ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΕΠΙΠΤΩΣΕΙΣ ΤΩΝ ΑΙΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ ΣΤΗΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ

ΣΦΑΚΙΑΝΑΚΗ ΜΑΡΙΑ

ΗΡΑΚΛΕΙΟ, ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2007

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΙΚΩΝ ΧΗΜΙΚΩΝ ΕΡΓΑΣΙΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΧΗΜΕΙΑΣ – ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΚΡΗΤΗΣ

Η παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε στο Εργαστήριο Περιβαλλοντικών Χημικών Διεργασιών του τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης, υπό την επίβλεψη της καθηγήτριας κ. Μαρία Κανακίδου.

Οφείλω ένα θερμό ευχαριστώ πρωτίστως στην κ. Κανακίδου για την εμπιστοσύνη που μου έδειξε, τη βοήθεια, τη στήριξη και την καθοδήγησή της, στους καθηγητές κ. Νικόλαο Μιχαλόπουλο και κ. Ευριπίδη Στεφάνου, μέλη της εξεταστικής επιτροπής μου, για τις ευκαιρίες που μου έδωσαν και τις συμβουλές τους, καθώς επίσης και στο τμήμα Χημείας που με έκανε αποδεκτή ως υποψήφια διδάκτωρ.

Καταλυτική ήταν επίσης η βοήθεια των καθηγητών Wolfgang von Hoyningen-Huene και John P. Burrows, καθώς επίσης και της Annette Ladstätter-Weißenmayer από το πανεπιστήμιο της Βρέμης, αλλά και του υποψήφιου διδάκτορα κ. Χρήστο Παπαγιάννη από το Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων. Θέλω επίσης να ευχαριστήσω τα υπόλοιπα μέλη της εξεταστικής μου επιτροπής, τους αναπλ. καθ. Ηλία Βαρδαβά, ερευνητή Β' βαθμίδας Ευάγγελο Γερασόπουλο, καθ. Παναγιώτη Παπαγιαννακόπουλο, αναπλ. καθ. Γεώργιο Φρουδάκη και αναπλ. καθ. Αλέξανδρο Παπαγιάννη που δέχτηκαν να είναι στην εξεταστική μου επιτροπή καθώς και για τα πολύτιμα σχόλιά τους.

Δε θα μπορούσα να μην αναφερθώ σε όλους τους συναδέλφους του εργαστηρίου των οποίων η βοήθεια, η υποστήριξη και προπάντων η φιλία ήταν πολύτιμη για τη διεκπεραίωση της εργασίας μου και ιδιαίτερα στους υποψήφιους διδάκτορες κ. Στυλιανό Μυριοκεφαλιτάκη και κ. Νικόλαο Καλυβίτη, καθώς επίσης και στο Δρ Γεώργιο Κουβαράκη.

Θα ήθελα τέλος να ευχαριστήσω τον κ. Ιωάννη Κασσωτάκη για τη συμπαράστασή του κατά τη διάρκεια της συγγραφής της εργασίας αυτής και την οικογένεια μου για την υποστήριξή της όλο αυτόν τον καιρό.

ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Κανακίδου Μαρία

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης (επιβλέπουσα)

Μιχαλόπουλος Νικόλαος

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Στεφάνου Ευριπίδης

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Βαρδαβάς Ηλίας

Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Φυσικής Πανεπιστημίου Κρήτης

Γερασόπουλος Ευάγγελος

Ερευνητής Β' βαθμίδας, Εθνικό Αστεροσκοπείο

Παπαγιαννακόπουλος Παναγιώτης

Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Φρουδάκης Γεώργιος

Αναπληρωτής Καθηγητής Τμήματος Χημείας Πανεπιστημίου Κρήτης

Παπαγιάννης Αλέξανδρος

Αναπληρωτής Καθηγητής Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου

Jonh P. Burrows

Καθηγητής Πανεπιστημίου Βρέμης (εξωτερικός κριτής)

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, επιδρούν στην ανθρώπινη υγεία, τη χημεία της ατμόσφαιρας και το κλίμα του πλανήτη μας. Η παρούσα μελέτη αφορά την εκτίμηση του σχηματισμού των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων και την επίδρασή τους στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Η μελέτη επικεντρώθηκε στη χρονική περίοδο 2002 και 2003. Δόθηκε έμφαση στα περιστατικά μεταφοράς σκόνης από την Αφρική και ρυπαντών από την Κεντρική-Βορειοδυτική Ευρώπη και τα Βαλκάνια, ενώ μελετήθηκαν και επεισόδια πυρκαγιών στον Ελλαδικό χώρο που πραγματοποιήθηκαν τον Ιούλιο του 2000 και τον Αύγουστο του 2007.

Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκε η ανάκτηση του οπτικού πάχους (AOT) από δορυφορικά δεδομένα διαφορετικών αισθητήρων (SeaWiFS και MERIS) σε διαφορετικές χωρικές αναλύσεις. Για τις ανακτήσεις αυτές εφαρμόστηκε η μέθοδος BAER, που έχει αναπτυχθεί στο Πανεπιστήμιο Βρέμης. Τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με δεδομένα επίγειων μετρήσεων από το διεθνές δίκτυο ηλιοφωτομέτρων AERONET, με το έτοιμο προϊόν AOT από τον δορυφορικό αισθητήρα MODIS και με τα αποτελέσματα του 3-διάστατου παγκόσμιας κλίμακας μοντέλου TM4 του Ε.ΠΕ.ΧΗ.ΔΙ., που είναι ικανό να περιγράψει όλα τα κύρια συστατικά των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα.

Επιβεβαιώθηκε η ευαισθησία του ανακτημένου με τη μέθοδο BAER οπτικού πάχους των αερολυμάτων στις παραμέτρους εισόδου και κυρίως στην ανάκλαση από την επιφάνεια της γης και στη μέθοδο αποκλεισμού των σύννεφων, τα οποία δρουν παρεμποδιστικά για τις ανακτήσεις του οπτικού πάχους των αερολυμάτων.

Η σύγκριση του ανακτηθέντος οπτικού πάχους με τα δεδομένα AERONET έδειξε σχετικά καλή συμφωνία για τις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης, με το MERIS να υπερεκτιμά τα AOT σχετικά με τις μετρήσεις του AERONET κατά 1-38% ανάλογα με την περιοχή και την ημέρα (συνολικά υπερεκτίμηση κατά 10%) και το SeaWiFS να τις υποεκτιμά ως 15% ή να τις υπερεκτιμά ως 16% ανάλογα με τη περιοχή και την ημέρα (συνολικό αποτέλεσμα υποεκτίμηση κατά 3%).

Συγκρίνοντας επίσης τις περιπτώσεις των επεισοδίων σκόνης με τις περιπτώσεις καθαρής ατμόσφαιρας παρατηρήθηκαν περίπου 20% υψηλότερες τιμές οπτικού πάχους υπό την επίδρασης της ορυκτής σκόνης. Εξίσου σημαντικές τιμές AOT ανακτήθηκαν και για περιπτώσεις έντονων πυρκαγιών τους καλοκαιρινούς μήνες του 2000 και 2007.

Τα δεδομένα SeaWiFS χρησιμοποιήθηκαν επίσης για την ανάκτηση των επιπέδων σωματιδιακών ρύπων κοντά στην επιφάνεια (PM_{10}). Η ανάκτηση PM_{10} από δορυφορικά δεδομένα είναι προς στιγμή δυνατή μόνο για μεγάλες τιμές οπτικού πάχους.

Η εποχική διακύμανση του οπτικού πάχους όπως παρατηρήθηκε με τους αισθητήρες SeaWiFS, MERIS και MODIS παρουσιάζει κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού τα υψηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους (μέγιστες τιμές από 0.5 έως 0.7 από το MERIS) από ότι κατά τη διάρκεια των άλλων εποχών. Η παρατηρούμενη αυτή εποχικότητα είναι σε συμφωνία με την ανάλυση των παρατηρήσεων του AERONET και των επίγειων μετρήσεων για το PM_{10} στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου καθώς και με τα αποτελέσματα του 3-διάστατου παγκόσμιας κλίμακας μοντέλου μεταφοράς και χημείας TM4.

Η Διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας υπολογίστηκε τόσο με βάση το οπτικό πάχος που ανακτήθηκε από τον αισθητήρα MERIS όσο και από το 3-διάστατο παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003. Παρατηρείται σημαντική επίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε όλη την έκταση της Μεσογείου. Λόγω σκέδασης, προκαλείται απώλεια ενέργειας από το πάνω μέρος της ατμόσφαιρας (αρνητική τιμή ΔF) από -5 έως -25 W/m^2, ανάλογα με την εποχή και την περιοχή με τη μέγιστη διαταραχή κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών.

ABSTRACT

Aerosols can affect human health and environment. They provide surfaces for heterogeneous reactions in the atmosphere and they also affect visibility and climate.

The Mediterranean, as a crossroad of air masses from different origin is affected by different aerosol types; anthropogenic pollution, forest fire plumes, desert dust transports from Sahara as well as natural aerosol from the surrounding continents and ocean contribute to the aerosol loading over this region. Satellite remote sensing techniques provide a great opportunity for the observation and the understanding of the aerosol's behaviour since they allow systematic and extended spatial and temporal sampling of the atmosphere.

In the present study, the Bremen AErosol Retrieval algorithm (BAER) has been applied to MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) and SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) data over the Mediterranean during the years 2002 and 2003. The ability of BAER to retrieve aerosol optical thickness (AOT) over areas affected by various aerosol sources including dust and fire plumes has been evaluated by comparison with the AERONET (Aerosol Robotic NETwork) observations, ground based measurements and model (TM4) results.

The comparison of the AOT's retrieved with BAER from MERIS and from SeaWiFs data with the AERONET observations (AOT at 440 nm) at eight different stations in the Mediterranean and during four months of the year 2003 shows large day-to-day variability in the retrieved AOT as well as in the AERONET data and slight underestimation in the AOT retrievals from the sensors compared to the AERONET data. The retrieved AOTs indicate that dust and fire plumes episodes lead to 20% higher values of aerosol optical thickness than observed under background conditions.

The seasonal variability of the derived AOT has been also studied based on the retrieved AOT from MERIS and SeaWiFS and on the MODIS available product version 5. The retrieved AOTs maximize in summer when the Mediterranean basins are subject to good weather conditions characterized by low content in clouds and higher content in aerosol.

The present study has also demonstrated the reliability of particulate matter (PM) retrievals from satellite remote sensing observations based on the SeaWiFS observations and comparison to PM_{10} ground based measurements.

Finally, the aerosols effect on the energy balance of the Mediterranean has been evaluated based on the retrieved optical thickness from MERIS sensor and model results for February, April, August and October 2003. This investigation shows a significant aerosol effect with ΔF varying between -5 and -25 W/m^2 and a seasonal variability with the maximum values occurring during summer.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1 Εισαγωγή 1

1.1 Ατμοσφαιρικά Αερολύματα και Περιβάλλον 1
1.2 Πηγές και Χημική Συσταση Σωματιδίων 9

2 Σκοπός 17

3 Ανάκτηση Δορυφορικών Δεδομένων 21

3.1 Ενδιαφέρον/Εισαγωγή 21
3.2 Δορυφορικοι Ασισθητήρες 22
3.3 Τι γνωρίζουμε 25
3.4 Αισθητήρες 28
3.4.1 Αισθητήρας SeaWiFS 28
3.4.2 Αισθητήρας MERIS 30
3.4.3 Αισθητήρας MODIS 32
3.5 Προσέγγιση 35

4 Μέθοδος BAER 37

4.1 Ανάκτηση Οπτικού Πάχους 37
4.1.1 Περιορισμοί Μεθόδου 42
4.1.2 Ανάλυση Σφάλματος και ευαισθησίας 45
4.2 Πίνακες Αναφοράς 51
4.2.1 Μετρήσεις εδάφους για τους Πίνακες Αναφοράς 51
4.2.2 Πίνακες Αναφοράς 55
4.2.3 Μέθοδος BAER και δεδομένα MERIS 58
4.3 Ανάκτηση PM_{10} 59
4.3.1 Εισαγωγή 59
4.3.2 Σωματιδιακή ύλη 60
4.3.3 Μέθοδος αποκλεισμού σύννεφων 62

5 Άλλες Μέθοδοι 65

5.1 Δεδομένα AERONET 65
5.2 Τρισδιάστατο Μοντέλο Παγκόσμιας Κλίμακας TM4 68
5.2.1 Μεταφορά αερίων μαζών στην ατμόσφαιρα 69
5.2.2 Εκπομπές 70
5.2.3 Ξηρή Εναπόθεση 71
5.2.4 Χημεία Τροπόσφαιρας στο TM4 72
5.2.5 Δευτερογενή και Πρωτογενή Αερολύματα στο TM4 73
5.2.6 Υπολογισμός Οπτικού Πάχους στο TM4 76
5.2.7 Υπολογισμός Διαταραχής Ενεργειακού Ισοζυγίου 79

6 Δοκιμές και Βελτιώσεις της Μεθόδου BAER 81

7 Αξιολόγηση Μεθόδου και Μελέτη Επεισοδίων Σκόνης 97

7.1 Αξιολόγηση Ανάκτησης Οπτικού Πάχους 98
7.2 Ανάλυση Επεισοδίων Μεταφοράς Ορυκτής Σκόνης 106
7.2.1 Καλοκαίρι 2003-Μελέτη Επεισοδίου Σκόνης....107
7.2.2 Καλοκαίρι 2003-Συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας....111
7.2.3 Επεισόδια Σκόνης για το έτος 2002 και το καλοκαίρι 2003....112
7.3 Ανάκτηση Σωματιδιακής Ύλης 113
7.4 Πυρκαγιές στον Ελλαδικό χώρο 115

8 Οπτικό Πάχος και Διαταραχή Ενεργειακού Ισοζυγίου 119

8.1 Εποχικότητα Οπτικού Πάχους....119
8.2 Διαταραχή Ενεργειακού Ισοζυγίου 131

9 Συμπεράσματα και Προοπτικές 137

10 Βιβλιογραφία 143

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ ΕΙΚΟΝΩΝ

Εικόνα 1.1- *Εκτίμηση του μέσου ετήσιου παγκόσμιου ενεργειακού ισοζυγίου της γης* *3*
Εικόνα 1.2- *Μέση παγκόσμια εκτίμηση της διατάραξης του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας για το 2005* *4*
Εικόνα 1.3- *Έμμεσες κλιματικές επιδράσεις των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων*..... *5*
Εικόνα 1.4- *Μικροφυσικές και κλιματικές επιπτώσεις της επίδρασης της ρύπανσης στη χιονόπτωση* *6*
Εικόνα 1.5- *Συνεισφορά των αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμοσφαιρική ορατότητα* *7*
Εικόνα 1.6- *Διάκριση μεταξύ ετερογενών αντιδράσεων και αντιδράσεων πολλαπλών φάσεων.*..... *8*
Εικόνα 1.7- *Αλληλεξάρτηση χρονικής και χωρικής κλίμακας και διεργασίες στα διάφορα επίπεδα,*..... *9*
Εικόνα 1.8- *Κυριότερες πηγές ατμοσφαιρικών αερολυμάτων* *10*
Εικόνα 1.9- *Σχηματική αναπαράσταση της κατανομής επιφάνειας σωματιδίων ατμοσφαιρικού αερολύματος*..... *12*
Εικόνα 1.10- *Ξηρή εναπόθεση σωματιδίων σε συνάρτηση του μεγέθους τους* *13*

Εικόνα 3.1- *Διάδοση ακτινοβολίας και μέτρηση της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας από το δορυφορικό αισθητήρα*..... *22*
Εικόνα 3.2- *Τρεις διαφορετικοί τρόποι δορυφορικής τηλεσκόπισης* *23*
Εικόνα 3.3- *Είδος ακτινοβολίας που μετράει ο αισθητήρας σε καθένα από τους διαφορετικούς τρόπους παρατήρησης* *24*
Εικόνα 3.4- *Χρήση μεθόδου εφαπτόμενης και μεθόδου ναδίρ, για απόκτηση τρισδιάστατων πληροφοριών ατμόσφαιρας* *24*
Εικόνα 3.5- *Παρατηρώντας την ατμόσφαιρα της γης υπό εννέα γωνίες, ο αισθητήρας MISR παρέχει υψηλής χωρικής ανάλυση κάλυψη της γης*..... *27*
Εικόνα 3.6- *(α) Πολική τροχιά δορυφόρων και (β) χάρτης τροχιάς ενός τυπικού δορυφόρου πολικής τροχιάς* *27*
Εικόνα 3.7- *(α) Το διαστημικό σκάφος OrbView-2 (SeaStar) και (β) Ο αισθητήρας SeaWiFS και σχηματική απεικόνιση της συναρμολόγησής του*..... *28*
Εικόνα 3.8- *Ο δορυφόρος Envisat και τα όργανα που βρίσκονται επιβιβασμένα σε αυτόν, μεταξύ των οποίων και το φασματοφωτόμετρο MERIS* *30*
Εικόνα 3.9- *Το ραδιόμετρο MODIS*..... *33*

Εικόνα 4.1- *Λογικό διάγραμμα της μεθόδου BAER*..... *38*
Εικόνα 4.2- *Ζενίθ και Αζιμούθιο*..... *47*
Εικόνα 4.3- *Πίνακες αναφοράς για τη σχέση μεταξύ της ανάκλασης της ακτινοβολίας από τα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας και του οπτικού πάχους στα 412 nm* *47*
Εικόνα 4.4- *Γραφική απεικόνιση για τη σχέση μεταξύ της ανακλώμενης ακτινοβολίας από τα αερολύματα και του οπτικού πάχους* *49*
Εικόνα 4.5- *Ευαισθησία/ μεταβολή της ανάκλασης ακτινοβολίας από τα σωματίδια συναρτήσει της μεταβολής της ανάκλασης από την επιφάνεια (στα 412 nm)* *50*
Εικόνα 4.6- *Μετρήσεις τύπου Almucantar*..... *52*
Εικόνα 4.7- *Χρησιμοποιούμενο φάσμα ανάκλασης, σχηματισμένο από μετρήσεις του ραδιόμετρου CASI*..... *54*
Εικόνα 4.8- *Πίνακες αναφοράς για τη συσχέτιση της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας και του οπτικού πάχους των σωματιδίων* *56*
Εικόνα 4.9- *Διαγράμματα δεδομένων, από πίνακες αναφοράς, της σχέσης μεταξύ ανάκλασης σωματιδίων και οπτικού πάχους τους με τη χρήση μετρήσεων εδάφους*..... *57*
Εικόνα 4.10- *Ενεργός ακτίνα και συντελεστής απόσβεσης ως συνάρτηση του συντελεστή Ångström* *61*

Εικόνα 5.1- *Γεωγραφική θέση των διαφόρων σταθμών του δικτύου AERONET από όπου προέκυψαν τα δεδομένα οπτικού πάχους επίγειων μετρήσεων* *67*
Εικόνα 5.2- *Διαχωρισμός της ατμόσφαιρας σε κουτιά σε 3-διάστατα ατμοσφαιρικά μοντέλα* *68*
Εικόνα 5.3- *Κατακόρυφος διαχωρισμός της ατμόσφαιρας ανάλογα με την ορεογραφία που λαμβάνουν υπόψη τα Tracer Models (TM)* *69*
Εικόνα 5.4- *Μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης των ξηρών θειικών σωματιδίων συναρτήσει του μήκους κύματος* *78*
Εικόνα 5.5- *Μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης των θειικών σωματιδίων με τη σχετική υγρασία* *78*

Εικόνα 6.1- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα SeaWiFS (443 nm) και σύγκρισή του με τα δεδομένα AERONET (440 nm) για το σταθμό του AERONET, Forth* *82*
Εικόνα 6.2- *(α) Red Green Blue (RGB) εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS, (β) Διάγραμμα οπτικού πάχους με τη μεταβολή του μήκους κύματος, για τη 17^{η} Ιουλίου 2003* *83*
Εικόνα 6.3- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος στα 443 nm από τον αισθητήρα SeaWiFS και σύγκρισή του με μετρήσεις του δικτύου AERONET (στα 440 nm) για το σταθμό IMC-Oristano και το μήνα Ιούλιο 2003 με τη χρήση διαφορετικών πινάκων αναφοράς* *85*
Εικόνα 6.4- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος στα 443 nm από τον αισθητήρα SeaWiFS και σύγκρισή του με μετρήσεις του δικτύου AERONET (στα 440 nm) για το σταθμό Forth και το μήνα Αύγουστο 2003 με τη χρήση διαφορετικών πινάκων αναφοράς)* *86*
Εικόνα 6.5- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για την περιοχή του σταθμού του Forth στην Κρήτη συναρτήσει των μετρήσεων του AERONET με και χωρίς παρεμπόδιση σύννεφων* *87*
Εικόνα 6.6- *Χάρτης οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψε από δεδομένα μειωμένης ανάλυσης και αποτελέσματα τη δεύτερης ζώνης (443 nm) των αισθητήρων (α) SeaWiFS και (β) MERIS στις 18 Ιουλίου 2003* *88*
Εικόνα 6.7- *Σκέδαση Rayleigh συναρτήσει του μήκους κύματος* *90*
Εικόνα 6.8- *Εικόνα RGB της 11^{ης} Οκτωβρίου 2005, του αισθητήρα MERIS που χρησιμοποιήθηκε για τον εντοπισμό των σύννεφων με κάλυψη <10%* *90*
Εικόνα 6.9- *Ιστόγραμμα του λόγου ανακλάσεων στις ζώνες 1 και 2 αντίστοιχα: $R=\rho_1/\rho_2$ για την περιοχή σάρωσης της 11^{ης} Οκτωβρίου 2005 έτσι όπως προκύπτει από τον αισθητήρα MERIS* *91*
Εικόνα 6.10- *Χάρτης ανακτηθέντος AOT από μετρήσεις ανάκλασης με τον αισθητήρα SeaWiFS στα 443 nm την 1^{η} Αυγούστου 2003 πριν και μετά την εφαρμογή του επιπλέον περιορισμού για το λόγο $R=\rho_1/\rho_2$ για τον αποκλεισμό των σύννεφων* *92*
Εικόνα 6.11- *Ανάκλαση της επιφάνειας συναρτήσει του μήκους κύματος για διαφορετικές τιμές NDVI* *93*
Εικόνα 6.12- *Μεταβολή του λόγου της προκαλούμενης από τα σωματίδια ανάκλασης ως προς αυτήν που αντιστοιχεί σε NDVI=1, σε συναρτήσει του NDVI για τη ζώνη 7 (665 nm) του αισθητήρα MERIS* *94*
Εικόνα 6.13- *Χάρτης ανακτηθέντος οπτικού πάχους για τη ζώνη 2 (443 nm) του αισθητήρα SeaWiFS, έτσι όπως προκύπτει μετά την εφαρμογή των νέων πινάκων αναφοράς για την ανάκλαση του εδάφους παίρνοντας υπόψη τις μεταβολές του NDVI, για την 1^{η} Αυγούστου του 2003* *95*

Εικόνα 7.1- *Ημερήσιες τιμές ανακτηθέντος οπτικού πάχους αερολυμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου BAER για δεδομένα MERIS συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες(εποχές)* *100*
Εικόνα 7.2- *Ημερήσιες τιμές ανακτηθέντος οπτικού πάχους αερολυμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου BAER για δεδομένα SeaWiFS συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες(εποχές)* *101*

Εικόνα 7.3- *Ημερήσιες τιμές οπτικού πάχους από δεδομένα του αισθητήρα MODIS συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες..... 102*
Εικόνα 7.4- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους αισθητήρες MERIS, SeaWiFS και οπτικό πάχος από τον αισθητήρα MODIS σε συνάρτηση με τις παρατηρήσεις του δικτύου AERONET για οκτώ διαφορετικούς σταθμούς της Μεσογείου και τέσσερις διαφορετικούς μήνες(εποχές) 103*
Εικόνα 7.5- *Σύγκριση οπτικού πάχους σωματιδίων έτσι όπως υπολογίστηκε από το παγκόσμιο μοντέλο μεταφοράς και χημείας TM4 συναρτήσει του ανακτηθέντος οπτικού πάχους από τον αισθητήρα (α) SeaWiFS και (β) MERIS για τον Αύγουστο του 2003 ..... 105*
Εικόνα 7.6- *Ρετροπορείες αερίων μαζών που φτάνουν στη Φινοκαλιά στις 7 και στις 12 Αυγούστου 2003 ..... 105*
Εικόνα 7.7- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα (α) MERIS και (β) SeaWiFS συναρτήσει του οπτικού πάχους που προκύπτει από τα δεδομένα του σταθμού Forth του AERONET για τους μήνες Ιούλιο-Σεπτέμβριο του 2003..... 107*
Εικόνα 7.8- *(α) RGB Εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS και (β) ρετροπορίες αερίων μαζών που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, για την 31^{η} Αυγούστου 2003..... 108*
Εικόνα 7.9- *Κατανομή του οπτικού πάχους στα 443 nm έτσι όπως προκύπτει από την ανάκτηση των δεδομένων SeaWiFS..... 109*
Εικόνα 7.10- *Χάρτες (α)οπτικού πάχους αερολυμάτων, 443 nm και (β) συντελεστή Ångström, έτσι όπως ανακτήθηκαν από τον αισθητήρα SeaWiFS για το επεισόδιο σκόνης της 31^{ης} Αυγούστου 2003..... 110*
Εικόνα 7.11- *(α) RGB Εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS και (β) ρετροπορίες αερίων μαζών που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, για την 6^{η} Σεπτεμβρίου 2003..... 111*
Εικόνα 7.12- *Ανάκτηση οπτικού πάχους για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, 6 Σεπτεμβρίου 2003..... 111*
Εικόνα 7.13- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τη δεύτερη ζώνη (443nm) του αισθητήρα SeaWiFS για τα κυριότερα επεισόδια σκόνης που επηρεάζουν την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (στο σταθμό του AERONET, Forth, (α) το καλοκαίρι του 2003 και το έτος 2002, τον μήνα (β) Ιούλιο και (γ) Αύγουστο 2002 και 2003..... 112*
Εικόνα 7.14- *Ανάκτηση σωματιδιακής ύλης PM_{10} με τη μέθοδο BAER από δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS (α) για το επεισόδιο σκόνης της 31^{ης} Αυγούστου 2003, (β) για την περίπτωση καθαρής ατμόσφαιρας στις 6 Σεπτεμβρίου 2003 και (γ) της 10^{ης} Σεπτεμβρίου 2003 ..... 114*
Εικόνα 7.15- *Ιστόγραμμα κατανομής πυρκαγιών στον Ελλαδικό χώρο, Ιούλιος 2000..... 116*
Εικόνα 7.16- *Χάρτες ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους στα 443nm και Red Green Blue εικόνες του αισθητήρα στις (α, γ) 2 Ιουλίου 2000, ημέρα χωρίς πυρκαγιές και (β, δ) 13 Ιουλίου 2000, ημέρα με έντονα επεισόδια καύσεων στη βόρεια Πελοπόννησο..... 117*
Εικόνα 7.17- *Ρετροπορείες αερίων μαζών που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς στις (α) 2 Ιουλίου και (β) 13 Ιουλίου 2007..... 117*
Εικόνα 7.18- *Χάρτες ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους στα 443 nm και εικόνες από το δορυφόρο TERRA στις (α, γ) 22 Αυγούστου και (β, δ) 26 Αυγούστου 2007, ημέρα με έντονα επεισόδια καύσεων στη βόρεια Πελοπόννησο..... 118*

Εικόνα 8.1- *Χάρτες μέσων μηνιαίων τιμών οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψαν από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS για τους μήνες (α) Φεβρουάριο, (β) Απρίλιο (γ) Αύγουστο και (δ) Οκτώβριο 2003..... 120*
Εικόνα 8.2- *Χάρτες μέσων μηνιαίων τιμών οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψαν από τα δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS για τους μήνες (α) Φεβρουάριο, (β) Απρίλιο (γ) Αύγουστο και (δ) Οκτώβριο 2003..... 121*
Εικόνα 8.3- *Χάρτες οπτικού πάχους όπως προέκυψαν με τη χρήση των δεδομένων του αισθητήρα MODIS για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003..... 123*

Εικόνα 8.4- *Μετεωρολογικές συνθήκες και αέρια κυκλοφορία στην περιοχή της Σαχάρας και της Μεσογείου κατά τη διάρκεια (α) του χειμώνα και (β) του καλοκαιριού..... 124*

