλίμακα.¹⁰ Εντούτοις, είναι πολύ σημαντικό να αναφερθεί ότι η μεταβολή του ισοζυγίου της ατμόσφαιρας παγκοσμίως, δεν αποτελεί μέτρο για τη κλιματική αλλαγή¹¹. Η επίδραση των αιωρούμενων σωματιδίων στο κλίμα της γης χαρακτηρίζεται από έντονες χωρικές και χρονικές ανομοιογένειες λόγω της ποικιλομορφίας στις κατανομές των πηγών, και επίσης λόγω του μικρού χρόνου ζωής των αιωρούμενων σωματιδίων, αλλά και των διαφόρων διαδικασιών (χημικών και μικροφυσικών) που πραγματοποιούνται.

Επιπλέον, εξαιτίας της ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας πίσω στο διάστημα τα νέφη επηρεάζουν το κλίμα.¹² Λόγω της ανάκλασης αυτής, ποσό ενέργειας δεν φθάνει στην επιφάνεια της γης, με αποτέλεσμα την ψύξη τόσο του εδάφους, όσο και της γήινης ατμόσφαιρας. Αντίθετα, λόγω της απορρόφησης τμήματος της ενέργειας, που εκπέμπεται από τη γη και παγιδεύεται από τα νέφη (θερμική ακτινοβολία), λιγότερη ενέργεια διαφεύγει στο διάστημα με αποτέλεσμα να παρατηρείται θέρμανση του πλανήτη. Το ύψος, το πάχος και η δομή των νεφών, επηρεάζουν το βαθμό της ισορροπίας της ενέργειας του συστήματος γης-ατμόσφαιρας, και ως εκ τούτου, αν θα πραγματοποιηθεί ψύξη ή θέρμανση.

Τα νέφη σε χαμηλότερα υψόμετρα, αποτελούνται συχνά από υδροσταγονίδια, έχουν ίδια θερμοκρασία με την επιφάνεια της γης και για τον λόγο επανεκπέμπουν την θερμική ακτινοβολία που απορροφούν, στην ίδια θερμοκρασία.¹³ Ως εκ τούτου, τα χαμηλά νέφη εμφανίζουν μικρή επίδραση στη ροή της θερμικής ενέργειας, αλλά έχουν ως κύριο ρόλο την ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας.

⁹ IPCC, 2007

¹⁰ IPCC, 2001

¹¹ NRC, 2005

¹² Ramanathan et al., 1988

¹³ IPCC, 2007

Στον αντίποδα, τα υψηλά και λεπτά νέφη (συνήθως αποτελούνται από παγοκρυστάλλους) είναι πιο ψυχρά και εγκλωβίζουν περισσότερη θερμότητα από την επιφάνεια της γης, ενώ ταυτόχρονα εκπέμπουν λιγότερη ενέργεια στο διάστημα. Τα νέφη αυτά, συχνά ανακλούν λιγότερη ηλιακή ενέργεια σε σχέση με τη θερμότητα που απορροφούν, με αποτέλεσμα να θερμαίνουν την ατμόσφαιρα.

Το ύψος και η σύσταση των νεφών (παγοκρύσταλλοι ή υγροσταγονίδια) συμβάλλουν στην κατανόηση των επιδράσεων των νεφών στις διάφορες αλλαγές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία και το κλίμα. Η πολύπλοκη αλληλεπίδραση που υπάρχει μεταξύ νεφών και σωματιδίων επηρεάζει επίσης το ισοζύγιο της ακτινοβολίας και έτσι είναι σημαντικό να γνωρίζουμε τη θέση των αιωρούμενων σωματιδίων σε σχέση με τα νέφη (πάνω ή κάτω από αυτά).¹⁴

Τα τελευταία χρόνια η ραγδαία αύξηση των σωματιδίων ανθρωπογενούς προέλευσης στην ατμόσφαιρα, έχει προκαλέσει άνοδο της θερμοκρασίας του πλανήτη. Σημαντικές είναι, επίσης οι επιπτώσεις των σωματιδίων και στην κοινωνία, καθώς μπορούν να αποτελέσουν απειλή για τη δημόσια υγεία (αύξηση σε καρκινογενέσεις, αλλεργίες, θρομβώσεις, εγκεφαλικά και νοσήματα του αναπνευστικού) και σημαντικό κίνδυνο για τις αερομεταφορές, στα κτίρια και στο περιβάλλον.

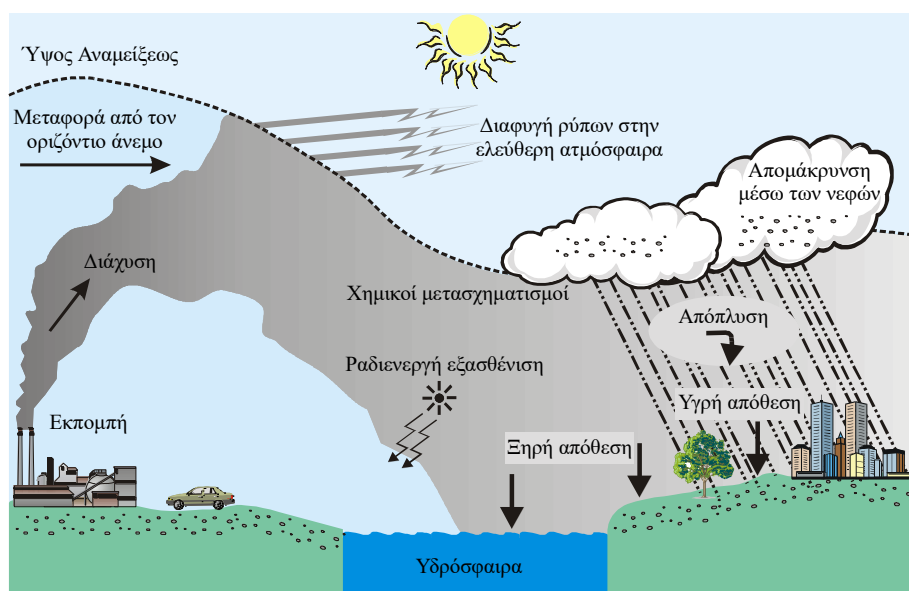
Η ποιότητα του αέρα πάνω από αστικές περιοχές φτάνει σε επιβλαβή επίπεδα για την υγεία, τις μέρες με υψηλές θερμοκρασίες και υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας, με κύριο αίτιο τα αιωρούμενα σωματίδια. Τα σωματίδια μικρού μεγέθους (διάμετρο μικρότερη από 2.5 μm) έχουν χαμηλή ταχύτητα πτώσης και επομένως παραμένουν μεγαλύτερο χρόνο στην ατμόσφαιρα, ενώ παράλληλα ανήκουν κατά 100% στο κλάσμα εκείνο των εισπνεόμενων σωματιδίων¹⁵, που μπορούν να οδηγήσουν σε αναπνευστικά προβλήματα. Επίσης, τα σωματίδια μπορούν να μειώσουν την ορατότητα πάνω από ρυπασμένες περιοχές, λόγω της γνωστής ιδιότητας να απορροφούν και να

¹⁴ Ansmann et 2005

¹⁵ Pilinis et Pandis 1995

σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία όταν προσπίπτει πάνω τους το φως, με αποτέλεσμα να απειλείται η ασφάλεια των αεροπορικών πτήσεων.

Το σχήμα 2, απεικονίζει τις ατμοσφαιρικές διεργασίες που συντελούν στη διασπορά των αέριων ρύπων μιας καμινάδας. Οι αέριοι ρύποι όταν εξέρχονται (από την καμινάδα – πηγή εκπομπής) προς την ατμόσφαιρα είναι θερμότεροι από το περιβάλλον, σε συνδιασμό με την ορμή των σωματιδίων κατά την έξοδο στην ατμόσφαιρα, τα σωματίδια φθάνουν μέχρι ένα ορισμένο ύψος (ενεργό ύψος καμινάδας). Το ύψος εκπομπής των σωματιδίων επηρεάζει τη ποιότητα του αέρα, καθώς η αύξηση του ύψους συμβάλλει σημαντικά στη μείωση των συγκεντρώσεων ρύπων κοντά στο έδαφος. Οι οριζόντιοι άνεμοι συμβάλλουν στην μεταφορά (απομάκρυνση και αραιώση-διάχυση) των αερίων ρύπων.



Σχήμα 2: Σχηματική απεικόνιση της διασποράς των ρύπων προερχόμενα από μια φλέβα εργοστασίου [Μελάς et al, 2000]

Οι ισχυροί άνεμοι συμβάλλουν στην μείωση των επιπέδων ρύπανσης. Όταν επικρατούν στην ατμόσφαιρα συνθήκες ευστάθειας (έντονες κινήσεις αναταραχής) η αραιώση είναι μικρότερη σε συνδυασμό με αργή ανάμιξη, σε αντίθεση με περιπτώσεις αστάθειας, όπου υπάρχουν έντονοι τυρβώδοι στροβιλισμοί και έντονη ανάμιξη. Το στρώμα ανάμιξης (κατώτερο στρώμα) της ατμόσφαιρας (περίπου 1km) περιορίζει τις αναταράξεις. Όταν παρατηρείται διαφυγή των αέριων ρύπων στην ελεύθερη ατμόσφαιρα (πέραν

του στρώματος ανάμειξης), υπάρχει έντονη απουσία αναταρακτικών κινήσεων που οδηγεί σε πιο αργούς ρυθμούς στη μεταφορά των ρύπων, επειδή όμως οι μηχανισμοί αυτοί είναι μεγαλύτερης χωρικής και χρονικής κλίμακας, εμφανίζουν ευρεία επιρροή στη γήινη επιφάνεια. Χημικοί μετασχηματισμοί πραγματοποιούνται λόγω αντιδράσεων των ατμοσφαιρικών ρύπων μεταξύ τους ή σε συνδιασμό με τα συστατικά της καθαρής ατμόσφαιρας.

Απόθεση είναι η μεταφορά ρύπων από την ατμόσφαιρα στο έδαφος και διαχωρίζεται σε τρεις κατηγορίες: βαρυτική καθίζηση (πτώση λόγω βαρύτητας των σχετικά μεγάλων και βαρέων σωματιδίων), ξηρή απόθεση (μικρά σωματίδια και αέριοι ρύποι, ακολουθούν τις κινήσεις του αέρα και κατακρατούνται όταν έρθουν σε επαφή με την επιφάνεια), υγρή απόθεση (περιπτώσεις υετού, πραγματοποιείται σάρωση ρύπων στην ατμόσφαιρα από τη βροχή ή χιόνι-απόπλυση, ή πρόσληψη ρύπων από τα μικρά σωματίδια που δημιουργούν σταγόνες βροχής).

Τα αιωρούμενα σωματίδια και τα σύννεφα μπορεί να διασκορπίσουν και να απορροφήσουν θετικά και αρνητικά την ακτινοβολία του φάσματος στην ατμόσφαιρα, και εκπέμπουν σε ένα μεγάλο εύρος ακτινοβολία, και έτσι ως γνωστό, επηρεάζουν τις καιρικές συνθήκες και το κλίμα.¹⁶

Οι κοινοτικές δραστηριότητες για την προστασία της ατμόσφαιρας καλύπτουν ευρύ φάσμα προβλημάτων: περιορισμό της εξάντλησης του όζοντος της στρατόσφαιρας, έλεγχο της στάθμης του όζοντος της τροπόσφαιρας και άλλων ρύπων καθώς και αλλαγή του κλίματος.

Οι ήπιες μορφές ενέργειας (ηλιακή, αιολική, γεωθερμική) μπορεί να βοηθήσουν στην μείωση της χρήσης των καύσιμων υλών. Οι επιπτώσεις από το φαινόμενο του θερμοκηπίου δεν περιορίζονται στα σύνορα κρατών, αλλά αποτελούν πρόβλημα παγκοσμίως και απαιτείται διεθνής συνεργασία και χάραξη κοινής πολιτικής από όλα τα κράτη.¹⁷

¹⁶ Hobbs, 1996, Kondratyev, 2000

¹⁷ Σαχινίδης, Ζεμπεκάκης, Κεμετζή

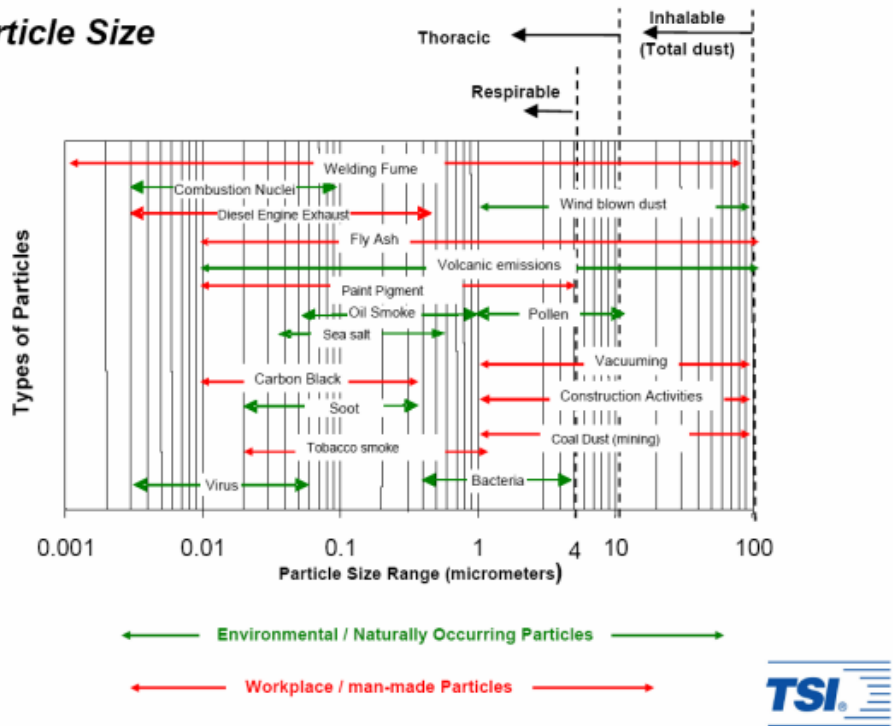
1.2.1 Τύποι σωματιδίων

Τα αιωρούμενα σωματίδια κατηγοριοποιούνται ανάλογα με το μέγεθός τους, το μηχανισμό σχηματισμού τους και τη πηγή προέλευσής τους. Σε κάθε περίπτωση ποικίλουν, η σύσταση, οι οπτικές και μικροφυσικές τους ιδιότητες. Το μέγεθος των σωματιδίων επηρεάζει σημαντικά τη πορεία τους στην ατμόσφαιρα, έτσι, όσο μεγαλώνει η διάμετρός του, τόσο αυξάνει η πιθανότητα καθίζησης τους προς την γήινη επιφάνεια. Πιο συγκεκριμένα, ανάλογα με το μέγεθός τους διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες, τους πυρήνες συμπύκνωσης ή αλλιώς σωματίδια Aitken, τα οποία έχουν διάμετρο μικρότερη ή ίση με 0.1 μm. Στη συνέχεια έχουμε τα συσσωματώματα με διάμετρο από 0.1 μέχρι 2 μm και τέλος, τα γιγάντια σωματίδια (coarse) με διάμετρο μεγαλύτερη από 2.0 μm. Τα σωματίδια στην ατμόσφαιρα μπορούν γενικότερα να υποστούν ξηρή ή υγρή εναπόθεση, λόγω προσκόλλησης ρύπανσης ή άλλων σταγονιδίων. Τα σωματίδια συχνά κατηγοριοποιούνται με βάση την διάμετρο τους σε τρεις κατηγορίες: τα σωματίδια με διάμετρο μικρότερη από 10 μm (PM10), με διάμετρο μικρότερη από 2.5 μm (PM2.5) και με διάμετρο μικρότερη από 1.0 μm (PM1.0).

Στο σχήμα 3 φαίνεται ο διαχωρισμός των σωματιδίων στις τρεις κατηγορίες που αναφέραμε, ανάλογα με το μέγεθος και τη πηγή προέλευσής τους. Τα σωματίδια με διάμετρο < 4μm, είναι τα εισπνεόμενα σωματίδια.¹⁸

¹⁸ Pinilis et Pandis 1995

Particle Size



Σχήμα 3: Διαφορετικά μεγέθη σωματιδίων (διάμετροι σε μικρόμετρα- μm): με κόκκινο χρώμα τα ανθρωπογενή και με πράσινο τα φυσικής προέλευσης αιωρούμενα σωματίδια [Εταιρεία TSI Inc].

Με βάση τους χημικούς μηχανισμούς τα σωματίδια χαρακτηρίζονται σε πρωτογενή (αυτά που εκπέμπονται κατευθείαν στην ατμόσφαιρα) και δευτερογενή (δημιουργούνται από διεργασίες φυσικές ή χημικές, που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα, όπως προσκόλληση ρύπων SO_2). Στο κομμάτι της τροπόσφαιρας ανάλογα με την προέλευσή τους έχουμε διαφορετικό διαχωρισμό, έτσι προκύπτουν τα θαλάσσιας προέλευσης σωματίδια (marine), ηπειρωτικής (continental) και πολικής (polar).

Τα σωματίδια ηπειρωτικής προέλευσης διαχωρίζονται σε αστικής προέλευσης (urban aerosols), σε αγροτικής (απομακρυσμένες αγροτικές περιοχές-rural aerosols) και τέλος, τα προερχόμενα από ερήμους (desert dust aerosols). Μελέτες έχουν δείξει ότι τα σωματίδια που προέρχονται από την έρημο της Σαχάρας, είναι σωματίδια με διάμετρο περίπου $10\mu\text{m}$ και είναι ικανά να ταξιδέψουν σε μεγάλες αποστάσεις μέχρι και 5000 km .

Τα σωματίδια μπορούν να προέρχονται από φυσικές ή ανθρωπογενείς πηγές. Οι φυσικές πηγές μπορούν να είναι οι ωκεανοί, από τους οποίους έχουμε

μεταφορά σταγονιδίων νερού με διαφορετική περιεκτικότητα σε αλάτι και ο άνεμος επιδρά στην επιφάνεια της θάλασσας. Στην γήινη επιφάνεια, μπορεί να πραγματοποιηθεί χημική ή φυσική αποσάθρωση από τα πετρώματα και να δημιουργηθούν σωματίδια 1-100 μm , καθώς και σκόνη εδάφους.



Εικόνα 1: Επίδραση ανέμων και μεταφορά θαλάσσιων ατμοσφαιρικών σωματιδίων



Εικόνα 2: Μεταφορά σκόνης από την έρημο της Σαχάρας (αριστερά) και θύελλα σκόνης (δεξιά)

Τα ηφαίστεια είναι μια σημαντική πηγή σωματιδίων, καθώς σε μεγάλες εκρήξεις μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές διαταραχές στο περιβάλλον, και τα σωματίδια που προέρχονται από αυτά έχουν μεγάλο διάστημα παραμονής στην ατμόσφαιρα.



Εικόνα 3: Έκρηξη ηφαιστείου Pinatubo (Ιούνιος 1991)

Η χλωρίδα του εδάφους αποτελεί πηγή βιογενούς ύλης και μπορεί να παράγει είτε πρωτογενή σωματίδια, από θραύσματα φυτών, γύρη, μικρόβια, είτε δευτερογενή σωματίδια που παράγονται από συμπύκνωση οργανικών ενώσεων. Κατά την καύση της, η χλωρίδα, παράγει σωματίδια.

Πιο συγκεκριμένα, η ημιτελής-ατελής καύση παράγει σωματίδια καπνού (πολύ μικρά σε μέγεθος), που είναι κυρίως σωματίδια άνθρακα, από καύση ή οξείδωση οργανικών ουσιών.



Εικόνα 4: Πυρκαγιά κατά την οποία παράγεται σημαντική ποσότητα ρυπασμένων σωματιδίων (σε μορφή καπνού)

Όσον αφορά τα σωματίδια από ανθρωπογενείς πηγές, μπορεί να προέρχονται από βιομηχανικές δραστηριότητες ή από καύσεις αυτοκινήτων, αγροτικές εργασίες, κατασκευές και άλλα. Τα προερχόμενα από τη βιομηχανία συνήθως είναι σε μορφή σκόνης από τις καμινάδες των εργοστασίων και είναι σχετικά μεγάλα σωματίδια (περίπου με διάμετρο 2.5 μm). Παραδείγματα

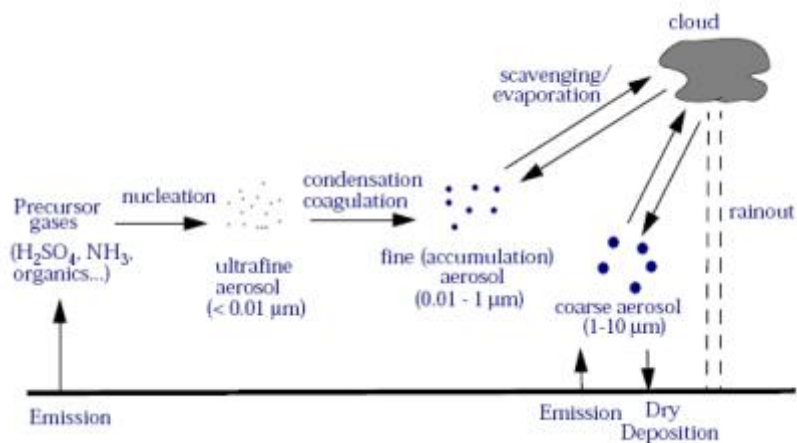
βιομηχανικών δραστηριοτήτων που παράγουν σκόνη είναι η καύση λιγνιτών για τη παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας, η παρασκευή τσιμέντου, η μεταλλουργία και η καύση στερεών αποβλήτων.



Εικόνα 5: Εκπομπές σωματιδίων από αυτοκίνητα (αριστερά) και από εργοστάσια (δεξιά)
[Ναυτεμπορική]

Η μίξη των αιωρούμενων σωματιδίων, παγκόσμια σημαντική, παίζει ιδιαίτερο ρόλο στην Ευρώπη λόγω της γεωμορφολογίας της. Η μίξη των αιωρούμενων σωματιδίων προκαλείται εξαιτίας των σχετικά μεγάλων μονοπατιών των αερίων μαζών, από τη πηγή εκπομπής τους μέχρι τη στιγμή ανίχνευσής τους πάνω από την Ευρώπη.

Πιθανολογείται ότι, η σκόνη ανήκει εν μέρει στα ρυπασμένα σωματίδια που αναμειγνύονται με θαλάσσια σωματίδια, πριν φτάσει πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Από αυτά, τα σωματίδια με θαλάσσιο αλάτι είναι μεγάλα σε μέγεθος και μη απορροφητικά, ενώ τα σωματίδια που προέρχονται από καπνό ή αστικές εκπομπές είναι σχετικά μικρά και εμφανίζουν σχετικά σημαντική απορρόφηση. Έτσι, η ανάμειξη είτε θαλάσσιων σωματιδίων, είτε αερολυμάτων, ή και των δύο ταυτόχρονα σε συνδυασμό με την ανάμειξη με σωματίδια σκόνης, μπορεί να οδηγήσει σε εντελώς διαφορετικές οπτικές ιδιότητες και να επηρεάσει με διαφορετικό τρόπο την θερμοκρασία και το κλίμα.



Σχήμα 4: Αναπαράσταση της διαδικασίας παραγωγής, ανάπτυξης και απομάκρυνσης των σωματιδίων [Jacob, 1999]

Τα αιωρούμενα σωματίδια λόγω της μεγάλης ενεργούς επιφανείας ανά μονάδα μάζας ($10^6 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$) και του μικρού μεγέθους τους, είναι υπόστρωμα πάνω στο οποίο λαμβάνουν χώρα ετερογενής χημικές αντιδράσεις. Έτσι ευνοείται η προσρόφηση ουσιών από την αέρια φάση ιδιαίτερα συστατικών με χαμηλή πτητικότητα, με αποτέλεσμα στα μίγματα των σωματιδίων να συναντάμε διάφορα μέταλλα ή ημιπτητικές οργανικές ενώσεις που αυξάνουν τη τοξικότητά τους. Ο σκεδασμός και η απορρόφηση του φωτός είναι συνάρτηση της σύστασης, της συγκέντρωσης και του μεγέθους των σωματιδίων, έτσι με αποτέλεσμα να παρατηρείται μεγαλύτερη μείωση της ορατότητας σε σκεδασμό από σωματίδια μεγέθους στη περιοχή της ορατής ακτινοβολίας (400-800 nm).¹⁹

Η σκόνη της Σαχάρας που παρατηρείται πάνω από τη Βόρεια Ευρώπη έχει ως επί το πλείστον ανυψωθεί πάνω από την Αφρική και κινείται σε ύψη πάνω από 1-2 χιλιόμετρα, και έτσι δεν συμβαίνει ανάμειξη με την ρύπανση από τις ευρωπαϊκές περιοχές και τα θαλάσσια σωματίδια.

¹⁹ Pinilis et Pandis 1995

1.3 Τεχνικές τηλεπισκόπησης για ατμοσφαιρικές μελέτες αιωρούμενων σωματιδίων και νεφών

Μετρήσεις που πραγματοποιούνται στην επιφάνεια του εδάφους για καταγραφή πληροφοριών της ατμόσφαιρας ονομάζονται επιτόπιες (in-situ). Οι μετρήσεις αυτές, παρέχουν πληροφορίες για τις οπτικές, χημικές και μικροφυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων, όμως οι πλατφόρμες πάνω στις οποίες πραγματοποιούνται καλύπτουν μόνο μία τοπική περιγραφή των συνθηκών των αιωρούμενων σωματιδίων. Τα αποτελέσματα, συχνά επηρεάζονται από τοπικές πηγές και για αυτό δεν μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να χαρακτηρίσουν την ατμοσφαιρική κατάσταση μακριά από το σημείο της μέτρησης. Εάν πραγματοποιηθούν in-situ μετρήσεις από ένα αεροπλάνο μπορούν να δώσουν και την κατακόρυφη διάσταση, τέτοιες όμως μετρήσεις πραγματοποιούνται συνήθως κατά τη διάρκεια πειραμάτων²⁰.

Τα ηλιακά φωτόμετρα, μέχρι πριν από μερικά χρόνια, αποτελούσαν την βασική μέθοδο καταγραφής των ατμοσφαιρικών συνθηκών. Το δίκτυο AERONET (Aerosol RObotic NETwork)²¹ παρέχει τις οπτικές και μικροφυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων²² κάτω από διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Οι μετρήσεις των φωτομέτρων αφορούν τη συνολική ατμοσφαιρική στήλη, με αποτέλεσμα να μην γίνεται διαχωρισμός των ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων του οριακού ατμοσφαιρικού στρώματος, το οποίο επηρεάζεται από τις τοπικές πηγές και τα σωματίδια της ελεύθερης τροπόσφαιρας, που είναι αποτέλεσμα μεταφοράς σωματιδίων από μεγάλες αποστάσεις.

Άλλος τρόπος καταγραφής των αιωρούμενων σωματιδίων είναι μέσω χρήσης ενεργητικών ή παθητικών μέσων τηλεπισκόπησης, αρκετά ανεπτυγμένων στις μέρες μας. Μεγάλη σημασία έχει η θέση των αιωρούμενων σωματιδίων σε σχέση με το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα, καθώς επηρεάζεται η

²⁰Masonis et al., 2002

²¹Holben et al., 1998

²²Dubovik et al, 2002a, Holben et al., 2001

ανακλαστικότητα τους και η πληροφορία αυτή είναι σημαντική για τον υπολογισμό του ισοζυγίου της ατμόσφαιρας²³.

Το όργανο lidar, η ονομασία του οποίου προέρχεται από τις λέξεις «light detection and ranging», μετράει το αποτέλεσμα της διαμόρφωσης της ακτινοβολίας από τα συστατικά της ατμόσφαιρας. Τα συστήματα αυτά λειτουργούν με την εκπομπή και διάδοση παλμού laser στην ατμόσφαιρα και στην αλληλεπίδραση της με τα συστατικά της ατμόσφαιρας. Με την επεξεργασία του σήματος lidar, συλλέγονται πληροφορίες που αφορούν την σύσταση της ατμόσφαιρας, το είδος του στόχου και την απόσταση από το σημείο εκπομπής της δέσμης.

Τα συστήματα επίγειας ενεργητικής τηλεπισκόπησης lidar προσφέρουν πληροφορίες για την κατακόρυφη κατανομή των αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Με τη βοήθεια κάποιων ατμοσφαιρικών παραμέτρων μπορούμε με τη χρήση των συστημάτων ελαστικής οπισθοσκέδασης lidar να λάβουμε ποσοτική πληροφορία για την ύπαρξη ατμοσφαιρικών στρωμάτων²⁴. Τα συστήματα lidar, παρέχουν σημαντικές πληροφορίες, που βασίζονται στην ανελαστική σκέδαση από μόρια της ατμόσφαιρας για την ποσοτική και ποιοτική μελέτη της κατακόρυφης κατανομής των αιωρούμενων σωματιδίων.

Πέραν των ανωτέρω, οι πληροφορίες σχετικά με τον συντελεστή εξασθένησης και οπισθοσκέδασης της κατακόρυφης κατανομής είναι σημαντικό πλεονέκτημα ενός συστήματος ανελαστικής σκέδασης lidar. Ιδιαίτερα χρήσιμος είναι ο λόγος του συντελεστή εξασθένησης προς τον συντελεστή οπισθοσκέδασης (lidar ratio), που εξαρτάται από το μέγεθος, το σχήμα και τη χημική σύσταση των αιωρούμενων σωματιδίων.²⁵

Εν κατακλείδι, με τα συστήματα lidar μπορούμε να έχουμε λεπτομερείς πληροφορίες για τη κατακόρυφη δομή των σωματιδίων. Με τη τεχνική lidar μπορούν να μετρηθούν διαφορετικά μεγέθη τόσο ατμοσφαιρικά, όσο και μετεωρολογικά. Η οπισθοσκεδαζόμενη ακτινοβολία που ανιχνεύεται και αναλύεται στον κατακόρυφο άξονα, επιτρέπει τη μέτρηση των οπτικών

²³ Haywood and Shine, 1997

²⁴ Bissonete 1986; Fernald 1984; Klett 1981

²⁵ Ansmann et al., 2003, Ferrare et al., 2001, Frankeet et al., 2001, Frankeet et al., 2003a, Müller et al, 2007

ιδιοτήτων αιωρούμενων σωματιδίων, υδρατμών, απόλυτων συγκεντρώσεων αερίων ρύπων ή και αερίων του θερμοκηπίου (O_3 , CO_2 , NO_x , SO_2), χαρακτηριστικά νεφών όπως το ύψος και το πάχος τους και χαρακτηριστικά του Ατμοσφαιρικού Οριακού Στρώματος (ΑΟΣ) όπως τη δομή και το ύψος. Επίσης, αν υπάρχει η δυνατότητα τρισδιάστατης σάρωσης είναι δυνατόν να έχουμε τρισδιάστατη απεικόνιση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης σε αποστάσεις 5-10 km.²⁶

Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης [backscatter coefficient] $[\beta(\lambda, z)]$, της εξίσωσης Raman, εκφράζει το λόγο του ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενου σήματος από τα σωματίδια [355 και 532 nm] προς το ανελαστικά οπισθοσκεδαζόμενο σήμα από το άζωτο [387 και 607 nm]. Ο συντελεστής εξασθένησης [extinction coefficient] $[\alpha(\lambda, z)]$ είναι η εξασθένηση της δέσμης από τα συστατικά της ατμόσφαιρας.

Ο λόγος lidar [lidar ratio] δίνεται από τον τύπο $s(\lambda) = \alpha(\lambda, z) / \beta(\lambda, z) = \text{σταθερό}$, και έχει μεγάλο εύρος τιμών από 10-100 sr.

Ο συντελεστής αποπόλωσης ($\delta = P_{\perp} / P_{\parallel}$), όπου η ένταση (P) πολωμένου οπισθο-σκεδαζόμενου σήματος lidar σε σχέση με την διεύθυνση πόλωσης της αρχικά εκπεμπόμενης ακτινοβολίας laser, μας δίνει πλήθος πληροφοριών για την σφαιρικότητα των αερολυμάτων και των νεφών στην ατμόσφαιρα.

Τέλος ο εκθέτης Ångström, δείχνει την εξάρτηση του συντελεστή εξασθένησης από το μήκος κύματος και εκφράζει το μέγεθος των σωματιδίων.²⁷

1.4 Σκοπός

Στη παρούσα εργασία θα χρησιμοποιήσουμε τις μετρήσεις του LIDAR με σκοπό να μελετήσουμε τα νέφη CCN και INP, που δημιουργήθηκαν κατά τη διάρκεια του πειράματος «CHARADMExp» που έλαβε χώρα από τις 20 Ιουνίου μέχρι τις 10 Ιουλίου του 2014 στο σταθμό της Φινοκαλιάς στο Λασιθί της Κρήτης. Χρησιμοποιούμε τις οπτικές ιδιότητες, σε συνδυασμό με τις μικροφυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων με σκοπό να εκτιμήσουμε της συγκεντρώσεις των CCN και INP νεφικών σχηματισμών.

²⁶ Weitkamp, 2005

²⁷ Scotland R.M., 1971

Η συγκεκριμένη πειραματική εκστρατεία στόχευε στην άντληση των οπτικών, μικροφυσικών και χημικών ιδιοτήτων των θαλάσσιων αερολυμάτων και σωματιδίων σκόνης. Ο χαρακτηρισμός των αερολυμάτων έγινε με τη χρήση επίγειας, ενεργητικής και παθητικής τηλεπισκόπησης, in-situ μετρήσεις καθώς και εναέριες παρατηρήσεις UAV.

Κατά τη διάρκεια του πειράματος πραγματοποιήσαμε μετρήσεις από διάφορα όργανα. Στη παρούσα μελέτη θα χρησιμοποιήσουμε μετρήσεις LIDAR, του φωτόμετρου CIMEL καθώς και από CCN in-situ.

Κεφάλαιο 2^ο

2. Σταθμός μέτρησης και όργανα

2.1 Ο σταθμός της Φινοκαλιάς

Ο σταθμός της Φινοκαλιάς που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις μας δίνει τη δυνατότητα να έχουμε όσο το δυνατόν πιο χαρακτηριστικές μετρήσεις χάρις στην γεωγραφική του θέση.



Εικόνα 6: Σταθμός Φινοκαλιάς στο Λασιθί της Κρήτης (Σταθμός Φινοκαλιάς)

Ο σταθμός (35.338°N , 25.670°E , 252 ASL), βρίσκεται σε μια απομακρυσμένη παραλιακή περιοχή στο βορειοανατολικό τμήμα της Κρήτης. Το κοντινότερο αστικό κέντρο είναι το Ηράκλειο με 150.000 κατοίκους σε απόσταση 70 χιλιομέτρων δυτικά. Ο σταθμός βρίσκεται σε υψόμετρο 250 μέτρα από την επιφάνεια της θάλασσας, με θέα θάλασσα και βρίσκεται σε ένα τομέα 270° με 90° .

Το κοντινότερο χωριό έχει 10 κατοίκους και βρίσκεται σε απόσταση 3 χιλιόμετρα νότια. Οι τουριστικές και οι ανθρωπογενείς δραστηριότητες βρίσκονται κατά κύριο λόγο σε απόσταση μεγαλύτερη των 15 χιλιομέτρων. Η διαμονή για την επίσκεψη επιστημόνων γίνεται είτε στη πόλη της Νεάπολης (19 χιλιόμετρα νοτιοδυτικά) είτε στο Ηράκλειο.