Εικόνα 8.5- *Οπτικό πάχος ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, έτσι όπως προκύπτει από το 3-διάστατο μοντέλο TM4 για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003 ..... 125*

Εικόνα 8.6- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς TM4, για το Φεβρουάριο του 2003 ..... 126*

Εικόνα 8.7- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Απρίλιο του 2003..... 128*

Εικόνα 8.8- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Αύγουστο του 2003..... 129*

Εικόνα 8.9- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό έτσι όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Οκτώβριο του 2003..... 130*

Εικόνα 8.10- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, έτσι όπως υπολογίζεται από το ανακτηθέν από τα δεδομένα MERIS οπτικό πάχος λόγω της ύπαρξης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003 ..... 131*

Εικόνα 8.11- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, έτσι όπως υπολογίζεται από το 3-διάστατο παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003..... 133*

Εικόνα 8.12- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, έτσι όπως υπολογίζεται από το ανακτηθέν από τα δεδομένα MERIS οπτικό πάχος λόγω της ύπαρξης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003, διορθωμένο με το συντελεστή σκέδασης που προέκυψε από τα αποτελέσματα του μοντέλου TM4..... 135*

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ ΠΙΝΑΚΩΝ

Πίνακας 1.1- *Έμμεσες κλιματικές επιδράσεις των σωματιδίων* *6*
Πίνακας 1.2- *Εκτιμήσεις για την εκπομπή των βασικών συστατικών των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων σε παγκόσμια κλίμακα, κατά τη δεκαετία του '80* *11*
Πίνακας 1.2- *Φυσικοχημικές και μικροφυσικές ιδιότητες ατμοσφαιρικών αερολυμάτων* *11*

Πίνακας 3.1- *Χαρακτηριστικές ιδιότητες επιλεγμένων δορυφορικών αισθητήρων* *26*
Πίνακας 3.2α- *Ζώνες του αισθητήρα SeaWiFS* *29*
Πίνακας 3.2β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα SeaWiFS* *29*
Πίνακας 3.3α- *Φασματικές ζώνες (κανάλια) και κύριες εφαρμογές τους για τον αισθητήρα MERIS* *32*
Πίνακας 3.3β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα MERIS* *32*
Πίνακας 3.4α- *Οι φασματικές ζώνες του αισθητήρα MODIS* *34*
Πίνακας 3.4β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα MODIS* *35*

Πίνακας 4.1- *Μέση ανάκλαση επιφάνειας και οι μεταβολές της για διαφορετικούς τύπους επιφανειών, έτσι όπως προκύπτουν από εναέριες μετρήσεις ραδιόμετρου κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98* *46*
Πίνακας 4.2- *Χαρακτηριστικά των επιλεγμένων ζωνών του αισθητήρα MERIS συγκριτικά με τα αντίστοιχα του SeaWiFS για την εφαρμογή της μεθόδου BAER* *59*

Πίνακας 5.1- *Γεωγραφικές συντεταγμένες και υψόμετρο των σταθμών του δικτύου AERONET από όπου προέκυψαν τα δεδομένα οπτικού πάχους επίγειων μετρήσεων* *67*
Πίνακας 5.2- *Εκπομπές που χρησιμοποιεί το μοντέλο TM4* *71*
Πίνακας 5.3- *Οι 98 μεταφερόμενες ενώσεις που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο και το σωματιδιακό νερό.* *75*
Πίνακας 5.4- *Ενώσεις μικρού χρόνου ζωής και ελεύθερες ρίζες που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο για την περιγραφή της χημείας, των οποίων, η μεταφορά στην ατμόσφαιρα δεν υπολογίζεται* *76*

Πίνακας 6.1- *Παραμετροποίηση της γραμμικής εξάρτησης της ανάκλασης των σωματιδίων από το δείκτη NDVI, για τις επτά πρώτες ζώνες του αισθητήρα MERIS* *95*

Πίνακας 7.1- *Διόρθωση στο ανακτηθέν οπτικό πάχος, λαμβάνοντας υπόψη την πιθανή μετατόπιση σήματος του αισθητήρα* *104*

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ

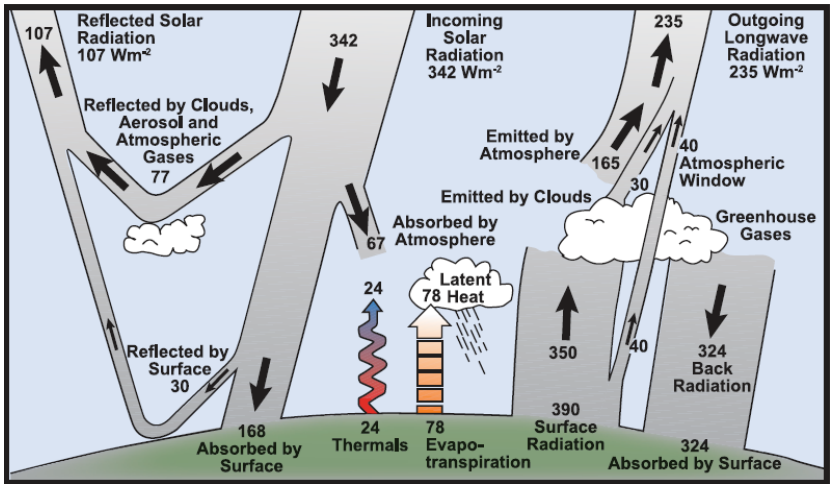
Με τον όρο 'ατμοσφαιρικό αερόλυμα' αναφερόμαστε σε κάθε εναιώρημα στερεών ή υγρών σωματιδίων με διάμετρο από 0.002 έως 100 μm, στον αέρα. Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα ή αλλιώς αιωρούμενα σωματίδια μεταφέρονται από τον αέρα και αποτελούνται από σωματίδια σε στερεή, υγρή και μικτή κατάσταση (mixed phase state) σε αυθαίρετο σχήμα (σφαιρικό και μη). Τα σωματίδια αυτά αποτελούνται από διάφορα χημικά συστατικά ανόργανα και οργανικά τα οποία είναι εσωτερικά ή εξωτερικά αναμεμυγμένα.

Η μελέτη των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον καθώς έχουν σημαντική επίδραση στην ανθρώπινη υγεία και στις ιδιότητες των νεφών. Η ύπαρξή τους προκαλεί διατάραξη του ενεργειακού ισοζυγίου και μείωση της ορατότητας στην ατμόσφαιρα. Επιπλέον, τα αιωρούμενα σωματίδια παρέχουν ενεργές επιφάνειες για την πραγματοποίηση ετερογενών αντιδράσεων.

Μια από τις μεγαλύτερες ανησυχίες μας για τη σωματιδιακή ύλη που βρίσκεται στην ατμόσφαιρα πηγάζει από το γεγονός ότι τα σωματίδια σχετικά μικρού μεγέθους εισπνέονται και κατακρατούνται από το ανθρώπινο αναπνευστικό σύστημα. Για την τοξικότητα των σωματιδίων απαιτείται η γνώση τόσο του μεγέθους των σωματιδίων όσο και της χημικής τους σύνθεσης. Σωματίδια διαμέτρου έως περίπου 0.5 μm κατακρατούνται από τη μύτη, ενώ αυτά κάτω των 0.5 μm συνήθως εναποθέτονται στην τραχεία των πνευμόνων. Μέταλλα, ιδιαίτερα ο Pb και το Ni, υπό τη μορφή σκόνης ή σύνθετων μορίων έχουν τη χειρότερη φήμη από άποψη τοξικότητας. Η εισπνοή των λεπτών σωματιδίων που προέρχονται από την καύση της βενζίνης

των αυτοκινήτων εμπλουτισμένης σε μόλυβδο έχει κατηγορηθεί για τα υψηλά επίπεδα μολύβδου στον ανθρώπινο οργανισμό με διαφορετικές συνέπειες στην υγεία. Η ραδιενεργός τέφρα είναι μια άλλη μορφή ρύπου υψηλού κινδύνου για την ανθρωπότητα που μπορεί όμως να προσληφθεί και από την τροφική αλυσίδα. Τοξικά σωματίδια οργανικής ύλης, όπως πολυκυκλικοί αρωματικοί υδρογονάνθρακες (PAHs), περιλαμβάνονται κυρίως σε εντομοκτόνα ή προέρχονται από αποτεφρώσεις βιομάζας. Στις περιπτώσεις μολυσμένου αέρα, τα αιωρούμενα σωματίδια μπορούν να μεταφέρουν τοξικές ουσίες οι οποίες μειώνουν σημαντικά την ποιότητα του αέρα, ενώ οι οπτικές τους ιδιότητες εξαρτώνται έντονα από το μέγεθος και τη χημική τους σύσταση.

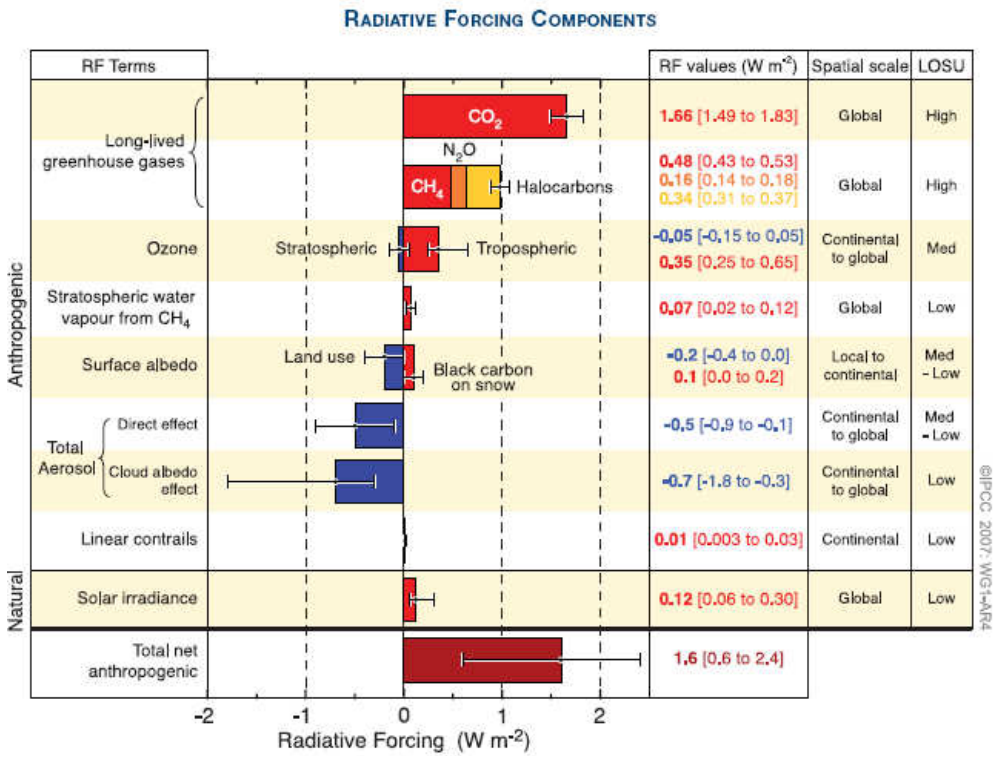
Επιπλέον, τα αιωρούμενα σωματίδια διαταράσσουν το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας της γης, συμμετέχοντας έτσι στις κλιματικές αλλαγές του πλανήτη μας. Το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας ρυθμίζεται έτσι ώστε η καθαρή εισερχόμενη στην ατμόσφαιρα της γης ηλιακή ακτινοβολία να είναι ίση με την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη γη. Κάθε απόκλιση απ' αυτήν την ισορροπία, στην εισερχόμενη ή την εξερχόμενη ακτινοβολία, οδηγεί το κλίμα της γης σε μια θερμότερη ή ψυχρότερη κατάσταση ισορροπίας, έτσι ώστε να ικανοποιείται και πάλι το ενεργειακό της ισοζύγιο. Τα θερμοκηπικά αέρια, απορροφούν κάποιο ποσοστό της υπέρυθρης ακτινοβολίας της γης και το επανεκπέμπουν προς όλες τις κατευθύνσεις (Εικόνα 1.1) παγιδεύοντας το έτσι στην ατμόσφαιρα και προκαλούν αύξηση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της γης και της τροπόσφαιρας.



Εικόνα 1.1- *Εκτίμηση του μέσου ετήσιου παγκόσμιου ενεργειακού ισοζυγίου της γης. Μακροπρόθεσμα, το τμήμα της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από τη γη και την ατμόσφαιρα αντισταθμίζεται με τη μεγάλου μήκους κύματος εξερχόμενη από αυτές ακτινοβολία. Περίπου η μισή από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται από την επιφάνεια της γης. Η ενέργεια αυτή μεταφέρεται στην ατμόσφαιρα μέσω της θέρμανσης του αέρα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της Γης (thermals), μέσω εξάτμισης του νερού από τη γη και τα φυτά και μέσω της ακτινοβολίας που απορροφάται από τα σύννεφα και τα θερμοκηπικά αέρια. Η ατμόσφαιρα στη συνέχεια εκπέμπει ακτινοβολία τόσο πίσω στη γη όσο και στο διάστημα (IPCC, 2007).*

Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα επηρεάζουν κύρια την εισερχόμενη προς τη γη ηλιακή ακτινοβολία, σκεδάζοντάς ή/και απορροφώντας τη, διαταράσσοντας το ενεργειακό ισοζύγιο, συνεισφέροντας με αυτόν τον τρόπο στις κλιματικές αλλαγές (άμεση επίδραση).

Τα αιωρούμενα σωματίδια ανάλογα με τη χημική τους σύσταση μπορούν να απορροφήσουν (μαύρος άνθρακας) ή να σκεδάσουν την ηλιακή ακτινοβολία (μικρά κυρίως μήκη κύματος) και κατά συνέπεια να προκαλέσουν θέρμανση ή ψύξη της ατμόσφαιρας (Εικόνα 1.2). Η σχετική συνεισφορά των σωματιδίων στη διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας είναι ιδιαίτερα αβέβαιη. Η προκαλούμενη θέρμανση από τα θερμοκηπικά αέρια (απορρόφηση, παγίδευση της εκπεμπόμενης από τη γη IR ακτινοβολίας) αντισταθμίζεται μερικά από τη ψύξη της ατμόσφαιρας που προκαλείται από τα αερολύματα όταν το φαινόμενο μελετάται σε μεγάλη γεωγραφική κλίμακα. Η αβεβαιότητα όμως των διεργασιών αυτών είναι αρκετά μεγάλη λόγω της μεγάλης γεωγραφικής και φυσικοχημικής ανομοιογένειας των αερολυμάτων, ιδιαίτερα όσον αφορά την έμμεση επίδρασή τους στο κλίμα, που σχετίζεται με την ικανότητα των αερολυμάτων να δρουν ως πυρήνες συμπύκνωσης νεφών.

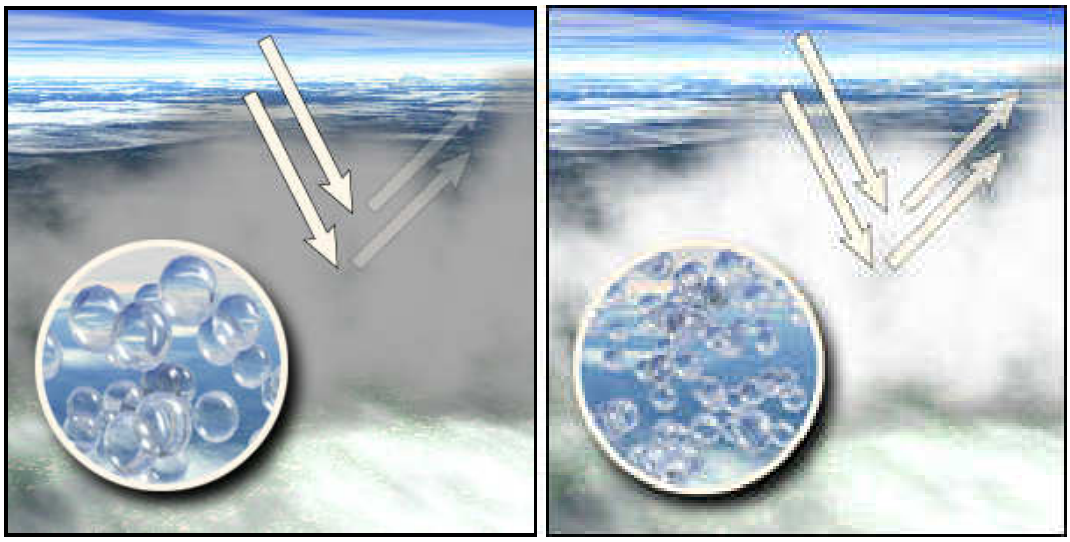


Εικόνα 1.2- *Μέση παγκόσμια εκτίμηση της διατάραξης του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας για το 2005 για ανθρωπογενείς εκπομπές διοξειδίου του άνθρακα (CO_2), μεθανίου (CH_4), πρωτοξειδίου του αζώτου (N_2O), αερολυμάτων και άλλων σημαντικών παραγόντων και μηχανισμών, σε συνδυασμό με τη γεωγραφική έκταση (χωρική κλίμακα) της διατάραξης και το εκτιμημένο επίπεδο επιστημονικής κατανόησης του φαινόμενου. Παρουσιάζεται επίσης η καθαρή διατάραξη του ενεργειακού ισοζυγίου από ανθρωπογενείς πηγές (IPCC, 2007).*

Τα αιωρούμενα σωματίδια επηρεάζουν τις ιδιότητες των νεφών, αφού μπορούν να δράσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης (CN). Οι πυρήνες συμπύκνωσης μεγαλώνοντας λόγω προσρόφησης νερού και συσσωμάτωσης με άλλους πυρήνες μπορούν να μετατραπούν σε πυρήνες συμπύκνωσης συννέφων (CCN). Οι πυρήνες συμπύκνωσης συννέφων συμβάλλουν στη δημιουργία νεφών ή στην αλλαγή των ιδιοτήτων (πυκνότητα, διαπερατότητα, ανακλαστικότητα) των προϋπαρχόντων συννέφων (έμμεσες κλιματικές επιδράσεις).

Το φαινόμενο αυτό αυξάνει την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από τα σύννεφα (Εικόνα 1.3). Τα αιωρούμενα σωματίδια επιδρούν στην εξάτμιση επιφανειακού νερού (λόγω σκίασης και ψύξης) και στη βροχόπτωση (λόγω αλλαγής των ιδιοτήτων των συννέφων) και επομένως στον υδρολογικό κύκλο στην ατμόσφαιρα. Εξίσου σημαντική είναι και η επίδρασή του στη μεταφορά θερμότητας. Τα αερολύματα επιδρούν στη θερμική σταθερότητα

της ατμόσφαιρας. Σημαντική συμμετοχή έχει ο μαύρος άνθρακας που θερμαίνει τη μέση τροπόσφαιρα λόγω απορρόφησης ακτινοβολίας, ενώ το σύνολο των σωματιδίων ψύχουν την επιφάνεια (λόγω σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας). Αποτέλεσμα είναι η επαγωγική μεταφορά ενέργειας από την επιφάνεια της γης προς τη μέση τροπόσφαιρα (convection) (*Lohmann and Feichter, 2005*). Κατά τη διάρκεια της ημέρας προκαλείται μείωση της εισερχόμενης στην ατμόσφαιρα ηλιακής ακτινοβολίας με αποτέλεσμα την ελάττωση της θερμοκρασίας σχετικά με ατμόσφαιρα χωρίς σωματίδια, ενώ κατά τη διάρκεια της νύκτας παρατηρείται μείωση της εξερχόμενης προς το διάστημα ακτινοβολίας, συνεπώς και αύξηση της θερμοκρασίας της γης.



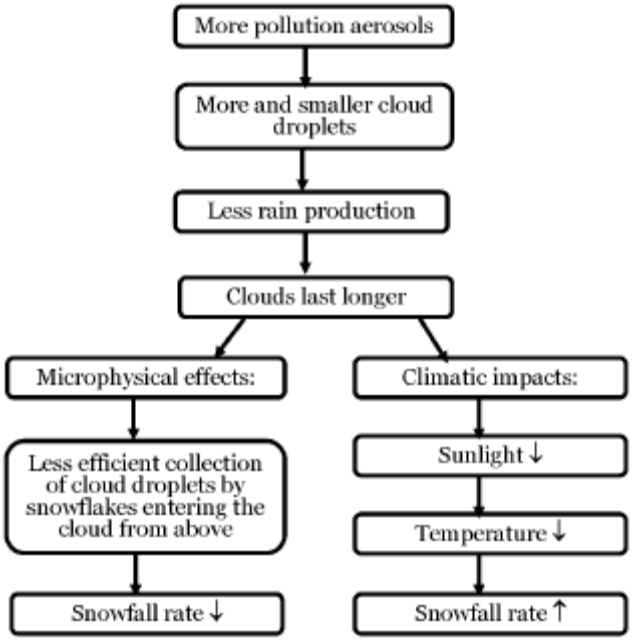
Εικόνα 1.3- *Καθώς η συγκέντρωση των ατμοσφαιρικών σωματιδίων αυξάνεται μέσα σε ένα σύννεφο, το νερό στο σύννεφο μοιράζεται σε πολλά περισσότερα σωματίδια, το μέγεθος των οποίων ελαττώνεται με την αύξηση της συγκέντρωσης αυτής. Τα μικρότερα σωματίδια πέφτουν αργά στην ατμόσφαιρα και ελαττώνουν την ποσότητα της βροχόπτωσης. Με τον τρόπο αυτό, η μεταβολή της συγκέντρωσης των αιωρούμενων σωματιδίων επηρεάζει τη συχνότητα εμφάνισης σύννεφου, το οπτικό πάχος, την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από τα σύννεφα, καθώς επίσης και την ποσότητα βροχόπτωσης (http://earthobservatory.nasa.gov).*

Στον Πίνακα 1.1 (*Lohmann and Feichter, 2005*) παρουσιάζονται οι διαφορετικές έμμεσες κλιματικές επιδράσεις των σωματιδίων, το εύρος της διαταραχής της ακτινοβολίας στα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας (F_{TOA}) [W m^{-2}] και στην επιφάνεια (F_{SFC}), καθώς επίσης και η πιθανή μεταβολή στην παγκόσμια επιφανειακή βροχόπτωση *(P)*. Η Εικόνα 1.4 παρουσιάζει ένα

σχηματικό διάγραμμα της επίδρασης της ρύπανσης στη χιονόπτωση με τις επακόλουθες μικροφυσικές και κλιματικές επιπτώσεις (*Lohmann and Feichter, 2005*).

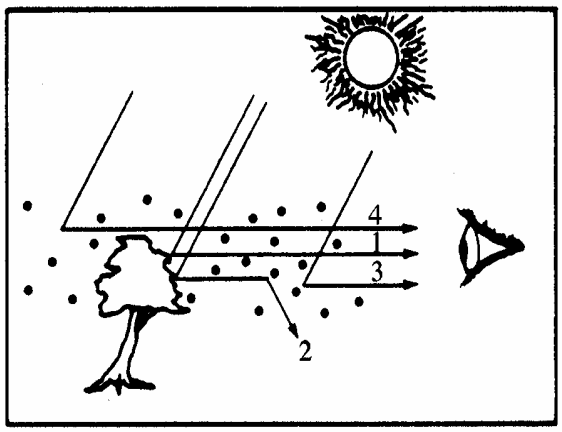
Πίνακας 1.1- *Έμμεσες κλιματικές επιδράσεις των αιωρούμενων σωματιδίων, εύρος της διαταραχής της ακτινοβολίας στα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας (F_{TOA}) [W m^{-2}] και στην επιφάνεια (F_{SFC}), καθώς επίσης και η πιθανή μεταβολή στην παγκόσμια επιφανειακή βροχόπτωση (P)* (*Lohmann and Feichter, 2005*).

Effect	Cloud type	Description	F_{TOA}	F_{SFC}	P
Indirect aerosol effect for clouds with fixed water amounts (cloud albedo or Twomey effect)	All clouds	The more numerous smaller cloud particles reflect more solar radiation	−0.5 to −1.9	similar to F_{TOA}	n/a
Indirect aerosol effect with varying water amounts (cloud lifetime effect)	All clouds	Smaller cloud particles decrease the precipitation efficiency thereby prolonging cloud lifetime	−0.3 to −1.4	similar to F_{TOA}	decrease
Semi-direct effect	All clouds	Absorption of solar radiation by soot may cause evaporation of cloud particles	+0.1 to −0.5	larger than F_{TOA}	decrease
Thermodynamic effect	Mixed-phase clouds	Smaller cloud droplets delay the onset of freezing	?	?	increase or decrease
Glaciation indirect effect	Mixed-phase clouds	More ice nuclei increase the precipitation efficiency	?	?	increase
Riming indirect effect	Mixed-phase clouds	Smaller cloud droplets decrease the riming efficiency	?	?	decrease
Surface energy budget effect	All clouds	Increased aerosol and cloud optical thickness decrease the net surface solar radiation	n/a	−1.8 to −4	decrease



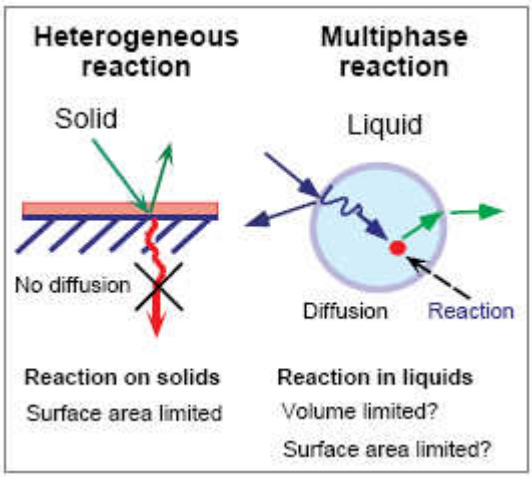
Εικόνα 1.4- *Μικροφυσικές και κλιματικές επιπτώσεις της επίδρασης της ρύπανσης στη χιονόπτωση (Lohmann and Feichter, 2005).*

Σημαντική είναι και η επίδραση των σωματιδίων στη μείωση της ορατότητας στην ατμόσφαιρα αφού η ορατότητα μειώνεται με την απορρόφηση και τη σκέδαση του φωτός από τα αέρια και τα σωματίδια. Η απορρόφηση ορισμένων μηκών κύματος του φωτός από τα μόρια αερίων και τα σωματίδια είναι υπεύθυνη για το χρώμα του ουρανού. Η ορατότητα μειώνεται καθώς υπάρχει σημαντική σκέδαση επειδή τα σωματίδια που παρεμβάλλονται μεταξύ του αντικειμένου και του παρατηρητή σκεδάζουν το φως, που προέρχεται από τον ήλιο αλλά και από άλλα σωματίδια, στη νοητή οπτική ευθεία του παρατηρητή. Το φως αυτό μειώνει την αντίθεση μεταξύ του αντικειμένου και του φόντου του με αποτέλεσμα την ελάττωση της ορατότητας (Εικόνα 1.5).