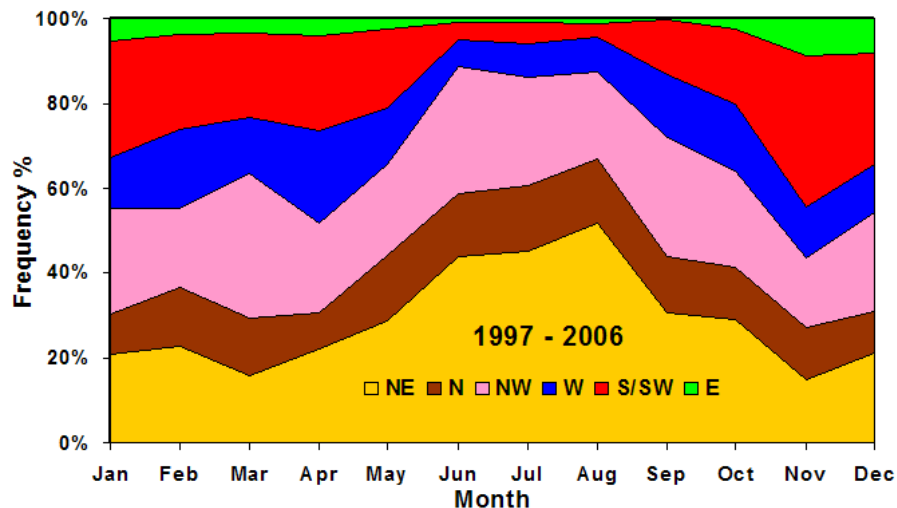
Ο σταθμός λειτουργεί από το τμήμα Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης, εδώ και 23 χρόνια. Ο σταθμός είναι μέρος του European Supersites for Atmospheric Aerosol Research (EUSAAR) και Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network (ACTRIS) Δικτύων και αναφέρεται στο European Monitoring and Evaluation Programme (EMEP) (βάση δεδομένων). Υπάρχει η δυνατότητα για διακρατική πρόσβαση (TNA), στο πλαίσιο της Aerosols, Clouds, and Trace gases Research InfraStructure Network (ACTRIS).

Στα στοιχεία που ακολουθούν παρουσιάζονται συνοπτικά οι μετεωρολογικές συνθήκες στην Φινοκαλιά στην Ανατολική Μεσόγειο. Η περιοχή χαρακτηρίζεται από την ύπαρξη δύο καλά διακριτών εποχών καταμεμημένων ισομερώς μέσα στο έτος: τη ξηρά περίοδο (από τον Απρίλιο έως Σεπτέμβριο) και την υγρή περίοδο (από Οκτώβριο έως Απρίλιο).²⁸

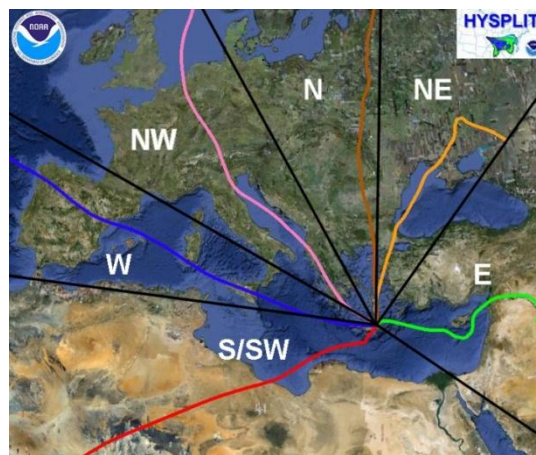
Με βάση μια κατάταξη των 5 ημερών οπισθοσκεδαζόμενων εκπομπών που εκτελούνται για περίοδο 8 ετών (1997-2003), η ξηρή περίοδος χαρακτηρίζεται κυρίως (έως 90%) από ανέμους N / ΒΔ (Κεντρική και Ανατολική Ευρώπη και τα Βαλκάνια) με υψηλή ταχύτητα. Κατά τη διάρκεια της υγρής περιόδου η επικράτηση N / ΒΔ ανέμων είναι λιγότερο έντονη, ενώ παρατηρείται σημαντική μεταφορά από Σαχάρα (άνεμοι N / ΝΔ άνεμοι, εμφανίζονται έως και 20%).²⁹

²⁸ Σταθμός Φινοκαλιάς

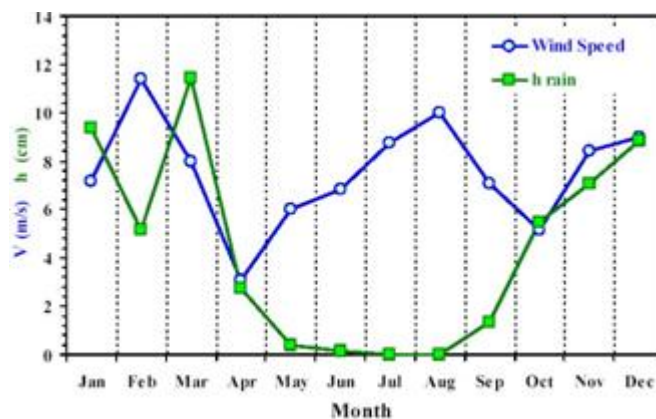
²⁹ Michalopoulos et al., 1997, Kouvarakis et al., 2000, Gerasopoulos et al, 2005



Σχήμα 5: Πέντε ημερών ανάλυση οπισθοσκεδαζόμενων εκπομπών για μια δεκαετία (1997-2006) [Σταθμός Φινοκαλιάς]



Σχήμα 6: Θέση σταθμού [Σταθμός Φινοκαλιάς]



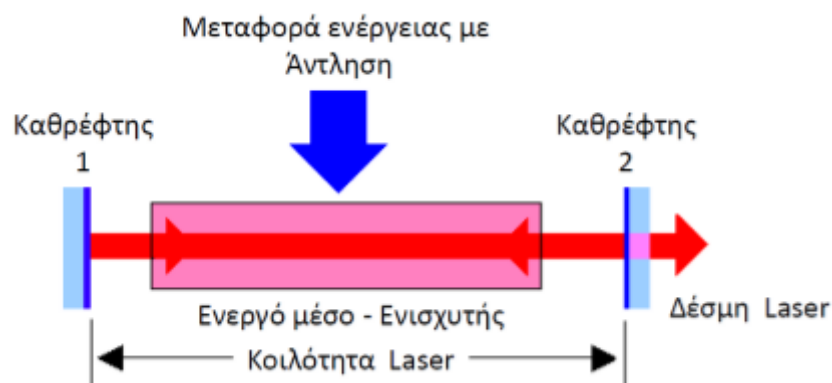
Σχήμα 7: Μετεωρολογικά δεδομένα από ταχύτητα ανέμου και ύψος βροχής στο σταθμό [Σταθμός Φινοκαλιάς]

2.2 Περιγραφή συστήματος lidar

Η τεχνική της τηλεπισκόπησης με ακτίνες laser χρησιμοποιείται ως μια αξιόπιστη και αποτελεσματική μέθοδος παρακολούθησης των συστατικών της ατμόσφαιρας. Θεωρείται μια πρωτοποριακή μέθοδος παρατήρησης των μεταβολών της ατμόσφαιρας καθ' ύψος από την επιφάνεια του εδάφους (όπου τοποθετείται το όργανο) μέχρι και ύψος 10-20 km, χάρις στη υψηλή χωρική διακριτική ικανότητα που διαθέτει, της τάξης των 15-50 m, καθώς και στη χρονική διακριτική ικανότητα που κυμαίνεται από 1-15 m.

Η εκπομπή παλμικής μονοχρωματικής ακτινοβολίας laser και η καταγραφή της οπισθοσκεδαζόμενης ακτινοβολίας, η οποία αντιστοιχεί στο χρόνο που μεσολαβεί ανάμεσα στη εκπομπή και τη λήψη (απόσταση σκεδαστών και πηγής laser), αποτελεί την βασική αρχή λειτουργίας των οργάνων lidar.

Στο σχήμα 8, έχουμε το ενεργό υλικό ανάμεσα σε δύο καθρέφτες (οπτικό αντηχείο). Η οπτική ακτινοβολία βγαίνει πολύ ενισχυμένη από το 2^ο καθρέφτη, ενώ επιτρέπει μικρό μέρος της ακτινοβολίας να περάσει μέσα από αυτόν. Ο πρώτος καθρέφτης είναι κατασκευασμένος με ανακλαστικότητα ίση με 100%.



Σχήμα 8: Αρχή λειτουργίας Laser [Μπενής, 2013]

Ένα οπτικό τηλεσκόπιο συλλέγει την σκεδαζόμενη ακτινοβολία που οδηγεί στη λήψη και καταγραφή των σημάτων lidar. Το οπισθοσκεδαζόμενο σήμα, που προέρχεται από την αλληλεπίδραση των συστατικών της

ατμόσφαιρας, είναι αυτό που αναλύεται από τη τεχνική των σημάτων lidar και μπορεί να καθορίσει την κατακόρυφη κατανομή των κυριότερων ρύπων και συστατικών της ατμόσφαιράς με αρκετά μεγάλη χωρική και χρονική διακριτική ικανότητα περίπου 3-7 m και 10-30 s αντίστοιχα.³⁰

Όλο και μεγαλύτερος αριθμός εφαρμογών λαμβάνει χώρα με τη χρήση των τεχνικών lidar, κάθε μια από τις οποίες βασίζεται σε διαφορετική αλληλεπίδραση της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας με την ατμόσφαιρα. Τα βασικότερα φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα κατά την αλληλεπίδραση της ύλης είναι η απορρόφηση, ο φθορισμός, η σκέδαση, η εξασθένηση, η οπισθοσκέδαση, η ελαστική σκέδαση, η σκέδαση Mie, η σκέδαση Rayleigh, η σκέδαση Raman και τέλος η αποπόλωση.

Η οπισθοσκέδαση είναι η σκέδαση, δηλαδή η αλλαγή διεύθυνσης ενός φωτονίου ή μια δέσμης φωτός, σε γωνία 180° σε σχέση με μια προσπίπτουσα δέσμη φωτός.

Η σκέδαση Mie, δίνει την επίλυση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας σε οποιοδήποτε μήκος κύματος, αλλά εμείς αναφερόμαστε στα μήκη κύματος 355 nm και 532 nm, όπου έχουμε ελαστική σκέδαση από αιωρούμενα σωματίδια και σταγόνες νεφών.

Η σκέδαση Rayleigh είναι σκέδαση από μόρια της ατμόσφαιρας, όταν αναφερόμαστε στα προαναφερθέντα μήκη κύματος. Η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας Rayleigh είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του μήκους κύματος της ακτινοβολίας.³¹

Η σκέδαση Raman είναι μη ελαστική σκέδαση, όπου η αλλαγή της συχνότητας της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας αντιστοιχεί στην διαφορά ενέργειας μεταξύ της αρχικής και τελικής κατάστασης του μορίου. Και τέλος η αποπόλωση, εκφράζει τη μερική οπισθοσκέδαση γραμμικά πολωμένης δέσμης φωτός σε ένα επίπεδο πόλωσης προς τη διεύθυνση διάδοσης της δέσμης.³²

³⁰ Weitkamp, 2005

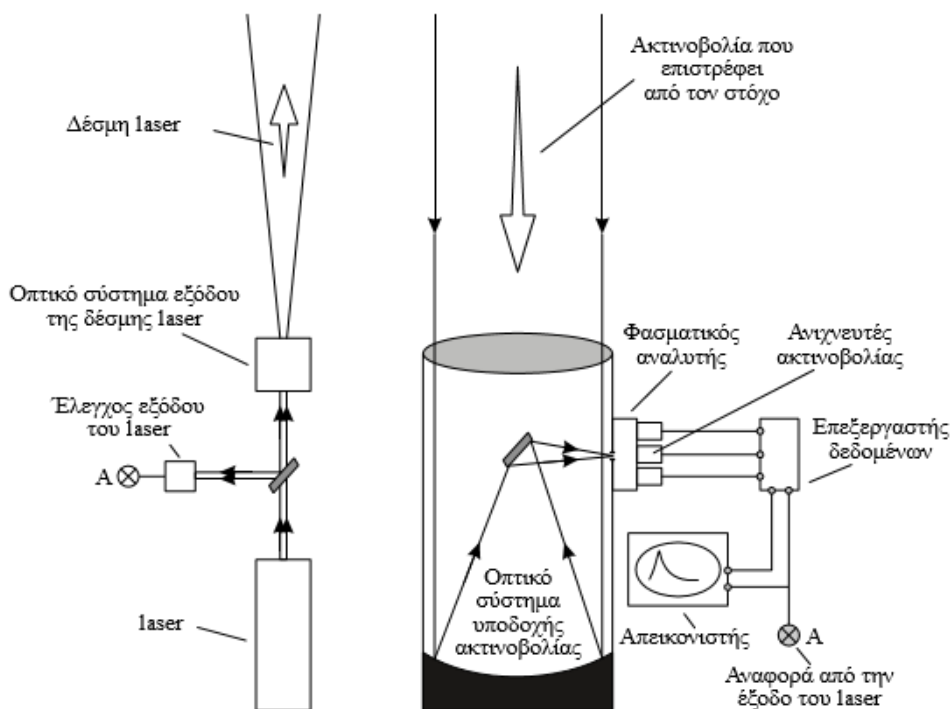
³¹ Rayleigh, 1871

³² Measures, 1984

2.2.1 LIDAR

Ο εξοπλισμός ενός συστήματος lidar αποτελείται κυρίως από μια συσκευή laser και ένα τηλεσκόπιο.

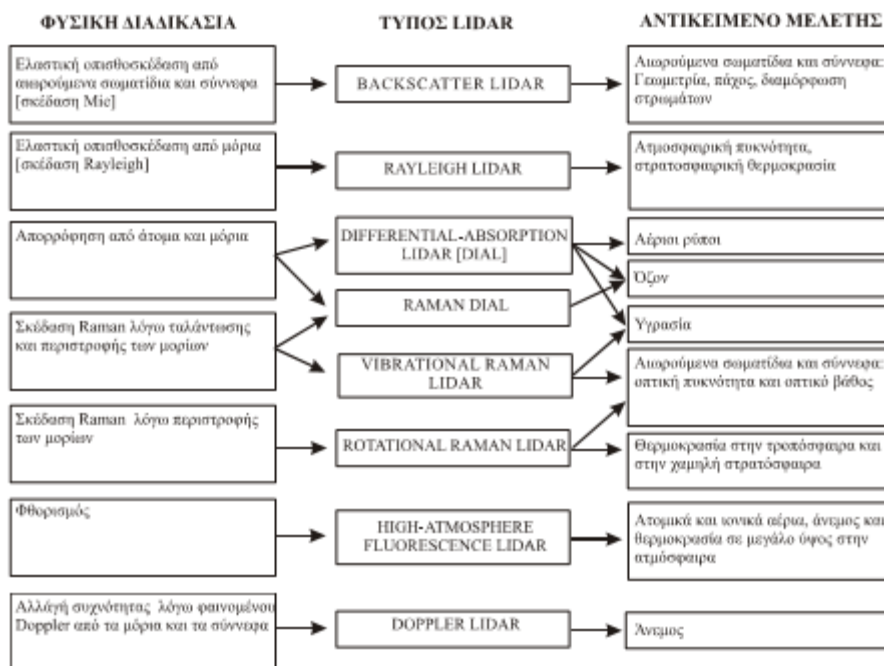
Ένα σύστημα lidar αποτελείται από πέντε βασικά υποσυστήματα: μια παλμική ακτίνα laser, μια διάταξη οπτικών για την εκπομπή της δέσμης, ένα οπτικό σύστημα υποδοχής της ακτινοβολίας που επιστρέφει, έναν ανιχνευτή και τέλος ένα ηλεκτρονικό σύστημα που χρησιμοποιείται για την επεξεργασία-απεικόνιση-αποθήκευση των δεδομένων, όπως φαίνεται και στο σχήμα.



Σχήμα 9: Διάταξη ενός συστήματος Lidar (Αμοιρίδης Β., 2005)

Τα συστήματα lidar ποικίλουν και ανάλογα με τη χρησιμότητα τους παρουσιάζουν διαφορετικές λειτουργίες. Είναι ικανά να ανιχνεύσουν διαφορετικά χαρακτηριστικά τόσο στην ατμόσφαιρά όσο και στο έδαφος, έτσι έχουν ποικίλες εφαρμογές στην αεροναυτική (για τη καθαρότητα του οπτικού ορίζοντα), στη μετεωρολογία (για τις μεταβολές των διαφόρων μετεωρολογικών δεδομένων), την γεωλογία (για τη χαρτογράφηση δασών) και διάφορους άλλους επιστημονικούς κλάδους.

Υπάρχουν διάφορες διατάξεις που βασίζονται στη σκέδαση της ακτινοβολίας laser από τα μόρια της ατμόσφαιρας, όπως στη σκέδαση Rayleigh, και στη σκέδαση Mie που βασίζεται στην σκέδαση από τα αερολύματα. Ο φυσικός μηχανισμός που χρησιμοποιείται στην εκάστοτε μέτρηση μπορεί να κατηγοριοποιήσει τα συστήματα στις ακόλουθες έξι κατηγορίες.



Σχήμα 10: Διάφορα τύποι lidar και τα αντικείμενα μελέτης τους [Weitcamp, 2005]

Τα συστήματα lidar στην ατμόσφαιρα, με τα οποία ασχολούμαστε, διαχωρίζονται ανάλογα με τα μήκη κύματος στα οποία εκπέμπουν, πιο συγκεκριμένα στο ορατό (VIS), το υπέρυθρο (IR) και το υπεριώδες (UV), καθώς και την ένταση της συχνότητας του παλμού. Τα συστήματα lidar που ειδικεύονται για την ατμόσφαιρα έχουν δημιουργηθεί για να ανιχνεύουν ατμοσφαιρικούς ρύπους, αιωρούμενα σωματίδια, την πυκνότητα, θερμοκρασία, σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας καθώς και τον άνεμο και τη συγκέντρωση υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

2.2.2 Βασικές εξισώσεις

Μια από τις βασικές λειτουργίες του lidar είναι η οπισθοσκέδαση. Η εξίσωση οπισθοσκέδασης lidar, η οποία ισχύει για περιοχές πλήρους κάλυψης της δέσμης laser και τις περιοχές του τηλεσκοπίου, για

μονοχρωματική δέσμη laser λ_L , που εκτείνεται κατακόρυφα και σε ατμοσφαιρική περιοχή στην οποία λαμβάνεται χώρα μόνο ελαστική σκέδαση δίνεται από το τύπο:

$$P(\lambda_L, z) = C_0 \frac{\beta(\lambda_L, z)}{z^2} \exp \left[-2 \int_0^z a(\lambda_L, \zeta) d\zeta \right]$$

Πιο αναλυτικά ο ανωτέρω τύπος μας δίνει τη στιγμιαία ισχύ που λαμβάνεται στον χρόνο t ($P(\lambda_L, z)$), που προέρχεται από το $\beta(\lambda_L, z)$ που εκφράζει το χωρικό συντελεστή οπισθοσκέδασης, σε συνδυασμό με το χωρικό συντελεστή εξασθένησης $a(\lambda_L, z)$ και τη σταθερά του συστήματος C_0 .

Ο συντελεστής οπισθοσκέδασης περιγράφει πόσο φως οπισθοσκεδάζεται προς το δέκτη lidar, και εκφράζει μια ειδική τιμή του συντελεστή σκέδασης για γωνία σκέδασης $\theta=180^\circ$. Στην ατμόσφαιρα η σκέδαση προκαλείται από αιωρούμενα σωματίδια και από μόρια, πιο αναλυτικά οι σχέσεις οπισθοσκέδασης και εξασθένησης:

$$\beta(\lambda, z) = \beta_{\text{mol}}(\lambda, z) + \beta_{\text{aer}}(\lambda, z)$$

$$a(\lambda, z) = a_{\text{mol}}(\lambda, z) + a_{\text{aer}}(\lambda, z)$$

η μοριακή σκέδαση οφείλεται κυρίως σε μόρια αζώτου και οξυγόνου και εξαρτάται από την πυκνότητα της ατμόσφαιρας, έτσι όσο απομακρυνόμαστε από τη γήινη επιφάνεια η μοριακή σκέδαση μειώνεται.³³

Ένας τρόπος παρατήρησης των μετρήσεων είναι μέσω της μεθόδου Raman. Για να μπορέσουμε να παρατηρήσουμε σκέδαση με βάση τη συγκεκριμένη μέθοδο πρέπει να υπάρχει μεταβολή της πόλωσης κατά τη διάρκεια της δόνησης. Επιπλέον, απαιτούνται ισχυρές μονοχρωματικές πηγές ακτινοβολίας laser, διότι μόνο 1 στα 10 εκατομμύρια φωτόνια σκεδάζονται κατά Raman. Τέλος, η συχνότητα της προσπίπτουσας δέσμης πρέπει να είναι διαφορετική από τη συχνότητα απορρόφησης του δείγματος. Η εξίσωση Raman δίνεται από τη σχέση:

³³ Bucholtz, 1995

$$P_R(z) = \frac{K_R O(z)}{z^2} a_R(z) \exp\left\{-\int_0^z [\beta_o(z) + \beta_R(z)] dz\right\}$$

Όπου, $O(z) \rightarrow$ συντελεστής επικάλυψης μεταξύ ακτίνας laser και του οπτικού πεδίου όρασης του τηλεσκοπίου, $K_R \rightarrow$ σταθερά που περιλαμβάνει όλες τις ανεξάρτητες παραμέτρους του συστήματος, $a_R(z) \rightarrow$ συντελεστής εξασθένησης Raman, $\beta_R(z) \rightarrow$ συντελεστής οπισθοσκέδασης Rayleigh, $\beta_o(z) \rightarrow$ συντελεστής οπισθοσκέδασης αερολυμάτων.³⁴

Επιπλέον, από το όργανο lidar μετρείται ο συντελεστής αποπόλωσης (δ , depolarization) που μας δείχνει την ένταση του οπισθοσκεδαζόμενου φωτός στις πολώσεις, παράλληλη (\parallel) και κατά μήκος (\perp), οι οποίες είναι κάθετες μεταξύ τους.³⁵ Ο συντελεστής ανάλογα με το μέγεθός του υποδηλώνει την ύπαρξη ή μη σφαιρικών σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Πιο συγκεκριμένα προκύπτει από τη σχέση: $\delta = P_{\perp} / P_{\parallel}$

2.2.3 Σύστημα lidar PollyXT

Το PollyXT LIDAR-arielle λειτούργησε για την ανίχνευση και μέτρηση φορτίου αερολυμάτων στο οριακό στρώμα. Ανήκει στο δίκτυο PollyNET που καλύπτει εδώ και δέκα χρόνια παρατηρήσεις σε πάνω από 20 σταθμούς.

Το PollyXT lidar λειτουργεί με ένα Nd: YAG λέιζερ που εκπέμπει σε μήκος κύματος πρωταρχικό του 1064 nm, το οποίο μετά από διπλασιασμό και τριπλασιασμό της συχνότητας εκπέμπει στα μήκη κύματος 532 και 355 nm, αντίστοιχα. Ο δέκτης αποτελείται από ένα Νευτώνειο τηλεσκόπιο με διάμετρο 300mm και οπτικού πεδίου του 1mrad.

Οι φωτοπολλαπλασιαστές (PMT) χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση των ελαστικά οπισθοσκεδαζόμενων φωτονίων στα μήκη κύματος 355, 532 και 1064 nm, καθώς και για την ελαστική οπισθοσκέδαση φωτονίων σε μήκη κύματος 387 και 607 nm που αντιστοιχεί στη μέθοδο μετατόπισης Raman από μόρια αζώτου σε 355 και 532 nm, αντίστοιχα. Επιπλέον, η

³⁴ Whiteman et al. 2003

³⁵ Van de Hust, 1981

πολωμένη συνιστώσα στα 355 nm μπορεί να ανιχνευτεί και να προσδιοριστεί έτσι, η γραμμική αναλογία αποπόλωσης σωματιδίων. Η κάθετη ανάλυση είναι της τάξης των 30m και τα δεδομένα που αποθηκεύονται αυτόματα προέρχονται από μετρήσεις κάθε 30 s.³⁶

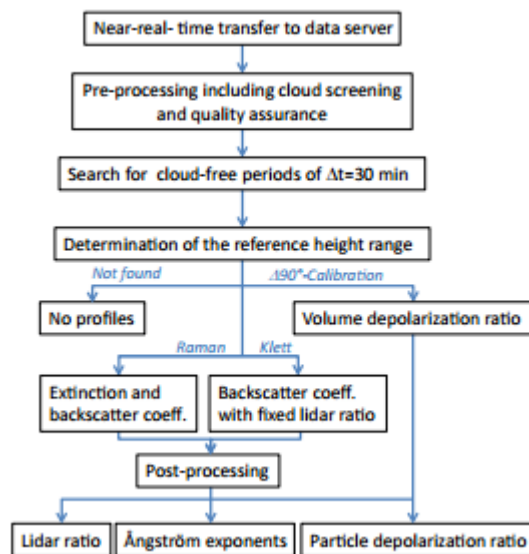
Όλα τα Lidar του δικτύου είναι αυτοματοποιημένα όργανα που πραγματοποιούν μετρήσεις, νεφών και αερολυμάτων, 24 ώρες την ημέρα για 7 ημέρες την εβδομάδα. Είναι τυποποιημένα συστήματα με διαφορετικές δυνατότητες τα οποία μετατρέπουν το ενιαίο μήκος κύματος σε συστήματα πολλαπλού μήκους. Σήμερα υπάρχει και η δυνατότητα βαθμονόμησης και ελέγχου της ποιότητας των δεδομένων. Οι παρατηρήσεις επεξεργάζονται αυτοματοποιημένα σε σχεδόν πραγματικό χρόνο. Μέσω των συστημάτων Lidar δίνεται η δυνατότητα διαχωρισμού των αερολυμάτων (καπνός, σκόνη, θαλάσσια σωματίδια κ.ά.) με βάση τον εκθέτη Ångström.

Το σύστημα Polly σχεδιάστηκε με την δυνατότητα συσσώρευσης έως και 2880 ακατέργαστων αρχείων ανά ημέρα. Για την υλοποίηση της επεξεργασίας των δεδομένων είναι απαραίτητη η χρήση ενός αυτοματοποιημένου αλγορίθμου ανάλυσης δεδομένων. Το σύστημα αυτό είναι διαθέσιμο από το ινστιτούτο TROPOS (<http://www.tropos.de>) και με στόχο να μπορεί να πραγματοποιηθεί ανίχνευση σωματιδίων σε χαμηλά υψόμετρα χρησιμοποιήθηκε ένα κανάλι κοντά στο φάσμα. Η διαδρομή επεξεργασίας των δεδομένων είναι σημαντική και περιέχει τα εξής βήματα:

- Μεταφορά κοντά στον πραγματικό χρόνο των μετρήσεων
- Προ-επεξεργασία των δεδομένων, όπως επεξεργασία υποβάθρου και εύρος διόρθωσης
- Έλεγχος για σύννεφα και ομίχλη
- Ασφάλιση ποιότητας δεδομένων
- Αναζήτηση για εύρος περίπου 30 λεπτών ιδανικότερων συνθηκών για ανάκτηση οπτικών κατακόρυφων κατανομών αερολυμάτων
- Προσδιορισμός του ύψους αναφοράς

³⁶ Hirsikko et al., 2014

Στη συνέχεια υπολογίζονται οι κατακόρυφες κατανομές ανάκτησης με παρόμοιο τρόπο με αυτόν του δικτύου European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET).³⁷ Έπειτα, γίνεται η επιλογή της κατάλληλης μεθόδου Raman ή Klett που εξαρτάται από την αναλογία θορύβου στα κανάλια ανίχνευσης 387 και 607 nm του διάχυτου φωτός της Raman. Και προσδιορίζεται ο συντελεστής οπισθοσκέδασης και εξασθένησης (μέθοδος Raman) ή μόνο η οπισθοσκέδαση (μέθοδος Klett).



Σχήμα 5: Βήματα επεξεργασίας μετρήσεων [Baars et al., 2016]

Ο αυτοματοποιημένος αλγόριθμος, εξαγωγής των αποτελεσμάτων, έχει καταφέρει να εξάγει καθορισμένες κατακόρυφες κατανομές μετρήσεων, οι οποίες αρχικά συγκρίθηκαν με τις κατανομές που αναλύθηκαν χειροκίνητα για συγκεκριμένες χρονικές περιόδους. Η αυτοματοποιημένη ανάλυση γίνεται κάθε τριάντα λεπτά κατά μέσο ορό σύμφωνα με το πρότυπο EARLINET, το οποίο εξάγει αποτελέσματα κάθε μια ώρα. Οι αβεβαιότητες του αλγορίθμου κυμαίνονται στην περιοχή από 5-10% σχετικά με τον συντελεστή οπισθοσκέδασης, ενώ το σφάλμα διαφοροποιείται για το συντελεστή εξασθένησης 10-20% με βάση την μέθοδο Raman.³⁸

Υπάρχει μία πολύ καλή συσχέτιση της χειροκίνητης και αυτοματοποιημένης επεξεργασίας των μετρήσεων του συντελεστή

³⁷ D'Amico et al., 2015

³⁸ Engelmann et al., 2016

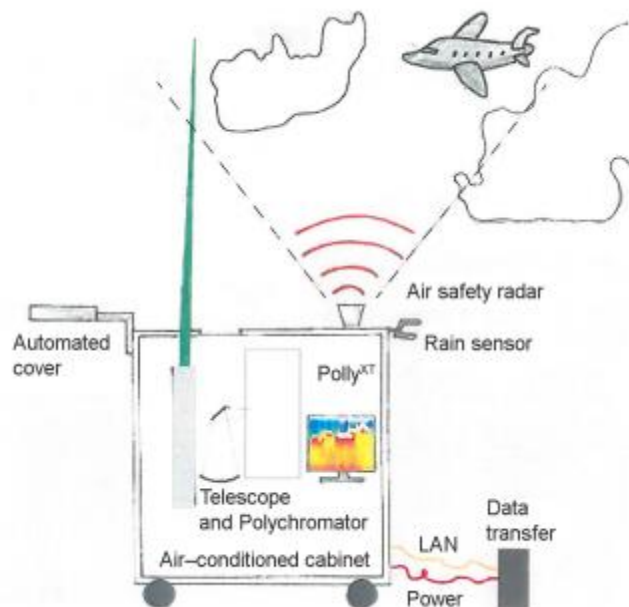
οπισθοσκέδασης των σωματιδίων. Στα 532 nm σχεδόν ταυτίζονται με μόνο μικρές διαφοροποιήσεις, οι οποίες οφείλονται στην χρονική μεταβολή. Στα 355 nm υπάρχει μία καλή συσχέτιση του στρώματος της σκόνης που προέρχεται από την Σαχάρα, ενώ οι διαφοροποιήσεις στο PBL (Planetary Boundary Layer), οφείλονται στα προβλήματα στα 387 nm και έλλειψη πληροφορίας πάνω από τα 500 m στα 355 nm.

Οι διαφοροποιήσεις αυτές μπορούν εν μέρει να οφείλονται στην υψηλή χρονική μεταβλητότητα των αερολυμάτων στο PBL, η οποία είναι εντονότερη σε μικρότερα μήκη κύματος για μικρότερα σωματίδια. Αν και υπάρχουν δυσκολίες στην βαθμονόμηση στα 1064 nm, η συμφωνία του συντελεστή οπισθοσκέδασης είναι αρκετά καλή.³⁹

Σχετικά με τα προφίλ του συντελεστή εξασθένισης, υπάρχει μία πολύ καλή συσχέτιση λαμβάνοντας υπόψη μόνο 30 λεπτά κατά μέσο όρο λόγω αδυναμίας του ύψους από την μέθοδο Raman. Τέλος, η σύγκριση του όγκου και της αναλογίας αποπόλωσης των σωματιδίων ταυτίζεται με την βαθμονόμηση από 190° η οποία αναπτύχθηκε τα τελευταία χρόνια στο πλαίσιο του EARLINET.⁴⁰ Όλα τα παραπάνω παρουσιάζουν την σωστή λειτουργία της ανάλυσης του αυτοματοποιημένου αλγορίθμου ακόμη και στις πολύπλοκες ατμοσφαιρικές συνθήκες.

³⁹ Heese et al., 2010

⁴⁰ Pappalardo et al., 2014



Σχήμα 62: Σχεδιάγραμμα συστήματος LIDAR [Engelmann et al., 2016]

Τα συστήματα Lidar ελέγχονται απομακρυσμένα και υπάρχει η δυνατότητα ρύθμισης αυτόματου κλεισίματος σε περίπτωση βροχόπτωσης. Επιπροσθέτως, τα όργανα αυτά μπορούν να είναι συνδεδεμένα με ένα ασφαλές εναέριο ραντάρ, το οποίο μπορεί να μεταφέρει τα δεδομένα σε ένα κεντρικό εξυπηρετητή όπου να αρχειοθετούνται και να αξιολογούνται. Η ποιότητα των δεδομένων μπορεί με αυτόν τον τρόπο να προσδιοριστεί εύκολα. Η μάζα του συστήματος είναι περίπου 500 κιλά αλλά παρόλα αυτά είναι εύκολο μετακινήσιμο με μηχανοκίνητο όχημα.

Number of channels	8
Height resolution	7.5 m
Maximum altitude	≈ 40 km
Pre-trigger	≈ 256 bins
Electronic count rate	> 600 MHz (sine-wave)
Discriminator level	−5.8 mV (typical)
PMT voltage	H10721P-110: 1.15 V (control voltage) R3236: −2000 V
Max. PMT count rate	60 Mcps (80 Mcps dead-time corrected)
Overall dead time	2–4 ns (varies with individual PMT)
Dark counts	< 50 cps, < 1500 cps (R3236)
Trigger	optical fiber from laser stray light
Maximum laser pulse repetition rate	80 Hz
Connection	PMT control/data readout via Ethernet

Σχήμα 7: Προδιαγραφές νέου υλικού απόκτησης δεδομένων που εφαρμόζεται στο PollyXT [Engelmann et al., 2016]

Στο συγκεκριμένο σύστημα λειτουργούν 3 κανάλια οπισθοσκέδασης (355, 532 και 1064 nm.), 2 Raman κανάλια εξασθένησης, 2 κανάλια αποπόλωσης και ένα κανάλι υδρατμών (407nm). Τα κανάλια 532nm και 607nm παρέχουν μια πλήρη επικάλυψη σε 120m πάνω από το έδαφος. Το LIDAR κατά τη διάρκεια του πειράματος, στεγάστηκε σε ένα υπαίθριο κοντέινερ με αποτέλεσμα να μπορεί να λειτουργεί κάτω από διαφορετικές κλιματολογικές συνθήκες και έχει ένα ξεχωριστό διοπτρικό τηλεσκόπιο 50mm.



Εικόνα 7: PolyXT LIDAR-arielle [Πείραμα CHARADMExp]

2.2.4 Αβεβαιότητα οπτικών ιδιοτήτων

Ανάλογα με τη μέθοδο που θα χρησιμοποιηθεί (Raman – Klett) και τον συντελεστή εξασθένησης μπορούν να προκύψουν διαφορετικά είδη σφαλμάτων κατά τον υπολογισμό του συντελεστή οπισθοσκέδασης.

Πιο συγκεκριμένα, με τη χρήση της μεθόδου Raman, προβλήματα συναντώνται αρχικά στην υπόθεση του ύψους αναφοράς, δηλαδή του ύψους εκείνου όπου θεωρούμε αμελητέα την ύπαρξη σωματιδίων. Δεύτερον, στη λανθασμένη χρήση της εξασθένησης του φωτός από τα μόρια, μέσω χρήσης λανθασμένης κατανομής της πυκνότητας του αέρα. Σφάλμα μπορούν να εμφανιστούν εξαιτίας της αμελητέας διαφοράς διαπερατότητας της ακτινοβολίας από τα σωματίδια στα μήκη κύματος λ_0 και λ_{Ra} και τέλος σφάλματα στην άθροιση του σήματος.

Όταν χρησιμοποιείται η μέθοδος Klett για το συντελεστή οπισθοσκέδασης, υπάρχει μεγαλύτερη πολυπλοκότητα στα σφάλματα. Απαιτείται υπόθεση του λόγου lidar. Για διάφορες τιμές του λόγου lidar από 20-100 sr έχουμε διαφορές στην εκτίμηση του συντελεστή οπισθοσκέδασης από -40% έως 80% και από -20% έως και 30% για τα 532 nm. Εφόσον χρησιμοποιήσουμε την πλησιέστερη Raman μέτρηση, ή κλιματολογικές τιμές⁴¹, η παραμετροποίηση μπορεί να εκτιμηθεί με 20% ακρίβεια.

Σχετικά με το συντελεστή εξασθένησης υπάρχει σημαντική αβεβαιότητα στην εκτίμηση του εκθέτη Ångström, που μπορεί να οδηγήσει σε σφάλματα. Σφάλματα μπορεί να προκύψουν από την λανθασμένη χρήση της εξασθένησης του φωτός από τα μόρια, από τη λανθασμένη κατανομή της πυκνότητας του αέρα, καθώς και σφάλματα μπορεί να προκύψουν στην εκτίμηση της συνάρτησης αλληλεπικάλυσης. Η αβεβαιότητα αυτή αυξάνει, όσο μειώνεται η απόσταση από το σύστημα lidar. Τέλος, όπως και στη περίπτωση της οπισθοσκέδασης σφάλματα συναντώνται κατά την διαδικασία άθροισης πολλών σημάτων, όταν οι οπτικές ιδιότητες της ατμόσφαιρας μεταβάλλονται κατά την διάρκεια της μέτρησης.

Όσον αφορά το λόγο lidar και τον εκθέτη Ångström τα σφάλματά τους οφείλονται στα προαναφερθέντα σφάλματα (συντελεστή οπισθοσκέδασης και εξασθένησης), που είναι της τάξης του 15-40%. Το φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης στις οπτικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων, από την άλλη, μπορεί να θεωρηθεί αμελητέο, σε αντίθεση με τα νέφη cirrus που επιδρά μέχρι και 20%.

Πίνακας 1: Λόγος αποπόλωσης (ελαστικό προς οπισθοσκεδαζόμενο κανάλι), σε διαφορετικά Polly^{XT} συστήματα [Engelmann et al., 2016]

Channel	TROPOS	FMI	OCEANET	UW	DWD	NOA
355 _{total}	0.89 ± 0.08	1.25 ± 0.03	0.70 ± 0.02	0.8 ± 0.02	0.95 ± 0.03	1.00 ± 0.01
355 _{cross}	> 1000	not installed	> 500	> 400	not installed	> 500
532 _{total}	1.43 ± 0.01	1.02 ± 0.02	1.09 ± 0.04	1.02 ± 0.02	0.95 ± 0.02	0.89 ± 0.02
532 _{cross}	> 700	> 700	> 800	> 800	> 1000	> 800
1064 _{total}	1.03 ± 0.02	0.80 ± 0.03	1.08 ± 0.02	0.94 ± 0.04	1.13 ± 0.03	to be measured

⁴¹ Amiridis et al., 2005a

2.3 Φωτόμετρο cimel

Το φωτόμετρο cimel, είναι αυτόματο όργανο μέτρησης της άμεσης, διάχυτης και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας. Αποτελεί ένα από τα πιο διαδεδομένα όργανα μέτρησης ακτινοβολίας παγκοσμίως. Με αυτό είναι δυνατός ο υπολογισμός του οπτικού βάθους της ατμόσφαιρας για διάφορα μήκη κύματος. Το φωτόμετρο χρησιμοποιείται για τη μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων και των υδρατμών.

Ο φωτομετρικός σταθμός του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών ανήκει σε ένα παγκόσμιο δίκτυο μέτρησης αερολυμάτων AERONET (AErosol RObotic NETwork), που αποτελεί τους σταθμούς εδάφους του δορυφορικού συστήματος της NASA (National Aeronautics and Space Administration) και θεωρείται πρότυπο δίκτυο για τη μελέτη των οπτικών και μικροφυσικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων και της επίδρασής τους στο κλίμα, αλλά επίσης και τη βαθμονόμηση αντίστοιχων δορυφορικών μετρήσεων από επίγειους σταθμούς.

Το πρόγραμμα AERONET ένα πρόγραμμα ομοσπονδιακό επίγειας τηλεπισκόπησης σωματιδίων που έχει δημιουργηθεί από τη NASA και το PHOTONS (PHOtométrie pour le Traitement Opérationnel de Normalisation Satellitaire) και έχει επεκταθεί παγκοσμίως. Το πρόγραμμα παρέχει, μια μακροχρόνια, συνεχή, άμεση βάση των οπτικών αερολυμάτων για μικροφυσικές ιδιότητες και για έρευνες και χαρακτηρισμούς αιωρούμενων σωματιδίων συγκρίσιμων με αποτελέσματα δορυφόρων και συσχετίσεις με δεδομένα άλλων βάσεων.

Το φωτόμετρο ακολουθεί, αυτόματα, την πορεία του ηλίου σαρώνοντας τον ουρανό και λαμβάνοντας μετρήσεις της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας σε οπτικό πεδίο 1.2° , σε πολλαπλά μήκη κύματος (340, 380, 440, 500, 675, 870, 940, 1020 και 1064 nm).

Λαμβάνοντας υπ' όψιν όλα τα σφάλματα μέτρησης του οργάνου, η ακρίβεια μέτρησης του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων είναι της τάξης του ± 0.02 για τα δεδομένα επιπέδου 2.⁴² Παίρνοντας τον

⁴² Holben et al., 1998

λόγο των οπτικών βαθών στα 440 και 870 nm, προσδιορίζεται ο εκθέτης Ångström που δίνει την φασματική εξάρτηση του οπτικού βάθους στην ορατή περιοχή του φάσματος. Ο εκθέτης Ångström εξαρτάται άμεσα από το μέγεθος των αερολυμάτων.

Στη παρούσα εργασία επεξεργαζόμαστε δεδομένα επιπέδου 2 των μετρήσεων του φωτόμετρου στα 500 nm, με τη χρήση του οπτικού βάθους των σωματιδίων (Ångström optical depth –AOD), τη κατανομή του όγκου των σωματιδίων και της ακτίνας τους. Το φωτόμετρο ήταν τοποθετημένο στο σταθμό της Φινοκαλίας στα πλαίσια του πειράματος CHARADMExp.



Εικόνα 8: Φωτόμετρο CIMEL CE318 [Πείραμα CHARADMExp]

2.4 Μοντέλα RAMS / ICLAMS

Με κύριο σκοπό τη μελέτη των αλληλεπιδράσεων των αιωρούμενων σωματιδίων με την ατμόσφαιρα, το Ατμοσφαιρικό μοντέλο ICLAMS (Integrated Community Limited Area Modeling System) αναπτύχθηκε από την ομάδα ατμοσφαιρικών μοντέλων και πρόγνωσης καιρού του πανεπιστημίου Αθηνών. Η ανάπτυξη βασίστηκε στο ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS (Regional Atmospheric Modeling System)⁴³.

Το Αριθμητικό Ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) είναι εξέλιξη των ατμοσφαιρικών μοντέλων της δεκαετίας του 1970, αναπτύχθηκε στο Colorado State University σε συνεργασία με την ASTER division of Mission Research Corporation για προσομοίωση και πρόγνωση μετεωρολογικών φαινομένων και για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων⁴⁴. Το μοντέλο επιτρέπει προσομοιώσεις των ατμοσφαιρικών φαινομένων σε μεγάλες κλίμακες.

Το μοντέλο RAMS / ICLAMS είναι ιδιαίτερα κατάλληλο για προσομοιώσεις υψηλής ανάλυσης των νεφών και των βροχοπτώσεων, καθώς περιλαμβάνει μια διπλή πληροφορία (μάζα και αριθμό σωματιδίων) σε ένα σύστημα μικροφυσικών μηχανισμών⁴⁵ περιγράφει τις διαδικασίες νεφών για τις επτά κατηγορίες των υγρών κατακρημνισμάτων (σταγονίδια των νεφών, τα σταγονίδια της βροχής, καθαρό πάγο, χιόνι, τα αδρανή υλικά, μαλακό χαλάζι και χαλάζι). Οι φυσικές εκπομπές (σκόνη, θαλασσινό αλάτι) περιλαμβάνονται στο μοντέλο για τον υπολογισμό μεταφοράς της ακτινοβολίας στο σύστημα RRTM⁴⁶, καθώς και για τον υπολογισμό των πυρήνων συμπύκνωσης νεφών (CCN) και πυρήνων πάγου (IN) που ενεργοποιούνται.⁴⁷

⁴³ Pielke et al., 1992 ; Cotton et al., 2003

⁴⁴ Pielke et al., 1992

⁴⁵ Meyers et al., 1997

⁴⁶ Mlawer et al, 1997. Iacono et al., 2000

⁴⁷ Foudoukis & Nenes, 2005, Barahona & Nenes, 2009

2.4.1 Εκπομπές σκόνης

Η παραγωγή της σκόνης οφείλεται στην αποκόλληση και ανύψωση των μικρών σωματιδίων από το έδαφος με τη βοήθεια του ανέμου. Τα μεγαλύτερα σωματίδια της άμμου ($D > 60 \mu\text{m}$) ανυψώνονται με τον άνεμο, αλλά λόγω βαρύτητας εναποτίθενται γρήγορα.

Η κατανομή και μεταφορά των σωματιδίων σκόνης περιγράφεται με τη μέθοδο ανεξάρτητων “κλάσεων” (bin-method) ⁴⁸. Κάθε κλάση έχει ανεξάρτητη κατανομή, και έτσι επιτρέπεται ο ακριβής χειρισμός του αριθμού των σωματιδίων και των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης. Η κατακόρυφη ροή σκόνης θεωρείται ότι κατανέμεται ανάλογα με το μέγεθος των σωματιδίων σε μια αναλυτική, λογαριθμική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (lognormal probability density function – PDF). Οι παράμετροι που χαρακτηρίζουν τις πηγές σκόνης: είναι η μέση διάμετρος κατανομής αριθμού σωματιδίων (number median diameter), μέση διάμετρος κατανομής μάζας σωματιδίων (mass median diameter), γεωμετρική τυπική απόκλιση και M το ποσοστό μάζας σε κάθε “τάξη”. ⁴⁹

2.4.2 Εκπομπές θάλασσα-αλάτι

Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία ο μηχανισμός εισαγωγής σωματιδίων αλατιού στην ατμόσφαιρα υποβοηθείται από τον αφρισμό που δημιουργείται στο πάνω μέρος ενός κύματος (whitecap) και απομακρύνεται μέσω του ανέμου.

Για τις εκπομπές θαλάσσιου άλατος χρησιμοποιούνται δύο κατηγοριοποιήσεις μεγεθών (μικρά και μεγάλα σωματίδια). Τα μικρά εισάγονται στην ατμόσφαιρα με το μηχανισμό που προαναφέρθηκε στο ύψος της ακτογραμμής, ενώ τα μεγάλα στο λευκό ορίου της ανοιχτής θάλασσας. ⁵⁰ Η κατανομή μεγεθών σωματιδίων αλατιού στο μοντέλο θεωρείται ότι ακολουθεί μια λογαριθμική κανονική κατανομή με δύο σκέλη (bimodal distribution) με μέσες διαμέτρους και τυπικές αποκλίσεις.

⁴⁸ Zender et al., 2003

⁴⁹ Solomos et al. 2011

⁵⁰ Monahan et al, 1986, Gong, 2003, Zhang et al., 2005

Τα σωματίδια σκόνης και το θαλασσινό αλάτι δεν έχουν χημικώς διαφοροποιηθεί στο μοντέλο. Οι βιογενείς εκπομπές υπολογίζονται απευθείας ακολουθώντας τη μέθοδο που περιγράφεται στο Guenther et al. (1995). Η χημεία της υδάτινης υπορουτίνας υπολογίζει τις αλλαγές στις συγκεντρώσεις ρύπων λόγω της αλληλεπίδρασης των αερίων με σταγονίδια.

Ο αριθμός των σταγόνων στο ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS6.0 υπολογίζεται με βάση ένα σταθερό αριθμό πυρήνων συμπύκνωσης (CCN), ο οποίος καθορίζεται ανάλογα με τη προσομοίωση και παραμένει σταθερός σε όλο το πείραμα, ενώ η χημική σύσταση θεωρείται σταθερή. Ο αριθμός των CCN που θα ενεργοποιηθούν και θα σχηματίσουν νεφροσταγονίδια είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα, του υπερκορεσμού, της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας και του αρχικού αριθμού των διαθέσιμων CCN.⁵¹ Ο αριθμός των CCN που θα συμπυκνωθούν σε σταγόνες νέφους επηρεάζεται από τις συνθήκες του περιβάλλοντος και τα χαρακτηριστικά των πυρήνων συμπύκνωσης. Ο υπολογισμός αυτός γίνεται στο RAMS με βάση ενός πίνακα (look-up table).

Ο σχηματισμός πυρήνων πάγου (IN) υπολογίζεται με βάση μελέτη των Barahona και Nenes (2009 a,b). Το αδιάλυτο κλάσμα της σκόνης συμβάλλει στην πρόγνωση σχηματισμού πάγου μετά την διατύπωση του Meyers et al. (1992). Γιγάντιοι πυρήνες συμπύκνωσης νεφών (GCCN) παραμετροποιούνται στο μοντέλο χρησιμοποιώντας την προσέγγιση από Barahona et al. (2010 a,b).

Τα σωματίδια σκόνης μπορούν να δράσουν τόσο ως CCN (έως 10% της συγκέντρωσης του αριθμού τους), και (μέχρι 100%), ενώ τα σωματίδια θαλάσσιου αλατιού μπορεί να ενεργοποιηθούν μόνο ως CCN. Το διαλυτό κλάσμα μάζας των σωματιδίων θεωρείται ότι είναι 0,33 για ορυκτά σκόνης και 1 για θαλασσινό αλάτι⁵².

⁵¹ Cotton et al., 2003

⁵² Binkowski & Shankar, 1995

Η κατανομή του μεγέθους αεροζόλ ακολουθεί μια τροπική προσέγγιση χρησιμοποιώντας τρεις λογαριθμικές κατανομές που περιλαμβάνουν την Aitken ($D = 0,01-0,1 \mu\text{m}$), τη συσσώρευση ($D = 0.1-2.5 \mu\text{m}$), και το χοντρόκοκκα σωματίδια ($D > 10 \mu\text{m}$).

Οι επιπτώσεις της ακτινοβολίας στα αερολύματα υπολογίζονται με RRTMG (Rapid Radiative Transfer Model) με τον καθορισμό των οπτικών ιδιοτήτων τους σε κάθε φάσμα. Οι οπτικές ιδιότητες των ορυκτών σκόνης και του αλατιού της θάλασσας εξαρτώνται άμεσα από τις κατανομές μεγέθους και την σχετική υγρασία.



Εικόνα 9: Αφρισμός στο πάνω μέρος των κυμάτων

Κεφάλαιο 3^ο «Μεθοδολογία»

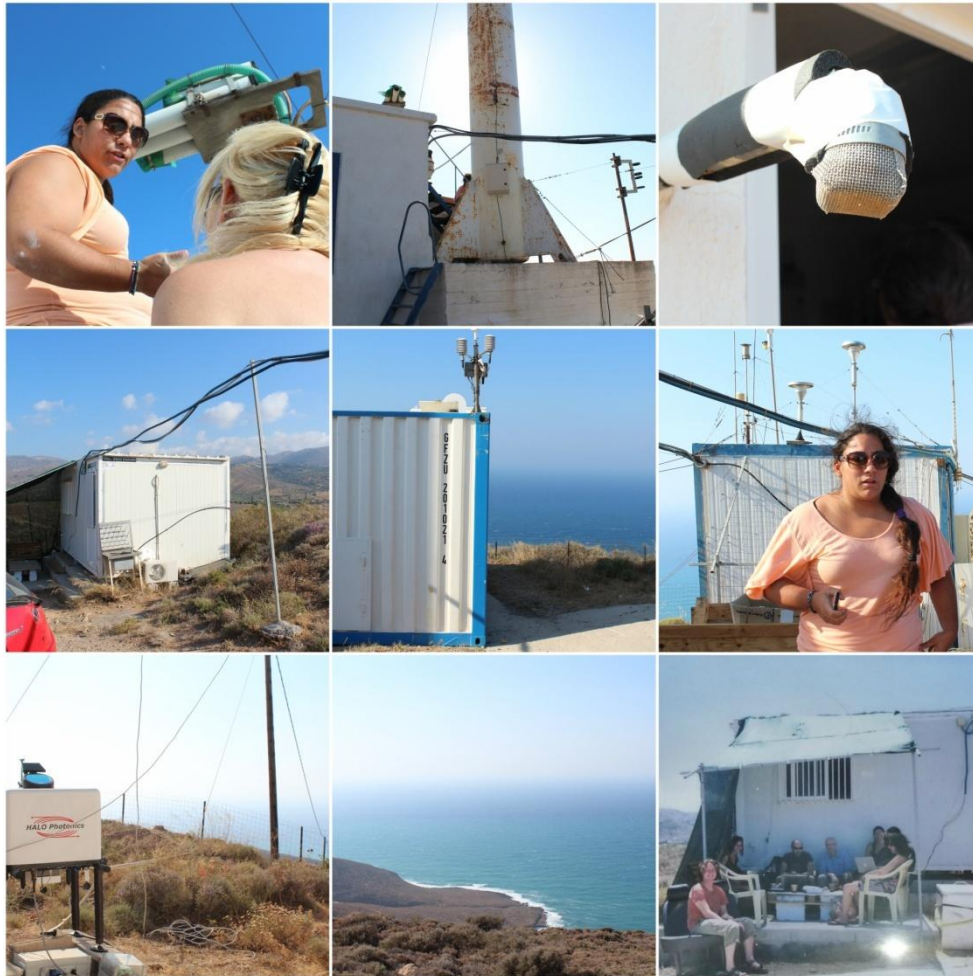
3.1 Πείραμα CHARADMExp

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 2014 (20 Ιουνίου - 10 Ιουλίου), έλαβε χώρα στο σταθμό της Φινοκαλιάς στη Κρήτη το πείραμα CHARADMExp (<http://charadmexp.gr/about/>), χρηματοδοτούμενο από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό Διαστήματος (ESA), με σκοπό την ανίχνευση των οπτικών, μικροφυσικών και χημικών ιδιοτήτων σωματιδίων. Ειδικότερα, ο χαρακτηρισμός των σωματιδίων έγινε με ταυτόχρονη χρήση επίγειων ενεργητικών και παθητικών δεκτών τηλεπισκόπησης, επίγειων μετρήσεων και UAV παρατηρήσεων.

Όπως έχει ήδη προαναφερθεί για τη διεξαγωγή της παρούσας εργασίας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα μετρήσεων από το φωτόμετρο CIMEL από όλο το σύνολο των μετρήσεων. Τις μετρήσεις του φωτομέτρου τις συλλέξαμε από 16 Ιουνίου (4 μέρες πριν από την επίσημη έναρξη του πειράματος, την ημέρα που φτάσαμε στο σταθμό) μέχρι τις 23 Ιουλίου. Ως τελικό προϊόν των μετρήσεων προέκυψαν κατά μέσο όρο τέσσερις μετρήσεις ανά ημέρα. Οι μετρήσεις του φωτομέτρου χρησιμοποιούνται με σκοπό να εξαγάγουμε τους επιθυμητούς συντελεστές για τη ανίχνευση των CCN και INP που δημιουργήθηκαν. Πιο συγκεκριμένα, όπως έχουμε ήδη αναφέρει (Κεφ. 2.3), χρησιμοποιούμε τις μετρήσεις από AOD 500nm, Ångström 440-870 nm, καθώς και τη κατανομή του όγκου σε συνδυασμό με την ακτίνα των σωματιδίων.

Επιπρόσθετα, χρησιμοποιήθηκε το μοντέλο RAMS (οπισθοτροχιές αερίων μαζών) που τρέξαμε κατά τη διάρκεια του πειράματος για καλύτερη ανίχνευση της προέλευσης των σωματιδίων.

Τέλος, χρησιμοποιούνται μετρήσεις του Polly^{XT} lidar, που πραγματοποίησε μετρήσεις από τις 17 Ιουνίου (ημερομηνία άφιξης στο σταθμό), μέχρι τις 11 Ιουλίου 2014. Το Lidar δίνει αποτελέσματα από τις μετρήσεις με τον αυτόματο αλγόριθμο που αναλύθηκε (κεφ.2.2.3) κάθε 30 περίπου λεπτά δευτέρου επιπέδου (Level 2, πέραν των αποτελεσμάτων πρώτου επιπέδου- Level 1- που διατίθενται προς επεξεργασία).



Εικόνα 10: Στιγμιότυπα από το σταθμό κατά τη διάρκεια του πειράματος

Χρησιμοποιήσαμε τις μετρήσεις δευτέρου επιπέδου (Level 2) καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος με σκοπό να πραγματοποιήσουμε τη κατηγοριοποίηση των μετρήσεων (που θα αναλυθεί στη συνέχεια), για την εξαγωγή συντελεστών με στόχο τον υπολογισμό CCN και INP. Εστιάζουμε σε πέντε μελέτες περίπτωσης, από δεδομένα πρώτου επιπέδου (Level 1) που είχαν επεξεργαστεί, εκ των οποίων οι δύο αφορούν περιπτώσεις ανάμειξης σωματιδίων (μια dust-marine 04/07 και dust-non dust 26/06), καθώς και τρεις περιπτώσεις με καθαρά θαλάσσια σωματίδια (marine cases 23/06-02/07-15/07) καθότι η θέση του σταθμού ενδείκνυται για την ανίχνευσή τους.

3.2 Τυποποίηση Σωματιδίων

Έχοντας συλλέξει το σύνολο των μετρήσεων, που αναφέραμε στο Κεφ. 3.1, που έλαβαν χώρα από το φωτόμετρο CIMEL, κατά τη διάρκεια του πειράματος, θέλουμε να τις διαχωρίσουμε σε τρεις κατηγορίες: τις μέρες που

έχουμε αμιγή θαλάσσια σωματίδια, μέρες με αμιγή σκόνη και τέλος μέρες που έχουμε ανάμειξη σωματιδίων σκόνης και θαλάσσιων σωματιδίων.

Αρχικά, συγκρίνουμε τις ώρες που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις του φωτομέτρου σε συνδυασμό με τις μετρήσεις LIDAR και πιο συγκεκριμένα τις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή αποπόλωσης (pd-προϊόντα δευτέρου επιπέδου –Level 2), για κάθε μια εκ των μετρήσεων, με σκοπό να πραγματοποιήσουμε μια πρώτη τυποποίηση των σωματιδίων. Στη συνέχεια, χρησιμοποιούμε μόνο τις μετρήσεις του CIMEL για να πραγματοποιήσουμε τη κατηγοριοποίηση των μετρήσεων με βάση το οπτικό βάθος των σωματιδίων (AOD) και του δείκτη Ångström (AE).

Άλλος διαχωρισμός, πραγματοποιείται με βάση το RAMS/ICLAMS μοντέλο που έτρεξε κατά τη διάρκεια του πειράματος.

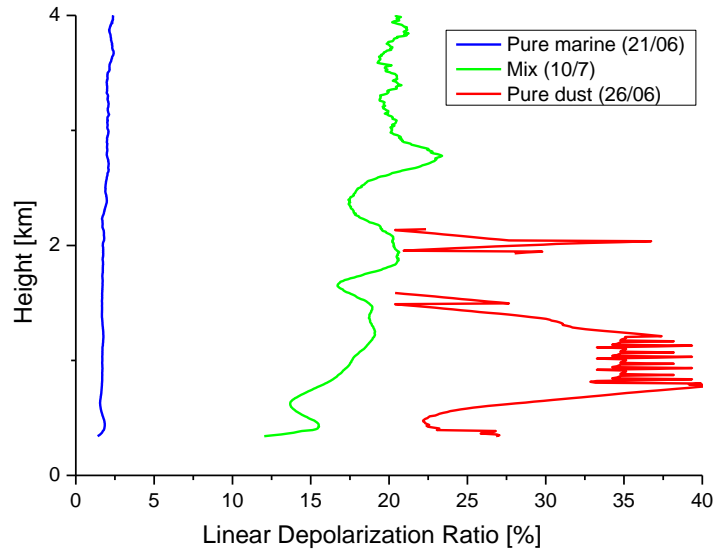
Τέλος παρατηρούμε τα μοντέλα, του Air Resources Laboratory (ARL), που μας δείχνουν τις οπισθοτροχίες αερίων μαζών τεσσάρων ημερών πριν από τη μέτρηση για συμπληρωματικό έλεγχο των σωματιδίων και ότι δεν έχουμε συμπεριλάβει στις περιπτώσεις ανάμειξης σωματιδίων, σωματίδια ανθρωπογενών ρύπων. Όλες οι παραπάνω μέθοδοι αναλύονται παρακάτω.

3.2.1 Τυποποίηση με παραμέτρους LIDAR

Στόχος μας είναι να κατηγοριοποιήσουμε τις μετρήσεις του CIMEL σε τρεις κατηγορίες, όπως προαναφέραμε ανάλογα με το τύπο των σωματιδίων που συναντάμε. Ο συγκεκριμένος διαχωρισμός επιτυγχάνεται παρατηρώντας τις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή αποπόλωσης (particle depolarization-pd) που προκύπτουν από τα προϊόντα δευτέρου επιπέδου.

Με αυτόν τον τρόπο δημιουργούμε τρεις κατηγορίες. Στην κατηγορία 1 ανήκουν τα σωματίδια που είναι αμιγή θαλάσσια σωματίδια και έχουν τιμές $0\% < pd < 5\%$. Στη δεύτερη κατηγορία έχουμε ανάμειξη θαλάσσιων σωματιδίων και σωματιδίων σκόνης με τιμές $5\% < pd < 20\%$ και τέλος στη τρίτη κατηγορία τα σωματίδια που ανήκουν σε αμιγή σκόνης με τιμές $20\% < pd < 40\%$.

Τις μετρήσεις που δεν παρατηρούμε αμιγή κατακόρυφες κατανομές (των τιμών pd), δεν τις κατατάσσουμε σε καμία από τις ανωτέρω κατηγορίες.



Σχήμα 14: Ενδεικτικά προφίλ συντελεστή μερικής αποπόλωσης των τριών κατηγοριών, με μπλε θαλάσσια σωματίδια -21.06.2014, με πράσινο ανάμιξη των δυο τύπων σωματιδίων-10.7.2014 και με κόκκινο σωματίδια σκόνης-26.06.2014

Στη παραπάνω σχήμα εμφανίζονται τρεις χαρακτηριστικές κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή αποπόλωσης σωματιδίων από τις μετρήσεις lidar. Η κατακόρυφη κατανομή στα αριστερά (μπλε) ανήκει σε μια ημέρα με αμιγή θαλάσσια σωματίδια, καθότι παρατηρούμε ότι κυμαίνονται οι τιμές του συντελεστή αποπόλωσης στο εύρος 0%-5%. Η μεσαία κατανομή (πράσινο), απεικονίζει ένα χαρακτηριστικό προφίλ συντελεστή αποπόλωσης σωματιδίων από μέρα με ανάμειξη σωματιδίων (dust-marine), καθότι και οι τιμές του συντελεστή εμφανίζονται 5%-20%. Τέλος, χαρακτηριστική κατανομή συντελεστή αποπόλωσης για αμιγή σωματίδια σκόνης είναι το κόκκινο σχήμα, όπου οι τιμές του συντελεστή παρατηρούνται από 20%-40%. Ελάχιστα χαμηλότερες τιμές εμφανίζονται πλησίον του εδάφους (κάτω από 20%), αλλά τις αφηγάμε λόγω σφαλμάτων κάτω από τα 500 m.

3.2.1.1 Μετρήσεις με παρουσία αστικής ρύπανσης

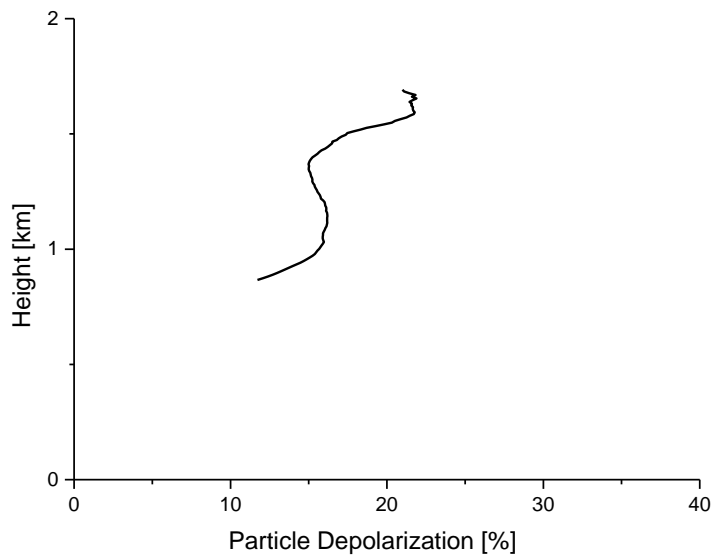
Τις περιπτώσεις που με βάση τις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή αποπόλωσης τις κατατάσσουμε στη δεύτερη κατηγορία (ανάμειξη σωματιδίων), απαιτείται να τις επανεξετάσουμε. Επιθυμητό είναι να έχουμε περιπτώσεις με ανάμειξη θαλάσσιων σωματιδίων και σκόνης, ενώ η ύπαρξη ανάμειξης με ανθρωπογενής ρύπους δεν είναι επιθυμητή, διότι δεν μας ενδιαφέρει στη διεξαγωγή της παρούσας μελέτης. Για το λόγο που

προαναφέρθηκε ελέγχουμε τις χρονοσειρές από το lidar στην ιστοσελίδα του πειράματος, σε συνδυασμό με το μοντέλο του ARL ώστε να εξετάσουμε τη προέλευση των σωματιδίων.

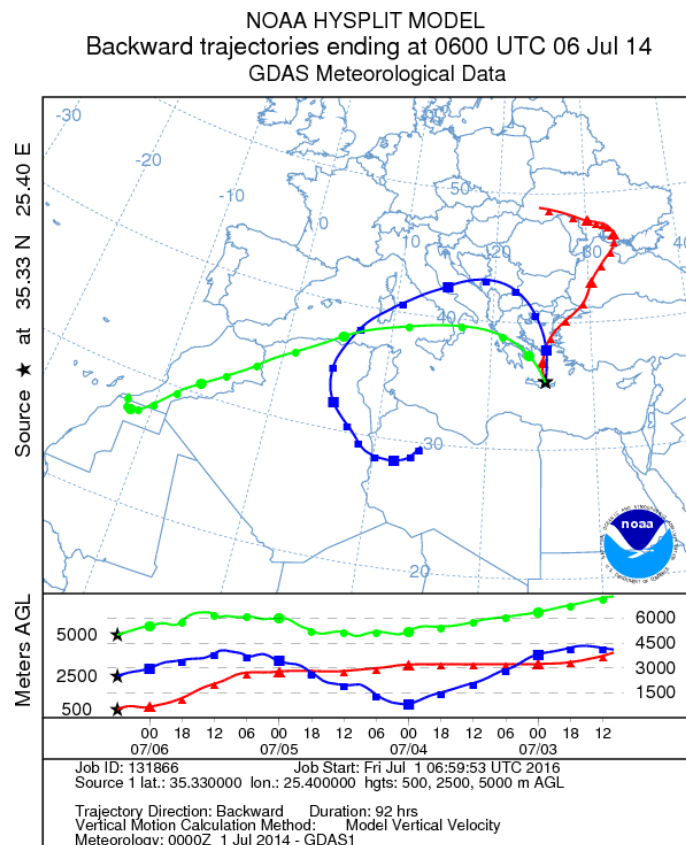
Εάν από την επανεξέταση παρατηρηθεί ότι η ανάμειξη των σωματιδίων δεν προέρχεται από αμιγή σωματίδια θαλάσσια και σκόνης, τότε δεν τη συμπεριλαμβάνουμε για την εξαγωγή των συντελεστών.

Έτσι έχοντας εξετάσει τη κατακόρυφη κατανομή, παρατηρούμε τη χρονοσειρά, και στη συνέχεια το μοντέλο. Εάν από τη χρονοσειρά εμφανίζεται η ύπαρξη δύο διαφορετικών επιπέδων σε κάποιο από τα τρία κανάλια (355 nm, 532 nm, 1064 nm), σε συνδυασμό με το συντελεστή αποπόλωσης, και παρατηρήσουμε ότι εμφανίζεται ένα επίπεδο ψηλά (έχουμε αποκλείσει τη πιθανότητα να είναι marine) το οποίο δεν είναι σκόνη, τότε υποψιαζόμαστε την ύπαρξη αστική ρύπανσης.

Τέλος συμπληρωματικά, εξετάζοντας τις οπισθοτροχιές του μοντέλου παρατηρούμε αν τα σωματίδια, τα οποία εντοπίστηκαν κατά τη μέτρηση μας, έχουν ακολουθήσει μια διαδρομή πάνω από αστικές περιοχές (για παράδειγμα εάν τα σωματίδια έχουν διανύσει μια διαδρομή πάνω από το κέντρο της Αθήνας, ή από χερσαίο τμήμα με έντονες ανθρωπογενείς δραστηριότητες), με αποτέλεσμα την επιβεβαίωση της προηγούμενης υποψίας. Έχοντας εκτελέσει όλα τα παραπάνω βήματα πλέον δεν συμπεριλαμβάνουμε τη συγκεκριμένη μέτρηση, στις μετρήσεις που θα χρησιμοποιηθούν για την εξαγωγή των συντελεστών.



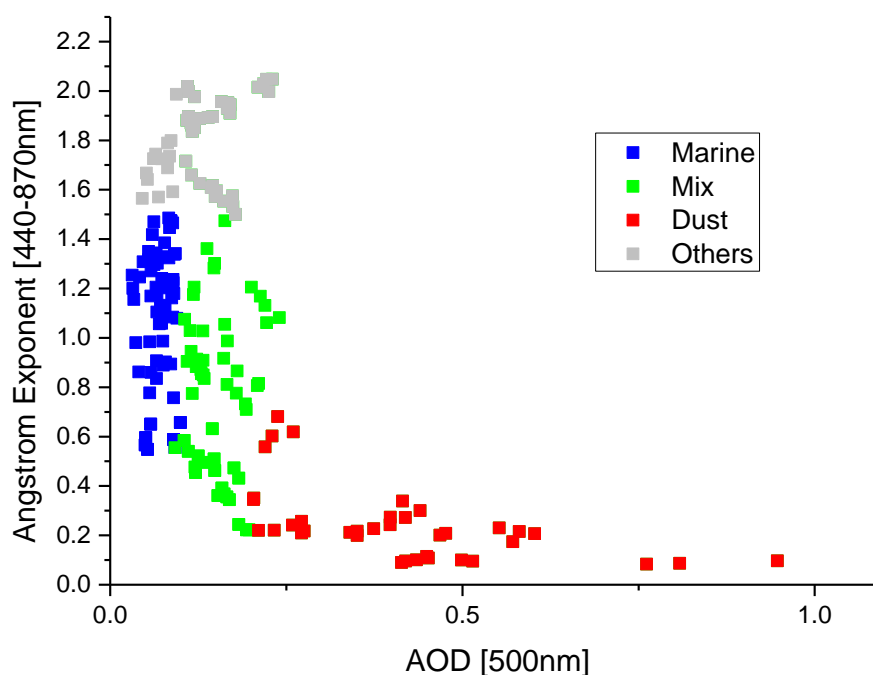
Σχήμα 15: Κατακόρυφη κατανομή συντελεστή αποπόλωσης 6/7/2014, που θα το κατατάσσαμε στη κατηγορία 2



Σχήμα 16: Μοντέλο οπίσθιων εκπομπών (Πηγή: ARL)

3.2.2 Τυποποίηση με παραμέτρους CIMEL

Χρησιμοποιούμε το σύνολο των μετρήσεων κατά τη διάρκεια του πειράματος (16/06-23/07) του φωτόμετρου με σκοπό να δημιουργήσουμε τρεις κατηγορίες σωματιδίων, τα θαλάσσια σωματίδια (Κατηγορία 1), τα σωματίδια ανάμειξης (Κατηγορία 2) και τα σωματίδια σκόνης (Κατηγορία 3), χρησιμοποιώντας τον ΑΕ και το AOD. Έτσι στην κατηγορία 1 τοποθετούμε τις μετρήσεις με $AOD < 0.1$ και $1.5 < AE$, στη δεύτερη κατηγορία (σωματίδια ανάμειξης) έχουμε $0.1 < AOD < 0.2$ και $0.7 > AE$, καθώς και $AOD > 0.1$ και $1.5 > AE > 0.7$ ενώ στη Τρίτη κατηγορία $AOD > 0.2$ και $AE < 0.7$. Οι μετρήσεις με $AE > 1.5$ ανήκουν σε άλλο τύπο σωματιδίων που δεν μας ενδιαφέρει στη παρούσα μελέτη.⁵³ Με αυτόν τον τρόπο αυτό κατηγοριοποιούνται όλες οι μετρήσεις του φωτομέτρου, όπως φαίνεται στο σχήμα 17.