Εικόνα 1.5- *Συνεισφορά στην ατμοσφαιρική ορατότητα: (1) εναπομένον φως του αντικειμένου που φτάνει τον παρατηρητή, (2) φως από το αντικείμενο που σκεδάζεται εκτός της οπτικής ευθείας του παρατηρητή, (3) ηλιακό φως που φτάνει στον παρατηρητή αφού σκεδαστεί από σωματίδια της ατμόσφαιρας που παρεμβάλλεται, και (4) ηλιακό φως ορίζοντα (Seinfeld and Pandis, 1998).*

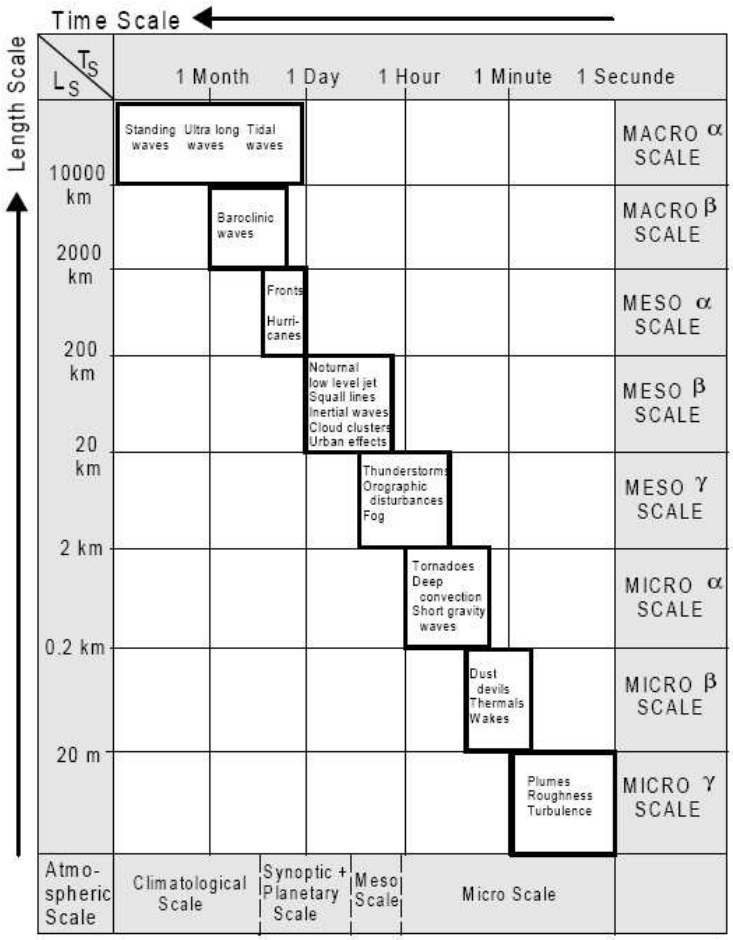
Τέλος, τα αιωρούμενα σωματίδια παρέχουν ενεργές επιφάνειες για την πραγματοποίηση ετερογενών αντιδράσεων που επηρεάζουν το όζον, τις διεργασίες οξείδωσης και τους βιοχημικούς κύκλους (π.χ. του C, του N και του S), όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 1.6 *(Ravishankara, 1997)*. Για παράδειγμα, η τρύπα του όζοντος στην Ανταρκτική δε θα είχε δημιουργηθεί αν τα σωματίδια πάγου ($HNO_3.3H_2O$) δεν παρείχαν τις επιφάνειες πάνω στις οποίες λαμβάνουν χώρα οι ετερογενείς αντιδράσεις. Την τελευταία δεκαετία, μεγάλη έμφαση έχει δοθεί στη μελέτη του ρόλου των ανθρωπογενών αλλά και θαλάσσιων σωματιδίων στην ενεργοποίηση των αλογόνων, που μπορούν να καταστρέφουν το όζον στο θαλάσσιο στρώμα ανάμιξης (*Sander and Crutzen, 1996; Vogt et al., 1996)*. Προσφάτως, η μελέτη της επίδρασης των ατμοσφαιρικών αντιδράσεων πολλαπλών φάσεων στην αλλαγή της χημικής σύστασης της σωματιδιακής αλλά και της αέριας φάσης, η χημική παλαίωση των αερίων μαζών και η μετατροπή των φυσικοχημικών ιδιοτήτων τους, αποτελεί ένα όλο και αναπτυσσόμενο τομέα έρευνας *(Kalberer et al., 2004, Lim et al., 2005, Robinson et al., 2007)*.



Εικόνα 1.6- *Διάκριση μεταξύ ετερογενών αντιδράσεων και αντιδράσεων πολλαπλών φάσεων. Παρατηρείται μια φαινομενικά υγρή στρώση επάνω στο στερεό. Η διάχυση στο κύριο σώμα του στερεού θεωρείται πολύ μικρή για να επηρεάσει τη συγκέντρωση στην επιφάνεια, έτσι η αντίδραση περιορίζεται στην επιφάνεια του στερεού. Στην περίπτωση των υγρών, θεωρείται ότι η αντίδραση πραγματοποιείται αφού το μόριο ενσωματωθεί στο υγρό (Ravishankara, 1997).*

Η ύπαρξη των ατμοσφαιρικών σωματιδίων σχετίζεται άμεσα με τις μετεωρολογικές διεργασίες σε διάφορα επίπεδα *(Orlanski, 1975,* Εικόνα 1.7*)*:

- Μέτωπα αερίων μαζών και τυφώνες στην α-Μέσο-κλίμακα (200-2000 km) έχοντα διάρκεια μερικών ημερών,
- Μπόρες, συστάδες σύννεφων και αστικές επιδράσεις εκτεινόμενες γεωγραφικά στη β-Μέσο-κλίμακα (μερικών δεκάδων km έως και 200 km) και διάρκειας ορισμένων ωρών,
- Καταιγίδες, διαταραχές στην ορογραφία και ομίχλη γεωγραφικής έκτασης 2-20 km (γ-Μέσο-κλίμακα) και διάρκειας μεταξύ μισής ώρας και μερικών ωρών,
- Ανεμοστρόβιλοι, κύματα μεταφοράς θερμότητας και βαρύτητας στην α-Μίκρο-κλίμακα (έκτασης από 0.2-2 km), διάρκειας μερικών λεπτών έως και μίας ώρας,
- Αμμοστρόβιλοι, κύματα θερμότητας στη β-Μίκρο-κλίμακα έκτασης μερικών έως 200 m με διάρκεια μερικών λεπτών.



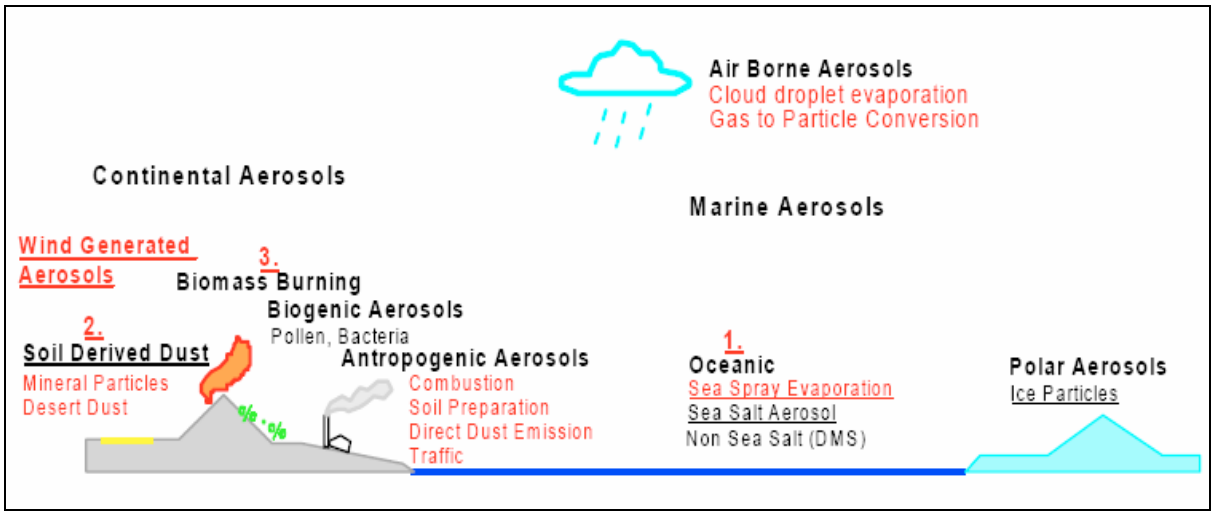
Εικόνα 1.7- *Αλληλεξάρτηση χρονικής και χωρικής κλίμακας και διεργασίες στα διάφορα επίπεδα, (Orlanski, 1975, τροποποίηση από von Hoyningen Huene, Διαλέξεις, IUP, Πανεπιστήμιο Βρέμης, 2003).*

1.2 ΠΗΓΕΣ, ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΚΑΙ ΧΗΜΙΚΗ ΣΥΣΤΑΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ

Τα ατμοσφαιρικά αερολύματα δημιουργούνται κυρίως με δύο τρόπους: είτε με άμεση εκπομπή στην ατμόσφαιρα (πρωτογενή αερολύματα), όπως γίνεται για παράδειγμα με τα απαέρια των αυτοκινήτων, τις θαλάσσιες σταγόνες, τα σωματίδια σκόνης εδάφους, τα σωματίδια που δημιουργούνται με αποκόλληση τμημάτων από τα φυτά είτε με τη χημική μετατροπή των χημικών ενώσεων στην ατμόσφαιρα και μετάβασή τους από αέρια σε σωματιδιακή φάση (δευτερογενή αερολύματα).

Τα θαλάσσια σωματίδια, η ορυκτή σκόνη και τα σωματίδια από καύσεις είναι οι τρεις κυριότερες κατηγορίες ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Τα θαλάσσια σωματίδια παράγονται κυρίως με απόσπαση σταγονιδίων επιφανειακού θαλάσσιου νερού μέσω των ανέμων και της εξάτμισης των σταγονιδίων. Η μεγάλη συνεισφορά τους (Πίνακας 1.2; περίπου το 30%) στο

σύνολο της ποσότητας των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων μπορεί να κατανοηθεί αν λάβει κανείς υπόψη ότι το 70% της γης καλύπτεται από νερό. Η ορυκτή σκόνη προέρχεται κυρίως από ερήμους και άνυδρες περιοχές, οι οποίες καλύπτουν το 20% του συνόλου της επιφάνειας των ηπείρων. Από αυτές τις περιοχές η ορυκτή σκόνη αποσπάται από την επιφάνεια της γης μέσω των ανέμων. Η χημική της σύσταση και οι ιδιότητές της εξαρτώνται από αυτές του εδάφους προέλευσης, αν και αλλοιώνονται κατά τη διάρκεια της μεταφοράς της στην ατμόσφαιρα (με εναπόθεση που είναι σημαντικότερη για τα μεγάλου μεγέθους σωματίδια, με συσσωμάτωση με άλλα σωματίδια ή/και "χημική παλαίωση"). Επιπλέον, υπάρχει αυξητική τάση των επιπέδων ορυκτής σκόνης στην ατμόσφαιρα λόγω και των ανθρωπίνων δραστηριοτήτων. Βιομηχανικής και αστικής προέλευσης σκόνη αλλά και ορυκτή σκόνη με αλλαγή στη "φυσική προέλευση" λόγω αλλαγής της ισχύος και διεύθυνσης των ανέμων *(Mahowald et al., 2003, 2006),* που επιφέρεται από τις κλιματικές αλλαγές του πλανήτη μας, οι οποίες σε σημαντικό ποσοστό οφείλονται στον άνθρωπο *(IPCC, 2007)*. Τέλος, το 30% της συνολικής καύσης βιομάζας στον πλανήτη προέρχεται από ανθρώπινες δραστηριότητες. Η Εικόνα 1.8 παρουσιάζει τις κυριότερες πηγές ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Ο Πίνακας 1.2 παρουσιάζει ένα φάσμα υπολογιζόμενων εκπομπών σωματιδίων από φυσικές αλλά και ανθρωπογενείς πηγές, σε παγκόσμια βάση.



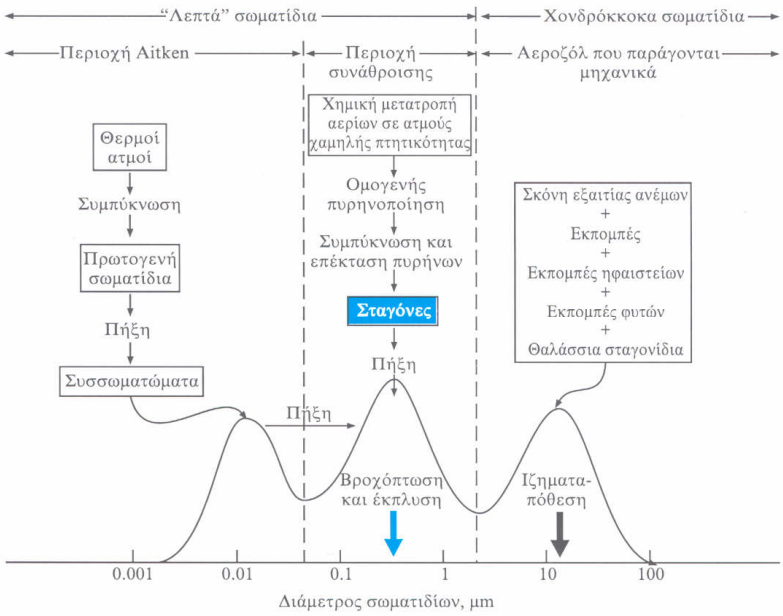
Εικόνα 1.8- *Κυριότερες πηγές ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (von Hoyningen Huene, Διαλέξεις, IUP, Πανεπιστήμιο Βρέμης, 2003).*

Η διάμετρός των αιωρούμενων σωματιδίων ποικίλει από ορισμένα νανόμετρα έως εκατό περίπου μικρόμετρα. Τα μικρά σωματίδια (fine, διάμετρος ≤ 2.5 μm) διαχωρίζονται από τα μεγάλα σωματίδια (coarse, διάμετρος ≥ 2.5 μm) επειδή συνήθως έχουν, διαφορετικές πηγές, διαφορετικούς μηχανισμούς σχηματισμού και απομάκρυνσης, διαφορετική χημική σύσταση και οπτικές ιδιότητες, μεγαλύτερο χρόνο ζωής και μεγαλύτερη επικινδυνότητα για τον ανθρώπινο οργανισμό (Εικόνα 1.9, Πίνακας 1.2). Το όριο για το διαχωρισμό των μικρών και των μεγάλων σωματιδίων δεν είναι εντελώς ξεκάθαρο, αφού κάποιες φορές συναντάται σε διάμετρο 2 μm ή ακόμη και 1 μm (*Gerasopoulos et al.,2007*).

Πίνακας 1.2- *Εκτιμήσεις για την εκπομπή των βασικών συστατικών των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων σε παγκόσμια κλίμακα, κατά τη δεκαετία του '80 (Seinfeld and Pandis, 1998).*

	Εκτιμούμενη Εκπομπή (Tg/yr)			ΚΑΤΗΓΟΡΙΑ
ΠΗΓΕΣ	**Χαμηλή**	**Υψηλή**	**Βέλτιστη**	**ΜΕΓΕΘΟΥΣ***
ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΡΟΕΛΕΥΣΗΣ				
Πρωτογενή				
Σκόνη από χώμα	1000	3000	1500	Κυρίως μεγάλα
Θαλάσσια σωματίδια	1000	10000	1300	Μεγάλα
Ηφαιστειακή σκόνη	4	10000	30	Μεγάλα
Βιολογικές ίνες	26	80	50	Μεγάλα
Δευτερογενή				
Θειικά από βιογενή αέρια	80	150	130	Μικρά
Θειικά από ηφαιστειακό SO_2	5	60	20	Μικρά
Οργανικά σωματίδια από βιογενή VOC	40	200	60	Μικρά
Νιτρικά από NO_x	15	50	30	Μικρά και μεγάλα
ΣΥΝΟΛΟ ΒΙΟΓΕΝΩΝ ΠΗΓΩΝ	2200	23500	3100	
ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΕΙΣ				
Πρωτογενή				
Σκόνη από βιομηχανία (εκτός αιθάλης)	40	130	100	Μικρά και μεγάλα
Στοιχειακός άνθρακας	5	20	10	Κυρίως μικρά
Δευτερογενή				
Θειικά από SO_2	170	250	190	Μικρά
Καύση βιομάζας	60	150	90	Μικρά
Νιτρικά από NO_x	25	65	50	Κυρίως μεγάλα
Οργανικές ενώσεις από ανθρωπογενή VOC	5	25	10	Μικρά
ΣΥΝΟΛΟ ΑΝΘΡΩΠΟΓΕΝΩΝ ΠΗΓΩΝ	300	650	450	
ΓΕΝΙΚΟ ΣΥΝΟΛΟ	2500	24000	3600	

* Το μεγάλο και μικρό μέγεθος των σωματιδίων αναφέρεται σε μέση διάμετρο σωματιδίων μεγαλύτερη και μικρότερη του 1 μm αντίστοιχα.



Εικόνα 1.9- *Σχηματική αναπαράσταση της κατανομής επιφάνειας σωματιδίων ατμοσφαιρικού αερολύματος. Παρουσιάζονται οι πηγές, οι βασικές διεργασίες και οι μηχανισμοί σχηματισμού και απομάκρυνσης των σωματιδίων (Γεντεκάκης, 1999).*

Ο πιο σημαντικός παράγοντας που επηρεάζει την ταχύτητα ξηρής εναπόθεσης, u_{term}, των σωματιδίων είναι το μέγεθός τους, το οποίο εκφράζεται μέσω της ακτίνας τους (r) *Rogers & Yau (1994)*:

$$u_{term} = \frac{2 \cdot r^2 \cdot g \cdot \rho_{Aer}}{9 \cdot \eta} \qquad (1.1)$$

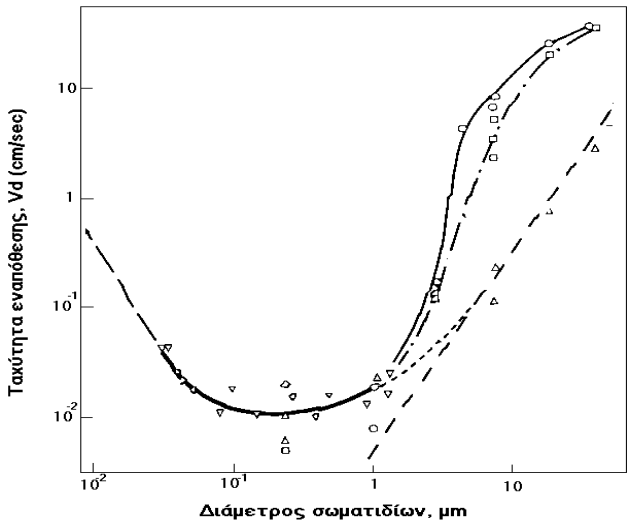
όπου, g, η επιτάχυνση βαρύτητας στη Γη, 9.81 m/s^2,

ρ_{Aer}, πυκνότητα των σωματιδίων και

η, δυναμικό ιξώδες του αέρα.

Το διάγραμμα της Εικόνας 1.10 υποδεικνύει ένα χαρακτηριστικό ελάχιστο στην ταχύτητα εναπόθεσης για ένα εύρος μεγεθών αιωρούμενων σωματιδίων από 0.1 έως 1.0 μm. Ο λόγος για την ύπαρξη αυτού του ελάχιστου είναι το γεγονός ότι τα μικρά σωματίδια έχουν τη συμπεριφορά των αερίων και μεταφέρονται λόγω της κίνησης Brown. Η κίνηση Brown παύει να αποτελεί μηχανισμό μεταφοράς για σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερη των 0.05 μm. Η εναπόθεση των σωματιδίων με διαμέτρους μεταξύ 2 και 20 μm πραγματοποιείται μέσω αδρανών προσκρούσεων με τις επιφάνειες (inertial impaction), ενώ η αντίστοιχη των ακόμη μεγαλύτερων σωματιδίων (D_p>20 μm) πραγματοποιείται λόγω βαρύτητας καθώς η ταχύτητα καθίζησης αυξάνεται με το τετράγωνο της διαμέτρου του σωματιδίου. Για τα σωματίδια με

διάμετρο από 0.05 έως 2 μm οι μηχανισμοί μεταφοράς δεν είναι και τόσο ξεκάθαροι. Σωματίδια αυτού του μεγέθους μπορούν να έχουν χρόνο ζωής πολλών ημερών, εκτός αν παρασυρθούν από την ομίχλη ή τη χημική κατακρήμνιση.



Εικόνα 1.10- *Ξηρή εναπόθεση σωματιδίων σε συνάρτηση του μεγέθους τους, (Seinfeld and Pandis, 1998).*

Με βάση παγκόσμιας κλίμακας φυσικοχημικές τρισδιάστατες προσομοιώσεις, ο χρόνος ζωής των σωματιδίων μεταβάλλεται από μερικές ώρες έως 10 ημέρες ανάλογα της χημικής τους σύστασης και του τμήματος της τροπόσφαιρας που βρίσκονται (*Textor et al., 2007*).

Οι φυσικοχημικές και μικροφυσικές (micro-physical) ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων παρουσιάζονται στον Πίνακα 1.3.

Πίνακας 1.3- *Φυσικοχημικές και μικροφυσικές ιδιότητες ατμοσφαιρικών αερολυμάτων.*

ΦΥΣΙΚΟΧΗΜΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ	
ΔΟΜΗ	**ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΜΕΓΕΘΟΥΣ**
	$\frac{dN(r)}{d\log r} = \frac{Number\ \ of\ \ particles\ \ of\ \ a\ \ Size\ \ class - r}{Range\ \ of\ \ the\ \ Size\ \ class}$
ΣΥΣΤΑΣΗ	**ΔΕΙΚΤΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ (Μιγαδικός Αριθμός)**
Χημική σύσταση	$m(\lambda) = n(\lambda) - i \cdot k(\lambda)$
Καθορίζουσα τις οπτικές ιδιότητες	*n,* το πραγματικό μέρος, υπεύθυνο για την αντανάκλαση, διάθλαση και σκέδαση του φωτός και *k,* το φανταστικό μέρος, υπεύθυνο για την απορρόφηση του φωτός
ΣΧΗΜΑ / ΚΑΤΑΣΤΑΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ	
	Σφαιρικά Κυβικά Ελλειψοειδή
ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ	
ΟΠΤΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ	
	Σκέδαση Απορρόφηση Μείωση της γωνίας σκέδασης του φωτός
ΥΓΡΟΣΚΟΠΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ	
	Λήψη νερού και αύξηση μεγέθους σωματιδίου Διαλυτότητα σωματιδίων Συμπύκνωση σταγόνων (δημιουργία σύννεφων/ομίχλης)

Οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων επηρεάζουν άμεσα το οπτικό πάχος τους. Το οπτικό πάχος είναι ένας αδιάστατος λογαριθμικός όρος ο οποίος εκφράζει την εξασθένιση μιας ακτίνας φωτός, που προκαλείται κατά τη διέλευση της ακτίνας μέσα στην ατμόσφαιρα. Το οπτικό πάχος της ατμόσφαιρας προκύπτει από το νόμο Beer-Lambert:

$$\delta(\lambda) = \frac{1}{\mathrm{M}(z_{sun})} \ln \frac{E_0(\lambda)}{E(\lambda)} \qquad (1.2)$$

όπου, $\delta(\lambda)$, το οπτικό πάχος της ατμόσφαιρας,

$\mathrm{M}(z_{sun})$, συντελεστής αέριας μάζας για την ζενίθ απόσταση του ήλιου, z_{sun},

$E_0(\lambda)$, ηλιακή ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη γη,

$E(\lambda)$, εισερχόμενη στην επιφάνεια της γης ηλιακή ακτινοβολία.

Το οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων προκύπτει μέσω της διόρθωσης της παραπάνω σχέσης από τις υπόλοιπες επιδράσεις (σκέδαση Rayleigh, απορρόφηση αερίων):

$$\delta_{Aer}(\lambda) = \delta(\lambda) - \delta_{Rayleigh}(\lambda) - \delta_{Gas}(\lambda) \quad (1.3)$$

όπου, $\delta_{Aer}(\lambda)$, το οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων,

$\delta_{Rayleigh}(\lambda)$, οπτικό πάχος της σκέδασης Rayleigh,

$\delta_{Gas}(\lambda)$, οπτικό πάχος των απορροφητικών αερίων της ατμόσφαιρας.

Τέλος, με την παραμετροποίηση από τον εκθετικό νόμο του Angström, έχουμε:

$$\delta_{Aer}(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \quad (1.4)$$

όπου, a, ο εκθέτης Angström, ο οποίος υποδεικνύει την αναλογία μικρών-μεγάλων σωματιδίων, όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του, τόσο μικρότερα τα σωματίδια, και

β, ο συντελεστής στροβιλότητας.

Χαμηλές τιμές οπτικού πάχους χαρακτηρίζουν καθαρή ατμόσφαιρα, γεγονός που συμβαίνει κυρίως κατά τη διάρκεια του χειμώνα, καθόσον τότε τα αιωρούμενα σωματίδια απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα με βροχόπτωση.

Η χημική σύσταση των αιωρούμενων σωματιδίων, εξαρτάται από τον *τύπο* του αερολύματος, τα *συστατικά* του και την *κατάσταση μίξης* των σωματιδίων. Οι διάφοροι *τύποι* ατμοσφαιρικών σωματιδίων χαρακτηρίζουν την εκάστοτε πηγή ενώ αποτελούνται από διαφορετικά συστατικά τα οποία αναμιγνύονται για να δημιουργήσουν το συγκεκριμένο τύπο αερολύματος. Τα *συστατικά* των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, είναι χημικές ενώσεις σε καθορισμένη θερμοδυναμική κατάσταση (στερεή-υγρή). Τα συστατικά των αερολυμάτων μπορούν να αναμειχθούν εσωτερικά (ένα σωματίδιο να περιέχει διαφορετικά συστατικά) ή εξωτερικά (διαφορετικά σωματίδια να έχουν διαφορετικά συστατικά και κάθε σωματίδιο να έχει ένα χημικό συστατικό). Η σημαντικότερη *κατάσταση μίξης* είναι η ανάμιξη με το νερό και η αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων λόγω της υγροσκοπικότητάς τους (επίδραση υγρασίας).

Όσον αφορά το γίγνεσθαι των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα, αξίζει να σημειωθεί ότι τα μεγάλα σωματίδια έχουν μικρούς χρόνους ζωής λόγω καθίζησης από βαρύτητα και εναποτίθενται κοντά στην περιοχή που δημιουργούνται. Αντιθέτως, τα μικρά σωματίδια, με μεγάλο χρόνο ζωής, μπορούν να μεταφερθούν σε μακρινές αποστάσεις και με την εναπόθεσή τους εκεί να επιδράσουν στο περιβάλλον (π.χ. στα επίπεδα των θρεπτικών συστατικών).

Σύμφωνα με τα παραπάνω και σε συνδυασμό με τον έλεγχο των θερμοκηπικών αερίων, υπάρχει η ανάγκη για έλεγχο, μέτρηση και ισορρόπηση των επιπτώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων. Τα αιωρούμενα σωματίδια, εμφανίζουν υψηλή χωρική και χρονική μεταβλητότητα στην ατμόσφαιρα. Το γεγονός αυτό προκαλείται από το μικρό σχετικά χρόνο ζωής στην

ατμόσφαιρα, τις διάφορες πηγές με σημαντική χωρική και χρονική μεταβλητότητα, την ποικίλη φυσικοχημική σύσταση των αιωρούμενων σωματιδίων, και την αλληλεπίδρασή τους με την υγρασία.

Συνεπώς, η μελέτη των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για την έρευνα των κλιματικών επιπτώσεων και του περιβαλλοντικού ελέγχου απαιτεί τον προσδιορισμό της δυναμικότητάς τους, του είδους των ατμοσφαιρικών σωματιδίων, των πηγών τους, τον καθορισμό της κατάστασης στροβιλότητας των υπό μελέτη περιοχών και πληροφορίες σχετικά με τη μεταφορά των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων σε τοπική και παγκόσμια κλίμακα.

2 ΣΚΟΠΟΣ

Όπως προαναφέρθηκε, τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, επιδρούν στην ανθρώπινη υγεία, τη χημεία της ατμόσφαιρας και το κλίμα του πλανήτη μας. Η παρούσα μελέτη επικεντρώνεται στην παρατήρηση των σωματιδιακών ρύπων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

Πρόσφατες δορυφορικές και αεροπορικές μετρήσεις αλλά και χρονοσειρές μετρήσεων εδάφους (*Mihalopoulos et al., 1997; Kouvarakis et al., 2000; Kourtidis et al., 2002, Gerasopoulos et al. 2005, Kalivitis et al. 2007*) δείχνουν ότι στον Ελλαδικό χώρο και γενικότερα στη Μεσόγειο η ατμόσφαιρα επιβαρύνεται τόσο με σωματιδιακούς όσο και με αέριους ρύπους.

Η Ανατολική Μεσόγειος αποτελεί σταυροδρόμι συνάντησης αερίων μαζών ποικίλης χημικής σύστασης. Το όζον στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας που ζούμε, είναι χημικά παραγόμενο από τα οξείδια του αζώτου και τις οργανικές πτητικές ενώσεις υπό την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας. Με τη σειρά του συμμετέχει στην οξείδωση οργανικών αερίων και τη χημική παραγωγή σωματιδιακών ρύπων. Οι ατμοσφαιρικοί αυτοί ρύποι επηρεάζουν δραστικά την ποιότητα της ατμόσφαιρας, το κλίμα, και επομένως την ποιότητα ζωής στη Μεσόγειο. Η εκτίμηση της χημικής και κλιματικής επίδρασής τους, και κυρίως των αιωρούμενων σωματιδίων λόγω της μεγάλης ανομοιογένειας τους, απαιτεί τη γνώση της κατανομής της μάζας, του μεγέθους, των χημικών και οπτικών τους ιδιοτήτων και του τρόπου ανάμιξής τους.