Σχήμα 17: Κατηγοριοποίηση με παραμέτρους CIMEL

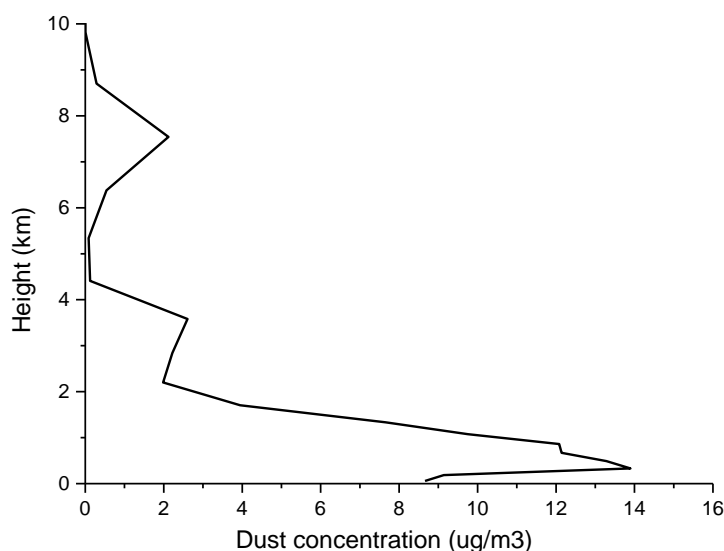
⁵³ Raghavendra et al.2013

3.2.3 Τυποποίηση με βάση το μοντέλο RAMS/ICLAMS

Ο τρίτος τρόπος κατηγοριοποίησης των σωματιδίων γίνεται με τη χρήση του μοντέλου RAMS/ICLAMS. Καθ' όλη τη διάρκεια του πειράματος, το μοντέλο έτρεχε για συγκεντρώσεις σκόνης και συγκεντρώσεις θαλάσσιου άλατος, κάθε 3 ώρες. Χρησιμοποιώντας τα προφίλ των μετρήσεων για τις αντίστοιχες ώρες των μετρήσεων του CIMEL, χρησιμοποιούμε τα ολοκληρώματα από τις μετρήσεις του μοντέλου σκόνης και θαλάσσιου αλατιού και εφαρμόζουμε τον τύπο:

$$m = \frac{dust}{dust + marine}$$

Έτσι δημιουργούνται οι τρεις κατηγορίες, όπου $0 \leq m \leq 0.2$ ανήκουν στη κατηγορία θαλάσσιων μετρήσεων, $0.2 < m \leq 0.8$ ανάμειξη σωματιδίων και $0.8 < m \leq 1$ μετρήσεις σκόνης.



Σχήμα 18: Ενδεικτικά συγκέντρωσης σκόνης από το μοντέλο

3.3 Εξαγωγή συντελεστών για τον υπολογισμό CCN και INP

Για να μπορέσουμε να ανακτήσουμε τη κατακόρυφη κατανομή για τα CCN και INP, χρειαζόμαστε δεδομένα από τις μετρήσεις του φωτομέτρου CIMEL που πραγματοποιούνταν ταυτόχρονα με το σύστημα LIDAR και έτσι να δημιουργήσουμε μια σύνδεση των μικροφυσικών ιδιοτήτων των δύο οργάνων (των μετρήσεων της κατανομής όγκου σωματιδίων από το CIMEL, σε συνδυασμό με τις μετρήσεις των προφίλ οπισθοσκέδασης από το lidar). Χρειάζεται να γνωρίζουμε τη σχέση μεταξύ των μικροφυσικών παρατηρήσεων και πιο συγκεκριμένα τον αριθμό συγκέντρωσης σωματιδίων, που προέρχεται από το CIMEL με ακτίνες μεγαλύτερες των 100 nm, 250 nm, 290 nm και 500 nm (n_{100} , n_{250} , n_{290} , n_{500} αντίστοιχα), και του συντελεστή εξασθένησης για χαρακτηριστικές περιπτώσεις σκόνης, θαλάσσιων σωματιδίων, καθώς και ανάμιξη αυτών.⁵⁴

Η κατανομή του όγκου των σωματιδίων από το CIMEL δίνεται σε 22 σημεία (διαφορετικής ακτίνας) σε ίση λογαριθμική απόσταση. Χρησιμοποιούμε τη κατανομή του όγκου από το φωτόμετρο για να τη μετατρέψουμε σε αριθμητική κατανομή, με σκοπό τον υπολογισμό των n_{100} , n_{250} , n_{290} , n_{500} , σύμφωνα με τους ακόλουθους τύπους:

$$n_{100} = \sum_{i=4}^{i=22} X_i$$

όπου είναι σωματίδια μεγαλύτερα από τα 100 nm και θα χρησιμοποιηθεί στην πορεία για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων CCN.

$$n_{250} = \sum_{i=8}^{i=22} X_i + \frac{1}{2}(X_7 + X_8)$$

Υπολογίζουμε με αυτόν τον τρόπο τα σωματίδια μεγαλύτερα από 250nm, για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων INP, από σωματίδια σκόνης.

⁵⁴ Mamouri et al., 2016

$$n_{290} = \sum_{i=8}^{i=22} X_i$$

Τα σωματίδια μεγαλύτερα από 290nm προκύπτουν από τον παραπάνω τύπο, και θα χρησιμοποιηθούν στην πορεία για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων IN, στις περιπτώσεις όπου έχουμε ανάμειξη σωματιδίων σκόνης με θαλάσσια σωματίδια.

$$n_{500} = \sum_{i=10}^{i=22} X_i$$

Τέλος, τα σωματίδια μεγαλύτερα από 500nm που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των INP για θαλάσσια σωματίδια.

Όπου το x_i , η μετατροπή της κατανομής του όγκου σε αριθμητική κατανομή από το CIMEL και προέρχεται από τον τύπο:

$$x_i = \frac{n_v(r_i)}{\frac{4}{3} * \pi * r_i^3} * 0.2716$$

$n_v(r_i)$: η κατανομή του όγκου σε συγκεκριμένο μέγεθος σωματιδίων

r_i : η ακτίνα του CIMEL σε ίσα διακριτά σημεία ($r_1=0.05 \mu\text{m}$ μέχρι $r_{22}=15 \mu\text{m}$)

Η τιμή 0,2716 που πολλαπλασιάζουμε για το x_i προκύπτει από τη διαφορά $(\ln_{r_{i+1}} - \ln_{r_i}) = 0,2716$ των διαφορετικών ακτίνων, γιατί έχουν σταθερές αποστάσεις και η τιμή αυτή είναι πάντα σταθερή.

Εξάγουμε τους συντελεστές από τις μετρήσεις του CIMEL κάνοντας γραμμική παρεμβολή στο σύνολο των μετρήσεων της κάθε κατηγορίας και υπολογίζουμε:

$$C_{100} = 10^{\text{intercept}}$$

X=slope

Ενώ τα $C_{250}, C_{290}, C_{500}$ προκύπτουν από το μέσο όρο του λόγου της αριθμητικής κατανομής των μετρήσεων προς το οπτικό βάθος των σωματιδίων στα 500nm. Με αυτό τον τρόπο εξάγουμε τους συντελεστές από τις διαφορετικές κατηγοριοποιήσεις, οι οποίοι παρουσιάζονται στον ακόλουθο πίνακα κεφάλαιο 4, όπου φαίνονται και οι συντελεστές που προέκυψαν και από Mamouri et al. 2016 (M16).

3.4 Μέθοδος διαχωρισμού μετρήσεων σωματιδίων σκόνης-θαλάσσιων

Με σκοπό να μπορέσουμε να μελετήσουμε τη συνεισφορά των CCN και INP χρειάζεται να επιτύχουμε τον διαχωρισμό του συνολικού συντελεστή οπισθοσκέδασης, σε δυο επιμέρους τιμές οπισθοσκέδασης σωματιδίων σκόνης και θαλασσίων σωματιδίων. Για να μπορέσουμε να κάνουμε το διαχωρισμό στηριζόμαστε στη μεθοδολογία Tesche et al. 2009.

Για να προχωρήσουμε στο διαχωρισμό του συντελεστή οπισθοσκέδασης χρειαζόμαστε τον υπολογισμό της αναλογίας όγκου αποπόλωσης όπως ορίζεται⁵⁵:

$$\delta_{\lambda,v} = \beta_{\lambda}^{\perp} / \beta_{\lambda}^{\parallel}$$

Όπου $\beta_{\lambda}^{\perp, \parallel}$ είναι το άθροισμα των συνεισφορών των μορίων (m) και των σωματιδίων (p), παράλληλης (\parallel) και κατά μήκος πόλωσης (\perp).

Η διαδικασία για το διαχωρισμό της σκόνης και των θαλάσσιων σωματιδίων (ή πιο γενική non-dust) προφίλ οπισθοσκέδασης από την εξίσωση για την αναλογία όγκου αποπόλωσης γράφεται ως εξής:

$$\delta_{\lambda,v} = (\beta_{\lambda,m}^{\perp} + \beta_{\lambda,p}^{\perp}) / (\beta_{\lambda,m}^{\parallel} + \beta_{\lambda,p}^{\parallel})$$

⁵⁵ Sassen, 2003

Με τη χρήση αυτών και με διάφορες μαθηματικές πράξεις που αναλύονται στο Tesche et al. 2009 καταλήγουμε στο τελικό τύπο διαχωρισμού του οπισθοσκεδαζόμενου προφίλ

$$b_1 = b_{total} * \frac{(pd - \delta_2) * (1 + \delta_1)}{(\delta_1 - \delta_2) * (1 + pd)}$$

Όπου b_1 είναι η οπισθοσκέδαση της σκόνης με b_{total} να εκφράζει το συνολικός συντελεστής οπισθοσκέδασης, η αναλογία εκπόλωσης των σωματιδίων σκόνης ορίζεται ως $\delta_1=0.3$, ενώ για τα θαλάσσια σωματίδια $\delta_2=0.01$.⁵⁶. Στη συνέχεια για να υπολογίσουμε την οπισθοσκέδαση των θαλασσιών σωματιδίων εφαρμόζουμε το τύπο:

$$b_2 = b_{total} - b_1$$

Στη συνέχεια πολλαπλασιάζουμε το συντελεστή οπισθοσκέδασης με την αναλογία lidar σκόνης ($\beta_d=55sr$), ώστε να υπολογίσουμε το συντελεστή εξασθένισης (extinction coefficient),

$$\sigma_d = b_d * \beta_d$$

Ενώ, για τον υπολογισμό του συντελεστή εξασθένισης για τα θαλάσσια σωματίδια χρησιμοποιούμε τον ακόλουθο τύπο με αναλογία lidar θαλασσιών σωματιδίων ($\beta_m=25sr$).⁵⁷

$$\sigma_m = b_m * \beta_m$$

⁵⁶ Freudenthaler et al., 2009

⁵⁷ Tesche et al. 2009

3.5 Υπολογισμός CCN-INP

Στο σημείο αυτό θέλουμε να εκτιμήσουμε τις κατακόρυφες κατανομές των προς μελέτη σωματιδίων. Εξετάζουμε τις αριθμητικές συγκεντρώσεις, με τη χρήση του συντελεστή εξασθένησης των σωματιδίων σ_m και σ_d (m-marine, d-dust).

Οι συντελεστές που χρησιμοποιούνται, εξαρτώνται από το περιβάλλον των σωματιδίων και σχετίζονται με τις φυσικές ιδιότητες $n_{100}, n_{250}, n_{500}$, σε συνθήκες σχετικής υγρασίας περιβάλλοντος, και απαιτείται να εξετάσουμε το νερό-απορρόφηση από τα υγροσκοπικά σωματίδια. Οι απαραίτητες εκτιμήσεις έχουν γίνει από τους συντελεστές που έχουμε εξάγει σε προηγούμενο βήμα από τη μελέτη του φωτομέτρου CIMEL και το δίκτυο AERONET.

Υποθέτουμε ότι τα σωματίδια της ερήμου είναι υδρόφοβα έτσι δεν είναι αναγκαίο να πραγματοποιήσουμε διορθώσεις σχετικά με τη πρόσληψη νερού. Ως εκ τούτου, μπορούμε άμεσα να χρησιμοποιήσουμε τις μετρούμενες τιμές στήλη του $n_{100,d}$ (όλα τα σωματίδια με ακτίνα $> 100\text{nm}$) και $n_{250,d}$ (όλα τα σωματίδια με ακτίνα $> 250\text{ nm}$) στη μελέτη συσχέτισης AERONET ως πληρεξούσια για $n_{100,d}$, ξηρό και $n_{250,d}$, ξηρό, αντίστοιχα. Το $n_{100,d}$, ξηρό είναι ο κατάλληλος αριθμός συγκέντρωσης στην παραμετροποίηση CCN για τη σκόνη της ερήμου. Για υγροσκοπικά σωματίδια ηπειρωτική αεροζόλ, υποθέτουμε μια τυπική σχετική υγρασία 60% ($\pm 20\%$) για οριακού στρώματος αερολύματα (κύρια δεξαμενή της ηπειρωτικής αεροζόλ), καθώς και για λοφία αερολυμάτων στην ελεύθερη τροπόσφαιρα.⁵⁸

Για τα θαλάσσια σωματίδια από την άλλη υποθέτουμε ότι η σχετική υγρασία είναι 80% στην διόρθωση πρόσληψη ύδατος (στην συσχέτιση AERONET μελέτη). Μια σχετική υγρασία της τάξης του 80% είναι τυπική τιμή για τα θαλάσσια οριακά στρώματα. Σε αυτές τις υγρές συνθήκες, θαλάσσια

⁵⁸ Mamouri et al., 2016

σωματίδια έχουν ένα συντελεστή περίπου 1,6-2 μεγαλύτερο από ξηρά θαλάσσια σωματίδια⁵⁹.

Για τη μελέτη μας, χρησιμοποιούμε την αριθμητική συγκέντρωση σωματιδίων με ακτίνες μεγαλύτερες των 100 nm και των 500 nm ($n_{100,m}$, και $n_{500,m}$) ως αντιπροσωπευτικές των ξηρών σωματιδίων για $n_{100,m}$, ξηρό, $n_{250,m}$, ξηρό, υποθέτοντας ότι στη θάλασσα-άλας έχουμε ελεγχόμενες συνθήκες (το θαλασσινό αλάτι είναι ο πιο σημαντικός τύπος αεροζόλ για τις μελέτες CCN και INP). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων που λαμβάνονται με ανάκτηση των CCN για θαλάσσια σωματίδια με in situ μετρήσεις παρατηρήθηκε σε θαλάσσια CCNC και ο συντελεστής εξασθένησης σωματιδίων από μελέτη⁶⁰.

Μπορούμε τώρα να κάνουμε χρήση των ακόλουθων προσεγγίσεων για την εκτίμηση των ξηρών σωματιδίων από τη θερμοκρασία περιβάλλοντος, όπου το $i=d$ (σκόνη), m (θαλάσσια).

$$n_{100, dry, i}(z) = c_{100, i} * \sigma^{x_i}(z)$$

Η μετατροπή του παράγοντα c_{100} σε $n_{100} \text{ cm}^{-3}$ για το περιβάλλον γίνεται με τη χρήση του συντελεστή εξασθένησης $\sigma = 1 \text{ Mm}^{-1}$ και με τη χρήση του εκθέτη εξασθένησης x_i . Η παραπάνω εξίσωση υποδηλώνει μια γραμμική συσχέτιση της $\log n_{100}$, με $\log \sigma$. Οι τιμές για τους συντελεστές σωματιδίων με ακτίνα μεγαλύτερη από 100 nm και του εκθέτη εξασθένησης (c_{100} , και x_i) φαίνονται στο πίνακα 2 του κεφαλαίου 4.2, για το μήκος κύματος στα 532 nm.

Το n_{250} , ξηρό για τον τύπο αεροζόλ i σχετίζεται με τον αντίστοιχο συντελεστή εξασθένησης των σωματιδίων σ ως εξής:

$$n_i = c_i * \sigma(z)$$

⁵⁹ O'Dowd and de Leeuw 2007, Zieger et al. 2010,2013, Zhang et al. 2014

⁶⁰ Shinozuka et al., 2015

Ανάλογα με τον τύπο των σωματιδίων $i=250,290,500$ χρησιμοποιούμε διαφορετικές τιμές c , για σωματίδια σκόνης χρησιμοποιούμε το c_{250} , για τα σωματίδια που δεν είναι από σκόνη c_{290} , ενώ για τα θαλάσσια σωματίδια c_{500} , σε $\text{cm}^{-3} \text{Mm}^{-1}$, και το συντελεστή εξασθένησης σωματιδίων σ , σε Mm^{-1} . Η εξισώση θεωρεί μία γραμμική σχέση μεταξύ του μεγάλου κλάσματος σωματιδίων n_i και σ . Όπως και προηγουμένως, οι τιμές των c_i φαίνονται στον πίνακα 2 στο κεφάλαιο 4.2.

3.5.1 CCN

Στο επόμενο στάδιο, υπολογίζουμε τα προφίλ των CCN συγκεντρώσεων σωματιδίων. Παρουσιάζεται μια βασική προσέγγιση της CCN παραμετροποίησης. Η ικανότητα των σωματιδίων να χρησιμεύουν ως CCN είναι συνάρτηση του μεγέθους, της χημικής τους σύνθεσης, και του επιπέδου υπερκορεσμού στον ατμοσφαιρικό στρώμα του νέφους. Ο υπερκορεσμός (ss) εξαρτάται από τις ταχύτητες του ανοδικού ρεύματος του αέρα και τυπικά είναι στην περιοχή του $ss = 0,1$ έως 1% .

Όσο υψηλότερη είναι η τιμή του υπερκορεσμού, τόσο μικρότερα είναι τα σωματίδια που μπορούν να ενεργοποιηθούν και, συνεπώς, τόσο υψηλότερος είναι ο αριθμός συγκέντρωσης των πιθανών CCN.

Στη παρούσα μελέτη θα περιορίσουμε τη παραμετροποίηση των CCN σε χαμηλές τιμές υπερκορεσμού του $0,1-0,2\%$. Στην περίπτωση της σκόνης της ερήμου, η κατάσταση είναι ακόμα πιο περίπλοκη⁶¹. Κατά την διάρκεια εκπομπής, τα σωματίδια της σκόνης της ερήμου μπορεί να περιέχουν αμελητέες ποσότητες διαλυτού υλικού και είναι τυπικά υδρόφοβα. Κατά τη μεταφορά σε μεγάλες αποστάσεις, τα σωματίδια σκόνης υφίστανται ατμοσφαιρική επεξεργασία και μπορεί να σχηματισούν στρώματα στις επιφάνειες τους. Με τον τρόπο αυτό, η ικανότητα των σωματιδίων σκόνης της ερήμου για να χρησιμεύσει ως CCN μπορεί να βελτιωθεί σημαντικά.

Δύο ή περισσότερα σωματίδια μπορεί να ενεργοποιηθούν, όπως προκύπτει από παρατηρήσεις⁶² το διαλυτό κλάσμα πρέπει να είναι μικρό, τουλάχιστον

⁶¹ Koehler et al, 2009

⁶² Shinozuka et al. (2015), Mamouri et al. (2016),

για τη σκόνη της Σαχάρας μετά τη μεταφορά σε μεγάλες αποστάσεις πάνω από 5-8 km, με αποτέλεσμα n_{100} , ξηρά να είναι μια καλή προσέγγιση για την συσχέτιση του αριθμού των CCN με τη συγκέντρωση σωματιδίων της σκόνης της ερήμου.

Υπολογίζουμε το n_{CCN} για διαφορετικές τιμές υπερκορεσμού, με τον ακόλουθο τρόπο:

$$n_{CCN, ss, i}(z) = f_{ss} * n_{100, dry, i}$$

με $f_{ss}=1$ για ss 0.15% Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, σωματίδια που δεν προέρχονται από έρημο με ακτίνα ξηρών σωματιδίων > 40 nm (σε $ss = 0,25\%$) και > 30 nm (σε $ss = 0,4\%$) έχουν πιθανότητες να δημιουργήσουν CCN⁶³. Αυτό διαπιστώθηκε από μια ποικιλία μελετών που διεξήχθησαν σε πολύ διαφορετικές περιοχές του κόσμου και για τα πολύ διαφορετικά μείγματα σωματιδίων.

Με εξέταση των κατανομών μεγέθους για αμιγή θαλάσσια αερολύματα⁶⁴, την ηπειρωτική ρύπανση αεροζόλ⁶⁵ και τις δικές μας κατανομές μεγέθους στην Λειψία σε σωματίδια πόλης⁶⁶ προκύπτει n_{30} , ξηρό / n_{50} , ξηρό αναλογίες της τάξης του 1,7 ($\pm 0,8$) και n_{40} , ξηρό / n_{50} , ξηρό περίπου 1,35 ($\pm 0,7$).

Αυτές οι τιμές μπορεί να χρησιμοποιηθούν ως f_{ss} συντελεστής ενίσχυσης στην εξίσωση για τον υπολογισμό των CCN. Πιο συγκεκριμένα $f_{ss} = 1.35$ για ss 0,25%, $i = 1,35$ και $f_{ss} = 1.7$ για ss 0,4%.

Από Shaw (1998) βρέθηκε για τό καθαρό θειικό αμμώνιο σε εργαστηριακούς παράγοντες ενίσχυσης μελέτης 1.26 ($ss = 0,25\%$) και 1.46 ($ss = 0,4\%$). Οι Shinozuka et al. (2015) υποθέτουν μια αύξηση του NCCN κατά ένα συντελεστή 2, όταν ο υπερκορεσμός αυξάνεται από 0,2 σε 0,4%. Οι Hiranuma et al. (2011), ωστόσο, αναφέρουν επίσης ότι τα φυσικά αερολύματα δείχνουν μια πολύ πιο σύνθετη συμπεριφορά σχετικά με αυτούς τους παράγοντες ενίσχυσης που εξετάζουμε.

⁶³ Quinn et al, 2008

⁶⁴ Bates et al., 2000

⁶⁵ Beddows et al., 2014

⁶⁶ Mamouri et al. 2016

3.5.2 IN

Το τελικό στάδιο της ανάκτησης είναι το βήμα με το οποίο χρησιμοποιώντας το $n_{250,290,500}$ i, ξηρό οδηγούμαστε στην εκτίμηση των κατανομών συγκέντρωσης αριθμού INP.⁶⁷

Τις παραμετροποιήσεις INP εισήγαγε ο DeMott et al. (2010, 2015a) και χρησιμοποιείται για n_{290} και n_{500} , ξηρό (p_0, T_0) (σωματίδια όχι σκόνης) και ως εκ τούτου πρότυπες συνθήκες πίεση ($p_0 = 1013$ hPa) και θερμοκρασία ($T_0 = 273.16$ K). Πρέπει να μετατραπεί κάθε n_{290} και n_{500} , ξηρό (p_z, T_z) από p_z πίεση περιβάλλοντος και T_z θερμοκρασία σε ύψος z , σε n_{290} και n_{500} , ξηρό (p_0, T_0) με τη χρήση του συντελεστή $(T_z p_0) / (T_0 p_z)$.

$$n_{290, d, dry}(p_0, T_0) = c_{290, d} * \left(\frac{T_z * p_0}{T_0 * p_z} \right)$$

$$n_{500, d, dry}(p_0, T_0) = c_{500, d} * \left(\frac{T_z * p_0}{T_0 * p_z} \right)$$

Ενώ σχετικά με τα σωματίδια σκόνης, η παραμετροποίηση αυτή γίνεται με τη μετατροπή κάθε n_{290} , ξηρό (p_z, T_z) από p_z πίεση περιβάλλοντος και T_z θερμοκρασία σε ύψος z , σε n_{290} , ξηρό (p_0, T_0) με τη χρήση του συντελεστή $(T_0 p_z) / (T_z p_0)$.

$$n_{250, d, dry}(p_0, T_0) = c_{250, d} * \left(\frac{T_0 * p_z}{T_z * p_0} \right)$$

Ο DeMott et al. (2010) εισήγαγε τη λεγόμενη παγκόσμια παραμετροποίηση INP η οποία είναι βασισμένη σε εννέα εκστρατείες πεδίου που διεξήχθησαν στο Κολοράντο (4 εκστρατείες), τον ανατολικό Καναδά (2 καμπάνιες), την Αμαζονία, την Αλάσκα, και στη λεκάνη του Ειρηνικού. Αυτό το σύστημα χαρακτηρισμού INP θεωρείται κατάλληλο για υπολογισμό INP παραμετροποίηση των ηπειρωτικών αερολύματων μη έρημου, για τα μείγματα

⁶⁷ DeMott et al., 2010, 2015a

των ανθρωπογενών, ομίχλη, βιομάζα καύση του καπνού, βιολογικά σωματίδια, το έδαφος και το χωματόδρομο.⁶⁸

Εφαρμόζουμε τις ακόλουθες σχέσεις για τον υπολογισμό των INP για σωματίδια όχι σκόνης:

$$n_{inp, m}(p_o, T_o, T_z) = a_1(273.16 - T_z)^{b_1} * n_{500, m, dry}(p_o, T_o)^{[c_1(273.16 - T_z) + d_1]}$$

όπου: $a_1=0.0000594$, $b_1=3.33$, $c_1=0.0265$, $d_1=0.0033$ και έχουμε θερμοκρασιακό περιορισμό $-9^\circ \text{C} > T > -35^\circ \text{C}$

Ενώ για τα σωματίδια σκόνης υπολογίζουμε τα INP με τη σχέση:

$$n_{inp, d}(p_o, T_o, T_z) = f_d * n_{250, d, dry}(p_o, T_o)^{[a_2(273.16 - T_z) + b_2]} * \exp[c_2(273.16 - T_z) + d_2]$$

όπου $f_d=3$, $a_2=0.0$, $b_2=1.25$, $c_2=0.46$, $d_2=-11.6$ και ο θερμοκρασιακός περιορισμός για τη σχέση είναι $-21^\circ \text{C} > T > -35^\circ \text{C}$.

⁶⁸ Mamouri et al., 2016

Κεφάλαιο 4^ο

4.1 Συντελεστές μετασχηματισμού

Για να μπορέσουμε να υπολογίσουμε τις συγκεντρώσεις CCN και INP, θα πρέπει πρώτα να εξετάσουμε τη συσχέτιση του οπτικού βάθους και της αριθμητικής συγκέντρωσης των σωματιδίων (n_{100}). Η εξαγωγή των αντίστοιχων συντελεστών γίνεται και για τις τρεις περιπτώσεις (αμιγής σκόνη, αμιγή θαλάσσια σωματίδια και ανάμειξη σωματιδίων). Θα αναφερόμαστε στον συντελεστή συσχέτισης μεταξύ αυτών των παραμέτρων, ως συντελεστή μετασχηματισμού, και θα το χρησιμοποιήσουμε για να μετατρέψουμε τις κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή εξασθένησης σε συγκεντρώσεις CCN.

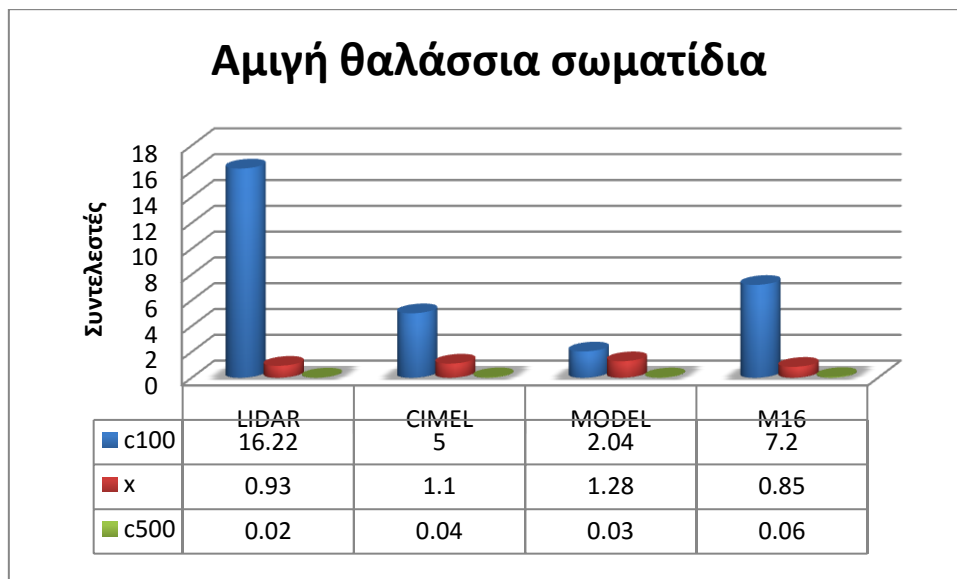
Οι συντελεστές (για 532 nm) προκύπτουν με τη χρήση και τον υπολογισμό της αριθμητικής κατανομής, των μετρήσεων του φωτομέτρου CIMEL, όπως αναλύθηκε στο κεφάλαιο της μεθοδολογίας.

Εν συντομία αναφέρουμε ότι, έχουμε χρησιμοποιήσει τρεις διαφορετικές μεθόδους για τη τυποποίηση των σωματιδίων οι οποίες είναι οι ακόλουθες:

1. Βάση μετρούμενων παραμέτρων από το Lidar, όπου χρησιμοποιήθηκε η κατακόρυφη κατανομή του συντελεστή αποπόλωσης, οι τιμές 0-5% ανήκουν σε αμιγή θαλάσσια σωματίδια, 5-20% σε ανάμειξη σωματιδίων σκόνης-θαλάσσια, και 20-40% αμιγή σωματίδια σκόνης.
2. Βάση την παραμετροποίηση του φωτομέτρου CIMEL, για αμιγή θαλάσσια σωματίδια θέλουμε $AOD < 0,1$ σε συνδυασμό με $AE < 1,5$, για ανάμειξη σωματιδίων $0,1 < AOD < 0,2$ σε συνδυασμό με $AE < 0,7$ και $AOD > 0,1$ σε συνδυασμό με $0,7 < AE < 1,5$, τέλος σε περίπτωση όπου έχουμε αμιγή σωματίδια σκόνης $AOD > 0,2$ σε συνδυασμό με $AE < 0,7$.
3. Χρήση του μοντέλου, όπου ελέγχουμε τις κατακόρυφες κατανομές των συγκεντρώσεων σκόνης και αλατιού, και με τη εφαρμογή του τύπου που αναφέρεται στο Κεφ.3 κατηγοριοποιούμε τα σωματίδια.

Με αυτές τις μεθόδους που αναφέρονται αναλυτικότερα στο Κεφ.3 και με τη χρήση των μετρήσεων της κατανομής όγκου (που έχει μετατραπεί σε

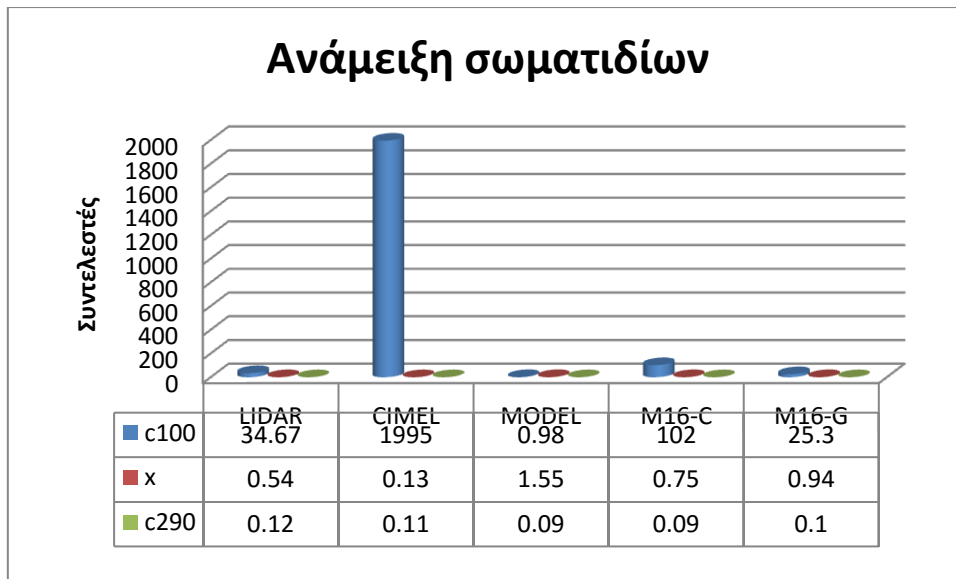
αριθμητική κατανομή), σε συνδυασμό με το οπτικό βάθος (500 nm) των σωματιδίων του CIMEL προκύπτουν οι ακόλουθοι συντελεστές:



Διάγραμμα 1: Συντελεστές για αμιγή θαλάσσια σωματίδια με τη χρήση των διαφόρων μεθόδων

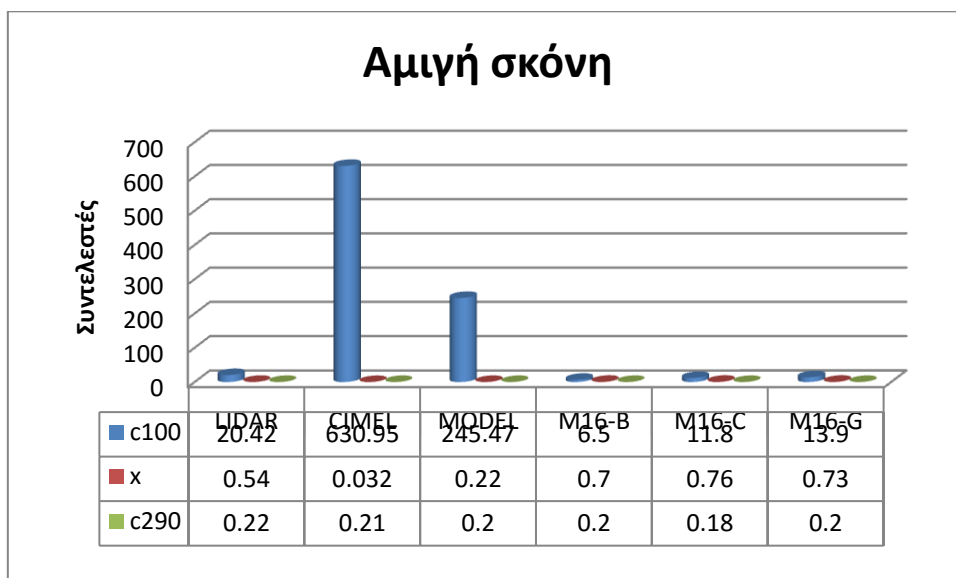
Παρατηρούμε ότι με τη τυποποίηση με τη χρήση του Lidar ο συντελεστής μετασχηματισμού για τον υπολογισμό των CCN (c100) είναι αρκετά υψηλός σε σχέση με τους συντελεστές από τις άλλες μεθόδους, και είναι σχεδόν διπλάσιος από τη τιμή M16⁶⁹. Σχετικά με τις τιμές του εκθέτη εξασθένησης (x) και του συντελεστή μετασχηματισμού c500 οι διακυμάνσεις μεταξύ των διαφορετικών διαχωρισμών είναι μικρές και συμβαδίζουν με τις δοθείσες.

⁶⁹ Mamouri et al. 2016



Διάγραμμα 2: Συντελεστές για ανάμειξη σωματιδίων, όπου από Mamouri et al. 2016, δίνονται δύο διαφορετικές τιμές από Κύπρο (C) και από Γερμανία (G)

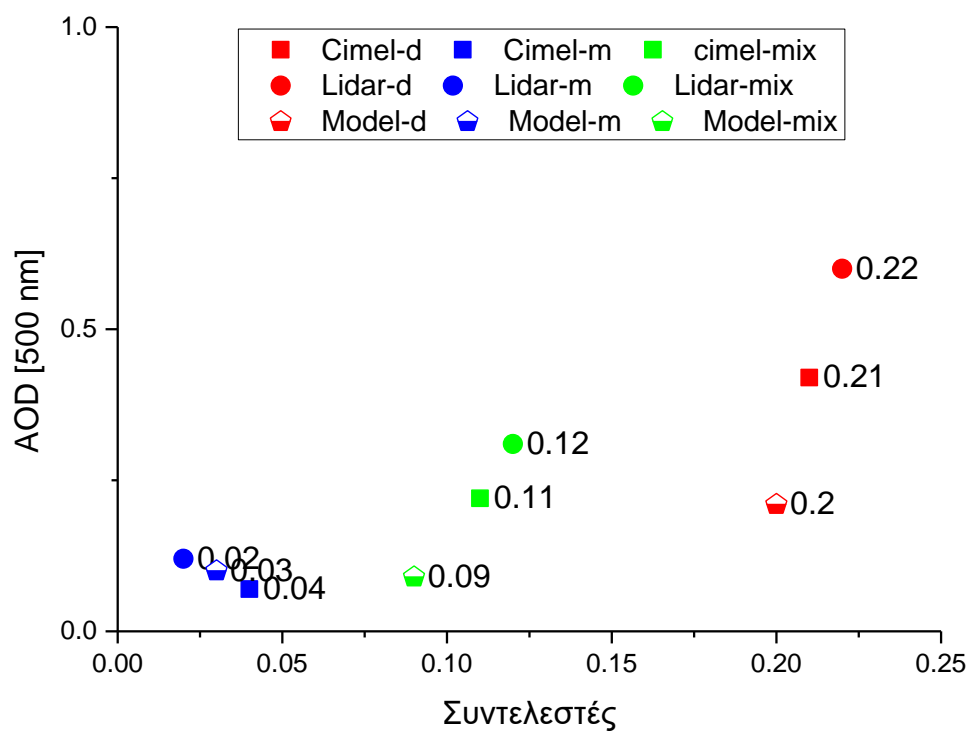
Με τη μέθοδο του Lidar παρατηρούμε ότι οι συντελεστές που προκύπτουν σχεδόν ταυτίζονται με αυτούς που δίνονται στη βιβλιογραφία, ενώ με τη μέθοδο της τυποποίησης του μοντέλου η τιμή του c100 είναι πολύ μικρότερη σε περιπτώσεις ανάμειξης σωματιδίων. Βέβαια, όσον αφορά την κατηγοριοποίηση του φωτομέτρου ο συντελεστής μετατροπής (c100) εμφανίζεται αρκετά αυξημένος (Διάγραμμα 2).



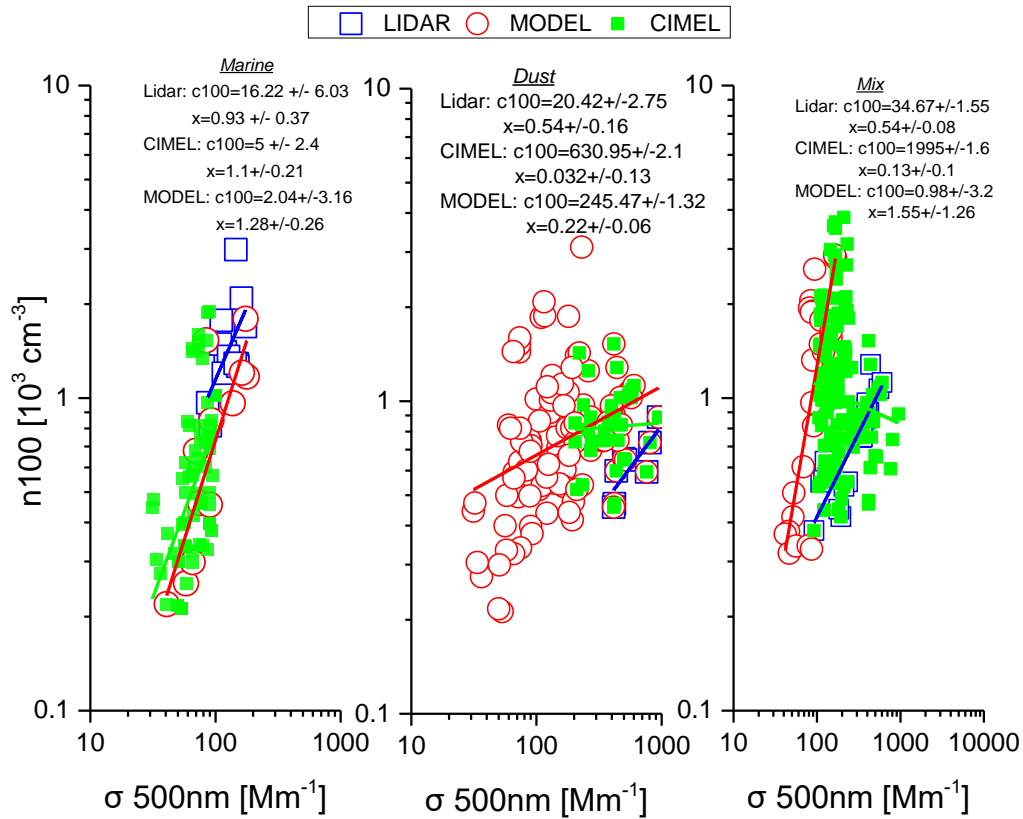
Διάγραμμα 3: Συντελεστές για ανάμειξη σωματιδίων, όπου από Mamouri et al. 2016, δίνονται δύο διαφορετικές τιμές από Κύπρο (C), Barbados (B) και από Γερμανία (G)

Βλέπουμε ότι οι συντελεστές με τη παραμετροποίηση lidar είναι πλησίον αυτών που προέκυψαν από τη Γερμανία και στη Κύπρο σχετικά με το συντελεστή μετασχηματισμού c100, ενώ από σε σχέση με το μοντέλο είναι αρκετά αυξημένες και από το πείραμα που έλαβε χώρα στη περιοχή Barbados είναι χαμηλοί. Σχετικά με τον εκθέτη εξασθένησης x και το συντελεστή μετασχηματισμού c250 έχουμε παρόμοιες τιμές.

Οι τιμές από τις διάφορες μετρήσεις της κάθε μεθόδου φαίνονται στα παρακάτω διαγράμματα.



Σχήμα 19: Συντελεστές για υπολογισμό INP



Σχήμα 20: Μεθοδολογία εξαγωγής συντελεστών για κάθε κατηγορία

Με τη χρήση των παραπάνω τύπων και με βάση το διαχωρισμό των σωματιδίων με τις διαφορετικές μεθόδους προκύπτουν οι συντελεστές που θα χρειαστούμε για τον υπολογισμό των INP και CCN, οι οποίοι φαίνονται μαζικά και στον ακόλουθο πίνακα.

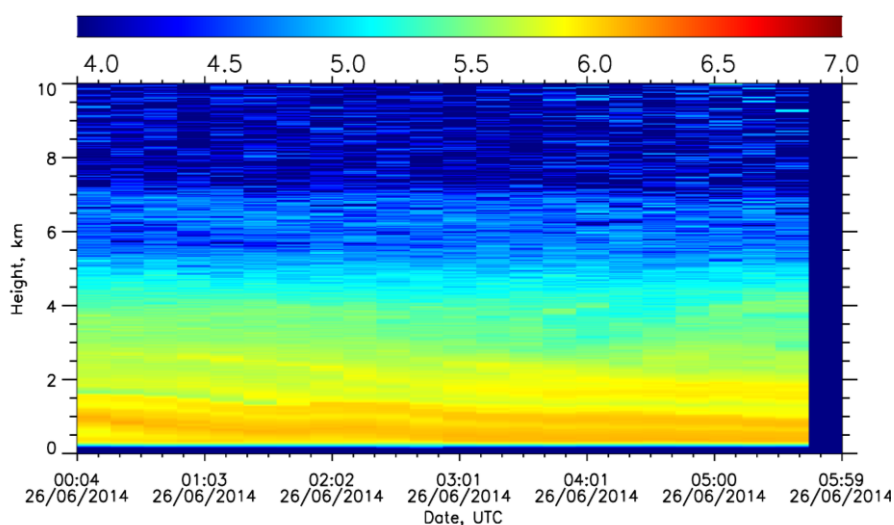
Πίνακας 2: Πίνακας με τους συντελεστές που προέκυψαν από τις διαφορετικές μεθόδους διαχωρισμού

Marine	C₁₀₀	X	C₅₀₀
LIDAR	16.22±6.03	0.93±0.37	0.02±0.004
CIMEL	5±2.4	1.1±0.21	0.04±0.01
MODEL	2.04±3.16	1.28±0.26	0.03±0.01
M16	7.2+/-3.7	0.85+/-0.11	0.06+/-0.01
Mix	C₁₀₀	X	C₂₉₀
LIDAR	34.67±1.55	0.54±0.08	0.12±0.06
CIMEL	1995±1.6	0.13±0.1	0.11±0.04
MODEL	0.98±3.2	1.55±0.26	0.09±0.04
M16-Cyprus	102+/-26	0.75+/-0.05	0.09+/-0.02
M16-Germany	25.3+/-3.3	0.94+/-0.03	0.10+/-0.04
Dust	C₁₀₀	X	C₂₅₀
LIDAR	20.42±2.75	0.54±0.16	0.22±0.01
CIMEL	630.95±2.1	0.032±0.13	0.21±0.03
MODEL	245.47±1.32	0.22±0.06	0.20±0.04
M16-barbados	6.5+/-1.8	0.70+/-0.05	0.20+/-0.02
M16-cyprus	11.8+/-2.7	0.76+/-0.04	0.18+/-0.03
M16-germany	13.9+/-8.6	0.73+/-0.09	0.20+/-0.03

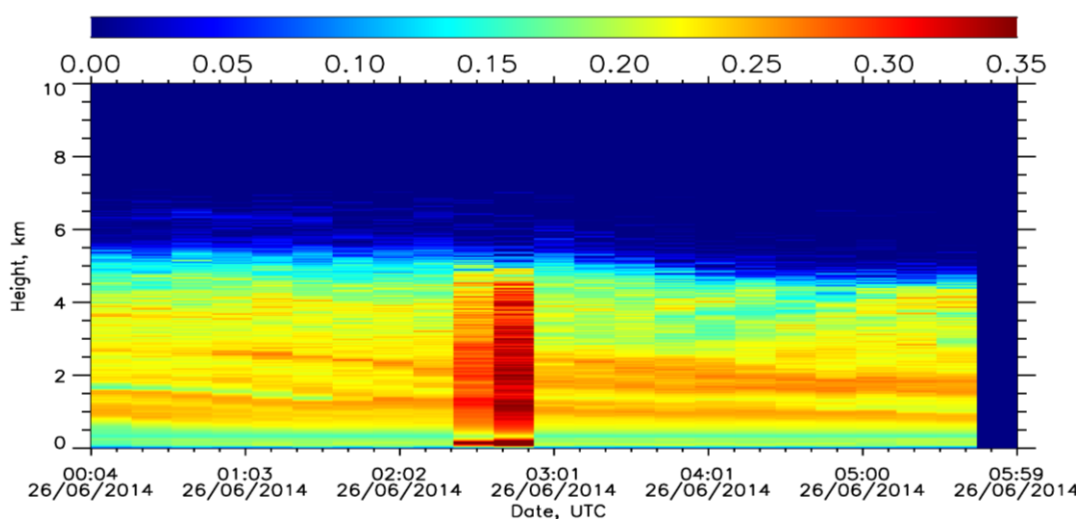
4.2 Μελέτες Περίπτωσης

4.2.1 Περίπτωση ανάμειξης 26/06/2014 (dust – no dust)

Από μετρήσεις του PollyXT, και πιο συγκεκριμένα του κατανομή όγκου των σωματιδίων στα 532 nm παρατηρούμε την ύπαρξη μη σφαιρικών σωματιδίων από χαμηλά υψόμετρα μέχρι και σε ύψος 5-6 km.

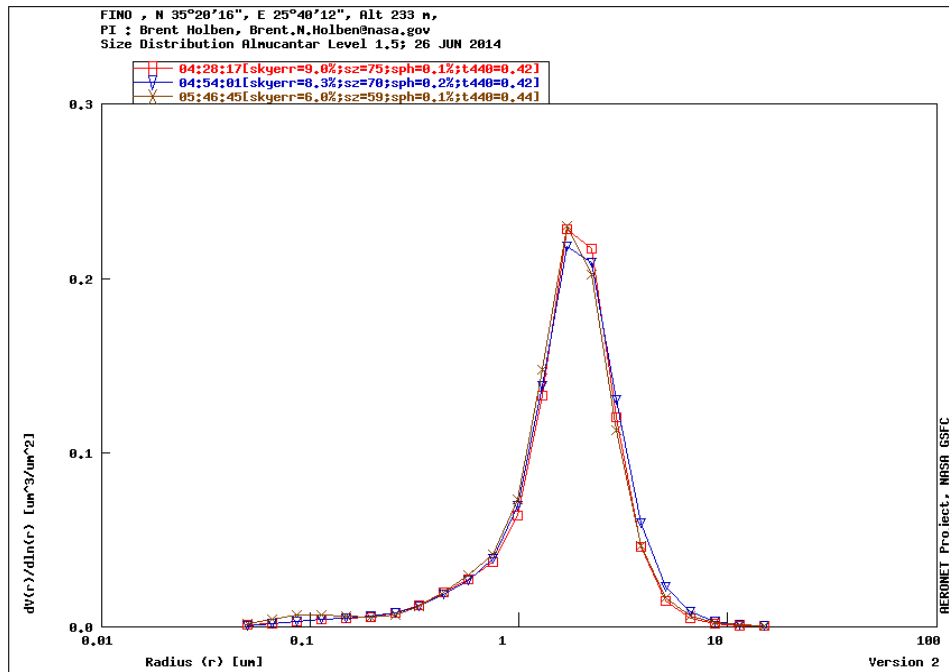


Σχήμα 21: Εξασθενιμένος συντελεστής οπισθοσκέδαση στα 1064 nm



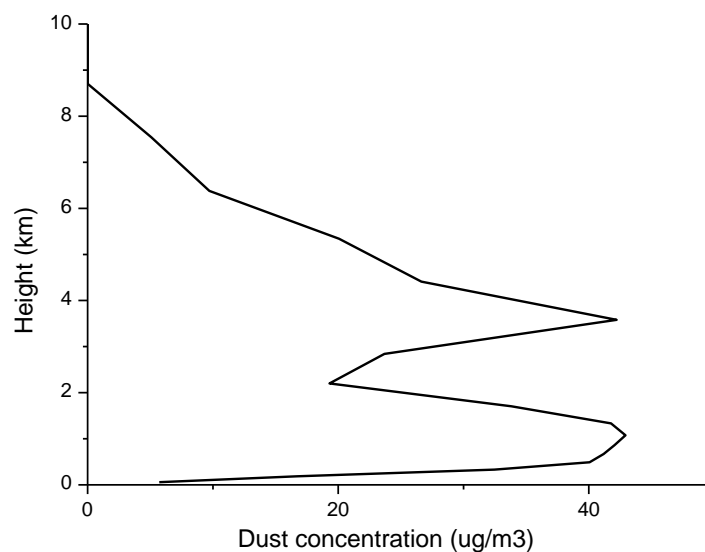
Σχήμα 22: Κατανομή όγκου στα 532 nm

Από μετρήσεις της κατανομής όγκου του AERONET, παρατηρήθηκε οπτικό βάθος στα 550 nm ~ 0,4, Angstrom εκθέτης στα 440/870 nm ~ 0,1 και μια γιγάντιου τύπου κατανομή μεγεθών να κυριαρχεί (Σχήμα 23).

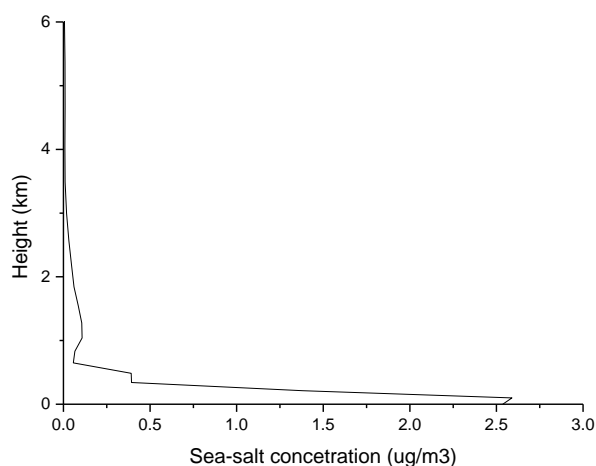


Σχήμα 238: Κατανομή όγκου από το φωτόμετρο CIMEL

Από το μοντέλο προκύπτει μια αξιοσημείωτη συγκέντρωση σκόνης για τη συγκεκριμένη ημέρα, όπως φαίνεται και στο σχήμα 24. Αντίθετα, σχετικά από τη συγκέντρωση άλατος, η οποία είναι πολύ μικρή (Σχήμα 25).



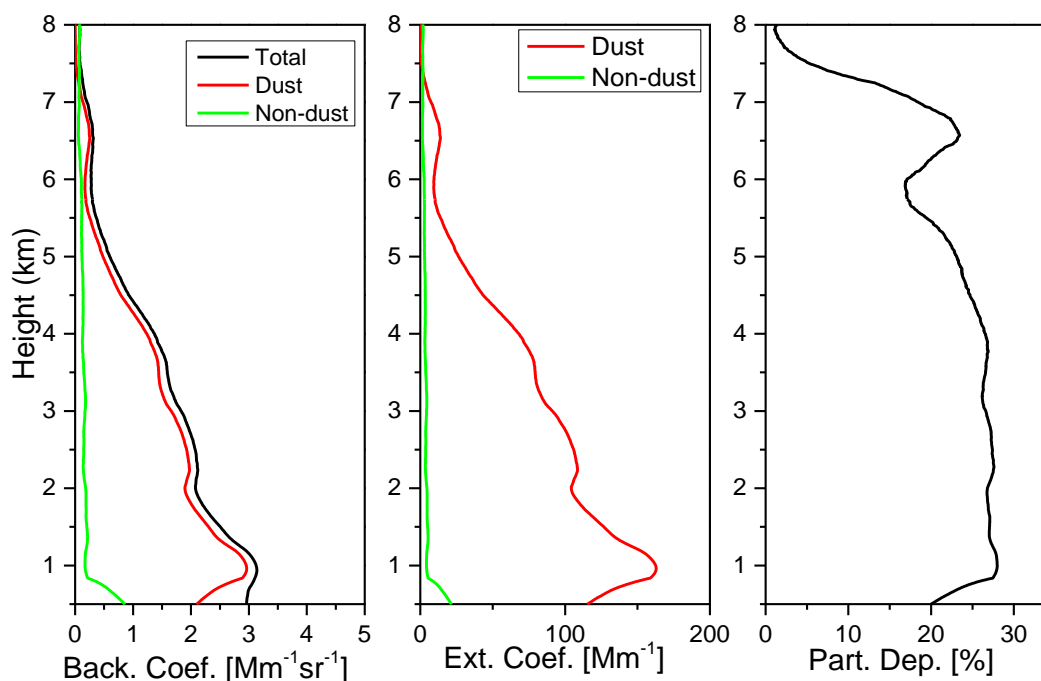
Σχήμα 9: Συγκέντρωση σκόνης για τις 26/06/2014



Σχήμα 105: Συγκέντρωση σκόνης για 26/06/2014

Για τους λόγους που αναφερθήκαν οδηγούμαστε στο διαχωρισμό των μετρήσεων της οπισθοσκέδασης στα 532 nm, που θα αναλύσουμε, με σκοπό την εξαγωγή συγκεντρώσεων CCN-INP. Ο διαχωρισμός που πραγματοποιούμε είναι για σωματίδια σκόνης και μη. Παρατίθενται οι κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή οπισθοσκέδασης (συνολικός και διαχωρισμένος), ο συντελεστής αποπόλωσης από τη συγκεκριμένη μέτρηση και ο συντελεστής εξασθένησης που υπολογίστηκε για τη συγκεκριμένη ημέρα.

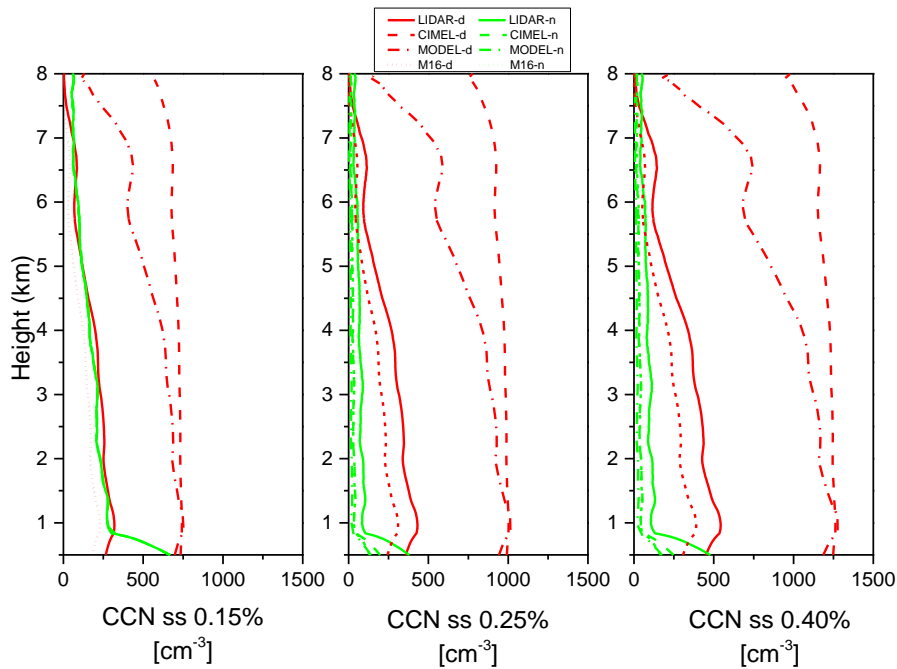
Finokalia, Crete, 26 June 2014, 00:10-01:56 UTC



Σχήμα 26: Διαχωρισμός συντελεστής οπισθοσκέδασης, συντελεστής εξασθένησης και αποπόλωσης για τις 26/06/2014

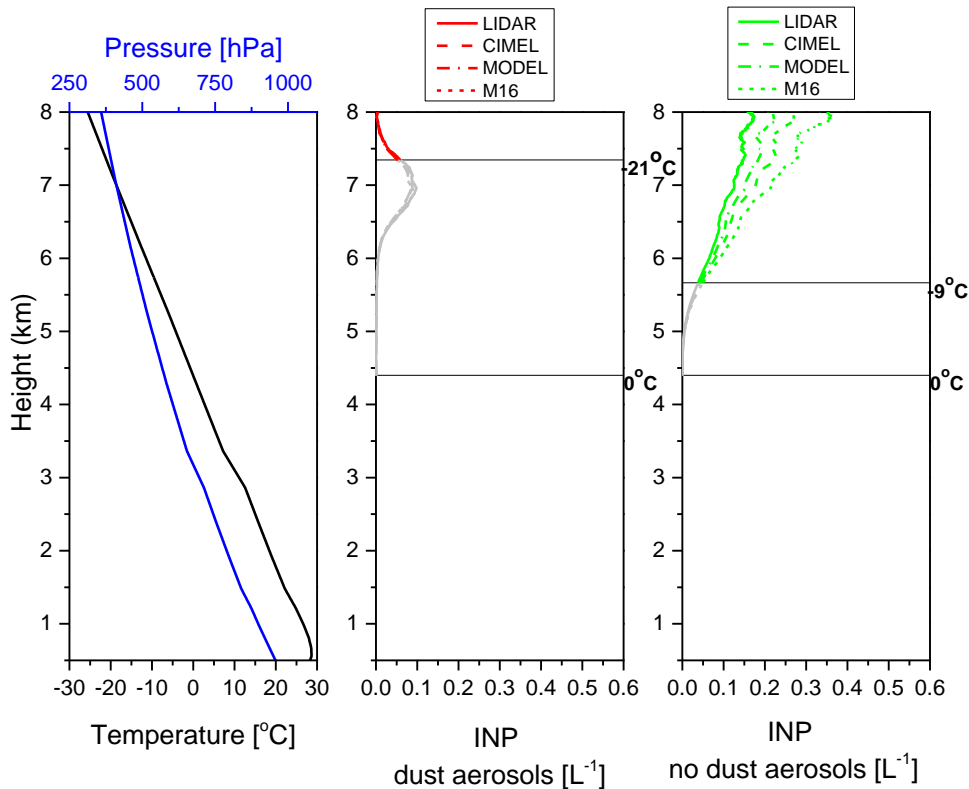
Οι παραπάνω κατακόρυφες κατανομές του συντελεστή οπισθοσκέδασης, με το διαχωρισμό μας δείχνει ότι υπάρχει μια μικρή ποσότητα σωματιδίων που δεν προέρχονται από σκόνη. Βέβαια, η μεγαλύτερη ποσότητα είναι σωματίδια σκόνης, όπως παρατηρούμε και από τις τιμές του συντελεστή αποπόλωσης.

Έχοντας χαρακτηρίσει τη μέτρηση μας (σκόνη - μη σκόνη) και πραγματοποιήσει το διαχωρισμό του συντελεστή οπισθοσκέδασης οδηγούμαστε στον υπολογισμό του συντελεστή εξασθένησης, η κατανομή του οποίου φαίνεται στο σχήμα 26. Στη συνέχεια υπολογίζουμε τις συγκεντρώσεις CCN και INP σωματιδίων που σχηματίστηκαν με τη χρήση των συντελεστών που εξάγαμε με τις διαφορετικές τυποποιήσεις (Κεφ.4.1).



Σχήμα 27: Κατανομές συγκεντρώσεων CCN με διαφορετικές τιμές υπερκορεσμού (0,15%, 0,25% και 0,40%)

Στο σχήμα 27, φαίνεται ότι όσο αυξάνεται ο υπερκορεσμός των CCN, τόσο μεγαλύτερη είναι η συγκέντρωσή τους. Επιπλέον, παρατηρείται ότι τα σωματίδια σκόνης (κόκκινο χρώμα) εμφανίζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε σχέση με τα σωματίδια που δεν προέρχονται από σκόνη (πράσινο χρώμα). Σχετικά με τις μεθοδολογίες (διαφορετικές γραμμές) διαπιστώνεται ότι τα αποτελέσματα από τους συντελεστές της τυποποίησης μέσω lidar δίνουν κοντινές συγκεντρώσεις με τους συντελεστές της βιβλιογραφίας, σε αντίθεση με τους άλλους δύο συντελεστές. Τα σωματίδια μη σκόνης έχουν ίδιες τιμές στις διαφορετικές μεθόδους με υπερκορεσμό 0,15%, ενώ υπάρχει μια μικρή διαφοροποίηση στους άλλους δύο υπερκορεσμούς. Στη περίπτωση αυτή, η μεθοδολογία προερχόμενη από τα lidar εμφανίζει μεγαλύτερες συγκεντρώσεις CCN.



Σχήμα 28: Υπολογισμός συγκεντρώσεων INP στους δυο τύπους σωματιδίων, με γκρι χρώμα φαίνεται η περιοχή που δυνητικά μπορούν να σχηματιστούν INP

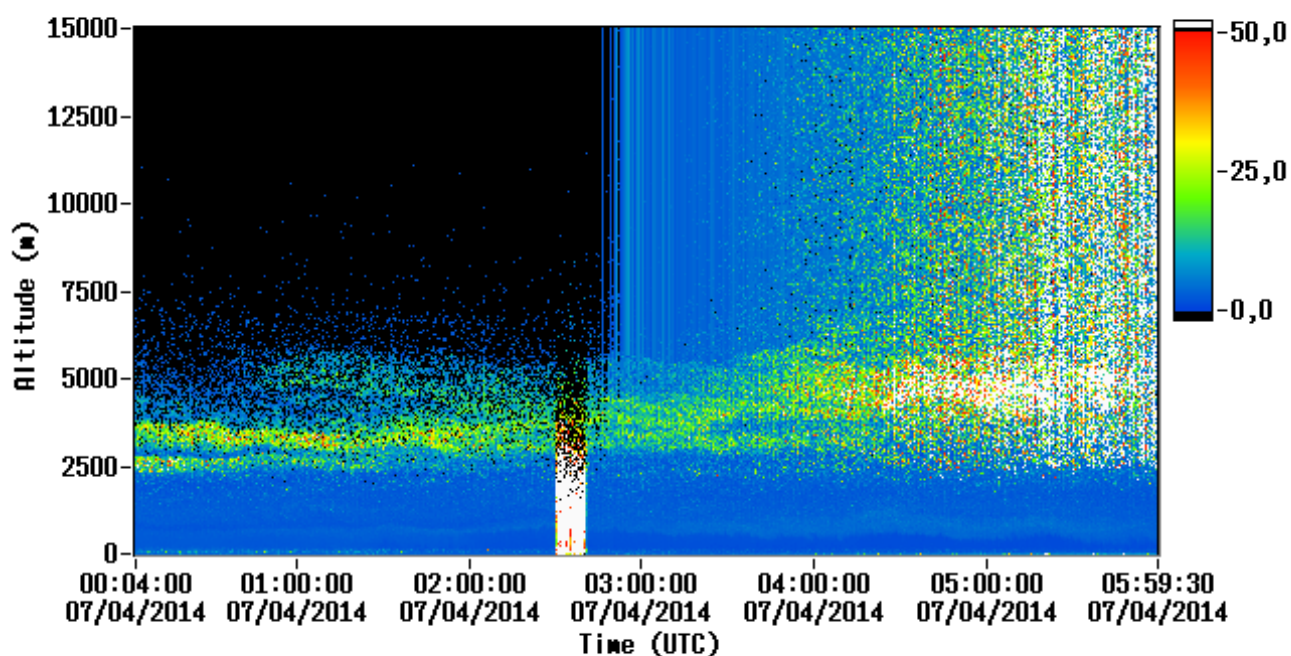
Στον υπολογισμό των INP σημαντικό ρόλο κατέχει η θερμοκρασία και η πίεση της περιοχής, σε θερμοκρασίες χαμηλότερες των 0°C δυνητικά μπορούν να σχηματιστούν INP, από βιβλιογραφία όπως αναφέρεται και στο κεφάλαιο 3, τα INP μπορούν να σχηματιστούν από σωματίδια σκόνης σε θερμοκρασία χαμηλότερες των -21°C , ενώ για σωματίδια όχι σκόνης από -9°C .

Έτσι, στο παραπάνω διάγραμμα παρατηρούμε ότι τα σωματίδια που δεν προέρχονται από σκόνη βρίσκονται σε μεγαλύτερες συγκεντρώσεις, σε σχέση με τα σωματίδια από σκόνη. Επιπλέον, τα σωματίδια όχι σκόνης εμφανίζουν μια συνεχόμενη αύξηση με το ύψος και τη πτώση της θερμοκρασίας σε αντίθεση με τα σωματίδια σκόνης. Σχετικά με τις διαφορετικές μεθόδους λόγω των κοντινών συντελεστών μετασχηματισμού που προέκυψαν στα INP έχουμε ταυτόσημα αποτελέσματα, ενώ οι διακυμάνσεις για τα σωματίδια όχι σκόνης είναι μικρές.

4.2.2 Περίπτωση ανάμειξης 04/07/2014 (dust-marine)

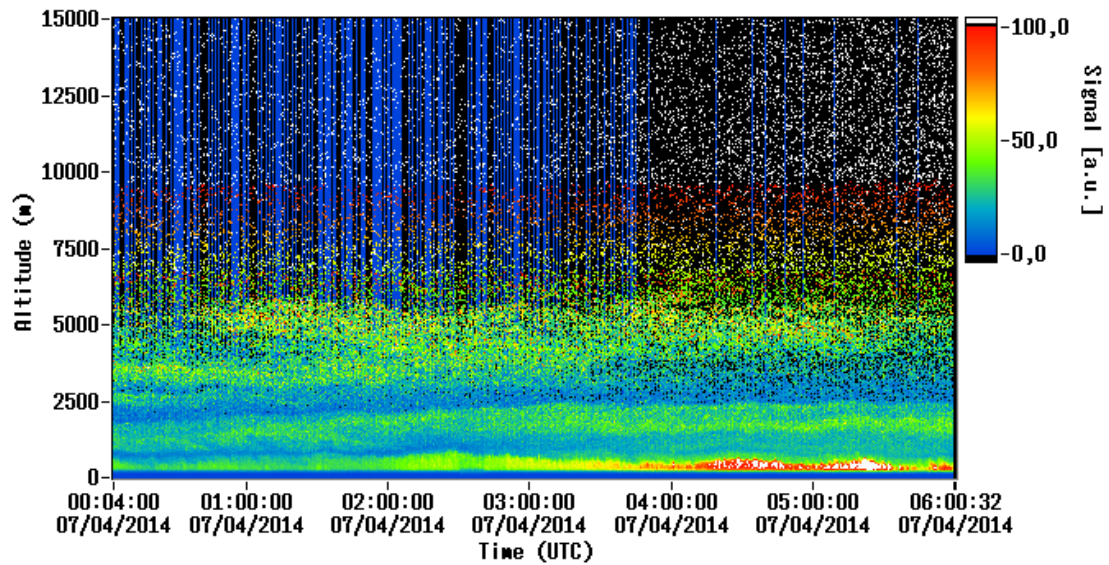
Παρατηρώντας τόσο τη χρονοσειρά της κατανομής όγκου της συγκεκριμένης ημέρας (532 nm), όσο και το προφίλ της οπισθοσκέδασης στα 1064 nm, διακρίνουμε την ύπαρξη διαφορετικού μεγέθους σωματίδια σε ύψος από 2.5 km μέχρι περίπου τα 5 km (κατανομή όγκου-σχήμα 29). Στη χρονοσειρά του συντελεστή οπισθοσκέδαση στα 1064 nm μπορούμε να εντοπίσουμε διαφορετικά επίπεδα που σχηματίζονται μέχρι το ύψος των 5 km.