Βάσει μετρήσεων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου *(Lelieveld et al., 2002)*, οι σωματιδιακοί ρύποι είναι δυνατόν να προκαλέσουν μεγάλη ψύξη στην επιφάνεια της θάλασσας της Μεσογείου καθόσον η μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας, που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας για να τη ζεστάνει, είναι τέσσερις φορές πιο ισχυρή από τη θερμαντική επίδραση των θερμοκηπικών αερίων και μπορεί να έχει ήδη προκαλέσει σημαντικές αλλαγές στη βροχόπτωση στην περιοχή μας.

Αν και κατά μεγάλο βαθμό οι ρύποι αυτοί προέρχονται από τις βιομηχανικές περιοχές της βόρειας και κεντρικής Ευρώπης και μεταφέρονται νοτιοανατολικά στη περιοχή μας ακολουθώντας τη γενική αέρια κυκλοφορία, δεν είναι αμελητέες οι περιπτώσεις που Αφρικάνικη σκόνη μεταφέρεται προς τη Μεσόγειο προκαλώντας, σε ακραίες καταστάσεις, τις γνωστές αμμοθύελλες. Τα μέσα στρώματα (~ 4-8 km) της τροπόσφαιρας δέχονται περιστασιακά αέριες μάζες, που έχουν επηρεαστεί από την Αμερικάνικη ήπειρο και έχουν διασχίσει τον Ατλαντικό μετασχηματιζόμενες χημικά – εμπλουτισμένες έτσι σε δευτερογενείς ρύπους όπως το όζον. Ψηλότερα (~ 9-12 km) μάζες από την Ασία μπορούν να επηρεάσουν την ποιότητα της ατμόσφαιρας και το ενεργειακό της ισοζύγιο στον Ελλαδικό χώρο. Κατά τους θερμούς μήνες, τόσο οι εκπομπές αερίων από την τοπική βλάστηση της Μεσογείου όσο οι εκπομπές αερίων και σωματιδιακών ρύπων κατά τη διάρκεια πυρκαγιών, που δυστυχώς αναπτύσσονται σχεδόν κάθε χρόνο στη περιοχή μας, έρχονται να αναμιχθούν χημικά με τους μεταφερόμενους ρύπους κάτω από έντονη ηλιοφάνεια και σχεδόν απουσία βροχοπτώσεων, επαυξάνοντας τη ρύπανση του περιβάλλοντος και επιδρώντας έτσι στην ποιότητα της ατμόσφαιρας και στο ενεργειακό της ισοζύγιο.

Η έκταση και ένταση των διαταραχών στη χημική και ενεργειακή κατάσταση της ατμόσφαιρας της Μεσογείου κατά τις περιόδους των έντονων ακραίων γεγονότων, η γεωγραφική κατανομή των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, οι πηγές τους και το πώς αυτά επιδρούν στις κλιματικές διαταραχές είναι κάποια από τα θέματα που απαιτούν κατανόηση και προσδιορισμό για τη χάραξη περιβαλλοντικής πολιτικής για βιώσιμη ανάπτυξη.

Στόχο της παρούσας μελέτης αποτελεί η εκτίμηση του σχηματισμού, των περιβαλλοντικών και κλιματικών, στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας, επιπτώσεων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, για τη χρονική περίοδο 2002 και 2003. Δίδεται έμφαση στα περιστατικά μεταφοράς σκόνης από την Αφρική και ρυπαντών από Κεντρική-Βορειοδυτική Ευρώπη και τα Βαλκάνια.

Η παρούσα μελέτη επικεντρώνεται στη χρονική περίοδο 2002-2003. Το έτος 2002 χαρακτηρίζεται από σημαντικά επεισόδια μεταφοράς σκόνης στην υπό μελέτη περιοχή, ενώ το 2003 υπήρξε ένα χαρακτηριστικά θερμό έτος με την Ανατολική Μεσόγειο να επηρεάζεται

σημαντικά κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού από το κύμα καύσωνα, τις πυρκαγιές στην Ισπανία και τη μεταφορά σκόνης από την Αφρική (*Gerasopoulos et al. 2005)*.

Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιείται η ανάκτηση του οπτικού πάχους από δορυφορικά δεδομένα διαφορετικών αισθητήρων σε διαφορετικές χωρικές αναλύσεις. Επιλέχτηκαν οι αισθητήρες MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) και SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor). Οι δύο αυτοί δορυφορικοί αισθητήρες παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον για τις μελέτες τροποσφαιρικής χημείας και κλιματικών αλλαγών καθόσον έχουν καλή ευκρίνεια (πολλές ζώνες μήκους κύματος) σε μήκη κύματος μεταξύ 400 και 900 nm στα οποία μπορούμε να "παρατηρήσουμε" τα αερολύματα, ταυτόχρονα με άλλες περιβαλλοντικής σημασίας παραμέτρους όπως η βλάστηση και η χλωροφύλλη. Επίσης ο αισθητήρας MERIS είναι τοποθετημένος πάνω στο ευρωπαϊκό δορυφόρο ENVISAT (Environmental Satellite), ο οποίος φιλοξενεί και τον αισθητήρα SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric CHartographY), που χρησιμοποιείται για την ανίχνευση αερίων ενδιαφέροντος για την τροποσφαιρική χημεία όπως το όζον, το μονοξείδιο του άνθρακα, η φορμαλδεύδη, η γλυοξάλη και το μεθάνιο. Είναι επομένως ιδιαίτερα διαφωτιστική για τη τροποσφαιρική χημεία η ταυτόχρονη παρατήρηση της αέριας και της σωματιδιακής φάσης της τροπόσφαιρας.

Στη συνέχεια, για την καλύτερη κατανόηση των αποτελεσμάτων, οι ανακτηθείσες τιμές οπτικού πάχους αερολυμάτων (AOT) συνδυάζονται με συνεχείς παρατηρήσεις, κυρίως εδάφους, με τα αποτελέσματα τρισδιάστατων συζευγμένων προσομοιώσεων χημείας και μεταφοράς παγκόσμιας κλίμακας και άλλα διαθέσιμα δορυφορικά αποτελέσματα (έτοιμα προϊόντα).

Με τον τρόπο αυτό επιτυγχάνεται η καλή γεωγραφική κατανομή του ανακτηθέντος οπτικού πάχους, η εκτίμηση των συσχετιζόμενων αβεβαιοτήτων και ελέγχεται η δυνατότητα χρήσης διαφορετικών αισθητήρων για τη μελέτη των αερολυμάτων στη περιοχή. Μελετάται η εποχική διακύμανση του οπτικού πάχους και της επίδρασής του στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας. Με τη χρήση των ανακτηθέντων τιμών οπτικού πάχους και συσχετιζόμενων παραμέτρων από τα δορυφορικά δεδομένα εκτιμάται η επίδραση των επεισοδίων σκόνης και πυρκαγιών στην αύξηση του οπτικού πάχους στην περιοχή μας και πραγματοποιείται μια από τις πρώτες μελέτες ανάκτησης από δορυφορικά δεδομένα των επιπέδων αερολυμάτων διαμέτρου μικρότερης των 10 μm (PM_{10}) στην επιφάνεια.

3. ΑΝΑΚΤΗΣΗ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

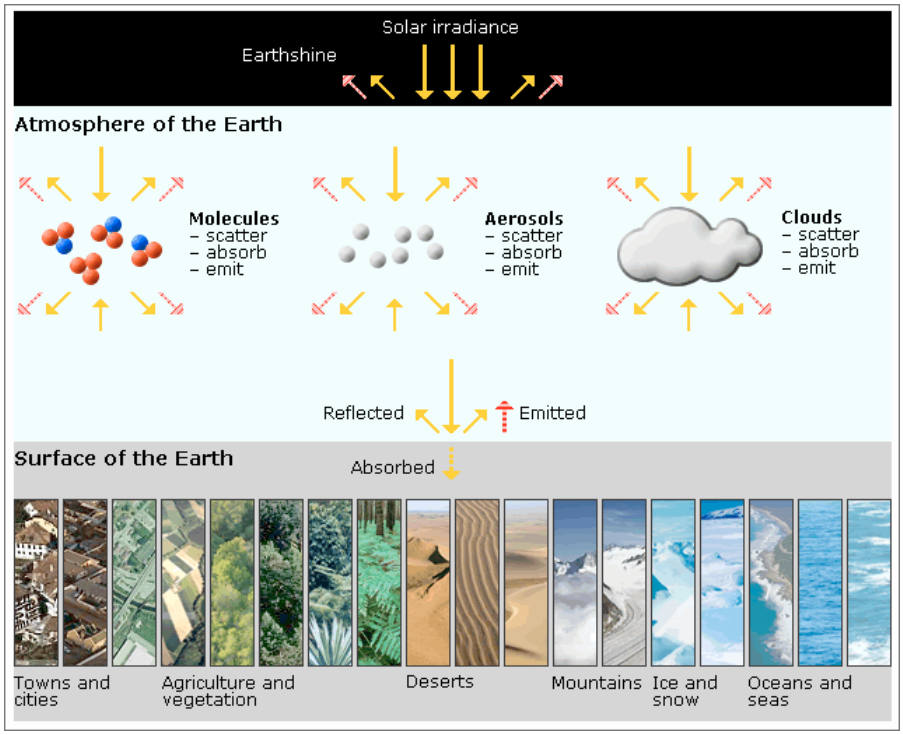
3.1 ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝ / ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μεγάλη και ταχεία τεχνολογική εξέλιξη των τελευταίων δεκαετιών επέτρεψε την αποστολή στο διάστημα υπερσύχρονων οπτικών αισθητήρων για την παρατήρηση της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται και της ακτινοβολίας που εξέρχεται από την ατμόσφαιρα της γης. Οι παρατηρήσεις αυτές μπορούν να μεταφραστούν σε συγκεντρώσεις διαφόρων συστατικών της ατμόσφαιρας που επηρεάζουν την ακτινοβολία. Ο νέος αυτός τομέας των δορυφορικών μετρήσεων για τη μελέτη της ατμοσφαιρικής χημείας και του κλίματος επιφέρει ραγδαία πρόοδο στην κατανόηση των φαινόμενων που επηρεάζουν την τροποσφαιρική χημεία. Οι δορυφορικές παρατηρήσεις προσφέρουν εξαιρετική γεωγραφική κάλυψη συγκριτικά με τις σημειακές επιφανειακές μετρήσεις ή/και τις μετρήσεις με αεροπλάνα και πλοία. Επίσης, οι δορυφορικές παρατηρήσεις σε μέση ή παγκόσμια γεωγραφική κλίμακα μπορούν να επιτρέψουν τη διαχρονική παρακολούθηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης (*Richter et al., 2005*) και των διαταραχών του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας και να συνδράμουν έτσι σημαντικά στον περιορισμό τους. Η επακριβής και διαχρονική καταγραφή της φυσικοχημικής κατάστασης της ατμόσφαιρας με τη βοήθεια των δορυφορικών παρατηρήσεων είναι επομένως ιδιαίτερης σημασίας.

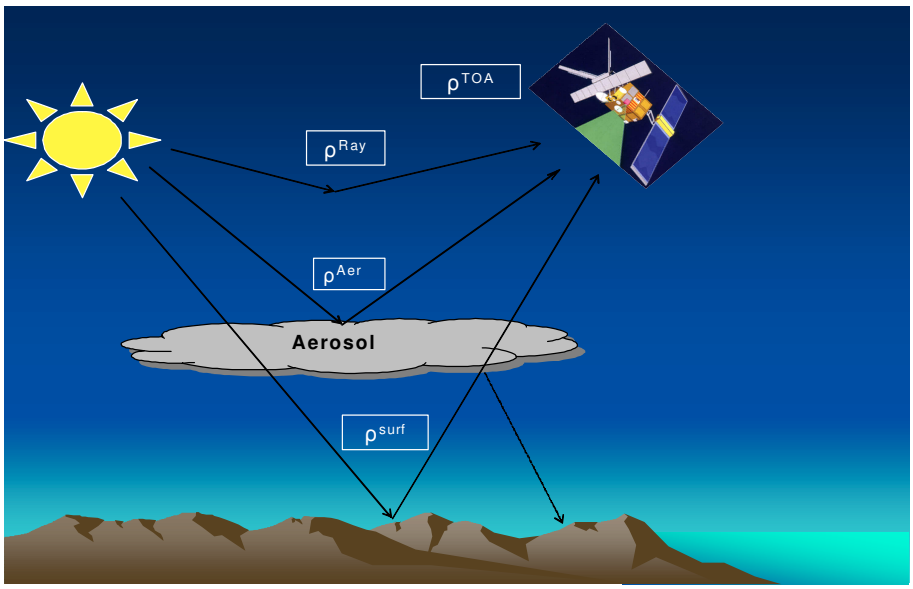
Παρόλα αυτά, ενώ η χρήση δορυφορικών δεδομένων για την καταγραφή της αέριας χημικής σύστασης της ατμόσφαιρας έχει εδραιωθεί, η ανάκτηση των ποσοτήτων των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα βρίσκεται σε λιγότερο προχωρημένο στάδιο.

3.2 Σαρωσεις / Μετρησεις Δορυφορικων Αισθητηρων

Οι δορυφορικοί αισθητήρες μετρούν την ακτινοβολία των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας (Εικόνα 3.1). Την εξασθενημένη δηλαδή ηλιακή ακτινοβολία λόγω σκέδασης/απορρόφησης από τα σωματίδια, τα σύννεφα και την αντανάκλαση από την επιφάνεια της γης (θάλασσα, έδαφος, φυτά/βλάστηση).



(α)

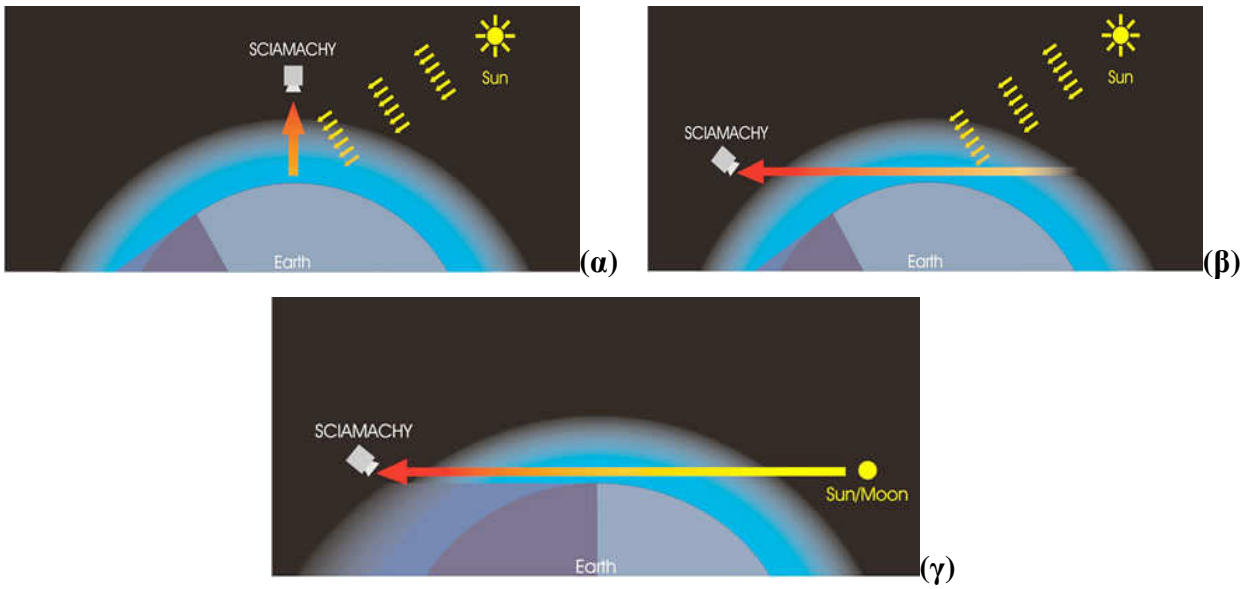


(β)

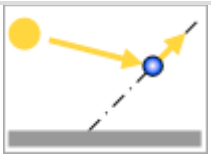
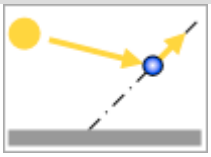
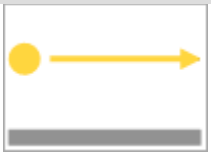
Εικόνα 3.1- *Διάδοση ακτινοβολίας και μέτρηση της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας από το δορυφορικό αισθητήρα.(α) από την ιστοσελίδα http://www.iup.physik.uni-bremen.de/sciamachy/instrument/modes/index.html, (β) η παρούσα εργασία.*

Υπάρχουν τρεις διαφορετικοί τρόποι παρατήρησης (σάρωσης) με τους οποίους είναι δυνατόν να λειτουργήσει ένας δορυφορικός αισθητήρας. Με τη μέθοδο ναδίρ (nadir mode) παρατηρείται ο όγκος της ατμόσφαιρας που βρίσκεται ακριβώς κάτω από το δορυφόρο. Με τις παρατηρήσεις εφαπτομένης (limb mode), ο αισθητήρας μετράει τη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας για διαφορετικές οπτικές γωνίες εφαπτόμενες στην επιφάνεια της γης. Τέλος, στη μέθοδο έκλειψης (occultation mode), η παρατήρηση γίνεται με τρόπο παρόμοιο της μεθόδου εφαπτομένης, με τη διαφορά ότι ο αισθητήρας βλέπει απευθείας μέσω της ατμόσφαιρας της γης μια φωτεινή πηγή, όπως ο ήλιος και το φεγγάρι. Έτσι, από τη σύγκριση των μετρήσεων της μεταδιδόμενης ακτινοβολίας με την ακτινοβολία της πηγής (ήλιος ή φεγγάρι) υπολογίζεται η ατμοσφαιρική πυκνότητα.

Για παράδειγμα, ο αισθητήρας SCIAMACHY (SCanning Imaging Absorption SpectroMeter for Atmospheric CHartographY) μπορεί να λειτουργήσει και στους τρεις αυτούς τρόπους (Εικόνα 3.2). Η Εικόνα 3.3 παρουσιάζει το είδος ακτινοβολίας που μετράει ο αισθητήρας σε καθένα από τους παραπάνω τρόπους παρατήρησης.

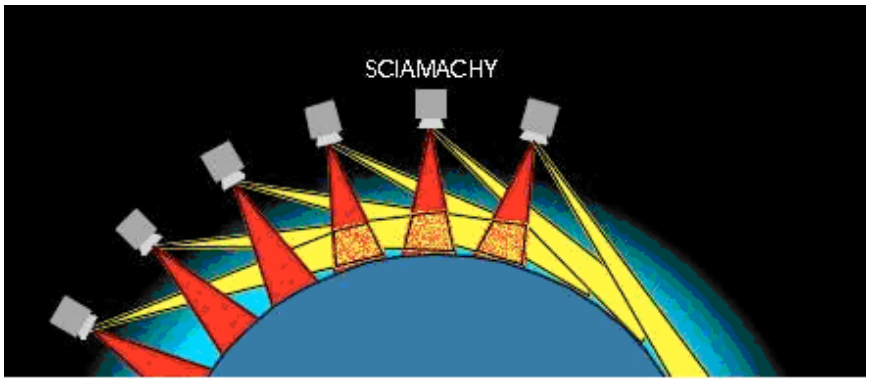


Εικόνα 3.2- *Τρεις διαφορετικοί τρόποι δορυφορικής τηλεσκόπισης: (α) μέθοδος ναδίρ (nadir mode), (β) μέθοδος εφαπτόμενης (limb mode) και (γ) μέθοδος έκλειψης (occultation mode)* (*http://www.iup.physik.uni-bremen.de/sciamachy/instrument/modes/index.html).*

ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΗΣ	ΕΙΔΟΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΠΟΥ ΜΕΤΡΑΕΙ Ο ΑΙΣΘΗΤΗΡΑΣ		
Μέθοδος ναδίρ (nadir mode)		 Ηλιακή ακτινοβολία η οποία σκεδάζεται στην ατμόσφαιρα στην ευθεία παρατήρησης	Ηλιακή ακτινοβολία η οποία σκεδάζεται ή ανακλάται στην ευθεία παρατήρησης.
Μέθοδος εφαπτομένης (limb mode)		 Ηλιακή ακτινοβολία η οποία σκεδάζεται στην ατμόσφαιρα στην ευθεία παρατήρησης	
Μέθοδος έκλειψης (occultation mode)	 Άμεση ηλιακή ακτινοβολία στην ευθεία παρατήρησης.		

Εικόνα 3.3- *Είδος ακτινοβολίας που μετράει ο αισθητήρας σε καθένα από τους διαφορετικούς τρόπους παρατήρησης.*

Ο συνδυασμός διαφορετικών τρόπων παρατήρησης (multi- mode scanning) οδηγεί σε λεπτομερέστερη παρατήρηση της ατμόσφαιρας. Για παράδειγμα, ο αισθητήρας SCIAMACHY έχει τη δυνατότητα να παρατηρεί τον ίδιο όγκο ατμόσφαιρας αρχικά με τη μέθοδο εφαπτόμενης (limb mode) και έπειτα από επτά λεπτά με τη γεωμετρία ναδίρ (nadir mode). Με τον τρόπο αυτό συλλέγονται τρισδιάστατες πληροφορίες για την ατμόσφαιρα.



Εικόνα 3.4- *Μέσω της παρατήρησης του ίδιου ατμοσφαιρικού όγκου με τη μέθοδο εφαπτόμενης (limb mode) και έπειτα με τη μέθοδο ναδίρ (nadir mode), προκύπτουν τρισδιάστατες πληροφορίες για την ατμόσφαιρα.*

Πηγή: http://www.iup.physik.uni-bremen.de/sciamachy/instrument/modes/index.html,

3.3 ΤΙ ΓΝΩΡΙΖΟΥΜΕ

Οι σημερινές τεχνικές για την ανάκτηση παραμέτρων ατμοσφαιρικών αερολυμάτων από δορυφορικές μετρήσεις είναι εφαρμόσιμες κυρίως σε περιοχές πάνω από θάλασσες και χρησιμοποιούν ακτινοβολία μήκους κύματος στο κοντινό υπέρυθρο (Near Infrared; NIR; 0.7–5μm). Σε αυτά τα μήκη κύματος, η σχετικά χαμηλή ανάκλαση από τη θαλάσσια επιφάνεια μπορεί να αμεληθεί (*Husar et al., 1997; Moulin et al., 1997; Nakajima and Higurashi, 1997; Tanré et al., 1999; Deuzé et al., 1999; Goloub et al., 1999; Geogdzhayev et al., 2002*).

Πάνω από τη ξηρά, ο δείκτης απορρόφησης των αερολυμάτων (Absorbing Aerosol Index; AAI) καθώς επίσης και οι εκτιμήσεις για το οπτικό πάχος στο υπεριώδες (UV) από τον αισθητήρα TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) παρέχουν πληροφορίες για την ύπαρξη έντονα απορροφώντων αερολυμάτων (*Herman et al., 1997a, 1997b; Torres et al., 1998*). Η μεταφορά του δείκτη απορρόφησης σε ποσοτικές παραμέτρους που χαρακτηρίζουν τα αερολύματα, όπως το οπτικό πάχος των σωματιδίων, γίνεται μέσω αλγορίθμων που απαιτούν διάφορες παραδοχές στα μοντέλα (*Torres et al., 1998, 2002*).

Στην ξηρά, οι διαδικασίες για τη ναδίρ ανάκτηση του οπτικού πάχους αποτυγχάνουν στο NIR, εξαιτίας της υψηλής ανακλαστικότητας και της μεγάλης ανομοιογένειας των επιφανειών. Ωστόσο, στο εύρος της SW ακτινοβολίας (<0.67μm, εκτός από τις περιπτώσεις επιφανειών που καλύπτονται από χιόνι και από τις ερήμους) το φάσμα ανάκλασης των επιφανειών έχει τιμές από 0.05 μm και κάτω, οι οποίες ελαττώνονται στα μικρότερα μήκη κύματος. Συνεπώς, η ανάκτηση των παραμέτρων που χαρακτηρίζουν τα ατμοσφαιρικά αερολύματα πάνω από επιφάνειες ξηράς, απαιτεί τεχνικές διαχωρισμού οι οποίες να λαμβάνουν υπόψη την ασταθή συνεισφορά της ανάκλασης των επιφανειών αυτών.

Παρά τη δυσκολία των μετρήσεων αυτών έχουν γίνει σημαντικές προσπάθειες και έχουν αναπτυχθεί κατάλληλες τεχνικές και αλγόριθμοι για την ανάκτηση των ποσοτήτων των αερολυμάτων πάνω από την ξηρά. Στον Πίνακα 3.1 παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα κάποιων επιλεγμένων δορυφορικών αισθητήρων (swath; περιοχή σάρωσης σε ένα μόνο πέρασμα, channel; ζώνες αισθητήρα, spatial resolution; χωρική ανάλυση, multi-angle observation; δυνατότητα πολλαπλών τρόπων - γωνιών παρατήρησης). Αξίζει να σημειωθεί ότι οι πρώτες δορυφορικές πληροφορίες για τα τροποσφαιρικά αερολύματα πάνω από την ξηρά προήλθαν από τον αισθητήρα TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer).

Πίνακας 3.1- *Χαρακτηριστικές ιδιότητες επιλεγμένων δορυφορικών αισθητήρων.*

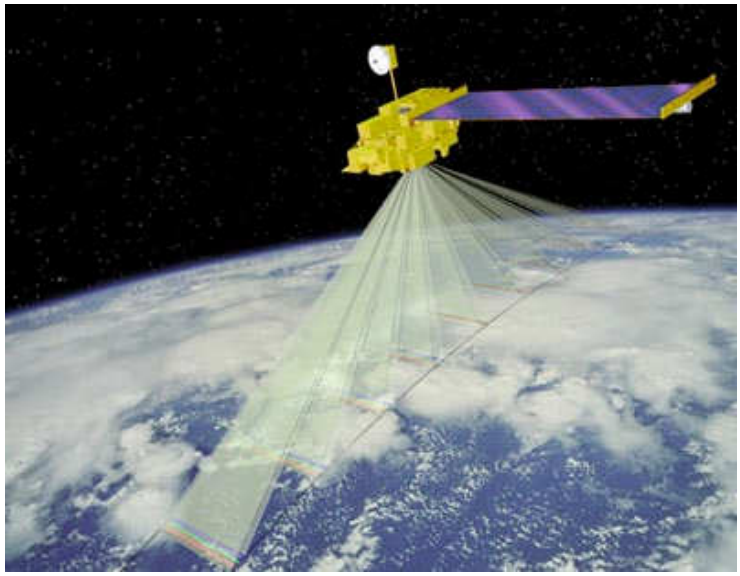
Instrument	Satellite/time of measurement	Swath (km)	Channels	Spatial resolution	Multi-angle observation
MERIS	ENVISAT 10:00 UTC	1150	15 bands 0.4–1.05 μm (0.41,0.44,0.49,0.51,0.56, 0.62,0.665,0.681,0.705,0.754, 0.76,0.775,0.865,0.89,0.9 μm)	0.3×0.3 km^2	No
AATSR	ENVISAT 10:00 UTC	512	7 bands 0.55,0.66, 0.87, 1.6, 3.7, 10.85, 12.0 μm	1×1 km^2	Yes, 2 angles from the ranges 0–21.732 and 55.587–53.009 degrees
SCIAMACHY	ENVISAT 10:00 UTC	916	8000 spectral points 0.24–2.4 μm	30×60 km^2	No
MISR	TERRA 10:32 UTC	400	4 bands 0.446, 0.558, 0.672, 0.866 μm	0.25×0.25 km^2 at nadir and at 0.672 μm 1.1×1.1 km^2 in the remaining channels	Yes, 9 angles 0, 26.1, 45.6, 60.0, 70.5°
MODIS	TERRA 10:32 UTC AQUA 13:30 UTC	2300	36 bands 0.4–14.4 μm (1):0.659,0.865 (2):0.47,0.555,1.24,1.64,2.13 (3):0.412,0.443,0.488,0.531,0.551, 0.667,0.678,0.748,0.869,0.905,0.936, 0.94,1.375+MWIR(6)/LWIR (10) channels	(1): 0.25×0.25 km^2 (2): 0.5×0.5 km^2 (3):1×1 km^2	No
POLDER	PARASOL 13:33 UTC	1700	8 bands 0.443,0.490*,0.565,0.670*, 0.865*,0.763,0.765,0.91	5.3×6.2 km^2	Yes, channels marked with* have a capability to measure polarization

Προσπάθειες για μετρήσεις σωματιδίων πάνω από την ξηρά πραγματοποιήθηκαν και με τις παρατηρήσεις των ραδιομέτρων POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectances) και ATSR-2 (Along Track Scanning Radiometer). Ο αισθητήρας POLDER χρησιμοποιεί πληροφορίες *πόλωσης* (*Herman et al., 1997a, 1997b*), ενώ ο ATSR-2 βασίζεται στην τεχνική διπλής παρατήρησης – dual view (*Veefkind et al., 1999*). Η *τεχνική πολλαπλής θέασης* (multiviewing) αποδείχτηκε ως ένα πολύ ισχυρό εργαλείο στην ανάκτηση δορυφορικών δεδομένων, καθώς δίνει τρισδιάστατες πληροφορίες για την ατμόσφαιρα. Αυτή επεκτάθηκε στον αισθητήρα MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer) σε εννέα γεωμετρίες θέασης για τον ίδιο επίγειο στόχο (Εικόνα 3.5).

Μελέτες που χρησιμοποιούν τα δεδομένα AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) βασίζονται σε μια λεπτομερή βάση δεδομένων για την ανακλαστικότητα των επιφανειών (*Knapp and Stowe, 2002*), καθόσον, όπως περιγράφεται στα κεφάλαια που ακολουθούν τα δεδομένα αυτά είναι κρίσιμα για την ανάκτηση του οπτικού πάχους και σχετιζόμενων παραμέτρων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Επιπλέον, νέα *πολυκάναλα διαστημικά ραδιόμετρα,* όπως οι αισθητήρες SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor), MODIS (MODerate-resolution Imaging Spectroradiometer), MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer), SCIAMACHY (Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric CartograpHY) και AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) παρέχουν επαρκείς φασματικές πληροφορίες στο εύρος των SW (<0.55μm) έτσι

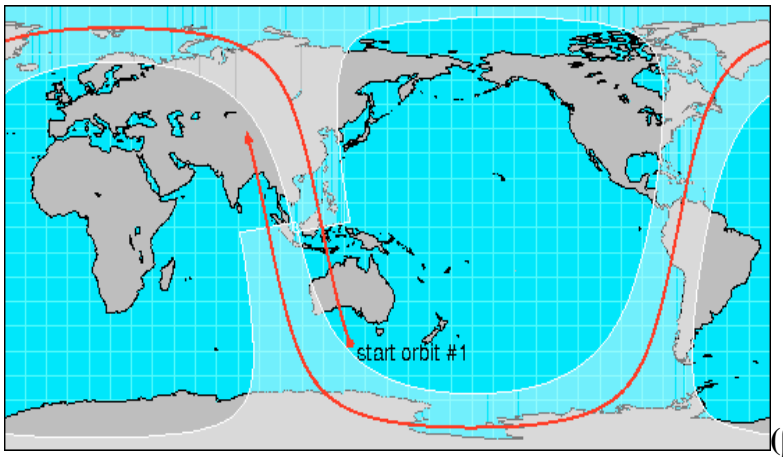
ώστε να επιτρέπουν το διαχωρισμό της αντανάκλασης των επιφανειών από τη σκέδαση των αερολυμάτων ακόμη και για όργανα που σαρώνουν την επιφάνεια της γης κατακόρυφα (nadir scanning instruments).

Σύνοψη των διαδικασιών ανάκτησης δορυφορικών δεδομένων και των προβλημάτων που συνεπάγονται δίδεται από τους *Kaufman et al. (1997a, 1997b)*. Τέλος, οι *Kaufman et al. (2000)* καταλήγουν στο ότι οι δορυφόροι με πολική τροχιά (Εικόνα 3.6) θα μπορούν να υπολογίσουν τις ημερήσιες τιμές των παραμέτρων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων.



Εικόνα 3.5- *Παρατηρώντας την ατμόσφαιρα της γης υπό εννέα γωνίες, ο αισθητήρας MISR (Multi-angle Imaging SpectroRadiometer) παρέχει υψηλής χωρικής ανάλυση κάλυψη της γης.*

(α)



(β)

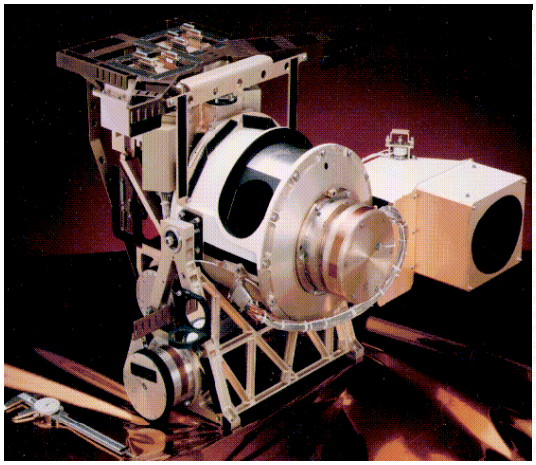
Εικόνα 3.6- *(α) Πολική τροχιά δορυφόρων και (β) χάρτης τροχιάς ενός τυπικού δορυφόρου πολικής τροχιάς (Satellite Coverages and Orbits - NCAR).*

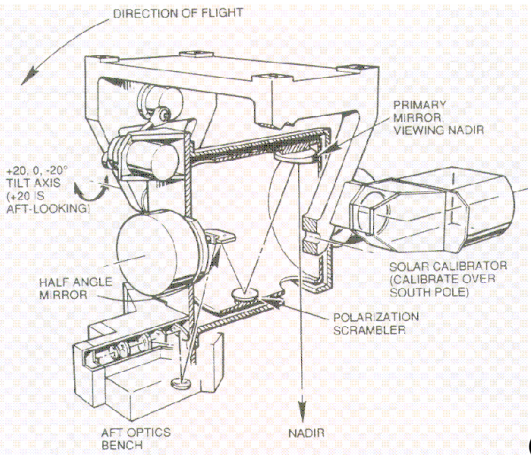
3.4 ΑΙΣΘΗΤΗΡΕΣ

3.4.1 ΑΙΣΘΗΤΗΡΑΣ SEAWIFS (SEA-VIEWING WIDE FIELD-OF-VIEW SENSOR)

Το ραδιόμετρο SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) είναι τοποθετημένο στο διαστημικός σκάφος OrbView-2 (SeaStar) υπό την αιγίδα της NASA (National Aeronautics and Space Administration). Ο αισθητήρας αποτελείται από έναν οπτικό σαρωτή και μια ηλεκτρονική μονάδα (Εικόνα 3.7).

(α)





(β)

Εικόνα 3.7- *(α) Το διαστημικό σκάφος OrbView-2 (SeaStar) και (β) Ο αισθητήρας SeaWiFS και σχηματική απεικόνιση της συναρμολόγησής του. Η σάρωση της ατμόσφαιρας γίνεται από τη δύση στην Ανατολή.*

Η βάση δεδομένων του αισθητήρα περιέχει στοιχεία από τις 18 Σεπτεμβρίου 1997. Μια πλήρης λειτουργία του αισθητήρα δίνει περίπου 14.5 σαρώσεις καλύπτοντας όλα τα γεωγραφικά πλάτη σε ένα πέρασμα (swaths), καθημερινά με την καθεμία σάρωση να αντιπροσωπεύει περίπου δεδομένα 40 min (~20MB).

Ο αισθητήρας SeaWiFS παρέχει φασματικά δεδομένα σε οκτώ ζώνες, έξι στην περιοχή του ορατού και δύο στην περιοχή το υπέρυθρου φάσματος με χωρική ανάλυση στις ναδίρ παρατηρήσεις 1.1 km^2 και 4.5 km^2. Τα δεδομένα επιπέδου 1 (SeaWiFS Level 1A data) προέρχονται από επεξεργασία και μορφοποίηση των δεδομένων επιπέδου 0 (ανεπεξέργαστα

δεδομένα) υπό τη μορφή HDF (Hierarchical Data Format) αρχείων. Τα δεδομένα επιπέδου 0 (SeaWiFS Level 0 data) περιλαμβάνουν ακατέργαστες μετρήσεις ακτινοβολιών από όλα τις ζώνες καθώς επίσης και τηλεμετρία του διαστημικού σκάφους και του αισθητήρα. Αυτά τα δεδομένα συγκεντρώνονται από επιλεγμένους επίγειους σταθμούς HRPT (High Resolution Picture Transmission; Μετάδοση Εικόνας Μεγάλης Ανάλυσης) μέσω δορυφορικής μεταφοράς δεδομένων.

Η χωρική κάλυψη είναι παγκόσμια, με πλήρη κάλυψη (Global Area Cover; GAC) κάθε δύο ημέρες. Αξίζει να σημειωθεί ότι η κάλυψη σύννεφων περιορίζει την παρατήρηση ολόκληρης της επιφάνειας, που σημαίνει ότι για την πραγματική παρατήρηση όλων των περιοχών απαιτείται περίοδος οκτώ ημερών. Η κάλυψη κατά μήκος του ισημερινού μεταβάλλεται ελαφρώς λόγω της κλίσης που παίρνει το όργανο σε σχέση με την κανονική του θέση για να αποφύγει φαινόμενα αντανάκλασης του ήλιου στης υδάτινες επιφάνειες (sun glint effects) που αλλοιώνουν τα αποτελέσματα.

Στον Πίνακα 3.2α παρουσιάζονται αναλυτικά οι ζώνες του αισθητήρα και η αντιστοιχία τους με τα μήκη κύματος, το εύρος κάθε ζώνης, καθώς επίσης και οι κύριες χρήσεις τους. Τα τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα αναγράφονται στον Πίνακα 3.2β. Οι ζώνες 1-6 του αισθητήρα SeaWiFS έχουν εύρος 20 nm ενώ οι 7 και 8 έχουν εύρος 40 nm.

Πίνακας 3.2α- *Ζώνες του αισθητήρα SeaWiFS.*

Instrument Bands				
Band	**Wavelength (nm)**	**Center (nm)**	**Wavelength ("colour")**	**Primary Use**
1	402-422	412	violet	Disolved organic matter
2	433-453	443	blue	Chlorophyll absorption
3	480-500	490	blue-green	Pigment absorption
4	500-520	510	blue-green	Chlorophyll absorption
5	545-565	555	green	Pigments, optical properties, sediments
6	660-680	670	red	Atmospheric correction and sediments
7	745-785	765	near IR	Atmospheric correction, aerosol radiance
8	845-885	865	near IR	Atmospheric correction, aerosol radiance

Πίνακας 3.2β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα SeaWiFS.*

Mission Characteristics	
Orbit Type	Sun Synchronous at 705 km
Equator Crossing	Noon +20 min, descending
Orbital Period	99 minutes
Swath Width	2,801 km LAC/HRPT (58.3 degrees)
Swath Width	1,502 km GAC (45 degrees)
Spatial Resolution	1.1 km LAC, 4.5 km GAC
Real-Time Data Rate	665 kbps
Revisit Time	1 day
Digitization	10 bits

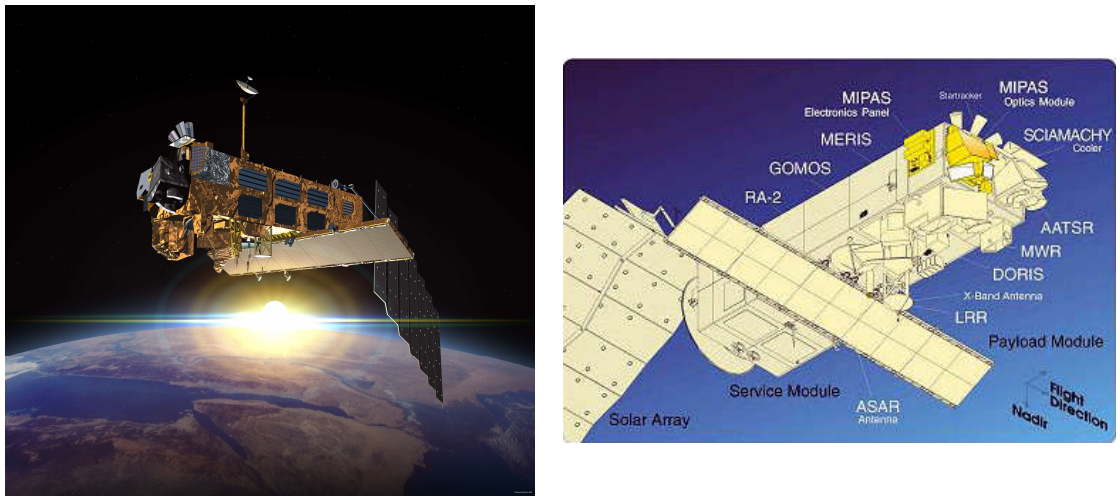
Περισσότερες πληροφορίες για τον αισθητήρα SeaWiFS είναι διαθέσιμες στον διαδικτυακό τόπο http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/.

Για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης και την πραγματοποίηση ημερήσιων ανακτήσεων οπτικού πάχους χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS κυρίως με μειωμένη ανάλυση 4.5 km x 4.5 km, λόγω του μεγάλου απαιτούμενου υπολογιστικού χρόνου ανάκτησης δεδομένων σε ανάλυση 1.1 km x 1.1 km.

3.4.2 ΑΙΣΘΗΤΗΡΑΣ MERIS (MEDIUM RESOLUTION IMAGING SPECTROMETER)

Το Μάρτιο του 2002, η Ευρωπαϊκή Υπηρεσία Διαστήματος (European Space Agency; ESA) εκτοξεύει στο διάστημα, ένα προηγμένο πολικής τροχιάς δορυφόρο, τον Envisat (Environmental Satellite) ο οποίος παρέχει ατμοσφαιρικές μετρήσεις και μετρήσεις για τους ωκεανούς, την ξηρά και τους πάγους.

Ο αισθητήρας MERIS, ένα μέσης φασματικής ανάλυσης φασματοφωτόμετρο, (Medium Resolution Imaging Spectrometer) που μετρά την ηλιακή ακτινοβολία την ανακλώμενη από τη γη κατά τη διάρκεια της ημέρας στην ορατή και την υπέρυθρη περιοχή του φάσματος σε 15 διαφορετικά μήκη κύματος από τα 400 nm έως τα 900 nm (Πίνακας 3α). Ο αισθητήρας MERIS είναι ένα από τα όργανα, που βρίσκονται επιβιβασμένα στον δορυφόρο Envisat (Εικόνα 3.8).



Εικόνα 3.8- *Ο δορυφόρος Envisat και τα όργανα που βρίσκονται επιβιβασμένα σε αυτόν, μεταξύ των οποίων και το φασματοφωτόμετρο MERIS.*

Ο αισθητήρας MERIS έχει υψηλή φασματική και ραδιομετρική ανάλυση. Με τη χωρική ανάλυση που διαθέτει καλύπτει παγκοσμίως τις υδάτινες επιφάνειες και τις ακτές αλλά και τις επιφάνειες εδάφους. Ένα από τα σημαντικά χαρακτηριστικά του και η ιδιαιτερότητά του σε

σχέση με τους άλλους δορυφορικούς αισθητήρες, είναι η ικανότητα προγραμματισμού των φασματικών ζωνών του όσον αφορά το εύρος και τη θέση τους.

Πρόκειται για ένα επιστημονικό αισθητήρα με σημαντική συμβολή στις μελέτες κατανόησης του ρόλου των ωκεανών και της συνεισφοράς τους στο κλίμα μέσω των παρατηρήσεων του χρώματος των υδάτων. Επιπλέον στόχος της αποστολής MERIS αποτελεί η κατανόηση των ατμοσφαιρικών παραμέτρων που σχετίζονται με τα σύννεφα και τα σωματίδια και η συσχέτισή τους με τη γήινη επιφάνεια, ιδιαίτερα με τη βλάστηση.

Ο αισθητήρας MERIS έχει αποστολή τη συλλογή παρατηρήσεων που θα προάγουν τη δυνατότητα πρόβλεψης των κλιματικών αλλαγών μέσω των αριθμητικών μοντέλων, ενώ θεωρείται εργαλείο τηλεσκόπισης με μεγάλη δυνατότητα συμβολής στις μελέτες κλίματος και τις παρατηρήσεις των παγκοσμίων αλλαγών.

Το όργανο, με 68.5° οπτικό πεδίο γύρω από το ναδίρ καλύπτει 1150 km πλάτος σάρωσης σε ένα πέρασμα. Η σάρωση αυτή διαιρείται σε πέντε τμήματα που σαρώνονται από πέντε πανομοιότυπες μηχανές λήψης. Τα οπτικά πεδία των παρακείμενων μηχανών λήψης έχουν μια μικρή αλληλοεπικάλυψη.

Τα προϊόντα MERIS είναι διαθέσιμα σε δυο διαφορετικές αναλύσεις. Δεδομένα υψηλής ανάλυσης (Full Resolution; FR) με 0.3 km χωρική ανάλυση εδάφους που χρησιμοποιούνται κυρίως για τις παρατηρήσεις των ακτών και της ξηράς. Τα δεδομένα χαμηλής ανάλυσης (Reduced Resolution; RR), με 1.2 km χωρική ανάλυση, χρησιμοποιούνται κυρίως για τις μελέτες μεγάλης κλίμακας. Οι ωκεανογραφικές και ατμοσφαιρικές έρευνες απαιτούν παγκόσμια κάλυψη μέσα σε τρεις ημέρες.

Ο αισθητήρας MERIS έχει σχεδιαστεί με 15 φασματικές ζώνες σε εύρος από 390 έως 1040 nm του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Στον Πίνακα 3.3α παρουσιάζονται οι 15 αυτές ζώνες με τα αντίστοιχα μήκη κύματος και τις κύριες εφαρμογές τους και στον Πίνακα 3.3β τα κυριότερα τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα.

Περισσότερες πληροφορίες για το διαστημικό σκάφος και τον αισθητήρα παρέχονται από τη διαδικτυακή σελίδα της ESA: http://earth.esa.int/.

Για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα MERIS_RR (Reduced Resolution) με περιορισμένη χωρική ανάλυση 1.2 km x 1.2 km αφενός γιατί η επεξεργασία των δεδομένων υψηλής ανάλυσης, 0.3 km x 0.3 km, για την ανάκτηση του οπτικού πάχους σε ημερήσια βάση είναι εξαιρετικά χρονοβόρα λόγω του μεγάλου όγκου και χρόνου επεξεργασίας τους, αφετέρου γιατί τα χαμηλότερης χωρικής ανάλυσης δεδομένα κρίθηκαν επαρκώς ικανοποιητικά.

Πίνακας 3.3α- *Φασματικές ζώνες (κανάλια) και κύριες εφαρμογές τους για τον αισθητήρα MERIS.*

Instrument Bands

Band	Wavelength (nm)	Bandwidth (nm)	Potential Applications
1	412.5	10	Yellow substance and detrital pigments
2	442.5	10	Chlorophyll absorption maximum
3	490	10	Chlorophyll and other pigments
4	510	10	Suspended sediment, red tides
5	560	10	Chlorophyll absorption minimum
6	620	10	Suspended sediment
7	665	10	Chlorophyll absorption and fluo. reference
8	681.25	7.5	Chlorophyll fluorescence peak
9	708.75	10	Fluo. Reference, atmospheric corrections
10	753.75	7.5	Vegetation, cloud
11	760.625	3.75	Oxygen absorption R-branch
12	778.75	15	Atmosphere corrections
13	865	20	Vegetation, water vapour reference
14	885	10	Atmosphere corrections
15	900	10	Water vapour, land

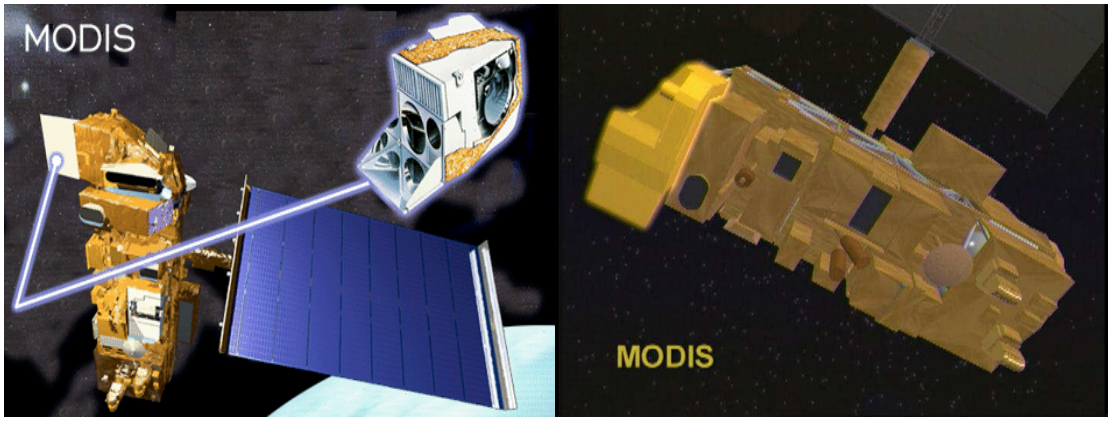
Πίνακας 3.3β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα MERIS.*

Mission Characteristics	
Status	Operational
Type	Imaging multi-spectral radiometers (vis/IR)
Technical Characteristics	Spatial Resolution Ocean: 1.040m x 1.200 m, Land & coast: 260m x 300m
	Swath Width: 1.150km Global coverage: every 3 days
	Waveband VIS-NIR: 15 bands selectable across range: 390-1040 nm (bandwidth programmable: 2.5-30 nm)
Applications	Ocean and Coast (Ocean Colour/Biology)
	Land (Vegetation)
	Atmosphere (Clouds, Precipitation)

3.4.3 ΑΙΣΘΗΤΗΡΑΣ MODIS (MODERATE RESOLUTION IMAGING SPECTRORADIOMETER)

Το φασματοραδιόμετρο MODIS (Εικόνα 3.9) είναι από τα βασικά όργανα των δορυφόρων Terra (EOS AM) και Aqua (EOS AM). Η τροχιά του δορυφόρου Terra είναι χρονικά προγραμματισμένη έτσι ώστε ο δορυφόρος να περνάει τον ισημερινό από το βορρά προς το νότο το πρωί, ενώ ο δορυφόρος Aqua, να περνά τον ισημερινό από νότο προς βορρά το απόγευμα. Οι δορυφόροι αυτοί παρατηρούν ολόκληρη την επιφάνεια της γης σε μία ή δύο μέρες, παρέχοντας δεδομένα σε 36 διαφορετικές φασματικές ζώνες ή ομάδες μηκών κύματος. Τα δεδομένα αυτά βελτιώνουν την κατανόηση των παγκόσμιων διαδικασιών που λαμβάνουν χώρα στο έδαφος, στους ωκεανούς και στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας.

Ο αισθητήρας MODIS διαδραματίζει καθοριστικό ρόλο στην ανάπτυξη έγκυρων μοντέλων παγκόσμιας κλίμακας, ικανών να προβλέψουν τις παγκόσμιες περιβαλλοντικές αλλαγές.



Εικόνα 3.9- *Το ραδιόμετρο MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer)*

Ο αισθητήρας MODIS παρέχει υψηλή ραδιομετρική ευαισθησία (12 bit) σε 36 διαφορετικές φασματικές ζώνες με εύρος μηκών κύματος από 0.4 μm έως 14.4 μm.
Δύο ζώνες έχουν γεωγραφική / χωρική ανάλυση 250 m στο ναδίρ, πέντε ζώνες έχουν ανάλυση 500 m και οι υπόλοιπες 29 έχουν ανάλυση 1 km. Ο σχεδιασμός σάρωσής του επιτυγχάνει μια περιοχή σάρωσης 2330 km, σε μια τροχιά μήκους 705 km, σε ένα πέρασμα και παρέχει παγκόσμια κάλυψη μέσα σε μία έως δύο ημέρες.

Ο πρώτος αισθητήρας MODIS, το μοντέλο ProtoFlight (PFM) ενσωματώθηκε στο διαστημικό σκάφος Terra (EOS AM-1). Ο δορυφόρος Terra εκτοξεύθηκε στο διάστημα στις 18 Δεκεμβρίου του 1999. Ο δεύτερος αισθητήρας MODIS, το Flight Model 1 ή FM1, ενσωματώθηκε στο δορυφόρο Aqua (EOS PM-1), ο οποίος μπήκε επιτυχώς σε τροχιά στις 4 Μαΐου του 2002. Ο αισθητήρας και τα διαστημικά σκάφη στα οποία είναι ενσωματωμένος βρίσκονται υπό την αιγίδα της NASA (National Aeronautics and Space Administration).

Οι φασματικές ζώνες και τα τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα MODIS παρουσιάζονται αντιστοίχως στους Πίνακες 3.4α και 3.4β που ακολουθούν.
Περισσότερες πληροφορίες για τον αισθητήρα MODIS παρέχονται στην ιστοσελίδα http://modis.gsfc.nasa.gov/.

Πίνακας 3.4α- *Οι φασματικές ζώνες του αισθητήρα MODIS.*

Instrument Bands				
Primary Use	**Band**	**Bandwidth[1]**	**Spectral Radiance[2]**	**Required SNR[3]**
Land/Cloud/	1	620-670	21.8	128
Aerosols Boundaries	2	841-876	24.7	201
Land/	3	459-479	35.3	243
Cloud/	4	545-565	29.0	228
Aerosols Properties	5	1230-1250	5.4	74
	6	1628-1652	7.3	275
	7	2105-2155	1.0	110
Ocean Color/	8	405-420	44.9	880
Phytoplankton/	9	438-448	41.9	838
Biogeochemistry	10	483-493	32.1	802
	11	526-536	27.9	754
	12	546-556	21.0	750
	13	662-672	9.5	910
	14	673-683	8.7	1087
	15	743-753	10.2	586
	16	862-877	6.2	516
Atmospheric Water Vapour	17	890-920	10.0	167
	18	931-941	3.6	57
	19	915-965	15.0	250
Primary Use	**Band**	**Bandwidth[1]**	**Spectral Radiance[2]**	**Required NE [delta]T(K)[4]**
	20	3.660-3.840	0.45(300K)	0.05
Surface/Cloud Temperature	21	3.929-3.989	2.38(335K)	2.00
	22	3.929-3.989	0.67(300K)	0.07
	23	4.020-4.080	0.79(300K)	0.07
Atmospheric Temperature	24	4.433-4.498	0.17(250K)	0.25
	25	4.482-4.549	0.59(275K)	0.25
	26	1.360-1.390	6.00	150(SNR)
Cirrus Clouds Water Vapor	27	6.535-6.895	1.16(240K)	0.25
	28	7.175-7.475	2.18(250K)	0.25
Cloud Properties	29	8.400-8.700	9.58(300K)	0.05
Ozone	30	9.580-9.880	3.69(250K)	0.25
Surface/Cloud Temperature	31	10.780-11.280	9.55(300K)	0.05
	32	11.770- 12.270	8.94(300K)	0.05
	33	13.185- 13.485	4.52(260K)	0.25
Cloud Top Altitude	34	13.485-13.785	3.76(250K)	0.25
	35	13.785-14.085	3.11(240K)	0.25
	36	14.085-14.385	2.08(220K)	0.35

[1] Bands 1 to 19 are in nm; Bands 20 to 36 are in µm
[2] Spectral Radiance values are (W/m2 -µm-sr)
[3] SNR = Signal-to-noise ratio
[4] NE(delta)T = Noise-equivalent temperature difference

Πίνακας 3.4β- *Τεχνικά χαρακτηριστικά του αισθητήρα MODIS.*

Mission Characteristics	
Orbit	705 km, 10:30 a.m. descending node (Terra) or 1:30 p.m. ascending node (Aqua), sun-synchronous, near-polar, circular
Scan Rate	20.3 rpm, cross track
Swath Dimensions	2330 km (cross track) by 10 km (along track at nadir)
Telescope	17.78 cm diam. off-axis, afocal (collimated), with intermediate field stop
Size	1.0 x 1.6 x 1.0 m
Weight	228.7 kg
Power	162.5 W (single orbit average)
Data Rate	10.6 Mbps (peak daytime); 6.1 Mbps (orbital average)
Quantization	12 bits
Spatial Resolution	250 m (bands 1-2) 500 m (bands 3-7) 1000 m (bands 8-36)
Design Life	6 years

3.5 ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗ

Στην παρούσα μελέτη παρουσιάζεται και χρησιμοποιείται μια μέθοδος ανάκτησης των παραμέτρων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (BAER; Bremen Aerosol Retrieval) η οποία χρησιμοποιεί μια τεχνική διαχωρισμού μεταξύ των ιδιοτήτων της επιφάνειας της γης και των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στην περιοχή μικρών μηκών κύματος ορατού (short-wave visible) του αισθητήρα SeaWiFS (412 nm - 670 nm). Η μέθοδος αυτή, τροποποιημένη κατάλληλα, εφαρμόζεται και στην ανάκτηση των δορυφορικών δεδομένων πάνω από την Ευρώπη από παρατηρήσεις με τους αισθητήρες του δορυφόρου ENVISAT (Environmental Satellite), SCIAMACHY και MERIS. Η τεχνική αυτή βασίζεται στη μέθοδο "*σκοτεινού στόχου"-black target* των Kaufman et al. (1997a, 1997b) αλλά έχει τροποποιηθεί ώστε να υπολογίζει την ανάκλαση από τις διάφορες επιφάνειες. Η ανάκλαση του εδάφους στη μέθοδο BAER, υπολογίζεται από ένα γραμμικό μοντέλο ανάμιξης φάσματος βλάστησης και μη, διορθωμένο με βάση τον κανονικοποιημένο διαφορικό δείκτη βλάστησης (Normalized Differential Vegetation Index; NDVI). Η σκέδαση που προκαλείται από τα αιωρούμενα σωματίδια, προσδιορίζεται με την αφαίρεση της ανάκλασης από την επιφάνεια και της εξασθένισης της ακτινοβολίας λόγω σκέδασης Rayleigh από τη συνολική ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας (Top of Atmosphere Reflectance-TOA). Για τον προσδιορισμό του οπτικού πάχους δημιουργήθηκαν πίνακες αναφοράς (Look-Up-Tables; LUT) με τη χρήση των υπολογισμών λεπτομερούς και μεγάλης ακρίβειας μοντέλου υπολογισμού της πολυφασματικής μεταφοράς ακτινοβολίας (Radiative Transfer Model; RTM).