Volume depolarization ratio [%], Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



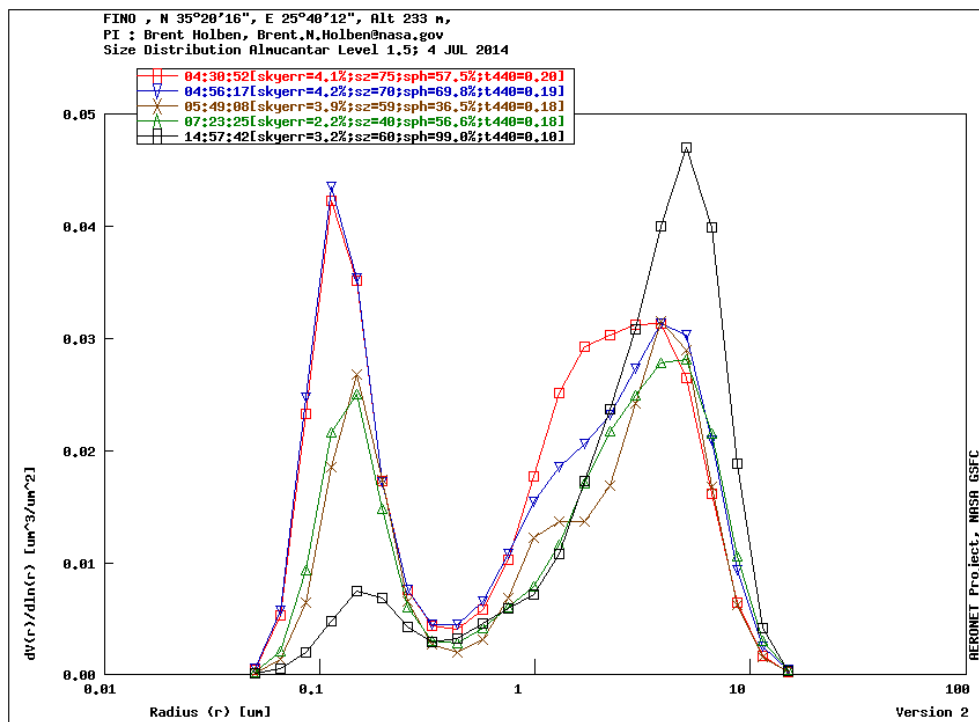
Σχήμα 29: Κατανομής όγκου στα 532 nm

Range-corrected signal@1064nm, Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



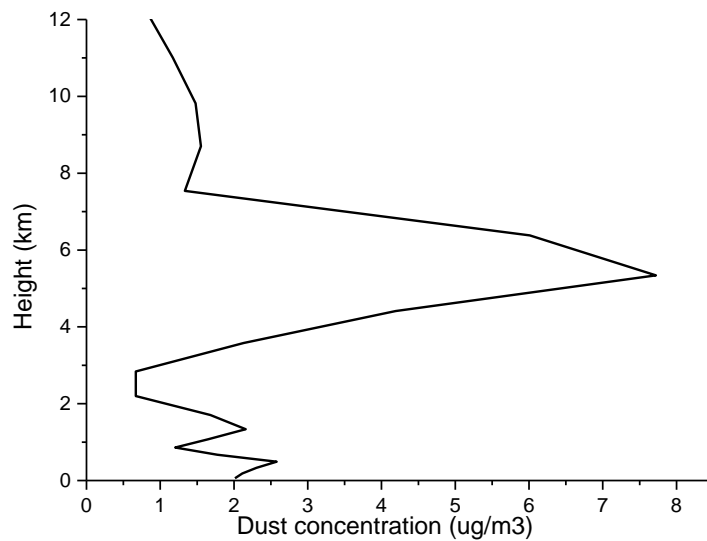
Σχήμα 30: Εξασθενημένος συντελεστής οπισθοσκέδασης στα 1064 nm

Στη κατανομή μεγεθών από το συντελεστή όγκου του φωτομέτρου παρατηρούμε την ύπαρξη δύο διαφορετικών ειδών σωματιδίων, με δύο διαφορετικά μέγιστα (Σχήμα 31), που εμφανίζονται σε σωματίδια με ακτίνα $\sim 0,2$ και $\sim 8 \mu\text{m}$.

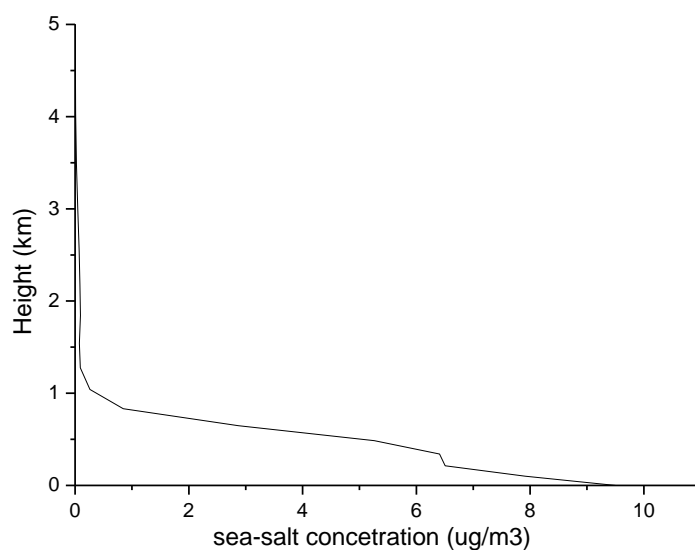


Σχήμα 31: Κατανομή μεγεθών συντελεστή όγκου 532 nm

Βλέποντας τα μοντέλα, παρατηρούμε ότι η συγκέντρωση σωματιδίων με άλας είναι αρκετά αυξημένη σε χαμηλά υψόμετρα, όσο το υψόμετρο μεγαλώνει η συγκέντρωση ελαττώνεται σημαντικά, μέχρι το ύψος των 2.5-3 km όπου μηδενίζεται. Όσον αφορά τη συγκεντρώσεις των σωματιδίων σκόνης σε χαμηλά υψόμετρα είναι αρκετά χαμηλή, αλλά όχι αμελητέα, ενώ παρατηρείται ένα σημαντικό μέγιστο σε ύψος ~5.5 km.

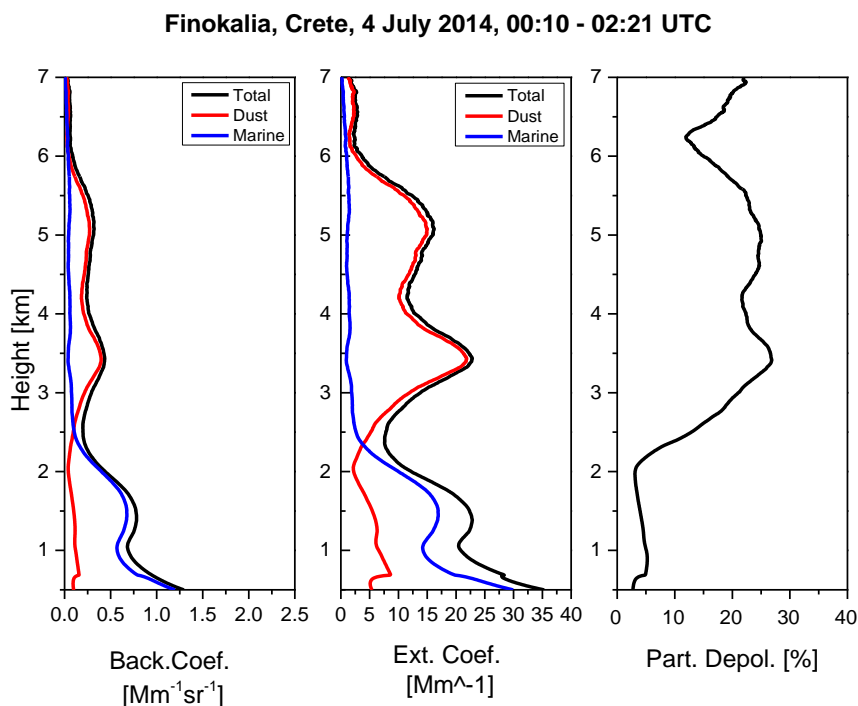


Σχήμα 3211: Μοντέλο συγκέντρωσης σωματιδίων σκόνης



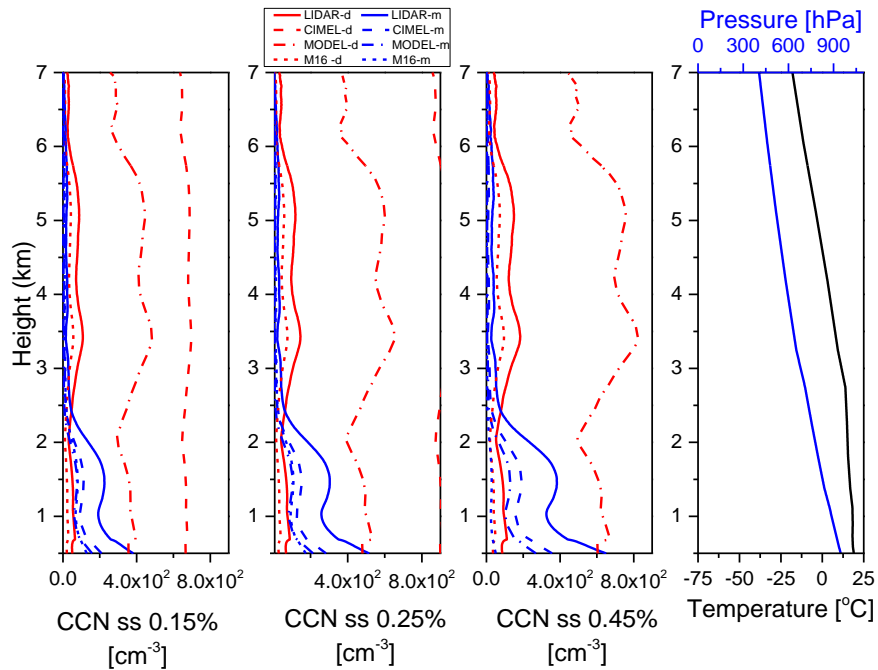
Σχήμα 33: Μοντέλο συγκέντρωσης σωματιδίων από άλας

Σε συνέχεια των ανωτέρω, οδηγούμαστε στο διαχωρισμό dust-marine σωματιδίων με βάση τη μεθοδολογία που αναλύθηκε στο κεφ. 3.



Σχήμα 124: Κατανομές συντελεστή οπισθοσκέδασης, εξασθένησης και αποπόλωσης για τις 04/07/2014, με κόκκινο χρώμα φαίνεται η κατανομή των σωματιδίων σκόνης, με μπλε η κατανομή των θαλάσσιων σωματιδίων ενώ με μαύρο η συνολική κατανομή

Όπως ήταν αναμενόμενο και από τη εξέταση του μοντέλου που προαναφέραμε, η κατανομές των σωματιδίων σκόνης είναι αρκετά χαμηλές σε σύγκριση με αυτές των θαλασσίων σωματιδίων σε ύψος μέχρι 3 km.



Σχήμα 35: Κατανομές συγκεντρώσεων CCN σε διαφορετικούς υπερκορεσμούς, και κατανομή θερμοκρασίας-πίεσης

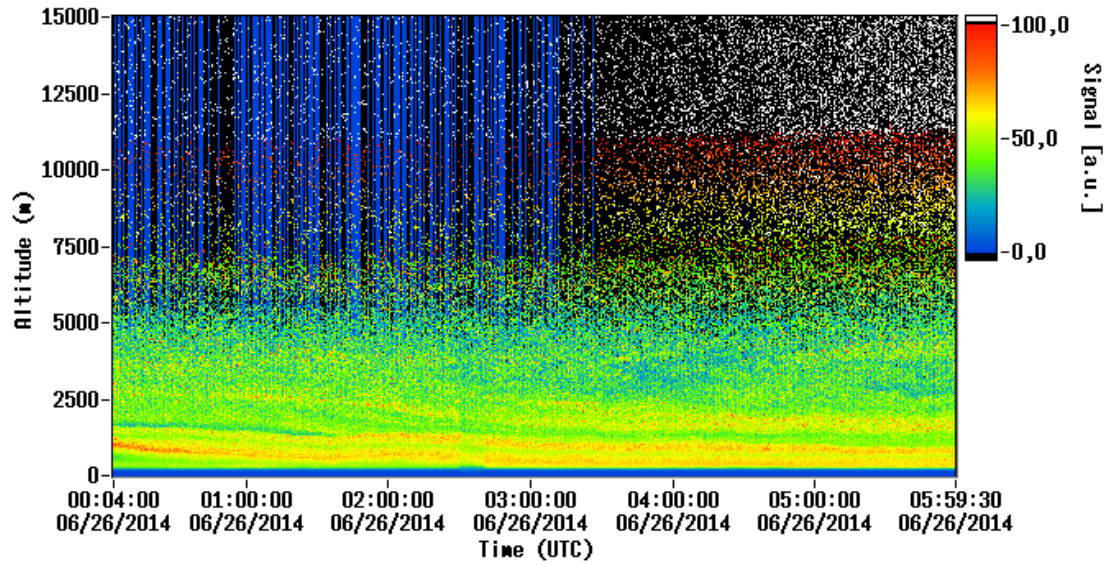
Από τις κατανομές των συγκεντρώσεων CCN που παρατίθενται παραπάνω (Σχήμα 35) βλέπουμε ότι τα CCN εμφανίζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις των θαλασσίων σωματιδίων σε χαμηλά υψόμετρα, σε σχέση με τα σωματίδια σκόνης, ενώ πιο υψηλά, που αυξάνεται ο αριθμός το σωματιδίων σκόνης, οι συγκεντρώσεις διαφοροποιούνται. Αντίθετα, η μεθοδολογία τυποποίησης με τη χρήση του μοντέλου δίνει αρκετά αυξημένη τη συγκέντρωση των CCN (από σωματίδια σκόνης) ακόμα και σε χαμηλά υψόμετρα.

Σχετικά με τα INP, τη συγκεκριμένη ημέρα οι θερμοκρασίες δεν ήταν τόσο χαμηλές (θερμοκρασιακοί περιορισμοί για σχηματισμό INP-κεφ. 3), ώστε να ευνοούν τη δημιουργία INP μέχρι και το ύψος των 7 km.

4.2.3. Θαλάσσια σωματίδια 23/06/2014

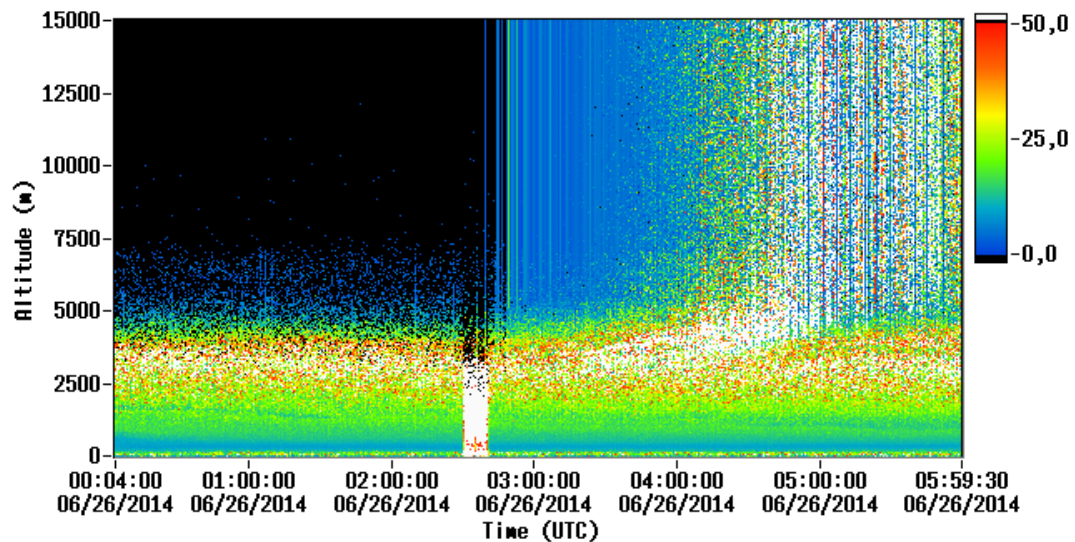
Παρατηρείται μια ομοιομορφία στις χρονοσειρές, όσον αφορά την ύπαρξη σωματιδίων, ενώ έντονη ύπαρξη θορύβου εμφανίζεται σε υψόμετρα άνω των 5 km.

Range-corrected signal@1064nm, Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



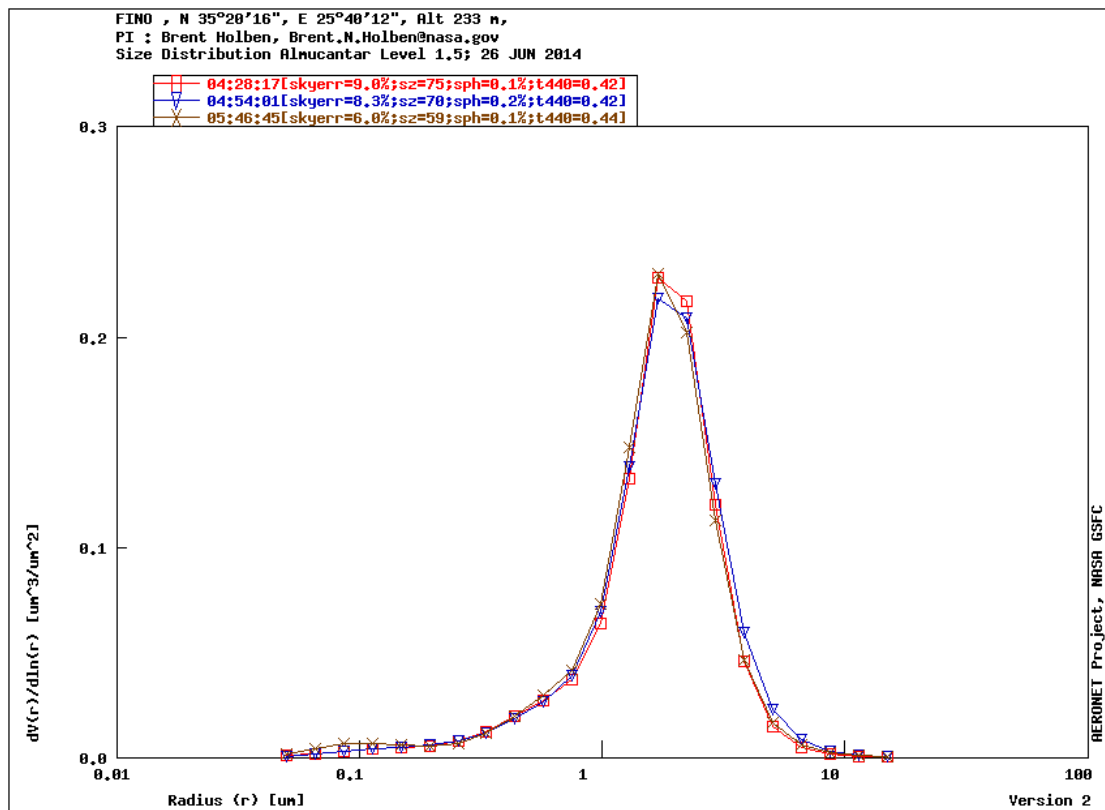
Σχήμα 36: Εξασθενημένος συντελεστής οπισθοσκέδασης 1064 nm.

Volume depolarization ratio [%], Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece

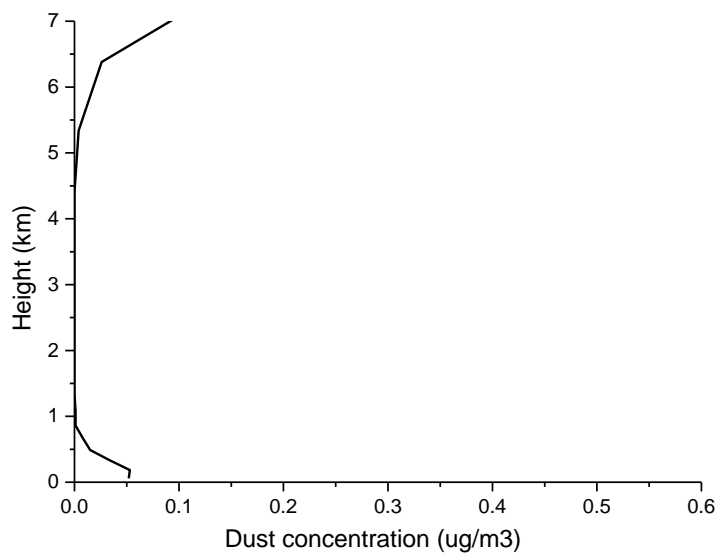


Σχήμα 37: Κατανομή όγκου στα 532 nm

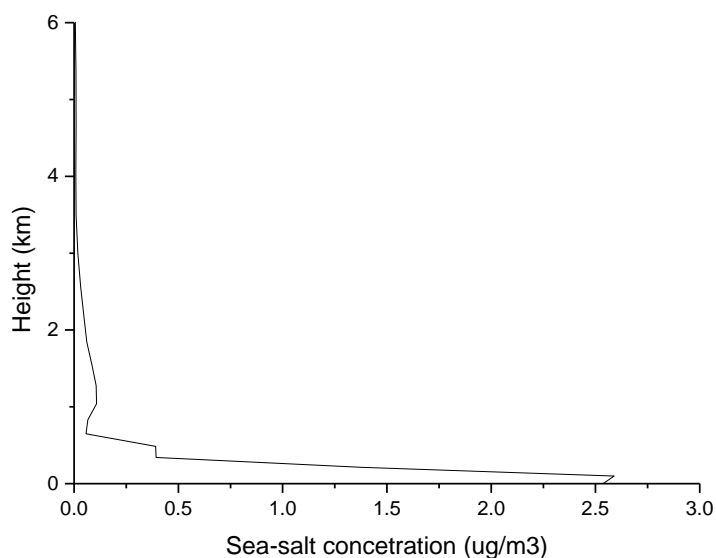
Από τις μετρήσεις του CIMEL της συγκεκριμένη ημέρα παρατηρείται μια ομοιομορφία και μόνο ένα μέγιστο σε σωματίδια με ακτίνα ~6 μm.



Σχήμα 38: Κατανομή όγκου σωματιδίων από μετρήσεις CIMEL

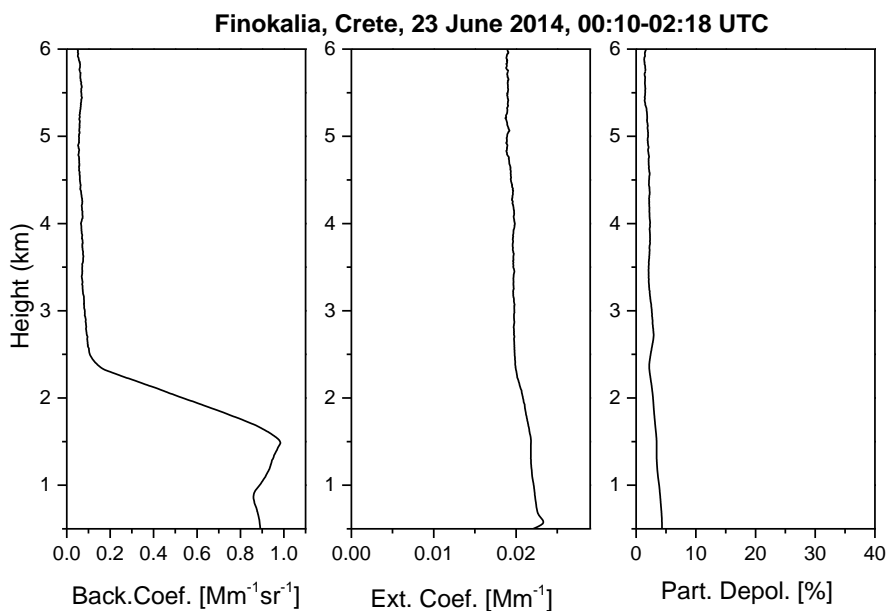


Σχήμα 139: Συγκέντρωση σωματιδίων σκόνης από μοντέλο

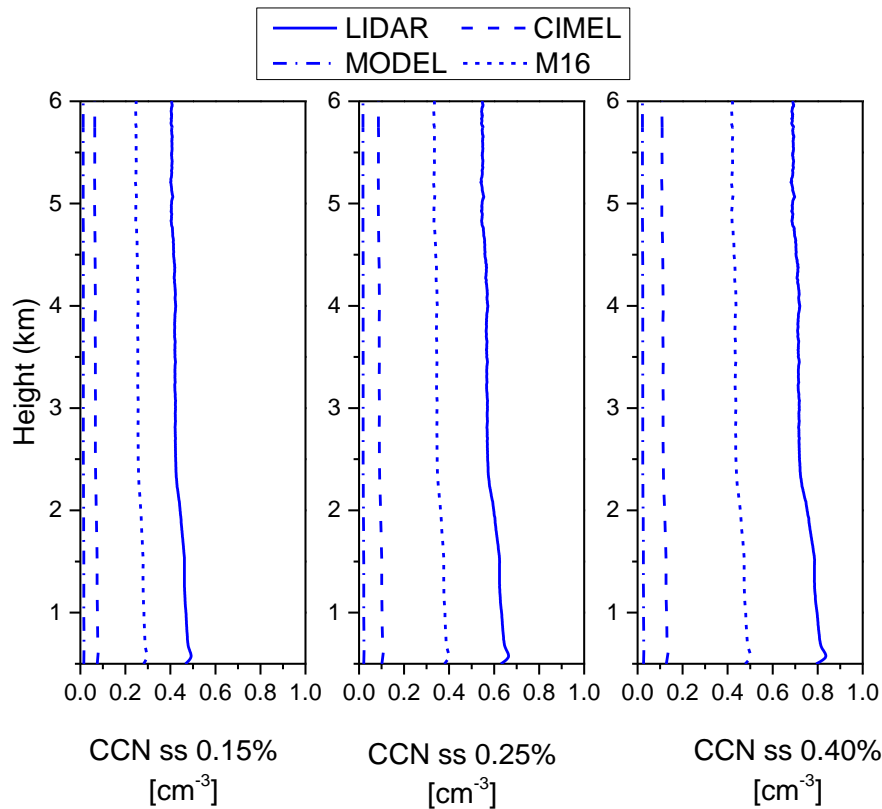


Σχήμα 40 14: Μοντέλο συγκέντρωσης θαλάσσιου αλατιού

Οι μετρήσεις του μοντέλου δείχνουν σημαντική ποσότητα σωματιδίων με άλας, και σχεδόν μηδενική ποσότητα σκόνης, σε συνδυασμό με τις υπόλοιπες μετρήσεις, χαρακτηρίζουμε τη συγκεκριμένη μέτρηση ως marine.

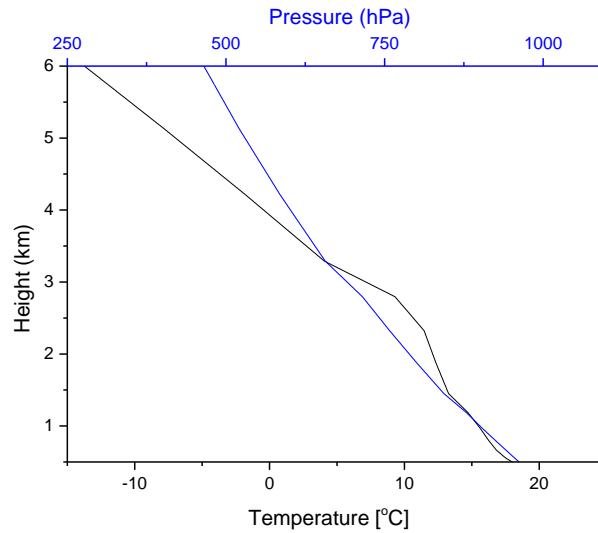


Σχήμα 41: Κατανομές συντελεστή οπισθοσκέδασης, εξασθένησης και αποπόλωσης.



Σχήμα 42: Κατανομές CCN από σωματίδια marine

Οι συγκεντρώσεις των CCN είναι αρκετά σημαντικές περίπου 0.6 με 0.8 cm^{-3} ανάλογα με τον υπερκορεσμό με τη μέθοδο Lidar για την εξαγωγή των συντελεστών. Αντίθετα οι άλλες δύο μέθοδοι εξάγουν πολύ μικρότερες συγκεντρώσεις. Σχετικά με τα INP, γενικά όταν έχουμε marine σωματίδια δύσκολα σχηματίζονται, επειδή οι χαμηλές θερμοκρασίες που απαιτούνται για το σχηματισμό τους βρίσκονται σε υψηλότερα υψόμετρα από αυτά που αντέχουν τα σωματίδια αυτά, όπως παρατηρούμε από τη κατανομή της θερμοκρασίας.

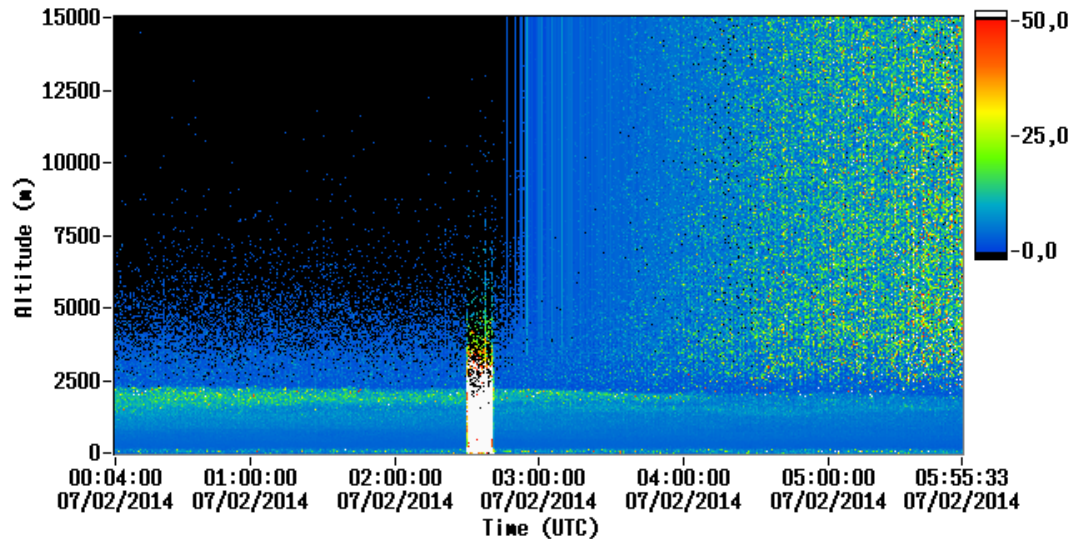


Σχήμα 43: Κατανομή πίεσης-θερμοκρασίας

4.2.4 Θαλάσσια σωματίδια 02/07/2014

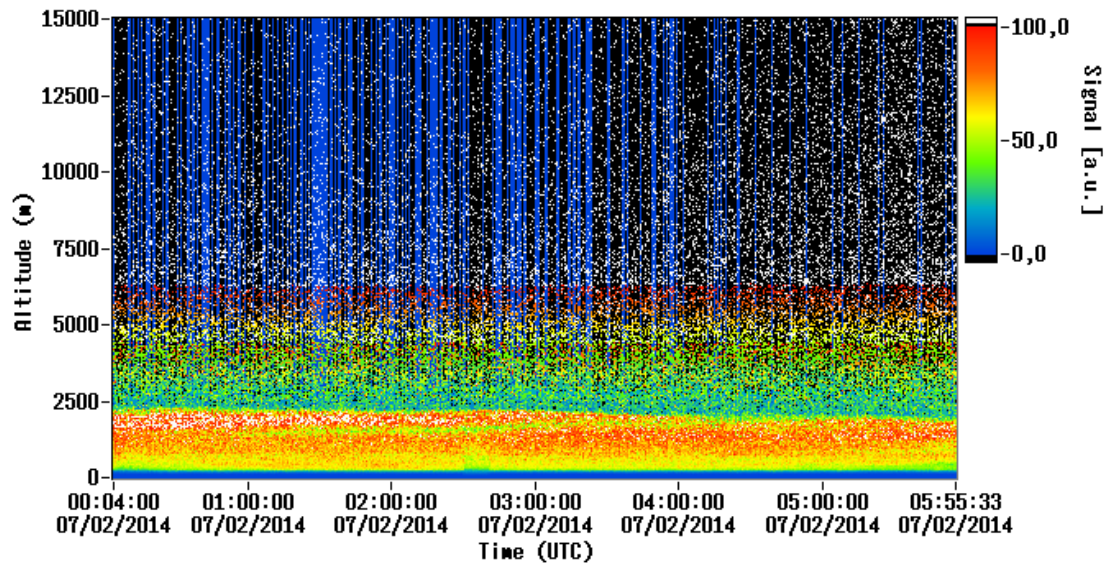
Εμφανίζεται μια ομοιομορφία στις κατανομές όγκου (Σχήμα 44) και στα 1064 nm (Σχήμα 45), με αποτέλεσμα να μπορούμε να χαρακτηρίσουμε την περίπτωση μελέτης μας, ως μια ημέρα με αμιγή θαλάσσια σωματίδια.