Το μοντέλο μεταφοράς ακτινοβολίας απαιτεί την ακριβή γνώση των οπτικών ιδιοτήτων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων όπως για παράδειγμα τη μεταβολή του οπτικού πάχους των σωματιδίων συναρτήσει του μήκους κύματος, η οποία εξαρτάται από το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω σκέδασης προκαλούμενης από τα σωματίδια (single scattering albedo; SSA), την ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός προς τις διάφορες κατευθύνσεις (phase function), καθώς επίσης και παραμέτρους όπως ο συντελεστής ανάκλασης των διαφόρων επιφανειών εδάφους. Αυτά τα δεδομένα εισόδου για το μοντέλο BAER προήλθαν από το πείραμα LACE-98 (Lindeberg Aerosol Characterization Experiment 1998, *Ansmann et al., 2002*), το οποίο πραγματοποιήθηκε στο Lindeberg της Γερμανίας το 1998. Κατά τη διάρκεια του πειράματος αυτού μετρήθηκαν αναλυτικά οι διάφοροι παράμετροι των αιωρούμενων σωματιδίων, όπως επίσης και η ανακλαστικότητα του εδάφους.

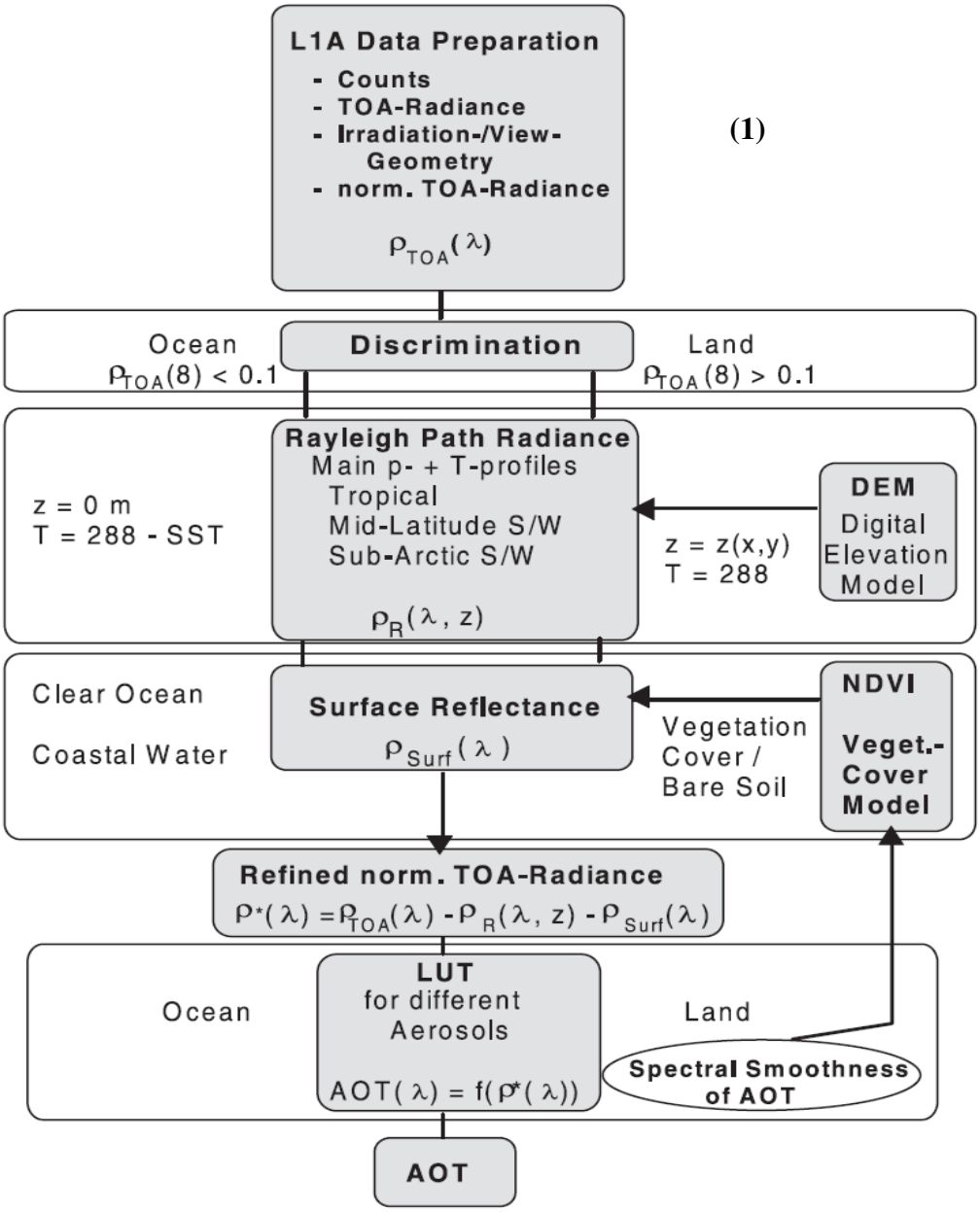
Ένας από τους στόχους του πειράματος LACE-98 ήταν η συσχέτιση της συνολικής ακτινοβολίας που μετρήθηκε από τους δορυφόρους με τις επιμέρους ροές ακτινοβολίας από εναέριες μετρήσεις και μετρήσεις εδάφους. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ακτινοβολίας στο άνω στρώμα της ατμόσφαιρας από τον αισθητήρα SeaWiFS, μετρήσεις ανακλαστικότητας εδάφους από όργανα προσαρτημένα σε αεροσκάφη και επίγειες μετρήσεις φωτεινότητας του ουρανού και οπτικού πάχους. Η ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός προς τις διάφορες κατευθύνσεις και το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω σκέδασης των σωματιδίων προέκυψαν από επίγειες μετρήσεις ραδιομέτρων με την εφαρμογή του αλγορίθμου CIRATRA (Coupled Inversion Radiative Transfer) σύμφωνα με τους *von Hoyningen-Huene and Posse (1997)*. Το φάσμα ανάκλασης του εδάφους μετρήθηκε με το ραδιόμετρο CASI (Compact Airborne Spectrographic Imager) κατάλληλα τοποθετημένο σε αεροσκάφος (*Olbert, 1998*). Έτσι, συνδυάστηκαν τα δορυφορικά δεδομένα με μετρήσεις εδάφους δημιουργώντας βάση δεδομένων εισόδου (οπτικό πάχος συναρτήσει του μήκους κύματος, του single scattering albedo (SSA) και του φάσματος ανάκλασης του εδάφους) για το μοντέλο μεταφοράς ακτινοβολίας (RTM).

4. ΜΕΘΟΔΟΣ BAER (BREMEN AEROSOL RETRIEVAL)

4.1 ΑΝΑΚΤΗΣΗ ΟΠΤΙΚΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ

Η μέθοδος περιγράφεται λεπτομερώς για τη χρήση των δεδομένων SeaWiFS από τους *von Hoyningen et al. (2003, 2006)* και χρησιμοποιείται σε διάφορες εφαρμογές (*Kokhanovsky et al., 2004; Lee et al., 2004, 2005*). Ο αισθητήρας SeaWiFS μετράει την ανερχόμενη ακτινοβολία ή την ακτινοβολία των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας, $L(\lambda)$, σε 8 διαφορετικές ζώνες (μήκη κύματος) και την ακτινοβολία που εξέρχεται από τη γη, $E_0(\lambda)$, στα ακόλουθα μήκη κύματος, λ, : 412, 443, 490, 510, 555, 670, 765 και 865nm.

Ο αλγόριθμος ανάκτησης του οπτικού πάχους των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων χρησιμοποιεί πίνακες αναφοράς (Look-Up-Tables; LUT), οι οποίοι δίνουν τα αναγκαία δεδομένα εισόδου (τιμές παραμέτρων) για την περιγραφή της σχέσης μεταξύ της μετρούμενης ακτινοβολίας $L(\lambda)$ και του οπτικού πάχους $\delta_A(\lambda)$. Για αυτή την προσέγγιση απαιτείται επαρκής καθορισμός των πινάκων αναφοράς ώστε να συμπεριλάβουν και να συσχετίσουν όλους εκείνους τους παράγοντες που επηρεάζουν τη μεταφορά ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, όπως για παράδειγμα τη θέση του ήλιου ως προς την επιφάνεια της γης (solar elevation), τη γεωμετρία φωτισμού και παρατήρησης (illumination and observation geometry), τη σκέδαση Rayleigh, την ανακλαστικότητα του εδάφους για διαφορετικές περιπτώσεις βλάστησης, το υψόμετρο των επιφανειών και την πίεση σε αυτό το ύψος, καθώς επίσης και τις παραμέτρους που χαρακτηρίζουν τα αιωρούμενα σωματίδια, όπως το οπτικό πάχος τους και την ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός προς τις διάφορες κατευθύνσεις.



Εικόνα 4.1- *Λογικό διάγραμμα των βημάτων και της αλληλεπίδρασης που χρησιμοποιείται στη διαδικασία ανάκτησης του οπτικού πάχους των αερολυμάτων πάνω από υδάτινες επιφάνειες και επιφάνειες ξηράς: 1. Υπολογισμός της ανάκλασης των άνω στρωμάτων (Εξίσωση 4.1), 2. Διαχωρισμός ανάμεσα στην επιφάνεια ξηράς και θάλασσας κάνοντας χρήση της μέτρησης της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας στη ζώνη οκτώ (870 nm) του αισθητήρα SeaWiFS, 3. καθορισμός της πορείας ανάκλασης Rayleigh, κάνοντας χρήση ενός ψηφιακού μοντέλου θέσης (Digital Elevation Model; DEM), 4. καθορισμός της ανάκλασης των σωματιδίων, αφαιρώντας την ανάκλαση της επιφάνειας από την εξίσωση (4.13), 5. Εφαρμογή των περιορισμών και των πινάκων αναφοράς (LUT),(von Hoyningen-Huene et al. 2003).*

Το λογικό διάγραμμα και η μαθηματική διαχείριση των δεδομένων του αλγορίθμου ανάκτησης, περιγράφονται στην Εικόνα 4.1 και συνοψίζονται στα κάτωθι βήματα:

1. Κανονικοποίηση της ακτινοβολίας $L(\lambda)$ σε συνθήκες ηλιακής ακτινοβολίας για κάθε μήκος κύματος λ, έτσι ώστε να προκύψει η ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας, $\rho_{TOA}(\lambda)$:

$$\rho_{\mathrm{TOA}} = \frac{\pi L(\lambda)}{\mathrm{E}_0(\lambda)} \cdot \mathrm{M}_0 \tag{4.1}$$

όπου, M_0, ο συντελεστής αερίων μαζών αναφορικά με τη θέση του ήλιου ως προς την επιφάνεια της γης, $E_0(\lambda)$, η ακτινοβολία που εκπέμπεται από τη γη και $L(\lambda)$, η ακτινοβολία των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας μετρούμενη από τον αισθητήρα του δορυφόρου.

2. Η αφαίρεση της διαδρομής ανάκλασης Rayleigh (Rayleigh path reflectance), που αφορά την πολλαπλή σκέδαση από τα μόρια των αερίων των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας για κάθε γεωμετρία φωτισμού (σχετική θέση ήλιου) και παρατήρησης (σχετική θέση δορυφόρου), οδηγεί στη διορθωμένη ανάκλαση $\hat{\rho}(\lambda)$.

$$\hat{\rho}(\lambda) = \rho_{\mathrm{TOA}}(\lambda) - \rho_{Ray}(\lambda, \theta, p, \mathrm{M}_0, \mathrm{M}_S) \tag{4.2}$$

όπου, $\rho_{Ray}(\lambda, \theta, p, \mathrm{M}_0, \mathrm{M}_S)$, η κανονικοποιημένη διαδρομή ανάκλασης Rayleigh συμπεριλαμβανομένης της πολλαπλής σκέδασης για τη γωνία σκέδασης θ, την ατμοσφαιρική πίεση p, τους συντελεστές αερίων μαζών αναλογικά με τη θέση του ήλιου, M_0, και τη θέση του δορυφόρου, M_S. Στην ξηρά, το υψόμετρο των επιφανειών πρέπει να συμπεριληφθεί με τη χρήση ενός ψηφιακού μοντέλου θέσης (Digital Elevation Model ; DEM) λαμβάνοντας υπόψη την οπτική γωνία παρατήρησης από τον αισθητήρα του δορυφόρου. Η ατμοσφαιρική πίεση, p_z, σε ύψος z (km) που χρησιμοποιείται για τον καθορισμό της διαδρομής ανάκλασης Rayleigh υπολογίζεται από την πίεση στο επίπεδο της θάλασσας, p_0, μέσω της βαρομετρικής εξίσωσης:

$$p_z = p_0 \cdot \exp\left[\frac{-28.97 \cdot g \cdot 0.75 \cdot z}{8.315 \cdot \left(T_{surf} - g \cdot 0.75 \cdot z\right)}\right] \tag{4.3}$$

όπου, g, η επιτάχυνση της βαρύτητας (9.807 m/s^2), z, το ύψος που βρίσκεται η μελετώμενη επιφάνεια σε σχέση με το επίπεδο της θάλασσας σε km και T_{surf}, η θερμοκρασία σε αυτήν την επιφάνεια.

Η συνεισφορά της σκέδασης Rayleigh αυξάνεται με τη μείωση του μήκους κύματος και απαιτεί υψηλή ακρίβεια στα μικροκύματα (shortwave channels). Για περιπτώσεις χαμηλής

ανάκλασης επιφάνειας ($\rho_{surf}(\lambda) \le 0.15$), στην περιοχή των μικροκυμάτων το οποίο αναμένεται για επιφάνειες που καλύπτονται ολικώς ή μερικώς από βλάστηση, η πολλαπλή σκέδαση είναι μια μη γραμμική συνάρτηση η οποία μπορεί παρόλα αυτά εύκολα να παραμετροποιηθεί (*Deepak et al., 1980*). Για υψηλής ανάκλασης επιφάνεια, η διαδρομή ανάκλασης Rayleigh πρέπει να υπολογιστεί αναλυτικά για τη συγκεκριμένη περίπτωση ανάκλασης.

3. Διαχωρισμός ανάκλασης επιφάνειας από την αντίστοιχη των σωματιδίων.

Η τιμή της διορθωμένης ανάκλασης, $\hat{\rho}(\lambda)$, περιλαμβάνει τόσο την επίδραση της σκέδασης των σωματιδίων όσο και της ανάκλασης της επιφάνειας, $\rho_{surf}(\lambda)$. Για το διαχωρισμό αυτών των παραμέτρων απαιτούνται περισσότερες πληροφορίες και οι τιμές κάποιων σταθερών (Παράγραφος 4.1.2). Οι *Kaufmann et al. (1997a, b)* χρησιμοποιούν για το διαχωρισμό τον περιορισμό για τους *"μαύρους στόχους"-black target* όπως είναι οι επιφάνειες με βλάστηση. Οι "μαύροι στόχοι" προσδιορίζονται από τον κανονικοποιημένο διαφορικό δείκτη βλάστησης, NDVI (Εξίσωση 4.12). Ο δείκτης NDVI κυμαίνεται μεταξύ -1 και 1 και πρέπει να πλησιάζει την τιμή 1 για την περίπτωση πυκνής βλάστησης, ενώ τα σύννεφα και το χιόνι χαρακτηρίζονται από αρνητικές τιμές. Έπειτα, χρησιμοποιούνται εμπειρικές σχέσεις μεταξύ της ανάκλασης της επιφάνειας στα 2.2 μm και αυτής σε μήκος κύματος στην περιοχή των μικροκυμάτων.

Παρόλα αυτά, η ανάκλαση των διαφόρων επιφανειών στα 2.2 μm όπως μετριέται από το δορυφορικό αισθητήρα, δεν είναι διαθέσιμη, ούτε για τον αισθητήρα SeaWiFS αλλά ούτε για τα άλλα ραδιόμετρα και πρέπει να υπολογιστεί η τιμή της με διαφορετικό τρόπο. Στην παρούσα μελέτη, ο προσδιορισμός του φάσματος ανάκλασης της επιφάνειας πραγματοποιείται από ένα γραμμικό μοντέλο ανάμιξης φάσματος "πράσινης βλάστησης" και "αποψιλωμένου εδάφους". Η ανάμιξη γίνεται με βάση το NDVI ως δείκτη κάλυψης της επιφάνειας από τη βλάστηση. Έτσι, προκύπτει ένα φάσμα ανάκλασης επιφάνειας για την περιοχή που παρατηρεί ο δορυφόρος.

Λαμβάνοντας υπόψη και τους άλλους περιορισμούς στη φασματική συμπεριφορά του οπτικού πάχους (Βήμα 5), ο διαχωρισμός της ανάκλασης της επιφάνειας μπορεί να πραγματοποιηθεί με επιτυχία. Παραμένει η ανάκλαση φωτός που προκαλείται από τα αιωρούμενα σωματίδια, $\tilde{\rho}(\lambda)$, η οποία εξαρτάται από το μήκος κύματος:

$$\tilde{\rho}(\lambda) = \hat{\rho}(\lambda) - \omega_0(\lambda) \cdot \tau_R(\lambda, \mathrm{M}_S) \cdot \rho_{Surf}(\lambda, z_0, z_S) \qquad (4.4)$$

όπου, $\tau_R(\lambda, \mathrm{M}_S)$, η μετάδοση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα για τη ζενίθ απόσταση, z_S, του δορυφόρου από τον παρατηρούμενο στόχο που βρίσκεται στο έδαφος, z_0, η ζενίθ απόσταση για τον ήλιο, $\omega_0(\lambda)$, το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω της σκέδασης των σωματιδίων (single scattering albedo; SSA) και $\rho_{Surf}(\lambda, z_0, z_S)$, η ανάκλαση της επιφάνειας για δεδομένη θέση του ήλιου και του δορυφόρου (θέση παρατήρησης), $\rho_{Surf}(\lambda, z_0, z_S) = \rho_{Surf}(\lambda) \cdot \cos(z_0) \cdot \cos(z_S)$.

Η παραπάνω ανάλυση των παραμέτρων μειώνει την ποσότητα δεδομένων των πινάκων αναφοράς (LUTs), ειδικά αν καθορίσει κάποιος περιοχές ακρίβειας για την ανάκτηση του οπτικού πάχους. Όλοι οι πίνακες αναφοράς, που προκύπτουν από αυτό το δεύτερο βήμα καθαρισμού των παραμέτρων, μπορούν να παραμετροποιηθούν ικανοποιητικά από πολυώνυμα μηδενικού έως και δεύτερου βαθμού, κατάλληλα για γρήγορη επεξεργασία των δορυφορικών δεδομένων.

4. Καθορισμός των παραμέτρων εισόδου για τον προσδιορισμό των πινάκων αναφοράς (LUTs). Όπως αναφέρθηκε (Παράγραφος 3.5), οι πίνακες αυτοί προέκυψαν από δεδομένα του πειράματος LACE-98. Οι πίνακες αναφοράς για την ανάκλαση της ακτινοβολίας από τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, $\tilde{\rho}(\lambda)$, υπολογίζονται για δεδομένη ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός και ποσοστού ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω της σκέδασης των σωματιδίων. Η μέγιστη επίδραση της ποσότητας ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω σκέδασης των σωματιδίων καθορίζεται από την ποσότητα του σκεδαζόμενου φωτός στις διάφορες κατευθύνσεις από το αερόλυμα, η οποία θα πρέπει να είναι κατάλληλη για το συγκεκριμένο τύπο σωματιδίων στην υπό μελέτη περιοχή.

5. Τέλος, η εφαρμογή των περιορισμών (Παράγραφος 4.1.1) στην επαναληπτική μέθοδο, ελαχιστοποιεί την τετραγωνική ρίζα της μέσης τετραγωνικής απόκλισης (Root Mean Square Deviation; RMSD; Εξίσωση 4.8) του φάσματος οπτικού πάχους των σωματιδίων, η οποία έχει ομαλή εξάρτηση από το φάσμα, σύμφωνα με εκθετική εξάρτηση από τον συντελεστή Ångström. Η διαδικασία αυτή οδηγεί στον προσδιορισμό του οπτικού πάχους των σωματιδίων σε διάφορες ζώνες που αντιστοιχούν σε ζώνες μικρών μήκος κύματος του αισθητήρα SeaWiFS και στον προσδιορισμό του συντελεστή στροβιλότητας του Ångström. Επιπλέον, προκύπτει το φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας ως παραπροϊόν στα μικρά μήκη κύματος. Η διαδικασία που περιγράφεται παραπάνω οδηγεί στον προσδιορισμό του οπτικού

πάχους των σωματιδίων, δ_A, πάνω από επιφάνειες ξηράς για τις ζώνες μικρών μηκών κύματος του αισθητήρα SeaWiFS.

4.1.1 ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ ΜΕΘΟΔΟΥ

Όπως προαναφέρθηκε, ο διαχωρισμός μεταξύ της σκέδασης που προκαλείται από τα αιωρούμενα σωματίδια και της ανάκλασης από την επιφάνεια του εδάφους απαιτεί περαιτέρω πληροφορίες. Οι περιορισμοί που εφαρμόζονται σε αυτή τη μέθοδο είναι: **1.** Η εξάρτηση του οπτικού πάχους από το μήκος κύματος πρέπει να είναι μια ομαλή μη γραμμική συνάρτηση η οποία καθορίζεται από την εκθετική εξάρτηση από το συντελεστή Ångström. **2.** Κατά τη διάρκεια της επανάληψης η σύγκλιση εξασφαλίζεται με βάση μια σταθμισμένη παράμετρο και **3.** Η ανάμιξη του φάσματος ανάκλασης της επιφάνειας με βλάστηση και γυμνού εδάφους είναι γραμμική. Αυτοί οι περιορισμοί αναλύονται ακολούθως.

1. Το οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων έχει μια ομαλή φασματική συμπεριφορά ακολουθώντας το νόμο δυναμικής του Ångström:

$$\delta_{\mathrm{A}}(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha} \tag{4.5}$$

όπου, $\beta=\delta_A(\lambda=1.0\mu m)$, ο συντελεστής στροβιλότητας και α, η φασματική κλίση. Για το σκοπό αυτό, σε αντίθεση με άλλες προσεγγίσεις (*Eck et al.,1999*), οι παράμετροι α και β υπολογίζονται από την εφαρμογή της μεθόδου ελάχιστων τετραγώνων στο νόμο του Ångström με την ανάκτηση των δεδομένων από όλες συνολικά τις φασματικές ζώνες, για παράδειγμα 6 ζώνες πάνω από τη ξηρά και 8 πάνω από τη θάλασσα. Έτσι, έχουμε:

$$a = \frac{\Sigma_{i-1}^{N}[(\ln \delta_A(\lambda_i) - \overline{\ln \delta_{\mathrm{A}}}) \cdot (\ln \lambda_i - \overline{\ln \lambda})}{\Sigma_{i=1}^{N}[(\ln \lambda_i - \overline{\ln \lambda})^2]} \tag{4.6}$$

και

$$\beta = \exp(\overline{\ln \delta_A} + \overline{\ln \lambda} \cdot \alpha) \tag{4.7}$$

όπου N, ο αριθμός των φασματικών ζωνών που χρησιμοποιήθηκαν και $\overline{\ln \delta_{\mathrm{A}}}$, $\overline{\ln \lambda}$ οι μέσοι λογάριθμοι οπτικού πάχους και μήκους κύματος, που υπολογίζονται ως $\overline{\ln \delta_{\mathrm{A}}} = \frac{1}{\mathrm{N}} \Sigma_{i=1}^{N} \ln \delta_{\mathrm{A}}(\lambda_i)$ και $\overline{\ln \lambda} = \frac{1}{\mathrm{N}} \Sigma_{i=1}^{\mathrm{N}} \ln(\lambda_i)$ αντιστοίχως. Η μέθοδος αυτή υπολογίζει με μεγαλύτερη ακρίβεια τις παραμέτρους Ångström από ότι η αντίστοιχη που κάνει χρήση μόνο δύο μηκών κύματος.

Χρησιμοποιώντας ως μήκος κύματος αναφοράς για τον αισθητήρα SeaWiFS τα 412 nm, ο εκθετικός νόμος του Ångström παίρνει τη μορφή: $\bar{\delta}_{\mathrm{A}}(\lambda) = \delta_{\mathrm{A}}(\lambda = 0.412\mu m) \cdot \left(\frac{\lambda}{0.412\mu m} \right)^{-a}$. Ο

κυριότερος σκοπός για τη χρήση του νόμου του Ångström είναι η διασφάλιση της ομαλότητας στο φάσμα του οπτικού πάχους. Στο πρώτο βήμα της επανάληψης χρησιμοποιείται η ανάκλαση από την επιφάνεια όπως περιγράφεται από τις εξισώσεις (4.11) και (4.13). Σε αντίθεση με την ανάκλαση από το έδαφος, οι τιμές του οπτικού πάχους μειώνονται με την αύξηση του μήκους κύματος. Οι παράμετροι Ångström έχουν τους κάτωθι περιορισμούς:

Η φασματική κλίση α καθορίζεται στην πρώτη επανάληψη από το ανακτηθέν φάσμα του οπτικού πάχους και οι τιμές της βρίσκονται στα όρια $-0.5 \le a \le 2.0$. Τα όρια αυτά επιλέγονται από τις ακραίες συνθήκες του φάσματος του οπτικού πάχους που προκύπτουν από μετρήσεις εδάφους. Εάν η ανακτηθείσα φασματική κλίση είναι εκτός αυτών των ορίων, τότε της αποδίδεται η τιμή του κλιματολογικού μέσου όρου, $\alpha = 1.3$. Ο περιορισμός αυτός αντιστοιχεί στο εύρος του συντελεστή α που λαμβάνεται για την πλειοψηφία των τύπων των ατμοσφαιρικών σωματιδίων από τις μετρήσεις των ηλιοφωτόμετρων (*Holben et al., 2001*) και αποτελέσματα μοντέλων (*d' Almeida et al., 1991*).

Η ομαλότητα υπολογίζεται από την τετραγωνική ρίζα της μέσης τετραγωνικής απόκλισης (Root Mean Square Deviation; RMSD), που καθορίζεται από τους υπολογισμούς του οπτικού πάχους $\delta_A(\lambda)$, και τη μέση του τιμή $\overline{\delta}_{\mathrm{A}}(\lambda)$, που προκύπτει από τον εκθετικό νόμο του Ångström:

$$RMSD = \frac{1}{N}\sqrt{(\delta_{\mathrm{A}}(\lambda) - \overline{\delta}_{\mathrm{A}}(\lambda))^2} \tag{4.8}$$

όπου N, ο αριθμός των ζωνών που χρησιμοποιούνται. Για ασαφή ομαλότητα του φάσματος οπτικού πάχους των σωματιδίων, το φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας πρέπει να τροποποιηθεί με επανάληψη. Υποθέτουμε ότι η σύγκλιση της λύσης έχει επιτευχθεί όταν η μέση τετραγωνική τιμή $\mathrm{RMSD} \le 0.01$.

2. Η σταθμισμένη παράμετρος για την εξασφάλιση της σύγκλισης.

Η σκέδαση των σωματιδίων στην πρώτη ζώνη (412 nm) του αισθητήρα SeaWiFS κυριαρχεί σε σχέση με την ανάκλαση του εδάφους. Επιπλέον, η διάδοση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα μειώνεται με το μήκος κύματος. Συνεπώς, το ανακτηθέν οπτικό πάχος των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στα 412 nm έχει το χαμηλότερο σχετικό σφάλμα οφειλόμενο σε έναν ανακριβή προσδιορισμό του συντελεστή ανάκλασης επιφάνειας από ότι στις άλλες ζώνες του αισθητήρα. Το γεγονός αυτό εκφράζεται μέσω της φασματικής σταθμισμένης παραμέτρου $w(\lambda)$ που χρησιμοποιείται στην επαναληπτική τροποποίηση του φάσματος ανάκλασης. Ο παράγοντας αυτός μετριάζει τις διακυμάνσεις του συντελεστή ανάκλασης επιφάνειας και με αυτόν τον τρόπο ικανοποιεί το κριτήριο ομαλότητας για το φασματικό

οπτικό πάχος του αερολύματος διευκολύνοντας τη σχετικά γρήγορη σύγκλιση της επαναληπτικής μεθόδου. Οι σταθμισμένοι παράμετροι έχουν καθοριστεί εμπειρικά από δύο παρόμοια πειράματα, ACE-2 και LACE-98, όπου μετρήθηκαν όλες οι απαιτούμενες παράμετροι ακτινοβολίας. Το κριτήριο για τον καθορισμό των σταθμισμένων παραμέτρων ήταν η γρήγορη σύγκλιση στα μεμονωμένα βήματα επανάληψης για γνωστό οπτικό πάχος από επίγειες μετρήσεις κατά τη διάρκεια των πειραμάτων αυτών. Η τιμή της παραμέτρου καθορίζεται στο 0.15 για την πρώτη ζώνη στα 412 nm και αυξάνεται στο 0.30 για την Πέμπτη ζώνη στα 555 nm. Για το βήμα *i* της επανάληψης, η ανάκλαση της επιφάνειας δίνεται από τη σχέση:

$$\rho_{Surf,i}(\lambda) = \rho_{Surf,i-1}(\lambda) \cdot w(\lambda) \cdot (1 - \Delta_i(\lambda)) \tag{4.9}$$

όπου, $w(\lambda)$, η σταθμισμένη παράμετρος που λαμβάνει υπόψη τη μεταβλητότητα στο φάσμα της ανάκλασης της επιφάνειας και $\Delta_i(\lambda)$, η τυπική απόκλιση του οπτικού πάχους από την ιδανική (ομαλή) συμπεριφορά, καθοριζόμενη από τον εκθετικό νόμο του Ångström:

$$\Delta_i(\lambda) = \frac{\delta_A(\lambda) - \bar{\delta}_A(\lambda)}{\delta_A(\lambda)} \tag{4.10}$$

3. Γραμμική ανάμιξη της ανάκλασης του εδάφους και της βλάστησης. Η ανάκλαση του εδάφους και της βλάστησης στην περιοχή των μικροκυμάτων ($\leq 500nm$) ελαττώνεται στα μικρά μήκη κύματος. Στην παρούσα μελέτη γίνεται η παραδοχή ότι πάνω από την ξηρά στην περιοχή σάρωσης του δορυφόρου, η φαινομενική φασματική ανάκλαση της επιφάνειας αποτελείται από τμήματα επιφάνειας που απαρτίζονται από βλάστηση και από γυμνό έδαφος. Έτσι, η φαινομενική ανάκλαση του εδάφους $\rho_{Surf,i=0}(\lambda)$ προκύπτει από την ανάμιξη του πραγματικού φάσματος ανάκλασης που χρησιμοποιείται από το φάσμα της "πράσινης βλάστησης" και του "αποψιλωμένου εδάφους" κάνοντας χρήση του κανονικοποιημένου διαφορικού δείκτη βλάστησης, NDVI, για την περιοχή σάρωσης του δορυφόρου:

$$\rho^{Mixing}_{Surf,i=0}(\lambda) = C_{Veg} \cdot \rho_{Veg}(\lambda) + (1 - C_{Veg}) \cdot \rho_{Soil}(\lambda) \tag{4.11}$$

όπου, $C_{Veg} = NDVI$, για $NDVI \geq 0$, η εκτίμηση για το ποσοστό κάλυψης της επιφάνειας με βλάστηση. Για αρνητικές τιμές NDVI, η τιμή της παραμέτρου C_{Veg} ορίζεται στο μηδέν (C_{Veg} =0). Η παραδοχή αυτή είναι παρεμφερής με εκείνη των *van der Meer and de Jong* (2000) για τα δεδομένα LANDSAT TM. Παρόλα αυτά, σε εκείνη τη μελέτη το ποσοστό κάλυψης της επιφάνειας από βλάστηση δεν προκύπτει από το NDVI. Το χρησιμοποιούμενο μοντέλο ανάμιξης, μεταφέρει τη μεγάλη διακύμανση της υψηλής ανάκλασης από τις επιφάνειες στο κοντινό υπέρυθρο σε ζώνες με μικρότερα μήκη κύματος (<670 nm), με

μικρότερη ανάκλαση επιφανειών και χαμηλότερη αστάθεια. Οι ζώνες με μήκη κύματος στο κοντινό υπέρυθρο και εκείνες στα μικρά μήκη κύματος σχετίζονται μεταξύ τους με βάση τον κανόνα ανάμιξης παρόμοια με τη μελέτη των *Kaufman et al. (1997a, b)*, η οποία χρησιμοποιεί εμπειρικές συσχετίσεις μεταξύ των ζωνών με μήκος κύματος στην περιοχή των μικροκυμάτων και μίας ζώνης στα 2.2 μm.

Ο κανονικοποιημένος διαφορικός δείκτης βλάστησης, NDVI προκύπτει για τον αισθητήρα SeaWiFs από τη μέτρηση της ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας, $\hat{\rho}(\lambda)$, από τις ζώνες 8 (λ_8=865 nm) και 6 (λ_6=670 nm).

$$NDVI = \frac{\hat{\rho}(\lambda_8) - \hat{\rho}(\lambda_6)}{\hat{\rho}(\lambda_8) + \hat{\rho}(\lambda_6)} \tag{4.12}$$

Για την προσαρμογή του επιπέδου της ανάκλασης από την επιφάνεια σε εκείνη που απαιτείται για την περιοχή σάρωσης του δορυφόρου, εισάγεται ένας διορθωτικός συντελεστής, *F*:

$$\rho_{Surf}(\lambda) = F \cdot \rho^{Mixing}_{Surf,i=0}(\lambda) \tag{4.13}$$

με

$$F = \frac{\rho^{TOA}_{Surf}(670nm)}{\rho^{Mixing}_{Surf}(670nm)} \tag{4.14}$$

Η $\rho^{TOA}_{Surf}(670nm)$ καθορίζεται από την ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Αφαιρώντας την ακτινοβολία λόγω Rayleigh, προκύπτει μια εκτίμηση για την ανάκλαση από τα σωματίδια από τη ζώνη 1 (412 nm) υπό την παραδοχή της "μαύρης επιφάνειας". Η επέκταση του υπολογισμού αυτού στα 670 nm πραγματοποιείται μέσω της υπόθεσης της εκθετικής σχέσης του Ångström και για κλίση φάσματος α=1.0. Η τιμή από τον κανόνα ανάμιξης προκύπτει από τη σχέση (4.11). Ο διορθωτικός αυτός συντελεστής συμμετέχει σε μεγάλο βαθμό στη σταθεροποίηση των αποτελεσμάτων και μειώνει τη διακύμανση πάνω από την ξηρά που προκαλείται από τους διαφορετικούς τύπους επιφανειών στην Ευρώπη.

4.1.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΦΑΛΜΑΤΟΣ ΚΑΙ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ

Για την εφαρμογή της παραπάνω μεθόδου, ενδιαφέρον παρουσιάζει το πόσο ευαίσθητη είναι σε διαταραχές της άγνωστης ή λάθος υπολογιζόμενης από το γραμμικό μοντέλο ανάμιξης επιφανειακής ανάκλασης και τι λάθη απορρέουν από αυτές τις διαταραχές στο υπολογιζόμενο οπτικό πάχος.

Για το λόγο αυτό, η ανάκτηση του οπτικού πάχους γίνεται λαμβάνοντας υπόψη την ανάκλαση από την επιφάνεια με δύο τρόπους α) χρησιμοποιώντας απευθείας την ανάκλαση ακτινοβολίας στα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας) και β) με περεταίρω επεξεργασία (χρησιμοποιώντας επίσης και την ανακλώμενη ακτινοβολία από τα αιωρούμενα σωματίδια).

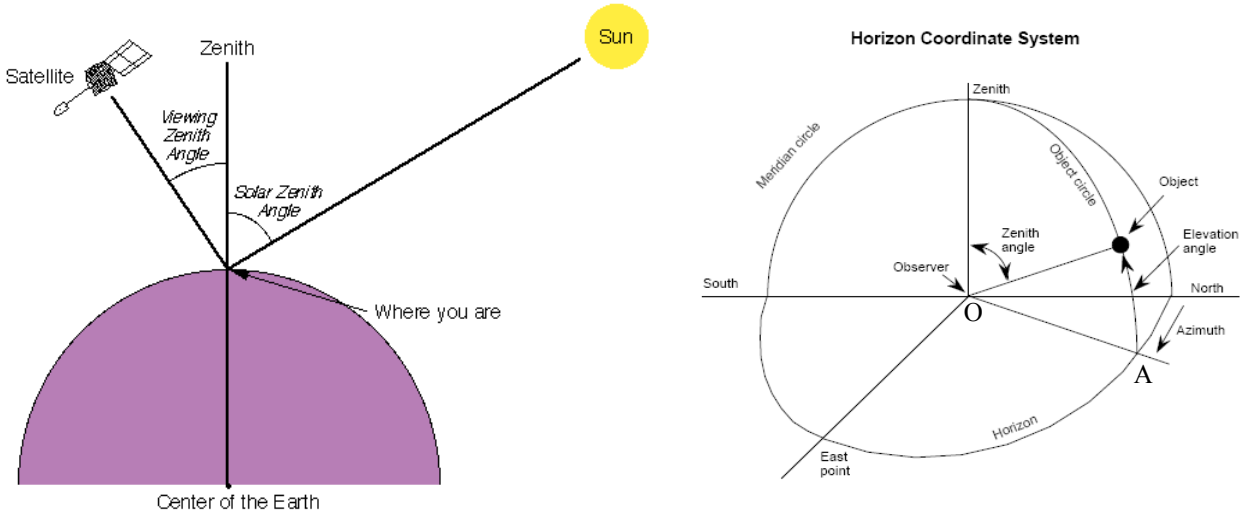
Παρακάτω, παρουσιάζονται δεδομένα σφάλματος για την ανάκλαση από την επιφάνεια τα οποία προκύπτουν από μετρήσεις ραδιομέτρων τοποθετημένων σε αεροσκάφη. Πρόκειται για τυπικές τιμές οι οποίες παρατηρούνται στα 412, 490 και 870 nm. Στον Πίνακα 4.1 παρουσιάζεται η εκτίμηση για τα πειραματικά σφάλματα $\Delta\rho_{Surf}$, που λαμβάνουμε από τη μεταβλητότητα της ανάκλασης των διαφορετικών στόχων για τις περιπτώσεις "πράσινης βλάστησης" και "γυμνού εδάφους" από τις μετρήσεις αεροσκαφών.

Πίνακας 4.1- *Μέση ανάκλαση επιφάνειας και οι μεταβολές της για διαφορετικούς τύπους επιφανειών, έτσι όπως προκύπτουν από εναέριες μετρήσεις ραδιόμετρου κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98.*

	Average Surface Reflectance and Errors					
λ μm	0.412		0.490		0.870	
Object Class	$\bar{\rho}_{Surf}$	$\Delta\rho_{Surf}$	$\bar{\rho}_{Surf}$	$\Delta\rho_{Surf}$	$\bar{\rho}_{Surf}$	$\Delta\rho_{Surf}$
'green vegetation'	0.011	0.006	0.022	0.0076	0.35	0.03
'bare soil'	0.043	0.005	0.063	0.005	0.19	0.016

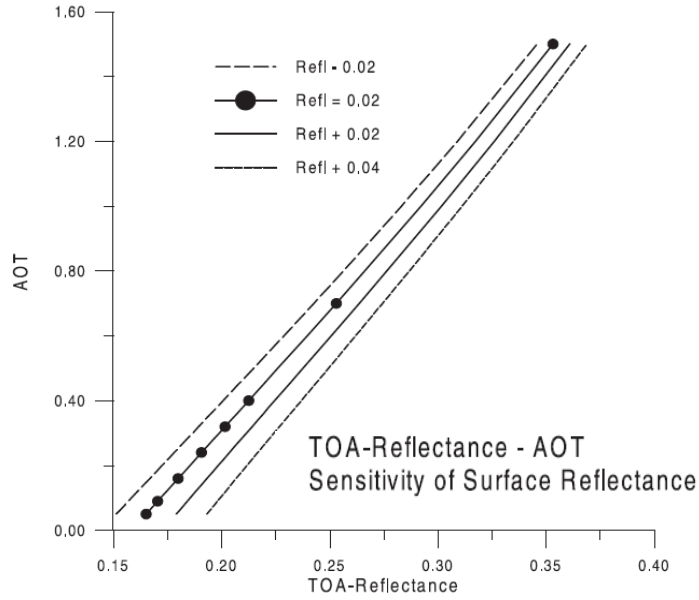
Η ανάλυση ευαισθησίας που ακολουθεί πραγματοποιήθηκε για τη δεύτερη ζώνη του αισθητήρα SeaWiFS σε μήκος κύματος 0.443 μm καθόσον η ζώνη αυτή έχει τη μεγαλύτερη βαρύτητα για τη διαδικασία ανάκτησης δεδομένων ατμοσφαιρικών αερολυμάτων πάνω από την ξηρά.

Γενικά, οι πίνακες αναφοράς (LUT's) που περιγράφουν τη σχέση μεταξύ της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας και του οπτικού πάχους των σωματιδίων, έχουν ισχυρή εξάρτηση από την ανάκλαση από την επιφάνεια. Για δεδομένη γεωμετρία θέσης του ήλιου και παρατήρησης του δορυφόρου (ηλιακή θέση; απόσταση από το σημείο ζενίθ, $z_0=37^0$, αζιμούθιο, $\alpha_0=194^0$, θέση παρατήρησης δορυφόρου; απόσταση από το σημείο ζενίθ, $z_s=25^0$, αζιμούθιο, $\alpha_S=149^0$) η ανάκλαση της επιφάνειας ρ_{Surf} κυμαίνεται μεταξύ της τιμής 0 και 0.06. Για τη διευκρίνιση των όρων ζενίθ και αζιμούθιο, παρατίθεται η Εικόνα 4.2. Μια λάθος εκτίμηση στην ανάκλαση από την επιφάνεια θα οδηγούσε σε λάθος επιλογή πίνακα όπως φαίνεται στην Εικόνα 4.3.



(α) **(β)**

Εικόνα 4.2- *(α) Ζενίθ καλείται το σημείο της ουράνιας σφαίρας στο οποίο τη συναντά η κατακόρυφος (δια του κέντρου της Γης) του παρατηρητή προεκτεινόμενη προς τα πάνω. Το αντιδιαμετρικό σημείο του ζενίθ ονομάζεται Ναδίρ. Γωνία ζενίθ, είναι η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της νοητής ευθείας από το σημείο ζενίθ προς το κέντρο της γης και του αντικειμένου (στην περίπτωση αυτή του δορυφόρου ή του ήλιου), (β) Σύστημα οριζόντιων συντεταγμένων. Αζιμούθιο μιας διεύθυνσης ΟΑ είναι η γωνία σε μοίρες που σχηματίζεται από την κατεύθυνση του Βορρά και της διεύθυνσης ΟΑ κατά την φορά των δεικτών του ρολογιού.*

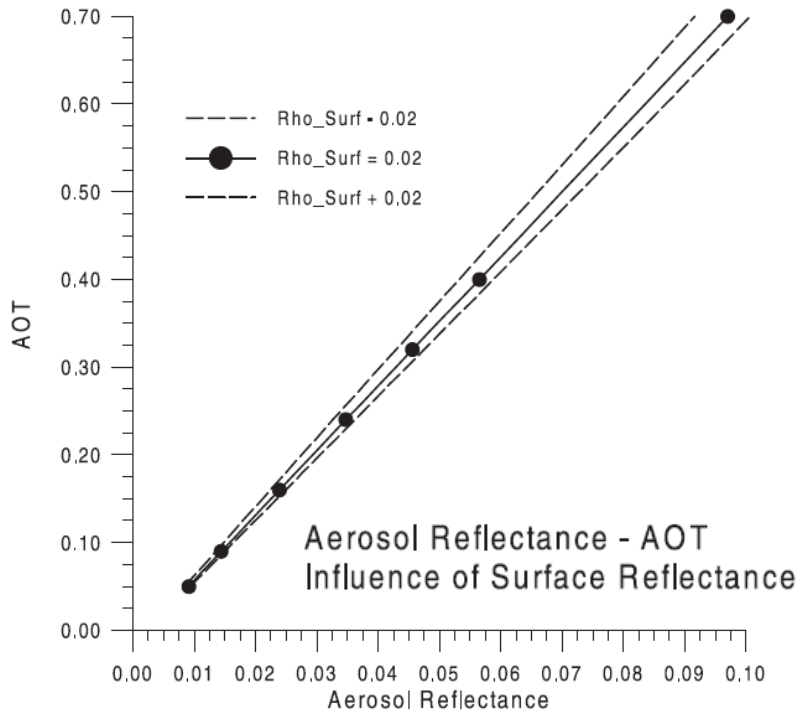


Εικόνα 4.3- *Πίνακες αναφοράς (LUT's) για τη σχέση μεταξύ της ανάκλασης της ακτινοβολίας από τα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας (TOA reflectance) και του οπτικού πάχους (AOT) στα 412 nm, για δεδομένη γεωμετρία (z_0=37^0, α_0=194^0, z_s=25^0, α_s=149^0) και μεταβαλλόμενη ανάκλαση επιφάνειας. Οι διαφορετικές γραμμές δίνουν βήμα 0.02 για την ανάκλαση της επιφάνειας. Η αναφορά είναι για ρ_{Surf}(λ=412 nm) = 0.02 (von Hoyningen-Huene et al., 2003).*

Οι διαφορετικές αυτές καμπύλες δείχνουν ότι απαιτείται ακριβής εκτίμηση της ανακλαστικότητας της επιφάνειας, εάν το οπτικό πάχος πρέπει να εκτιμηθεί από τους πίνακες αναφοράς με βάση την άμεση ανακλώμενη ακτινοβολία από τα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας. Ένα σφάλμα 0.02 στην ανάκλαση από την επιφάνεια, θα οδηγούσε στην επιλογή λανθασμένου πίνακα με αποτέλεσμα ένα λάθος της τάξης του 0.1 στο οπτικό πάχος *(von Hoyningen-Huene et al., 2003)*. Εφόσον η κατάσταση μίξης είναι μεταξύ "πράσινης βλάστησης" και "γυμνού εδάφους", το σφάλμα για την ανάκλαση από την επιφάνεια στα 412nm είναι μικρότερο του 0.01 με συνέπεια η ανάκτηση του οπτικού πάχους να γίνεται με ακρίβεια 0.05.

Αν γίνεται περαιτέρω επεξεργασία μέσω υπολογισμού του συντελεστή ανάκλασης του αερολύματος, η ανάλυση σφάλματος και ευαισθησίας πρέπει να λάβει υπόψη δύο πτυχές: 1) την ευκρίνεια των πινάκων αναφοράς που περιγράφουν τη σχέση μεταξύ της ανάκλασης από την επιφάνεια και του οπτικού πάχους των σωματιδίων και 2) την ευαισθησία του υπολογισμού της ανάκλασης των αερολυμάτων με βάση την ακτινοβολία των ανωτέρω στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Αυτό είναι και το κυριότερο βήμα το οποίο διορθώνει την επίδραση της σκέδασης Rayleigh και της επιφανειακής ανάκλασης.

Η ευαισθησία για τη σχέση μεταξύ ανάκλασης από τα αερολύματα και του οπτικού πάχους, υπολογίζεται από την ανάκλαση των σωματιδίων με αλλαγές στην ανάκλαση της επιφάνειας. Εφόσον σε αυτό το βήμα αφαιρείται η "σωστή τιμή" της αντανάκλασης του εδάφους, παραμένει μόνο μια μικρή απόκλιση. Εάν η ανάκλαση της επιφάνειας αλλάζει κατά $\pm$ 0.02, παραμένει η βασική σχέση μεταξύ αντανάκλασης της επιφάνειας και οπτικού πάχους (Εικόνα 4.4) και το οπτικό πάχος μπορεί να προκύψει από τη σχέση αυτή. Το σφάλμα εδώ για την ανάκτηση του οπτικού πάχους, είναι 10%. Μεγαλύτερες αποκλίσεις στην ανάκλαση από την επιφάνεια επιφέρουν αύξηση του σφάλματος στον προσδιορισμό του οπτικού πάχους. Επιπλέον, επιλογή λάθους τύπου ατμοσφαιρικών σωματιδίων οδηγεί σε λάθος υπολογισμούς οπτικού πάχους.



Εικόνα 4.4- *Γραφική απεικόνιση για τη σχέση μεταξύ της ανακλώμενης ακτινοβολίας από τα αερολύματα και του οπτικού πάχους (στα 412 nm) για την ίδια γεωμετρία με της Εικόνας 4.3. Οι διαφορετικές γραμμές δίνουν βήμα 0.02 για την ανάκλαση της επιφάνειας. Η αναφορά είναι για* $\rho_{Surf}(\lambda=412\ nm) = 0.02$ *(von Hoyningen-Huene et al., 2003).*

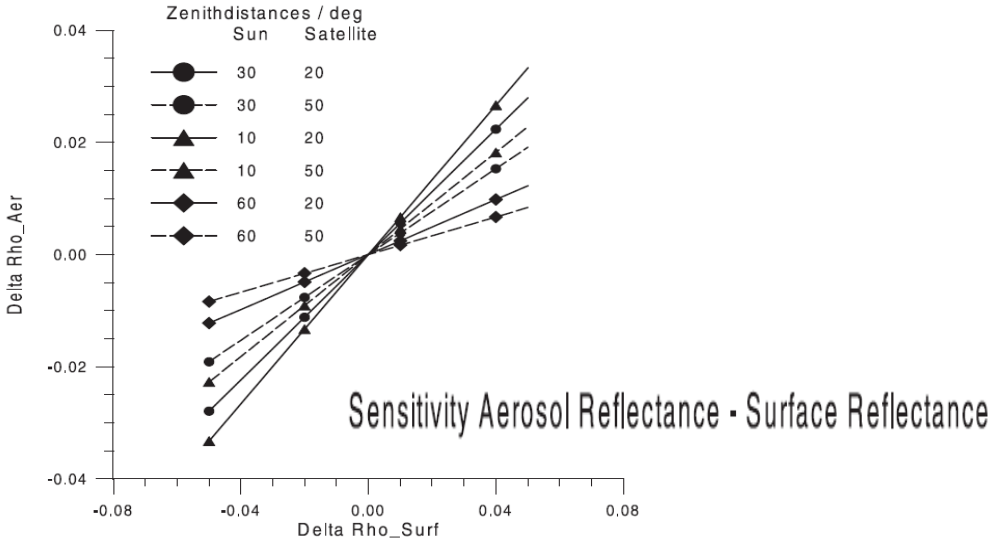
Όσον αφορά την ευαισθησία του υπολογισμού της ανάκλασης από τα αερολύματα με βάση την ακτινοβολία στο πάνω μέρος της ατμόσφαιρας, πρέπει να ληφθεί υπόψη η διόρθωση για την ανάκλαση από την επιφάνεια και η διαδρομή ακτινοβολίας Rayleigh. Το υψόμετρο της επιφάνειας δε λαμβάνεται υπόψη, έτσι η διαδρομή της ακτινοβολίας Rayleigh για τους "σκοτεινούς" στόχους θεωρείται σταθερή για την ίδια γεωμετρία παρατήρησης και φωτισμού. Οι διακυμάνσεις προέρχονται μονάχα από την ανάκλαση από την επιφάνεια:

$$-\omega_0(\lambda)\cdot\tau_R(\lambda,\mathrm{M}_S)\cdot\rho_{Surf}(\lambda)\cdot\cos(z_0)\cdot\cos(z_S) \qquad (4.15)$$

όπου, $\omega_0(\lambda)$, ο λόγος του συντελεστή σκέδασης προς το συνολικό συντελεστή εξασθένησης σκέδασης και απορρόφησης (Single Scattering Albedo; SSA), που εδώ θεωρείται ίσος με 1.0, $\tau_R(\lambda,\mathrm{M}_S)$, η μετάδοση της ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα Rayleigh για τη γεωμετρία εξέτασης του δορυφόρου, $\rho_{Surf}(\lambda)$, η ανάκλαση του εδάφους, M_S, ο δείκτης αερίων μαζών για τη ζενίθ απόσταση του δορυφόρου, z_S, και z_0, η ζενίθ απόσταση του ήλιου.

Μεταβάλλοντας την ανάκλαση της επιφάνειας γύρω από τη "σωστή" τιμή της, προκύπτουν οι αλλαγές στην ανάκλαση των σωματιδίων (Εικόνα 4.5). Οι αλλαγές αυτές

εξαρτώνται από τη θέση του ήλιου και του δορυφόρου. Για την παρούσα ανάλυση εξετάζονται τρεις περιπτώσεις της ηλιακής απόστασης ζενίθ, z_0, και δύο περιπτώσεις της απόστασης ζενίθ του δορυφόρου, z_S. Πρόκειται για z_0 στις 30^0-τυπικό για καλοκαιρινές συνθήκες στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, στις 60^0-χειμερινές συνθήκες στα μέση πλάτη, z_S στις 10^0-η μικρότερη ζενίθ απόσταση για τον αισθητήρα SeaWiFS στη μέση περίπου της τροχιάς του και 50^0- η μεγαλύτερη ζενίθ απόσταση για τον αισθητήρα στα όρια της τροχιάς του. Είναι ξεκάθαρο ότι οι μεγάλες ατμοσφαιρικές πορείες μειώνουν την ευαισθησία της ανάκλασης των σωματιδίων ενάντια σε μεταβολές που προκαλούνται από την ανάκλαση από την επιφάνεια. Υποθέτοντας σφάλμα της τάξης του 0.02 στην ανάκλαση της επιφάνειας, το σφάλμα της ανάκτησης του οπτικού πάχους εξαρτάται από τις αποστάσεις ζενίθ του ήλιου και του δορυφόρου, ως ακολούθως: Το σφάλμα είναι <0.15 για χαμηλά γεωγραφικά πλάτη (ζενίθ αποστάσεις της τάξης των 10^0), <0.1 για καλοκαιρινές τιμές στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (ζενίθ αποστάσεις της τάξης των 30^0) και <0.07 για μεγαλύτερα πλάτη ή χειμερινές συνθήκες στα μέσα πλάτη (ζενίθ αποστάσεις της τάξης των 60^0). Τα σφάλματα αυτά μειώνονται ακόμη περισσότερο για μεγαλύτερες γωνίες σάρωσης του ραδιομέτρου του δορυφόρου (ο αισθητήρας SeaWiFS καλύπτει με μια γραμμή σάρωσης ζενίθ γωνίες από 20-50^0). Αν ληφθεί υπόψη και το αναμενόμενο σφάλμα του μοντέλου ανάμιξης για την ανάκλαση της επιφάνειας (0.01), τότε τα σφάλματα μειώνονται σε 0.07, 0.05 και 0.04 αντιστοίχως.