Volume depolarization ratio [%], Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



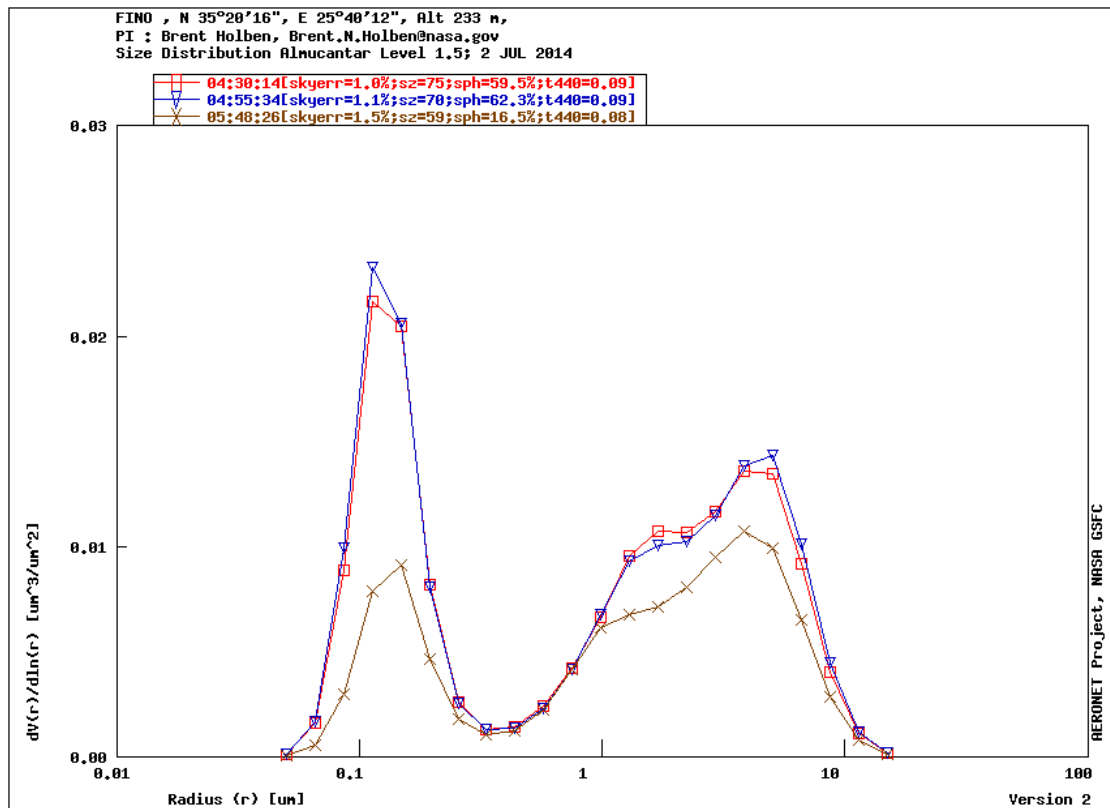
Σχήμα 154: Κατανομή όγκου στα 532 nm

Range-corrected signal@1064nm, Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece

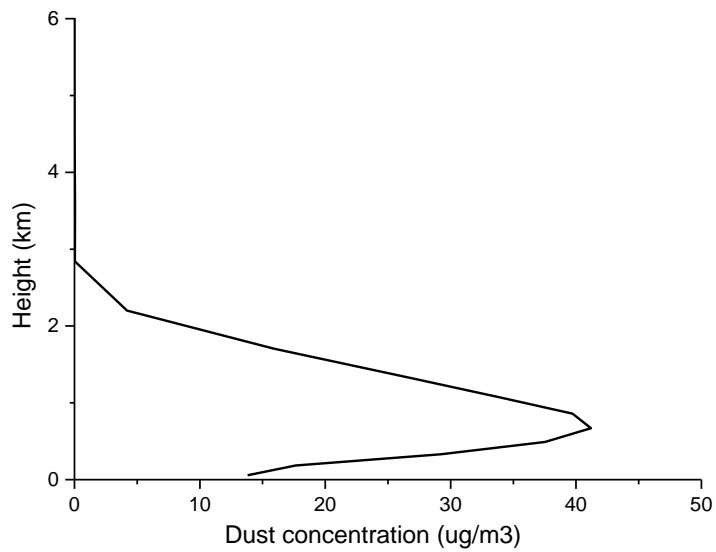


Σχήμα 16: Εξασθενημένη οπισθοσκέδαση στα 1064 nm

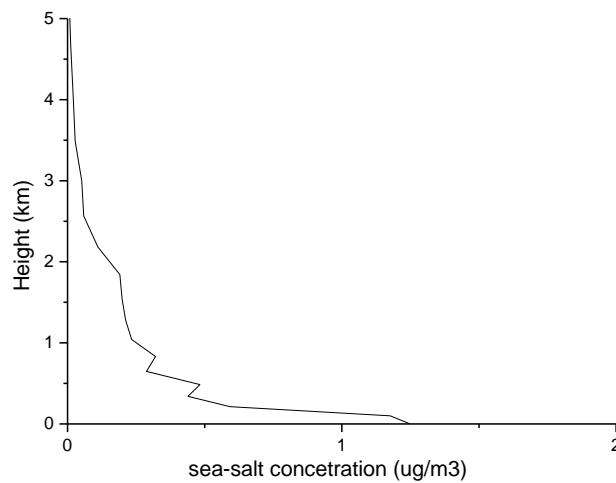
Από την κατανομή του συντελεστή όγκου του φωτομέτρου παρατηρούμε αρκετά μικρές τιμές σωματιδίων, αν και έχουμε την εμφάνιση δύο μέγιστων τιμών (Σχήμα 46).



Σχήμα 46: Κατανομή συντελεστή όγκου ανά ακτίνα σωματιδίων από CIMEL

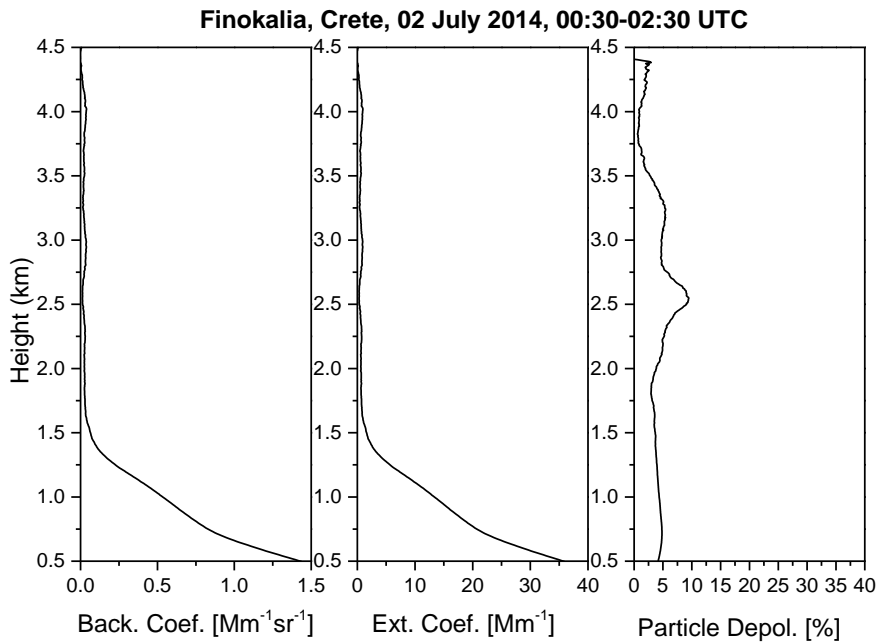


Σχήμα 47: Συγκέντρωση σωματιδίων σκόνης από μοντέλο

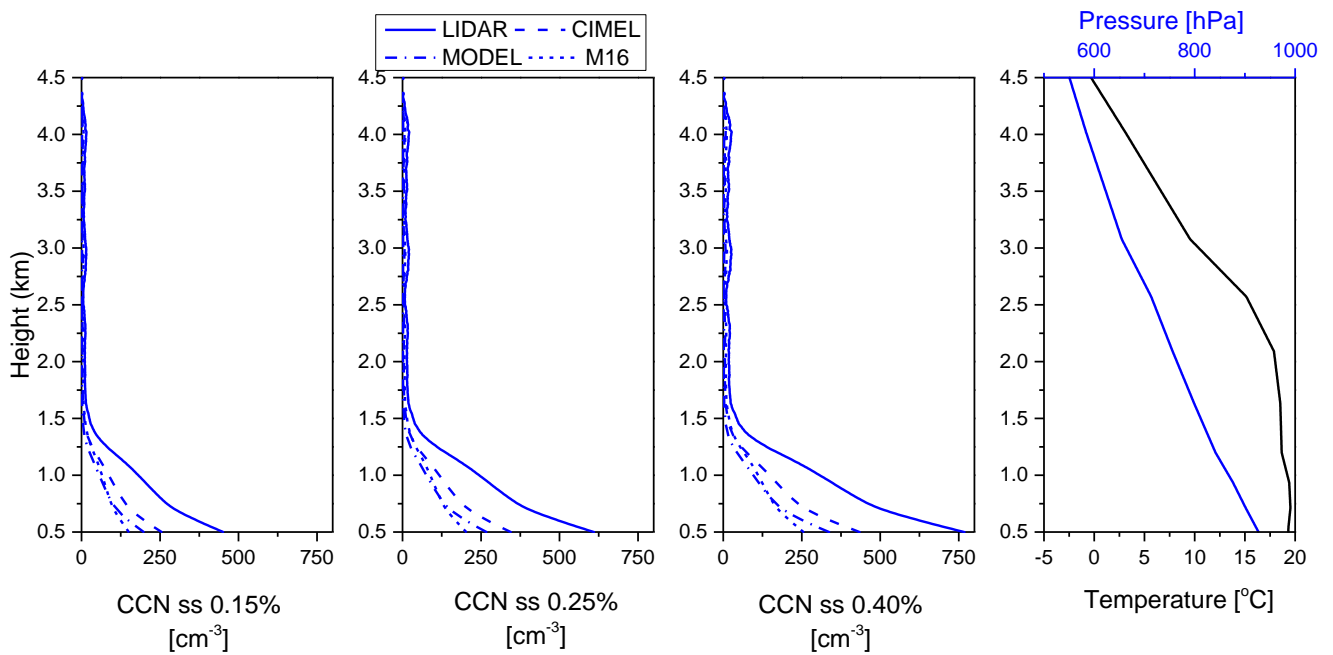


Σχήμα 48: Μοντέλο συγκέντρωσης σωματιδίων με θαλάσσιο αλάτι

Στη περίπτωση αυτή, το μοντέλο εμφανίζει σημαντική συγκέντρωση σκόνης και σημαντική ποσότητα σωματιδίων με θαλάσσιο αλάτι. Όμως έχοντας εξετάσει τις μετρήσεις του lidar, βλέποντας και τη κατανομή του συντελεστή αποπόλωσης στη συνέχεια (Σχήμα 48) και του CIMEL καταλήξαμε, ότι η περίπτωση αυτή είναι marine.



Σχήμα 49: Κατανομές συντελεστών οπισθοσκέδασης, εξασθένησης και αποπόλωσης από τη μέτρηση του lidar



Σχήμα 50: Κατανομές συγκεντρώσεων CCN, και θερμοκρασιακό προφίλ σε συνδυασμό με πίεση της ημέρας

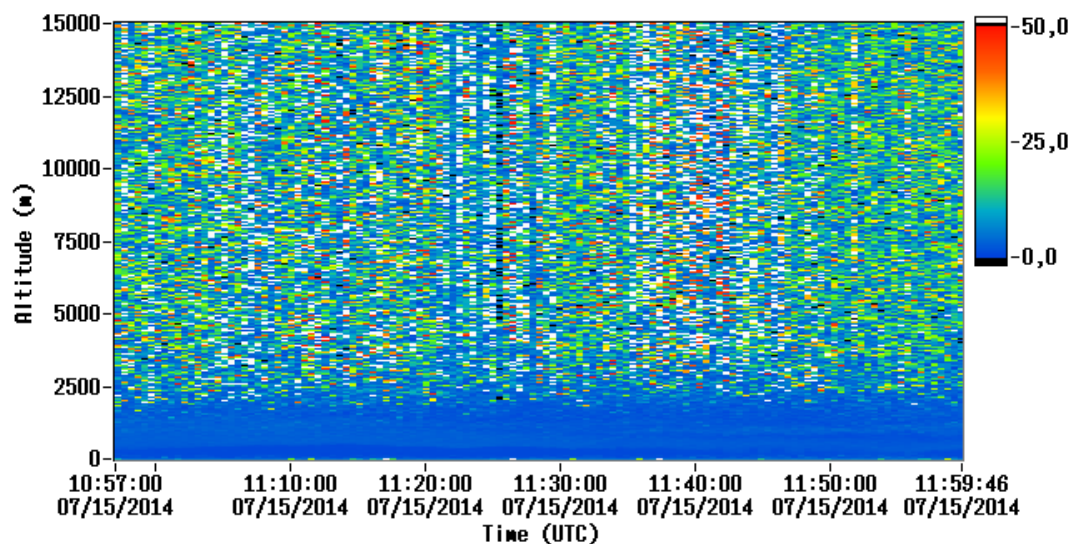
Η συγκεκριμένη ημέρα εμφανίζει αυξημένη συγκέντρωση CCN, σε σχέση με τη προηγούμενη που αναλύθηκε. Στη συγκεκριμένη ημέρα ο συντελεστής αποπόλωσης βρίσκεται στα όρια του χαρακτηρισμού ως αμιγή marine

περίπτωση. Η αύξηση του υπερκορεσμού οδηγεί σε διπλασιασμό και τριπλασιασμό της συγκέντρωσης των CCN, όπως φαίνεται και στο σχήμα 50. Οι θερμοκρασίες που σημειώθηκαν δεν είναι δυνατόν να σχηματίσουν INP, γιατί δεν πέφτουν κάτω των 0°C, όπως παρατηρείται από τη θερμοκρασιακή κατανομή.

4.2.5 Θαλάσσια σωματίδια 15/07/2014

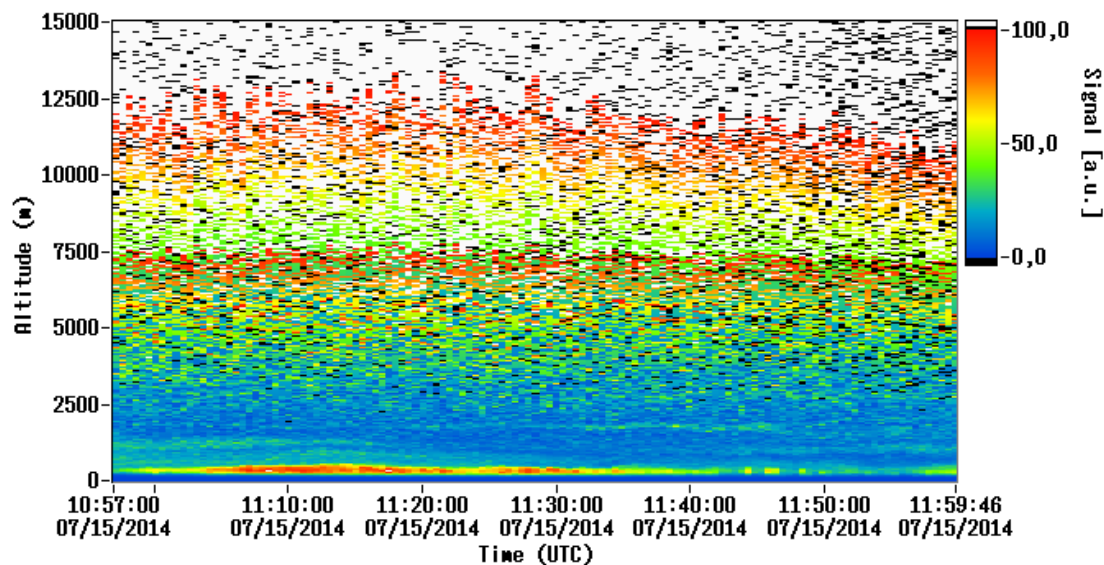
Στη κατανομή του όγκου από 1064 nm παρατηρούμε μια σχετικά ομοιόμορφη κατανομή, βέβαια στο 1064 nm διακρίνεται ένα μικρό επίπεδο χαμηλά.

Volume depolarization ratio [%], Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



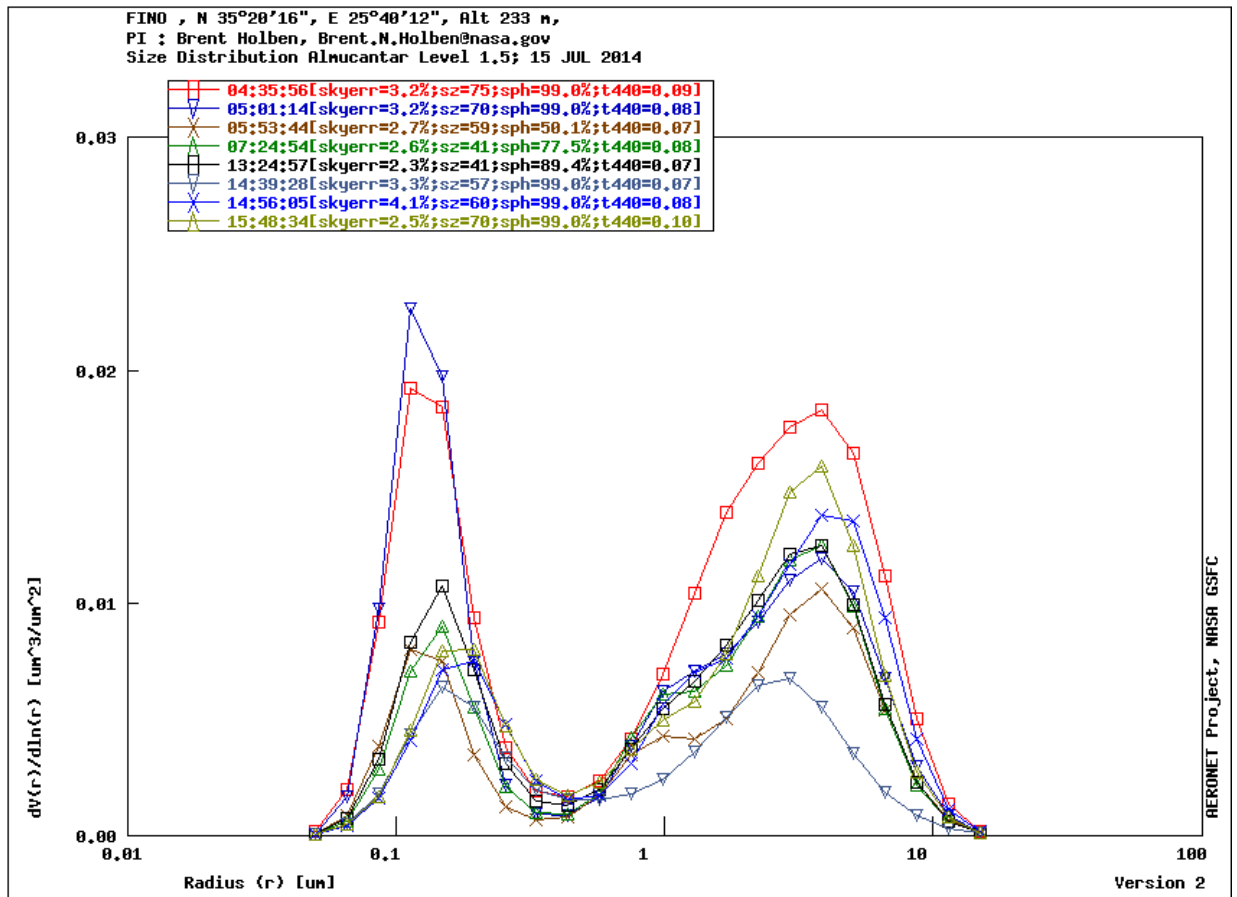
Σχήμα 51: Κατανομή όγκου 532 nm

Range-corrected signal@1064nm, Pollyarielle, Finokalia, Crete, Greece



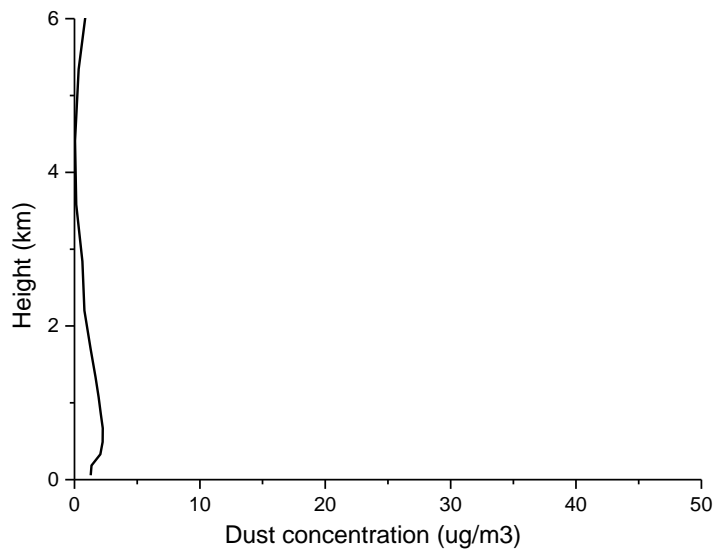
Σχήμα 52: Οπισθοσκεδαζόμενο σήμα 1064 nm

Η κατανομή όγκου από το CIMEL εμφανίζει δύο μέγιστα με παρόμοιες τιμές, αλλά ανήκουν σε σωματίδια διαφορετικής ακτίνας.

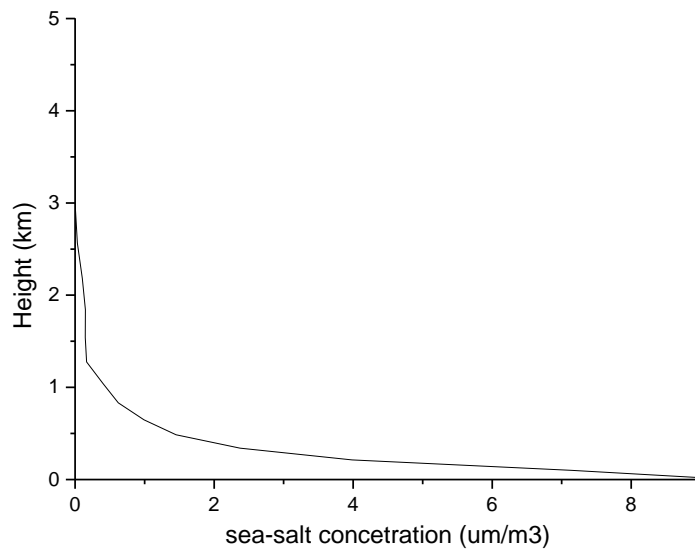


Σχήμα 53: Κατανομή όγκου CIMEL

Το μοντέλο δείχνει σχεδόν μηδενική συγκέντρωση σκόνης, ενώ όσον αφορά τα σωματίδια με θαλάσσιο αλάτι η εμφάνιση του είναι εμφανής, όπως φαίνεται στα σχήματα 54 και 55 αντίστοιχα.

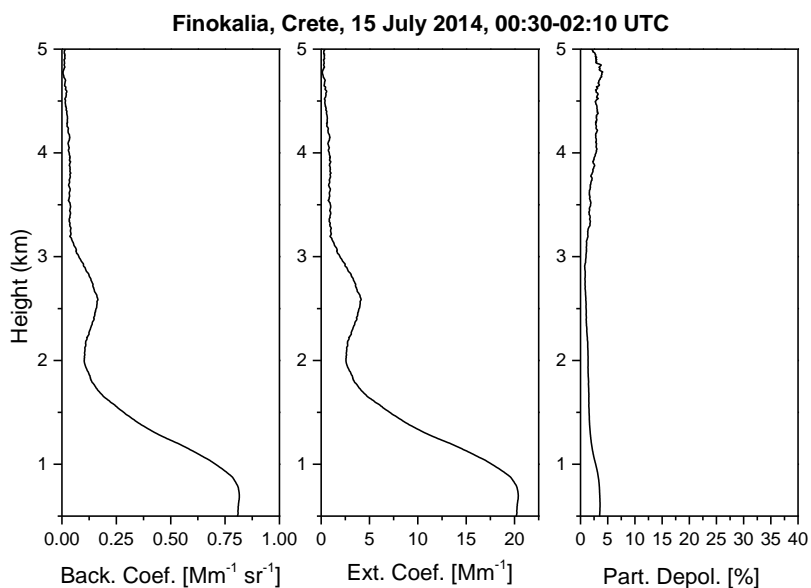


Σχήμα 54: Συγκέντρωση σκόνης από μοντέλο

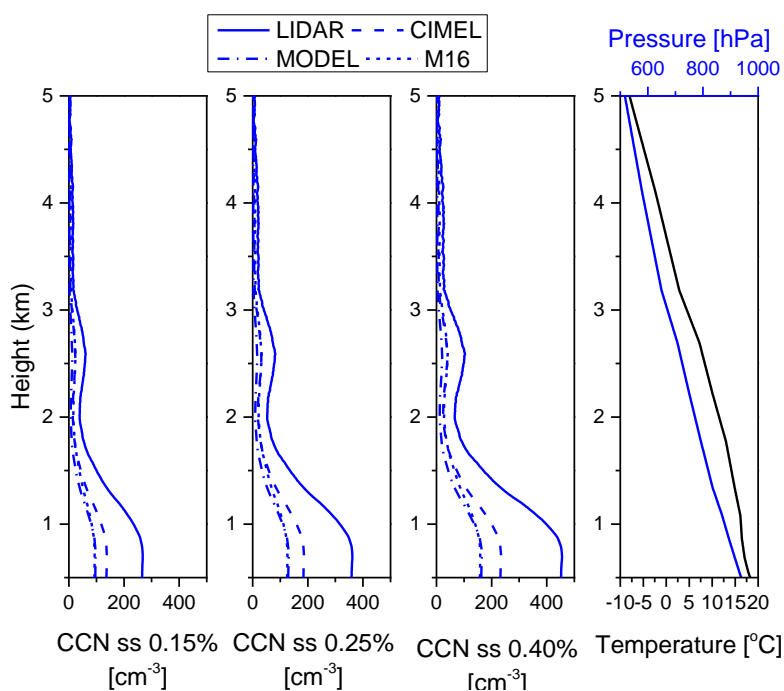


Σχήμα 55: Συγκέντρωση σωματιδίων με άλας από το μοντέλο

Η μέτρηση έχει χαμηλή τιμή στο συντελεστή αποπόλωσης (μέχρι 5%) και σε συνδυασμό με τα υπόλοιπα αποτελέσματα χαρακτηρίζεται ως marine.



Σχήμα 56: Κατανομές μετρήσεων lidar (οπισθοσκέδασης, εξασθένισης, αποπόλωσης)



Σχήμα 57: Συγκεντρώσεις CCN σε διαφορετικούς υπερκορεσμούς

Οι συγκεντρώσεις των CCN είναι αρκετά σημαντικές, τη συγκεκριμένη ημέρα, υπάρχει μια μείωση της συγκέντρωσης με την αύξηση του ύψους και σχεδόν μια εκ μηδένηση σε υψόμετρο μεγαλύτερο των 4 km. Οι θερμοκρασίες μέχρι το υψόμετρο των 5 km, δεν είναι αρκετά χαμηλές ώστε να σχηματιστούν INP.

Συμπεράσματα

Στη παρούσα εργασία, αναλύθηκε με ολοκληρωμένο τρόπο η δυνατότητα εξαγωγής κατακόρυφων κατανομών CCN και INP με τη χρήση των επίγειων μετρήσεων ενεργητικής τηλεπισκόπησης Lidar.

Πρωτεύοντα ρόλο παίζει ο σωστός διαχωρισμός των βασικών τύπων σωματιδίων (θαλάσσιων σωματιδίων, ανάμειξη σωματιδίων και σωματίδια σκόνης). Πραγματοποιήθηκαν διαφορετικές παραμετροποιήσεις, αρχικά με τη χρήση των διάφορων παραμέτρων του Lidar, στη συνέχεια με τη χρήση του AOD και του εκθέτη Ångström από μετρήσεις φωτομέτρου, και έπειτα με τη χρήση των συγκεντρώσεων του ατμοσφαιρικού μοντέλου (σωματιδίων σκόνης και θαλάσσιων σωματιδίων με άλας).

Οι διαφορετικές παραμετροποιήσεις που αναφέραμε μας βοήθησε στην εξαγωγή συντελεστών, κατάλληλων για τον υπολογισμό των κατακόρυφων κατανομών CCN και INP σωματιδίων, όπως έχει εκτιμηθεί από τη βιβλιογραφία.

Για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων των CCN απαιτείται η εξαγωγή της αριθμητικής κατανομής των αιωρούμενων σωματιδίων n_{100} (σωματίδια με ακτίνα μεγαλύτερη των 100 nm). Ενώ για τον υπολογισμό των INP απαιτείται η εξαγωγή της αριθμητικής κατανομής των αιωρούμενων σωματιδίων n_{250} και n_{290} (σωματίδια με ακτίνα μεγαλύτερη των 250 nm – σωματίδια σκόνης και 290 nm- σωματίδια όχι σκόνης). Οι υπολογισμοί των προαναφερθέντων αριθμητικών κατανομών έγιναν με τη χρήση των μετρήσεων του φωτομέτρου CIMEL, που ανήκει στο δίκτυο AERONET.

Υπάρχουν σημαντικές αβεβαιότητες στον υπολογισμό και των δύο παραμέτρων (CCN και INP), οι οποίες οφείλονται σε μεγάλο βαθμό στα είδη των αερολυμάτων και τις ιδιότητες τους (προέλευση, συστατικά, χημική σύσταση αερολυμάτων, καθώς και γήρανση και επιρροές από την επικάλυψή τους).

Η μεθοδολογία εφαρμόστηκε συνολικά σε πέντε περιπτώσεις μετρήσεων lidar που έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια του πειράματος CHARADEmcr (Ιούνιος-Ιούλιος 2014) στη Κρήτη, εκ των οποίων οι δύο αφορούσαν ανάμειξη

σωματιδίων, μια περίπτωση σωματίδια σκόνης και μη, και μια περίπτωση σωματίδια σκόνης και θαλάσσια σωματίδια. Καθώς επίσης αναλύσαμε και τρεις περιπτώσεις με αμιγή θαλάσσια σωματίδια. Οι μελέτες αυτές μας δείχνουν την ικανότητα του Lidar να παρέχει κατανομές ύψους CCN και INP σε επίπεδο μικτής φάσης και cirrus νεφών.

Η συγκεκριμένη μελέτη μπορεί να χρησιμοποιηθεί για βελτίωση και ίσως αυτοματοποίηση της εξαγωγής τέτοιων κατανομών από τις μετρήσεις με σκοπό την ανίχνευση της εξέλιξης των νεφών και της πιθανότητας βροχόπτωσης σε συνδυασμό με την έντασή της. Πρόβλημα ωστόσο αποτελεί, η επιθυμία χρήσης μόνο ξηρών σωματιδίων στην ανάκτηση των κατανομών.

Η εφαρμογή μιας τεχνικής για τα ποσοστά των υδρατμών σε συνδυασμό με τη θερμοκρασία μπορεί να οδηγήσει σε βελτιωμένα ίσως αποτελέσματα. Σε περιπτώσεις που έχουμε διαφορετικού τύπου σωματίδια, όπως έντονες ανθρωπογενείς δραστηριότητες, καύση της βιομάζας, απαιτείται τρόπος διαχωρισμού και μοντελοποίηση των συντελεστών.

Στη συνέχεια θα ελεγχθούν τα αποτελέσματα της μεθοδολογίας που εφαρμόσαμε με μετρήσεις πεδίου CCN που έλαβαν χώρα, καθώς επίσης και θα συγκριθούν αυτά με ατμοσφαιρικό μοντέλο, που θα τρέξει κατά τη διάρκεια του πειράματος για συγκεντρώσεις CCN και INP, ώστε να μειωθεί η πιθανότητα λάθους.

Βιβλιογραφία

- Albrecht, B.A. 1989, "Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness", *Science*, vol. 245, no. 4923, pp. 1227-1230
- Andreae, M.O., Andreae, T.W., Anegarn, H., Beer, J., Cachier, H., Le Canut, P., Elbert, W., Maenhaut, W., Salma, I., Wienhold, F.G. & Zenker, T. 1998, "Airborne studies of aerosol emissions from savanna fires in southern Africa: 2. Aerosol chemical composition", *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, no. D24, pp. 32119-32128
- Ansmann, A. & Müller, D. 2005, "Lidar and atmospheric turbidity, aerosol particles, in Lidar. Range-Resolved Optical Remote Sensing of the Atmosphere", edited by C. Weitkamp, Springer, New York, pp. 105-141
- Ansmann, A., Bösenberg, J., Chaikovsky, A., Comerón, A., Eckhardt, S., Eixmann, R., Freudenthaler, V., Ginoux, P., Komguem, L., Linné, H., López Márquez, M. A., Matthias, V., Mattis, I., Mitev, V., Müller, D., Music, S., Nickovic, S., Pelon, J., Sauvage, L., Sobolewsky, P., Srivastava, M.K., Stohl, A., Torres, J., O., Vaughan, G., Wandinger, U., and Wiegner, M.: Long-range transport of Saharan dust to northern Europe: The 11–16 October 2001 outbreak observed with EARLINET, *J. Geophys. Res.*, 108, 4783, doi:10.1029/2003JD003757, 2003
- Atwater, M.A. 1970, "Planetary albedo changes due to aerosols", *Science*, vol. 170, no. 3953, pp. 64-66.
- Baars H., Kanitz T., Engelmann R., Althausen D., Heese B., Komppula M., Preißler J., Tesche M., Ansmann A., Wandinger U., Lim J.-H., Young Ahn J., Stachlewska I., Amiridis V., Marinou E., Seifert P., Hofer J., Skupin A., Schneider F., Bohlmann S., Foth A., Bley S., Pfüller A., Giannakaki E., Lihavainen H., Viisanen Y., Kumar Hooda R., Nepomuceno Pereira S., Bortoli D., Wagner F., Mattis I., Janicka L., Markowicz K., Achtert P., Artaxo P., Pauliquevis T., Souza R., Sharma V.P., Gideon van Zyl P., Beukes J. P., Sun J., Rohwer E., Deng R.,

- Mamouri R.-E., and Zamorano F., 2016, An overview of the first decade of PollyNET: an emerging network of automated Raman-polarization lidars for continuous aerosol profiling, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 5111–5137, doi:10.5194/acp-16-5111-2016
- Barahona, D. and Nenes, A.: Parameterizing the competition between homogeneous and heterogeneous freezing in cirrus cloud formation – monodisperse ice nuclei, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 369–381, doi:10.5194/acp-9-369-2009, 2009a.
- Barahona, D. and Nenes, A.: Parameterizing the competition between homogeneous and heterogeneous freezing in cirrus cloud formation – monodisperse ice nuclei, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 369–381, doi:10.5194/acp-9-369-2009, 2009b.
- Barahona, D., Rodriguez, J., and Nenes, A.: Sensitivity of the global distribution of cirrus Ice crystal concentration to heterogeneous freezing, *J. Geophys. Res.*, 15, D23213, doi:10.1029/2010JD014273, 2010a
- Barahona, D., West, R. E. L., Stier, P., Romakkaniemi, S., Kokkola, H., and Nenes, A.: Comprehensively accounting for the effect of giant CCN in cloud activation parameterizations, *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 2467–2473, doi:10.5194/acp-10-2467-2010, 2010b
- Bates, T. S., Quinn, P. K., Covert, D. S., Coffman, D. J., Johnson, J. E., and Wiedensohler, A.: Aerosol physical properties and processes in the lower marine boundary layer: a comparison of shipboard sub-micron data from ACE-1 and ACE-2, *Tellus B*, 52, 258–272, doi:10.1034/j.1600-0889.2000.00021.x, 2000
- Beddows D. C. S., Dall’Osto M., Harrison R. M., Kulmala M. , Asmi A. , Wiedensohler A. , Laj P. , Fjaeraa A.M., Sellegri K., Birmili W., Bukowiecki N., Weingartner E., Baltensperger U., Zdimal V., Zikova N., Putaud J.-P., Marinoni A., Tunved P., Hansson H.-C., Fiebig M., Kivekäs N., Swietlicki E. , Lihavainen H., Asmi E., Ulevicius V., Aalto P. P., Mihalopoulos N., Kalivitis N., Kalapov I., Kiss G. , de Leeuw G.,

- Henzing B., O'Dowd C., Jennings S. G., Flentje H., Meinhardt F., Ries L. , Denier van der Gon H. A. C., and Visschedijk A. J. H., 2014, Variations in tropospheric submicron particle size distributions across the European continent 2008–2009, *Atmos. Chem. Phys.*, 14, 4327–4348, doi:10.5194/acp-14-4327-2014
- Binkowski F. S., Roselle S. J., 2003, Models-3 Community Multiscale Air Quality (CMAQ) model aerosol component 1. Model description, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, doi: 10.1029/2001JD001409
- Binkowski, F.S. and U. Shankar, 1995, The regional particulate matter model, 1. mode description and preliminary results, *Journal of Geophysical research*, 100, 26191-26209
- Bissonnette N, Lalande R, Bordeleau LM. 1986. Large-scale production of *Rhizobium meliloti* on whey. *Appl. Environ. Microbiol.* 52:838–841
- Bucholz, A., Rayleigh-scattering calculations for the terrestrial atmosphere, *Appl. Opt.*, 34, 2765-2773, 1995
- Charlson, R.J. & Pilat, M.J. 1969, "Climate: The influence of aerosols", *Journal of Applied Meteorology*, vol. 8, no. 6, pp. 1001-1002
- Coakley Jr, J.A., Cess, R.D. & Yurevich, F.B. 1983, "The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: a parameterization for climate models.", *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 40, no. 1, pp. 116-138
- Cotton, W. R., et al., 2003, RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 82, 5 – 29
- D'Amico, G., Amodeo, A., Baars, H., Binietoglou, I., Freudenthaler, V., Mattis, I., Wandinger, U., and Pappalardo, G.: EARLINET Single Calculus Chain – overview on methodology and strategy, *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 4891–4916, doi:10.5194/amt-8- 4891-2015, 2015

- DeMott, P. J., Prenni, A. J., Liu, X., Kreidenweis, S. M., Petters, M. D., Twohy, C. H., Richardson, M. S., Eidhammer, T., and Rogers, D. C.: Predicting global atmospheric ice nuclei distributions and their impacts on climate, *P. Natl. Acad. Sci. USA*, 107, 11217–11222, doi:10.1073/pnas.0910818107, 2010
- DeMott, P. J., Prenni, A. J., McMeeking, G. R., Sullivan, R. C., Petters, M. D., Tobo, Y., Niemand, M., Möhler, O., Snider, J. R., Wang, Z., and Kreidenweis, S. M.: Integrating laboratory and field data to quantify the immersion freezing ice nucleation activity of mineral dust particles, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 393–409, doi:10.5194/acp-15-393-2015, 2015a
- Dubovik O., Holben B., Eck T., Smirnov A., Kaufman Y., King M., Tanre D., and Slutsker I., 2002, Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations, *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 59
- Engelmann R., Kanitz T., Baars H., Heese B., Althausen D., Skupin A., Wandinger U., Komppula M., Stachlewska I. S., Amiridis V., Marinou E., Mattis I., Linné H., and Ansmann A., 2016, The automated multiwavelength Raman polarization and water-vapor lidar PollyXT: the neXT generation, *Atmos. Meas. Tech.*, 9, 1767–1784, 2016, doi:10.5194/amt-9-1767-2016
- Feingold, G., Cotton, W.R., Kreidenweis, S.M. & Davis, J.T. 1999, "The impact of giant cloud condensation nuclei on drizzle formation in stratocumulus: Implications for cloud radiative properties", *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 56, no. 24, pp. 4100-4117
- Fernald, F.G. 1984, "Analysis of atmospheric lidar observations, some comments", *Applied Optics*, vol. 32, pp. 652-653
- Ferrare, R.A., Turner, D.D., Brasseur, L.H., Feltz, W.F., Dubovik, O. & Tooman, T.P. 2001, "Raman lidar measurements of the aerosol extinction-to-backscatter ratio over the Southern Great Plains", *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, no. D17, pp. 20333-20347

- Fountoukis, C. and Nenes, A.: Continued development of a cloud droplet formation parameterization for global climate models, *J. Geophys. Res.*, 110, D11212, doi:10.1029/2004JD005591, 2005
- Fountoukis, C., and A. Nenes, 2005, Continued development of a cloud droplet formation parameterization for global climate models, *J. Geophys. Res.*, 110, D11212, doi:10.1029/2004JD005591
- Franke, K., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Venkataraman, C., Reddy, M.S., Wagner, F. & Scheele, R. 2003, "Optical properties of the IndoAsian haze layer over the tropical Indian Ocean", *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. 2
- Franke, K., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Wagner, F. & Scheele, R. 2001, "One-year observations of particle lidar ratio over the tropical Indian Ocean with Raman lidar", *Geophysical Research Letters*, vol. 28, no. 24, pp. 4559-4562
- Freudenthaler, V., Esselborn, M., Wiegner, M., Heese, B., Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Wirth, M., Fix, A., Ehret, G., Knippertz, P., Toledano, C., Gasteiger, J., Garhammer, M., and Seefeldner, M.: Depolarization ratio pro- filing at several wavelengths in pure Saharan dust during SAMUM 2006, *Tellus B*, 61, 165–179, doi:10.1111/j.1600- 0889.2008.00396.x, 2009
- Friedlander, S. K. , 2000, *Smoke, Dust, and Haze*, 2nd Ed. Oxford University Press
- Gerasopoulos E., Kouvarakis G., Vrekoussis M., Donoussis C., Mihalopoulos N, Kanakidou M., 2005, Photochemical ozone production in the Eastern Mediterranean, *Atmospheric Environment* 40 (2006) 3057–3069
- Gong Y., Chang L., Viola K., Lacor P.N., Lambert M.P., Finch C.E., Krafft G.A., and Klein W.L.. 2003, Alzheimer's disease-affected brain: Presence of oligomeric A ligands (ADDLs) suggests a molecular basis

for reversible memory loss, www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.1834302100

Guenther, A., Hewitt, C. N., Erickson, D., Fall, R., Geron, C., Graedel, T., Harley, P., Klinger, L., Lerdau, M., McKay, W. A., Pierce, T., Scholes, B., Steinbrecher, R., Tallamraju, R., Taylor, J., and Zimmerman, P. A.: Global-Model of Natural Volatile Organic-Compound Emissions, *J. Geophys. Res.- Atmos.*, 100(D5), 8873–8892, 1995

Gunn, R. & Phillips, B.B. 1957, "An experimental investigation of the effect of air pollution on the initiation of rain", *J. Meteorol.*, vol. 14, pp. 272-280

Haywood, J. & Boucher, O. 2000, "Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review", *Reviews of Geophysics*, vol. 38, no. 4, pp. 513-543

Haywood, J.M. & Shine, K.P. 1997, "Multi-spectral calculations of the direct radiative forcing of tropospheric sulphate and soot aerosols using a column model", *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, vol. 123, no. 543, pp. 1907-1930

Heese, B., Flentje, H., Althausen, D., Ansmann, A., and Frey, S.: Ceilometer lidar comparison: backscatter coefficient retrieval and signal-to-noise ratio determination, *Atmos. Meas. Tech.*, 3, 1763–1770, doi:10.5194/amt-3-1763-2010, 2010

Hiranuma N, Brooks SD, Gramann J, Auvermann BW. High concentrations of coarse particles emitted from a cattle feeding operation. *Atmos Chem Phys*. 2011;11:8809–8823

Hirsikko A., O'Connor E., Komppula M., Korhonen K., Pfüller A., Giannakaki E., Wood C. R., Bauer-Pfundstein M., Poikonen A., Karppinen T., Lonka H., Kurri M., Heinonen J., Moisseev D., Asmi E., Aaltonen V., Nordbo A., Rodriguez E., Lihavainen H., Laaksonen A., Lehtinen K.E. J., Laurila T., Petäjä T., Kulmala M., and Viisanen Y., 2014, Observing wind, aerosol particles, cloud and precipitation: Finland's new ground-

based remote-sensing network, *Atmos. Meas. Tech.*, 7, 1351-1375, doi:10.5194/amt-7-1351-2014

Hobbs, P.V., Reid, J.S., Herring, J.A., Nance, J.D., Weiss, R.E., Ross, J.L., Hegg, D.A., Ottmar, R.D. & Liousse, C. 1996, "Particle and trace-gas measurements in the smoke from prescribed burns of forest products in the Pacific Northwest", *Biomass Burning and Global Change*, vol. 2, pp. 697715

Holben B. N., Tanre D., Smirnov A., Eck T., Slutsker I., Abuhassan N., Newcomb W., Schafer J., Chatenet B., Lavenu F., Kaufman Y., Vande Castle J., Setzer A., Markham B., Clark D., Frouin R., Halthore R., Karneli A., O'Neill N.T., Pietras C., Pinker R.T., Voss K., Zibordi G., 2001, An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, doi: 10.1029/2001JD900014

Holben B.N. , Eck T.F., Slutsker I., Tanré D, Buis J.P., Setzer A., Vermote E., Reagan J.A., Kaufman Y.J., Nakajima T., Lavenu F., Jankowiak I., Smirnov A., 1998, AERONET—A Federated Instrument Network and Data Archive for Aerosol Characterization, *Remote Sensing of Environment*, Volume 66, Issue 1, Page: 1-16 doi:10.1016/S0034-4257(98)00031-5

Iacono M.J., Delamere J.S., Mlawer E.J., Shephard M.W., Clough S.A., Collins W.D., 2008, Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: calculations with the AER radiative transfer models, *J. Geophys. Res.*, 113, p. D13103

Iacono, M. J., E. J. Mlawer, S. A. Clough, and J.-J. Morcrette, 2000, Impact of an improved longwave radiation model, RRTM, on the energy budget and thermodynamic properties of the NCAR community climate model, CCM3, *J. Geophys. Res.*, 105, 14,873 – 14,890, doi:10.1029/2000JD900091

IPCC: Climate change 2007: the physical basis. Contribution of working group I to the fourth assessment report of the Intergovernmental Panel on

- Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2007
- IPCC: Climate Change 2013: The Physical Science Basis, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA., 2013
- Jacobs R., Fine I., 1999, Experience-dependent integration of texture and motion cues to depth, *Vision Research* 39, 4062–4075
- Kain, J. S., 2004: The Kain–Fritsch convective parameterization scheme: An update. *J. Appl. Meteor.*, 43, 170–181
- Kain, J. S., Fritsch M. 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain–Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteor. Monogr., No. 24, Amer. Meteor. Soc., 165–170
- Klett, J.D. 1981, "Stable analytical inversion solution for processing lidar returns", *Applied Optics*, vol. 20, no. 2, pp. 211-220
- Koehler, K. A., Kreidenweis, S. M., DeMott, P. J., Petters, M-D., Prenni, A. J., and Carrico, C. M.: Hygroscopicity and cloud droplet activation of mineral dust aerosol, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08805, doi:10.1029/2009GL037348, 2009
- Kondratyev, K. Y. and Varotsos, C., 2000, *Atmospheric ozone variability: Implications for climate change, human health and ecosystems*, Springer, New York
- Koren, I., Kaufman, Y.J., Remer, L.A. & Martins, J.V. 2004, "Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation", *Science*, vol. 303, no. 5662, pp. 1342-1345
- Kouvarakis, G., Tsigaridis, K., Kanakidou, M., Mihalopoulos, N., 2000. Temporal variations of surface background ozone over Crete Island in the South-East Mediterranean. *Journal of Geophysical Research* 105, 4399–4410

- Kuo-Nan Liou & Szu-Cheng Ou 1989, "The role of cloud microphysical processes in climate: an assessment from a one-dimensional perspective", *Journal of Geophysical Research*, vol. 94, no. D6, pp. 8599-8607
- Kushta J., Kallos G., Astitha M., Solomos S., Spyrou C., Mitsakou C., Lelieveld J., 2014, Impact of natural aerosols on atmospheric radiation and consequent feedbacks with the meteorological and photochemical state of the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 119 (2014), pp. 1463–1491 <http://dx.doi.org/10.1002/2013JD020714>
- Lamb D., Verlinde J., 2011, *Physics and Chemistry of Clouds*, Cambridge University press
- Lundgren D.G., Petzoldt D, Näher H, 1986, "Chemical reactions important in bioleaching and bioaccumulation" in EHRlich H.L., HOLMES D.S. Eds.: "Workshop on biotechnology for the mining, metal refining and fossil fuel processing industries" *Biotechnology & Bioengineering Symposium No.16*, J. Wiley & Sons, New York, pp.7-22
- Madronich S., 1987, Intercomparison of NO₂ photodissociation and U.V. Radiometer Measurements, *Atmospheric Environment*, Volume 21, Issue 3, 1987, Pages 569-578
- Mamouri R.-E. and Ansmann A., 2016, Potential of polarization lidar to provide profiles of CCN- and INP-relevant aerosol parameters, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 5905–5931, doi:10.5194/acp-16-5905-2016
- Marticorena B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé and M. Legrand, Modeling the atmospheric dust cycle: 2-Simulations of Saharan dust sources, *J. Geophys. Res.*, 102, 4387-4404, 1997
- Masonis, S.J., Franke, K., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Ogren, J.A., Jefferson, A. and Sheridan, P.J., 2002, An intercomparison of aerosol light extinction and 180° backscatter as derived using in situ instruments and Raman lidar during the INDOEX field

campaign. Journal of Geophysical Research 107: doi: 10.1029/2000JD000035. issn: 0148-0227.

McCormick, R.A. & Ludwig, J.H. 1967, "Climate modification by atmospheric aerosols", Science, vol. 156, no. 3780, pp. 1358-1359

Measures, R.M. 1984, "Laser Remote Sensing Fundamentals and Applications", J. Willey & Sons, New York

Meyer J and Allen N (1997), "Commitment in the Workplace: Theory, Research, and Application", Sage Publications

Meyers, M.P.; P.I. Demott and W.R. Cotton ,1992: New primary ice-nucleation parameterizations in an explicit cloud model. J Appl. Meteorol., 31, 708-721

Mihalopoulos, N., Stephanou, E., Kanakidou, M., Pilitsidis, S. & Bousquet, P. 1997, "Tropospheric aerosol ionic composition in the Eastern Mediterranean region", Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology, vol. 49, no. 3, pp. 314-326

Mitchell, J.M. 1971, "The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth's surface", Journal of Applied Meteorology, vol. 10, pp. 703-714

Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J. and Clough, S.A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. Journal of Geophysical Research 102: doi: 10.1029/97JD00237. issn: 0148-0227

Monahan, E. C., Spiel, D. E. & Davidson, K. L. 1986 A model of marine aerosol generation via whitecaps and wave disruption. In Oceanic whitecaps and their role in air-sea exchange processes (eds E. C. Monahan & G. MacNiocaill), pp. 167–174. Dordrecht, The Netherlands: Reidel

Muller, D., Ansmann, A., Mattis, I., Tesche, M., Wandinger, U., Althausen, D., and Pisani, G.: Aerosol-type-dependent lidar ratios observed with

Raman lidar, J. Geophys. Res., 112, D16202,1400
doi:10.1029/2006JD008292, 2007

National Meteorological Library (Met Office),
<http://www.metoffice.gov.uk/learning/library>, 03/06/2016

Nenes A., Pandis S., Pilinis C., 1998, Continued development and testing of a new thermodynamic aerosol module for urban and regional air quality models, Atmospheric Environment 33, 1553—1560

Nenes, A. and Seinfeld, J. H.: Parameterization of cloud droplet formation in global climate models, J. Geophys. Res., 108, 4415,
doi:10.1029/2002JD002911, 2003

NRC, E. 2005, Radiative Forcing of Climate Change.Expanding the Concept and Addressing Uncertainties

O'Dowd C.D., De Leeuw G.,2007, Marine aerosol production: a review of the current knowledge, Phil. Trans. R. Soc. A (2007) 365, 1753–1774
doi:10.1098/rsta.2007.2043

Pappalardo, G., Amodeo, A., Apituley, A., Comeron, A., Freudenthaler, V., Linné, H., Ansmann, A., Bösenberg, J., D'Amico, G., Mattis, I., Mona, L., Wandinger, U., Amiridis, V., AladosArboledas, L., Nicolae, D., and Wiegner, M.: EARLINET: towards an advanced sustainable European aerosol lidar network, Atmos. Meas. Tech., 7, 2389–2409,
doi:10.5194/amt-7-2389- 2014, 2014

Penner, J.E., Andreae, M., Annegarn, H., Barrie, L., Feichter, J., Hegg, D., Jayaraman, A., Leaitch, R., Murphy, D., Nganga, J. & Pitari, G. 2001, "Aerosols, their direct and indirect effects", IPCC, 2001: Climate Change 2001: The Scientific Basis.Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change

Pérez, C., S. Nickovic, G. Pejanovic, J.M. Baldasano, and E. Özsoy, 2006: Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecast. J. Geophys. Res., 111, D16206, doi:10.1029/2005JD006717

- Pielke R. A., Cotton W.R., Walko R. L., Tremback C. J., Lyons W. A., Grasso L. D., Nicholls M.E., Moran M.D., Wesley D.A., Lee T.J., and Copeland J.H., 1992, A comprehensive Meteorological Modeling System RAMS, *Meteorol. Atmos. Phys.* 49, 69-91
- Pilinis C., Pandis S.N., 1995, Physical, chemical and optical properties of atmospheric aerosols, the handbook of environmental chemistry: Airborne Particulate Matter, vol. 4 part D. (pp.99-125), Koumztzis T. and Samaras C (Eds), Germany: Springer
- Quinn, P. K., Bates, T. S., Coffman, D. J., and Covert, D. S.: Influence of particle size and chemistry on the cloud nucleating properties of aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 8, 1029–1042, doi:10.5194/acp-8-1029-2008, 2008
- Raghavendra K. K., Venkataraman S., Rajuru R. R. and Kotalo R. G., 2013, Remote sensing of atmospheric aerosols in South Africa, *SPIE*, doi: 10.1117/2.1201306.004893
- Ramanathan, V. 1988, "The greenhouse theory of climate change: A test by an inadvertent global experiment", *Science*, vol. 240, no. 4850, pp. 293-299
- Rayleigh, L. 1871, *Phil.Mag.*41:447-454. Rayleigh, *Phil.Mag.*14:84-18
- Rosenfeld, D. 2000, "Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution", *Science*, vol. 287, no. 5459, pp. 1793-1796
- Rudich, Y., Khersonsky, O. & Rosenfeld, D. 2002, "Treating clouds with a grain of salt", *Geophysical Research Letters*, vol. 29, no. 22, pp. 17-1
- Sassen, K. (2002), Indirect climate forcing over the western US from Asian dust storms, *Geophys. Res. Lett.*, 29(10), 1465, doi:10.1029/2001GL014051
- Scotland, R. M., K. Sassen, and R. Stone, 1971, "Observations by lidar of linear depolarizations of hydrometeors," *J. Appl. Meteor.*, 10, 1011--1017,

- Seinfeld, J., and S. Pandis, 1999. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Global Change, J. Wiley & Sons, Inc., N. York.
- Shinozuka, Y., Clarke, A. D., Nenes, A., Jefferson, A., Wood, R., McNaughton, C. S., Ström, J., Tunved, P., Redemann, J., Thornhill, K. L., Moore, R. H., Latham, T. L., Lin, J. J., and Yoon, Y. J., 2015, The relationship between cloud condensation nuclei (CCN) concentration and light extinction of dried particles: indications of underlying aerosol processes and implications for satellitebased CCN estimates, *Atmos. Chem. Phys.*, 15, 7585–7604, doi:10.5194/acp-15-7585-2015.
- Solomos S., Kallos G. , Mavromatidis E., and Kushta J., 2012, Density currents as a desert dust mobilization mechanism, *Atmos. Chem. Phys.*, 12, 11199–11211, doi:10.5194/acp-12-11199-2012
- Solomos S., Kallos G., Kushta J., Astitha M., Tremback C., Nenes A., and Levin Z., 2011, An integrated modeling study on the effects of mineral dust and sea salt particles on clouds and precipitation. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 873–892, 2011
- Spyrou C. , Kallos G. , Mitsakou C., Athanasiadis P., Kalogeri C. , and Iacono M. J., 2013, Modeling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 5489–5504, doi:10.5194/acp-13-5489-2013
- Spyrou, C., Mitsakou, C., Kallos, G., Louka, P., and Vlastou, G.: An improved limited area model for describing the dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 115, D17211, doi:10.1029/2009JD013682, 2010
- Stachlewska Iwona Sylwia, 2005, Investigation of tropospheric arctic aerosol and mixed-phase clouds using airborne lidar technique, *der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Potsdam*
- Tesche, M., Ansmann, A., Müller, D., Althausen, D., Engel-1510 mann, R., Freudenthaler, V., and Groß, S.: Vertically resolved separation of dust and smoke over Cape Verde using multiwavelength Raman and

- polarization lidars during Saharan Mineral Dust Experiment 2008, *J. Geophys. Res.*, 114, D13202, doi:10.1029/2009JD011862, 2009
- Twomey, S. 1977 "The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds", *Journal of the Atmospheric Sciences.*, vol. 34, pp.1149-1152
- Weitkamp, C., 2005, *LIDAR: range-resolved optical remote sensing of the atmosphere*, Springer series in optical sciences, ISSN 0342-4111-102
- Whiteman, D. N.: Examination of the traditional Raman lidar technique. I. Evaluating the temperature-dependent lidar equations, *Appl. Optics*, 42, 2571–2592, doi:10.1364/AO.42.002571, 2003
- Zhang Q., Worsnop D. R. , Canagaratna M. R., and Jimenez J. L., 2005, Hydrocarbon-like and oxygenated organic aerosols in Pittsburgh: insights into sources and processes of organic aerosols, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 3289–3311
- Zhang, X., Massoli, P., Quinn, P. K., Bates, T. S., and Cappa, C. D.: Hygroscopic growth of submicron and supermicron aerosols in the marine boundary layer, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 119, 8384– 8399, doi:10.1002/2013JD021213, 2014
- Zieger, P., Fierz-Schmidhauser, R., Weingartner, E., and Baltensperger, U.: Effects of relative humidity on aerosol light scattering: results from different European sites, *Atmos. Chem. Phys.*, 13, 10609–10631, doi:10.5194/acp-13-10609-2013, 2013
- Ziegler J. C., Bertrand D., Tóth D., Csépe V., Reis A., Faísca L., Blomert L. (2010). Orthographic depth and its impact on universal predictors of reading: A cross-language investigation. *Psychological Science*, 21, 551–559. 10.1177/0956797610363406

Ελληνική βιβλιογραφία

Αμοιρίδης Β., 2005, Μεταβολές αιωρούμενων σωματιδίων σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Φυσικής, Εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας

Αμοιρίδης Β., 2005, Μεταβολές αιωρούμενων σωματιδίων σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, Τμήμα Φυσικής, Εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας

Μελάς Δ., Αλεξανδροπούλου Α., Αμοιρίδης Β., Κακαρίδου Μ., Σουλακέλλης Ν., 2000, Ατμοσφαιρική Ρύπανσης, Υπουργείο Εθνικής Παιδείας και Θρησκευμάτων Διεύθυνση Σπουδών Δευτεροβάθμιας Εκπαίδευσης ΕΠΕΑΕΚ 1.1.ΣΤ.1.Γ2 Ανάπτυξη Εκπαιδευτικού Υλικού για την Περιβαλλοντική Εκπαίδευση

Μπενής Μ., 2013, Σημειώσεις: Ατομικής Φυσικής, Ιωάννινα

Σαχινίδης Σ., Ζεμπεκάκης Π., Κεμετζής Α., Ο ρόλος των αιωρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας και του όζοντος στη διαμόρφωση του κλίματος. Οι επιπτώσεις του στην υγεία του ανθρώπου, Εκδοτικός οίκος «Vivapharm», <http://www.vivapharm.com/greek/free-online-journals/medical/medical-articles/saxinidis/somatidia.htm>, 15/06/2016

Διαδίκτυο

Air Resources Laboratory (ARL), <http://www.arl.noaa.gov/>

PollyNET: Worldwide observations with the portable Raman lidar systems (Polly), available at: <http://polly.tropos.de>, 2016

Εταιρία TSI Inc, <http://www.tsi.com/>, 25/03/2016

Ναυτεμπορική, <http://www.naftemporiki.gr/>, 15/06/2016

Πείραμα CHARADMExp, <http://charadmexp.gr/>

Σταθμός Φινοκαλίας, <http://finokalia.chemistry.uoc.gr/>

Παράρτημα

1.Βασικές έννοιες

Αιωρούμενα σωματίδια χαρακτηρίζονται, οποιοδήποτε μη-μοριακό ατμοσφαιρικό συστατικό που βρίσκεται στην ατμόσφαιρα, όπως σκόνη, σταγονίδια νερού, κρύσταλλοι πάγου, καπνός και οποιοδήποτε μικρό σωματίδιο απελευθερώνεται στην ατμόσφαιρα.⁷⁰

Ένα σύννεφο αποτελείται από υδρατμούς, λεπτά υδροσταγονίδια ή λεπτούς παγοκρυστάλλους ή συνδυασμό των προηγούμενων, τα οποία προέρχονται από την συμπύκνωση των υδρατμών που βρίσκονται στην ατμόσφαιρα.

Συμπύκνωση ονομάζεται η μετατροπή αερίου σε υγρό. Καθώς ψύχεται ένα αέριο, τα σωματίδιά του αρχίζουν να ταλαντώνονται επιβραδυντικά, έτσι, σταδιακά, ισχυροποιούνται οι μεταξύ τους ελκτικές δυνάμεις με αποτέλεσμα το αέριο να συμπυκνώνεται σε υγρό. Η συμπύκνωση γίνεται σε θερμοκρασίες από το σημείο βρασμού και κάτω. Αν αυξηθεί η πίεσή του, τότε η συμπύκνωση πραγματοποιείται σε χαμηλότερες θερμοκρασίες.⁷¹

Πυρήνες συμπύκνωσης ονομάζονται τα σωματίδια που έχουν την ικανότητα να απορροφούν νερό από την ατμόσφαιρα και με τη διαδικασία της συμπύκνωσης βοηθάνε στο σχηματισμό νεφών (cloud condensation nuclei-CCN). Τα αδιάλυτα σωματίδια μπορούν εν δυνάμει να συμβάλουν στο σχηματισμό πάγου λέγονται πυρήνες πάγου (ice-nuclei-IN).⁷²

Κατάσταση κορεσμού υγρού ατμοσφαιρικού αέρα, λέγεται η κατάσταση στην οποία μπορεί να βρεθεί ο υγρός ατμοσφαιρικός αέρας, κατά την οποία έστω και η ελάχιστη ψύξη του προκαλεί υγροποίηση μέρους των υδρατμών που περιέχει. Ο αέρας θεωρείται κορεσμένος όταν φτάσει στο μέγιστο ποσό των υδρατμών, (για κάθε μόριο νερού που εξατμίζεται ένα άλλο συμπυκνώνεται). Ο κορεσμένος αέρας έχει σχετική υγρασία 100% (το αέριο και το υγρό είναι σε ισορροπία).

⁷⁰ Friedlander, 2000, Seinfeld, 1999

⁷¹ National Meteorological Library

⁷² Lamb, 2011

Βαθμός ή λόγος κορεσμού (μ), ονομάζεται ο λόγος της ειδικής υγρασίας του αέρα προς την ειδική υγρασία του κορεσμένου αέρα (για ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας). Όταν η μερική πίεση των υδρατμών είναι σχετικά μικρή σε σύγκριση με την πίεση του μίγματος, μπορεί να γίνει δεκτό ότι ο βαθμός κορεσμού είναι ίσος με τη σχετική υγρασία του αέρα, με αποτέλεσμα να προκαλεί υγραποίηση σε τμήμα των υδρατμών που περιέχει.

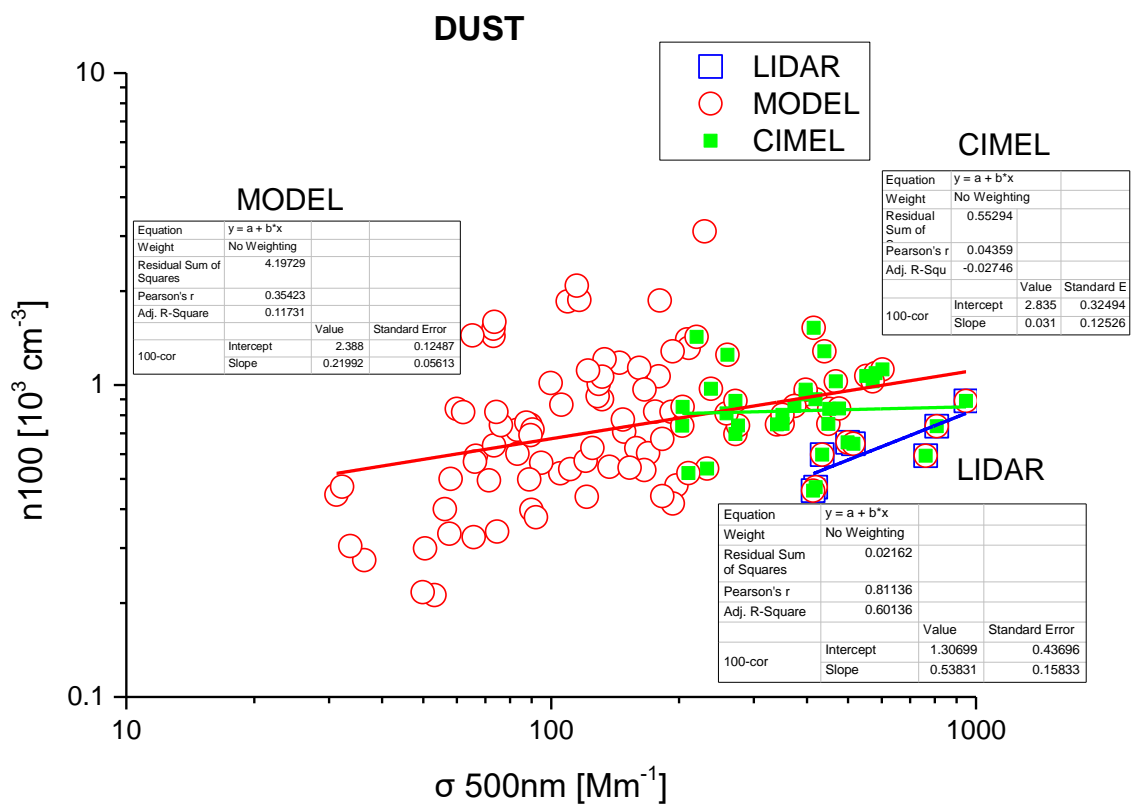
Κατάσταση υπερκορεσμού έχουμε όταν η συγκέντρωση ενός συστατικού του υπερβαίνει τη συγκέντρωση κορεσμού.

Πυρηνοποίηση καλείται η διεργασία σχηματισμού καταβύθισης υπομικροσκοπικών στερεών σωματιδίων, τα οποία ονομάζονται κέντρα κρυστάλλωσης, έμβρυα ή πυρήνες. Η πυρηνοποίηση μπορεί να λάβει χώρα αυθόρμητα σε αμιγείς συνθήκες, οφειλόμενη στον υψηλό βαθμό υπερκορεσμού και ονομάζεται ομογενής ή μπορεί να υποβοηθηθεί από την παρουσία ξένων σωματιδίων και ονομάζεται ετερογενής. Στην περίπτωση που η πυρηνοποίηση οφείλεται στην παρουσία κρυστάλλων της ίδιας ουσίας ονομάζεται δευτερογενής.

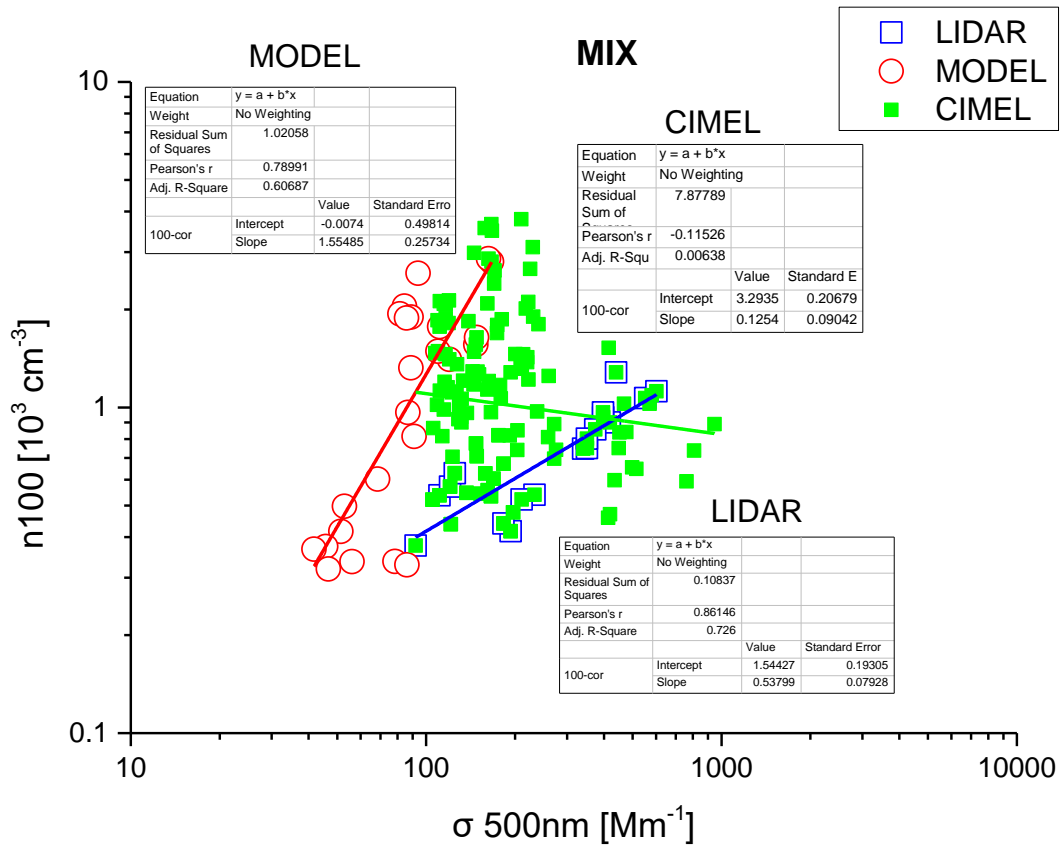
Υψηλή τιμή σχετικού υπερκορεσμού προκαλεί υψηλό ρυθμό πυρηνοποίησης, με αποτέλεσμα τη δημιουργία πολυάριθμων και μικρού μεγέθους πυρήνων, οι οποίοι, εν συνεχεία, οδηγούν στο σχηματισμό λεπτοκρυσταλλικών ιζημάτων.⁷³

⁷³ Lundgren et al. 1986

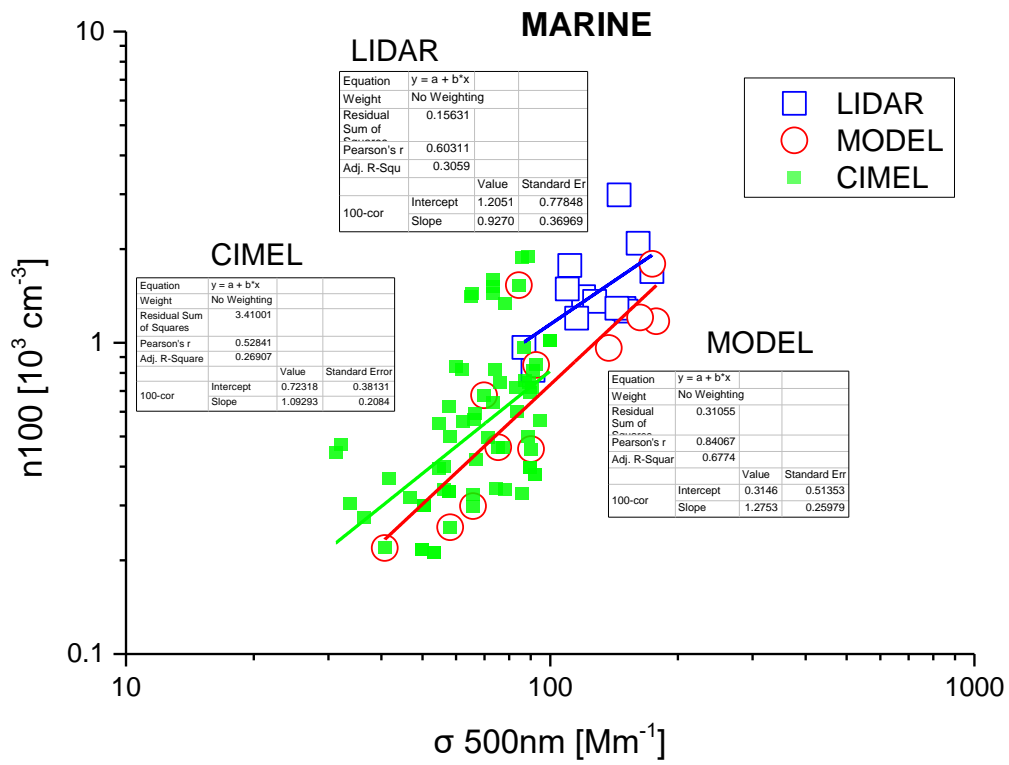
2. Συμπληρωματικά Διαγράμματα



Σχήμα 58: Εξαγωγή συντελεστών μετατροπής για σωματίδια σκόνης



Σχήμα 59: Εξαγωγή συντελεστών μετατροπής για ανάμειξη σωματιδίων



Σχήμα 60: Εξαγωγή συντελεστών μετατροπής για αμιγή θαλάσσια σωματίδια