Εικόνα 4.5- *Ευαισθησία/ μεταβολή της ανάκλασης ακτινοβολίας από τα σωματίδια συναρτήσει της μεταβολής της ανάκλασης από την επιφάνεια (στα 412 nm) για τρεις ζενίθ ηλιακές αποστάσεις;* z_0*:* 30^0*,* 60^0*,* 10^0 *και δύο ζενίθ αποστάσεις δορυφόρου;* z_S*:* 20^0 *και* 50^0 *(von Hoyningen-Huene et al., 2003).*

Αυτή η ανάλυση σφάλματος επίσης αποδεικνύει ότι τα αποτελέσματα ανάκτησης μπορούν να βελτιωθούν εάν χρησιμοποιηθεί μια εκτίμηση για την ανάκλαση της επιφάνειας κοντά στην "πραγματική" τιμή. Για το λόγο αυτό εισάγεται ο διορθωτικός συντελεστής (Εξίσωση 4.14), ο οποίος σταθεροποιεί της λύσεις που προκύπτουν και συγκρατεί την ανάκλαση κοντά στις πραγματικές τιμές και τις αποκλίσεις χαμηλές, γύρω από $\Delta\rho_{Surf} \cong 0$. Έτσι, αναμένεται ότι τα σφάλματα στον υπολογισμό του οπτικού πάχους, που προκαλούνται από την ανάκλαση της επιφάνειας, είναι μικρότερα από τα δεδομένα. Τα παραπάνω σφάλματα είναι μια καλή προσέγγιση για το μέγιστο σφάλμα στην ανάκτηση του οπτικού πάχους στα 412 nm *(von Hoyningen-Huene et al., 2003)*. Τα λάθη αυτά αυξάνονται με την αύξηση του μήκους κύματος επειδή αυξάνεται η ανάκλαση του εδάφους αλλά και η διακύμανσή της.

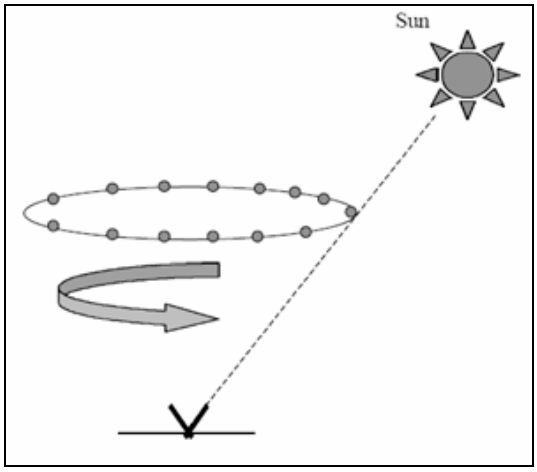
Επιπλέον, η εφαρμογή της μεθόδου σε δεδομένα SeaWiFS έδειξε ότι πάνω από την ξηρά, ο υπολογισμός των συνημίτονων που χαρακτηρίζουν τη θέση του ήλιου (z_0 ; φωτισμός) και του δορυφόρου (z_S ; παρατήρηση) είναι επαρκής για την κάλυψη ζενίθ αποστάσεων από 50^0 σε 20^0 για την παρατήρηση και από 30^0 σε 70^0 για την ηλιακή ακτινοβολία χωρίς να συμπεριληφθούν επιδράσεις ανάκλασης επιφάνειας.

4.2 ΠΙΝΑΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ

4.2.1 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΔΑΦΟΥΣ ΓΙΑ ΤΟΥΣ ΠΙΝΑΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ

Κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98 *(Ansmann et al., 2002)* πραγματοποιήθηκαν παράλληλες μετρήσεις του φάσματος της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας και της ουράνιας ακτινοβολίας με μετρήσεις τύπου Almucantar. Κατά τις μετρήσεις Almucantar το ηλιοφωτόμετρο προσανατολίζεται στη γωνία ζενίθ του ηλίου και στη συνέχεια εκτελεί μια πλήρη περιστροφή γύρω από τον κάθετο άξονα σαρώνοντας το οριζόντιο επίπεδο (Εικόνα 4.6). Οι απαιτούμενες παράμετροι για το μοντέλο μεταφοράς ακτινοβολίας (RTM) δεν είναι άμεσα μετρούμενες, προκύπτουν όμως από την προσέγγιση CIRATRA (Coupled Invertion RAdiation TRAnsfer) (*von Hoyningen-Huene and Posse, 1997*). Η μέθοδος CIRATRA περιλαμβάνει τα ακόλουθα: (1) την ανάκτηση της ισοδύναμης οπτικά κατανομής μεγέθους των αερολυμάτων από το μετρούμενο οπτικό πάχος τους και τη γωνιακή κατανομή φωτεινότητας (μέρος της συνάρτησης φωτεινότητας του ουρανού για γωνίες σκέδασης $\theta \leq 10^0$), (2) τον υπολογισμό της ποσότητας σκεδαζόμενου φωτός προς τις διάφορες κατευθύνσεις χρησιμοποιώντας μια θεωρία σκέδασης του φωτός (θεωρία Mie για τα σφαιρικά σωματίδια, ημιεμπειρική θεωρία σκέδασης των *Pollack και Cuzzi (1980)* για τα μη

σφαιρικά σωματίδια), και (3) τους υπολογισμούς μεταφοράς ακτινοβολίας για την εκτίμηση της συνάρτησης φωτεινότητας του ουρανού έτσι ώστε να είναι εφικτή η σύγκρισή της με την αντίστοιχη μετρούμενη.



Εικόνα 4.6- *Μετρήσεις τύπου Almucantar.*

Το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης μεταβάλλεται από 1.31 έως 1.7 έως ότου επιτευχθεί μια ελάχιστη τετραγωνική ρίζα της μέσης τετραγωνικής τιμή RMSD (≤ 0.05) ανάμεσα στη μετρούμενη και την υπολογιζόμενη συνάρτηση της ουράνιας φωτεινότητας. Το εύρος της μεταβολής των δεικτών διάθλασης αντιστοιχεί σε λογικές για τα τροποσφαιρικά σωματίδια τιμές.

Αρχικά, χρησιμοποιούνται οι υπολογισμοί της θεωρίας Mie. Στην περίπτωση που δεν επιτευχθεί σύγκλιση, χρησιμοποιείται η θεωρία των *Pollack και Cuzzi (1980)* για τον υπολογισμό της ποσότητας σκέδασης του φωτός στην περίπτωση μη σφαιρικών σωματιδίων με αυξημένη παράπλευρη σκέδαση.

Η μέθοδος CIRATRA απαιτεί το φάσμα του οπτικού πάχους των σωματιδίων για ένα εύρος μήκος κύματος της τάξης από 0.35 έως 1.1 μm και τη συνάρτηση ουράνιας φωτεινότητας για εύρος γωνιών σκέδασης μεταξύ 3^0 και 120-160^0. Οι παράμετροι αυτοί παρέχονται μόνο από τις επίγειες μετρήσεις σε συνθήκες καθαρού ουρανού και με την ηλιακή θέση (h_0) να μη ξεπερνά τις 30^0.

ΠΟΣΟΤΗΤΑ ΣΚΕΔΑΖΟΜΕΝΟΥ ΦΩΤΟΣ

Κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98 για όλα τα απαλλαγμένα από σύννεφα τμήματα του ουρανού, των πρωινών και βραδινών ωρών ($h_0 \leq 30^0$) πραγματοποιήθηκαν

μετρήσεις γωνιακής ουράνιας φωτεινότητας με τη μέθοδο Almucantar ταυτόχρονα με μετρήσεις του φάσματος του οπτικού πάχους των σωματιδίων στο εύρος μηκών κύματος 0.36-1.1 μm. Για τις εργασίες χρησιμοποιήθηκαν τα ASP ραδιόμετρα του πανεπιστημίου της Βρέμης.

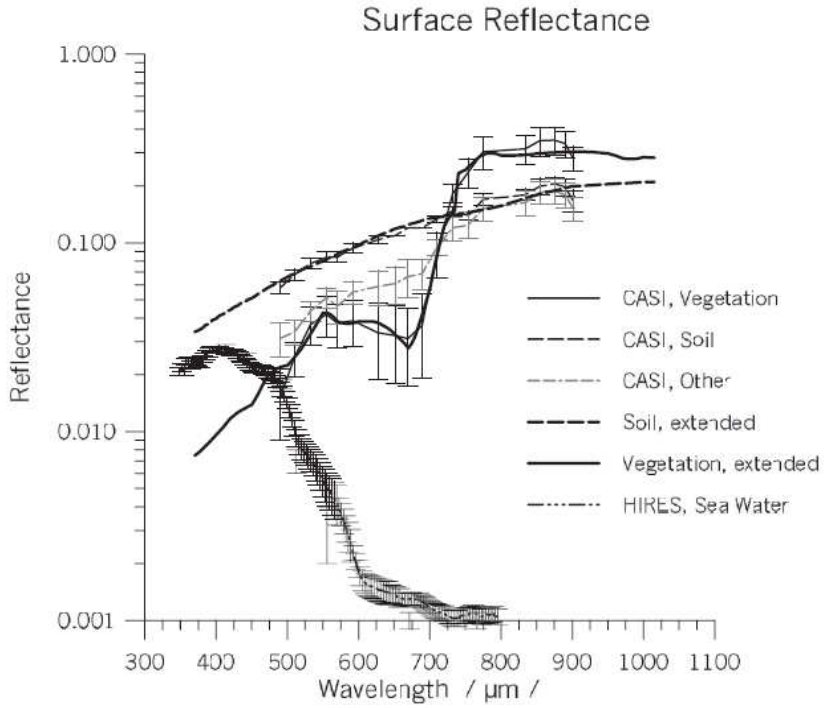
ΠΟΣΟΣΤΟ ΤΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΠΟΥ ΑΠΟΣΒΕΝΕΤΑΙ ΛΟΓΩ ΣΚΕΔΑΣΗΣ (SINGLE SCATTERING ALBEDO)

Η δεύτερη παράμετρος που προκαλεί ενδιαφέρον και είναι σημαντική για την ανάκτηση των χαρακτηριστικών των σωματιδίων από την ακτινοβολία των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας, είναι το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω της σκέδασης.

Η κλίση της σύγκρισης μεταξύ της μετρούμενης και της υπολογιζόμενης ροής υποθέτοντας ότι ο λόγος του συντελεστή σκέδασης προς το συνολικό συντελεστή εξασθένηση σκέδασης και απορρόφησης είναι ίσος με 1.0, χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του ποσοστού της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω σκέδασης. Η μέθοδος περιγράφεται λεπτομερώς από τους *von Hoyningen-Huene et al., (1996),(1999).*

ΑΝΑΚΛΑΣΗ ΕΔΑΦΟΥΣ

Η φασματική ανάκλαση του εδάφους στο πείραμα LACE-98 μετρήθηκε από ένα ραδιόμετρο CASI (Compact Airborne Spectrographic Imager, *Olbert, 1998*) εγκατεστημένο σε ένα αεροσκάφος Cesna από το Ινστιτούτο Διαστημικών επιστημών του πανεπιστημίου του Βερολίνου για μήκη κύματος 490-900 nm. Οι μετρήσεις αυτές ταξινομήθηκαν σε διάφορες κατηγορίες επιφανειών, όπως για παράδειγμα λίμνες, δάση, εδάφη με πράσινη βλάστηση, λιβάδια, αποψιλωμένα εδάφη και εδάφη με σιτηρά. Αφού η χωρική ανάλυση του ραδιομέτρου CASI είναι περίπου 0.2 x 0.2 m, οι μετρήσεις έχουν μεγάλες τυπικές αποκλίσεις, για να γίνει η σύγκριση με τα δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS πρέπει να χρησιμοποιηθούν μέσοι όροι για την περιοχή σε κλίμακα χιλιομέτρων. Για τις μετρήσεις αυτές επαρκούν τα υπολογιζόμενα κατά μέσο όρο σφάλματα των κυριότερων τύπων εδάφους που παρουσιάζονται στην Εικόνα 4.7. Εφόσον σε μια περιοχή δορυφορικής σάρωσης, οι επιφάνειες αυτές δεν παρατηρούνται ξεχωριστά και ένα pixel περιέχει μια μίξη διαφορετικού τύπου επιφανειών, παρατηρείται πραγματικό φάσμα ανάκλασης για κάθε μια από τις περιοχές σάρωσης. Το φάσμα αυτό περιλαμβάνει τις κυριότερες κατηγορίες επιφανειών και περιγράφεται στην εξίσωση (4.11) από την παράμετρο $\rho_{Surf,i=0}(\lambda)$.



Εικόνα 4.7- *Χρησιμοποιούμενο φάσμα ανάκλασης, σχηματισμένο από μετρήσεις του ραδιόμετρου CASI (βάση δεδομένων CAMELEO). Για την υδάτινη επιφάνεια της Βαλτικής θάλασσας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το ραδιόμετρο HIRES (DLR, Ινστιτούτο Τεχνικής Δορυφορικών Αισθητήρων). Οι γραμμές σφάλματος δίνουν την τυπική απόκλιση των ταξινομημένων μετρήσεων σε χωρική ανάλυση 0.2 x 0.2 m και δεν είναι αντιπροσωπευτικές σε κλίμακα χιλιομέτρων (von Hoyningen-Huene et al., 2003).*

Ένα δεύτερο πρόβλημα, που σχετίζεται με αυτές τις μετρήσεις ήταν ότι η φασματική περιοχή έπρεπε να επεκταθεί στο μήκος κύματος της πρώτης ζώνης του αισθητήρα (412 nm), επειδή το ραδιόμετρο CASI, κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98 έδωσε μετρήσεις για μήκη κύματος 490-900 nm. Η πιο σημαντική περιοχή των 412-670 nm, η οποία απαιτείται για τις ζώνες 1-6 του αισθητήρα SeaWiFS, παρατηρείται μερικώς από το CASI. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιούνται μετρήσεις για το φάσμα της βλάστησης και του εδάφους από το πρόγραμμα CAMELEO [Changes in Arid Mediterranean Ecosystems on the Long term and Earth Observation, *Escadafal and Bohbot* (*1999*)], με φασματικό εύρος 370-1100 nm. Οι μετρήσεις αυτές, συνεχιζόμενες έως τα 370 nm, δίνουν εκθετική μείωση της ανάκλασης μειωμένου του μήκους κύματος στο υπεριώδες (UV), τόσο για συνθήκες βλάστησης όσο και για συνθήκες γυμνού εδάφους. Αυτή η συμπεριφορά είναι σε αναλογία με παρατηρήσεις από το ραδιόμετρο CASI σε όλο το φασματικό εύρος που υπάρχουν κοινές μετρήσεις. Έτσι, χρησιμοποιούνται τα δεδομένα CAMELEO για την προέκταση των μετρήσεων CASI του πειράματος LACE-98 στα 412 nm. Αυτό το φάσμα μέσων τιμών για "πράσινη βλάστηση" και

"γυμνό έδαφος" για το πείραμα LACE-98, αποτελεί το βασικό φάσμα ανάκλασης (Εικόνα 4.7).

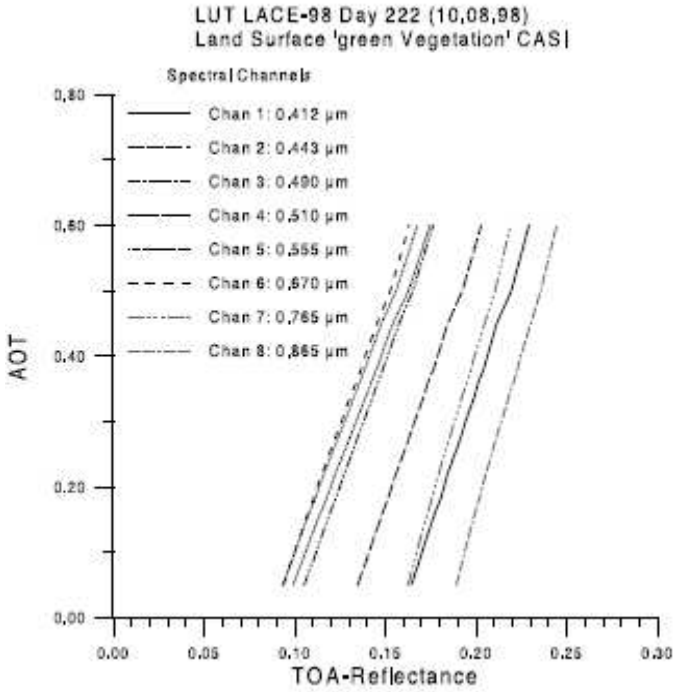
Για την υδάτινη επιφάνεια της Βαλτικής θάλασσας χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το ραδιόμετρο HiRES-ES [High Resolution Spectrometer; *Zimmerman,* (*1998*)] του DLR, Ινστιτούτο Τεχνικής Δορυφορικών Αισθητήρων του Βερολίνου. Αλλαγές στην ποιότητα του νερού μπορούν να εξεταστούν με την ανάμιξη αυτού του φάσματος με το φάσμα του καθαρού νερού των ωκεανών. Ωστόσο, συγκριτικά με τον κανονικοποιημένο διαφορικό δείκτη βλάστησης, NDVI, δεν ήταν διαθέσιμος κάποιος απλός δείκτης, έτσι για να χρησιμοποιηθεί το φάσμα όπως φαίνεται στην Εικόνα 4.5 πάνω από υδάτινες επιφάνειες (Βαλτική, Μεσόγειος θάλασσα) προστίθεται ένας όρος ανάκλασης κυματώδους επιφάνειας κατά την αντανάκλαση Fresnel. Το φάσμα ανάκλασης από την επιφάνεια, που χρησιμοποιείται ως βασικό φάσμα για την ανάκτηση του οπτικού πάχους, παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.7.

4.2.2 ΠΙΝΑΚΕΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (LOOK-UP TABLES)

Υποθέτοντας μια επιφάνεια "πράσινης βλάστησης", πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις μεταφοράς ακτινοβολίας με σκοπό τον υπολογισμό της ανάκλασης της επιφάνειας. Για την ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός χρησιμοποιήθηκαν οι επίγειες μετρήσεις. Το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω σκέδασης, περίπου $\omega_0 \geq 0.9$, παραλείπεται, καθώς κατά τη διάρκεια του πειράματος LACE-98 υπολογίστηκε κοντά στο 1.0 και δεν είχε κάποια σημαντική επίδραση στο φάσμα. Οι υπολογισμοί μεταφοράς ακτινοβολίας για την ανάκλαση των αιωρούμενων σωματιδίων πραγματοποιήθηκαν με το οπτικό πάχος, $\delta_{\mathrm{A}}(\lambda)$, να παίρνει τιμές από 0 έως 0.6, τυπικές για την περιοχή της Γερμανίας. Η πιθανότητα να παρερμηνευτεί το φαινόμενο των σημείων της ατμόσφαιρας με κάλυψη σύννεφου <10% (sub-pixel-clouds) και να θεωρηθούν τα sub-pixel σύννεφα ως ατμοσφαιρικά σωματίδια, αυξάνεται με την αύξηση του οπτικού πάχους $\delta_{\mathrm{A}}(\lambda)$.

Οι μετρήσεις μεταφοράς ακτινοβολίας οδηγούν σε σχέσεις μεταξύ του οπτικού πάχους σωματιδίων και ανάκλασης των ανώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας (TOA) για κάθε ζώνη του αισθητήρα SeaWiFS. Ως παράδειγμα, στην Εικόνα 4.8 παρουσιάζεται η ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας (TOA) για τη 10^{η} Αυγούστου 1998, μια μέρα που παρουσιάζει αυξημένη πλευρική σκέδαση στην ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός *(von Hoyningen-Huene et al., 2003)*. Το σημείο εκκίνησης της καμπύλης (ανάκλαση των άνω

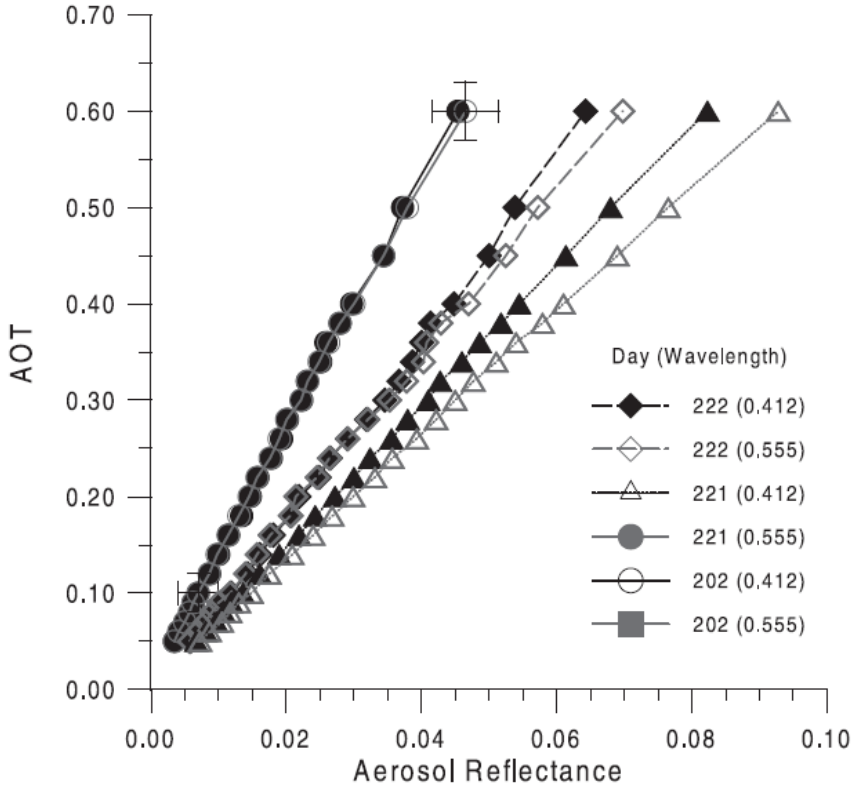
στρωμάτων της ατμόσφαιρας, $\rho_{\mathrm{TOA}}(\lambda)$ για $\delta_{\mathrm{A}}(\lambda)=0$) καθορίζεται από την ανάκλαση της επιφάνειας και τη συμβολή της σκέδασης Rayleigh.



Εικόνα 4.8- *Πίνακες αναφοράς για τη συσχέτιση της ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας, $\rho_{\mathrm{TOA}}(\lambda)$, και του οπτικού πάχους των σωματιδίων, $\delta_{\mathrm{A}}(\lambda)$, χρησιμοποιώντας επίγειες μετρήσεις της 10^{ης} Αυγούστου 1998. Οι ευθείες αντιστοιχούν στις οκτώ διαφορετικές ζώνες του δορυφόρου.*

Η προσέγγιση που χρησιμοποιείται σε αυτή τη μελέτη για την ανάκτηση των δεδομένων προέρχεται από την παράλληλη συμπεριφορά του οπτικού πάχους της ανάκλασης από τα άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας για τα διάφορα μήκη κύματος των ζωνών του αισθητήρα SeaWiFS, όπως φαίνεται στην Εικόνα 4.8. Αφαίρεση της ανάκλασης της επιφάνειας και της σκέδασης Rayleigh οδηγεί σε πίνακες αναφοράς που αντιστοιχούν στην γραφική παράσταση του οπτικού πάχους συναρτήσει της ανάκλασης των σωματιδίων (Εικόνα 4.9). Οι καμπύλες αυτές ξεκινούν από το μηδέν για $\delta_{\mathrm{A}}(\lambda)=0$ και είναι παρόμοιες για κάθε ζώνη-μήκος κύματος που λαμβάνεται υπόψη. Η βασική μεταβολή στο σχήμα των καμπύλων απορρέει από τη διαφορετική ποσότητα σκεδαζόμενου φωτός. Οι πίνακες αναφοράς της Εικόνας 4.9 παρουσιάζουν μια ημέρα της πρώτης περιόδου του πειράματος, όπου μπορεί να εφαρμοστεί η θεωρία Mie (21^{η} Ιουλίου 1998). Οι δύο άλλες καμπύλες των πινάκων αναφοράς παριστάνουν ημέρες από τη δεύτερη περίοδο του πειράματος, όπου παρατηρήθηκε αυξημένη πλευρική

σκέδαση και απαιτήθηκε η εφαρμογή της ημιεμπειρικής θεωρίας σκέδασης των *Pollack and Cuzzi (1980)*. Πρόκειται για τις ημέρες της 9ης και 10ης Αυγούστου του 1998. Στην Εικόνα 4.9 για δύο σημεία μιας καμπύλης εισέρχονται ως γραμμές σφάλματος τα μέγιστα σφάλματα, που υπολογίστηκαν από την ανάλυση σφάλματος που προαναφέρθηκε. Συνδυάζοντας τα σφάλματα προκύπτει ένα σχετικό σφάλμα για το ανακτηθέν οπτικό πάχος της τάξης του 20%.



Εικόνα 4.9- *Διαγράμματα απεικονίζοντα τα δεδομένα από τους πίνακες αναφοράς της σχέσης μεταξύ ανάκλασης σωματιδίων, $\tilde{\rho}(\lambda)$, και οπτικού πάχους σωματιδίων με τη χρήση μετρήσεων εδάφους για τρεις ημέρες (21η Ιουλίου, 9η και 10η Αυγούστου του 1998) του πειράματος LACE-98. Τα ανοιχτά σύμβολα αφορούν τα 412 nm και τα γεμάτα τα 555 nm.*

Για τις υδάτινες επιφάνειες, οι πίνακες αναφοράς υπολογίζονται με τον ίδιο τρόπο. Στην περίπτωση αυτή χρησιμοποιείται το φάσμα του νερού που παρουσιάζεται στην Εικόνα 4.7. Οι διαφορές στην ανάκλαση των σωματιδίων, $\tilde{\rho}(\lambda)$, είναι αμελητέες και συγχωνεύονται στις καμπύλες των ζωνών 1-5 της Εικόνας 4.9.

Συγκρίνοντας τις σχέσεις μεταξύ οπτικού πάχους και ανάκλασης από τα αερολύματα (Εικόνα 4.9) για διαφορετικές μέρες παρατηρούνται μικρές διαφορές στην κλίση προκαλούμενες από τις διαφορετικές ποσότητες σκεδαζόμενου φωτός. Εάν χρησιμοποιηθούν συναρτήσεις σκεδαζόμενου φωτός που υπολογίζονται από την ημιεμπειρική θεωρία

σκέδασης των *Pollack and Cuzzi (1980),* η κλίση μειώνεται σχετικά με εκείνη της εφαρμογής της θεωρίας Mie. Για τέτοιες περιπτώσεις, η θεωρία Mie υπερεκτιμά το οπτικό πάχος των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων ανάλογα με το βαθμό της σκέδασης των μη σφαιρικών σωματιδίων, εκφραζόμενος στις παραμέτρους της θεωρίας των *Pollack and Cuzzi (1980).*

Η μέθοδος BAER περιγράφεται με λεπτομέρεια από τους *von Hoyningen-Huene et al. (2003).*

4.2.3 ΜΕΘΟΔΟΣ BAER ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΑ MERIS

Εφόσον η μέθοδος BAER αναπτύχθηκε αρχικά για δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS, προσαρμόστηκε ανάλογα με τις απαιτήσεις των ζωνών του. Ο αισθητήρας MERIS έχει περισσότερες ζώνες και οι παράμετροί τους δεν είναι πάντα ίδιες με τις αντίστοιχες του SeaWiFS. Η μέθοδος BAER χρησιμοποιεί τις ζώνες του SeaWiFS: (1) 412, (2) 443, (3) 490, (4) 510, (5) 555, (6) 670, (7) 765 και (8) 865 nm με πλάτος ζώνης 20-40 nm και έτσι επιλέχθηκαν οι αντίστοιχες ζώνες για τον αισθητήρα MERIS. Έτσι, απαιτούνται και εδώ δεδομένα της ακτινοβολίας, $L(\lambda)$, των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας και της ηλιακής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη γη, $E_0(\lambda)$, στα μήκη κύματος των επιλεγμένων ζωνών.

Στον Πίνακα 4.2 παρουσιάζονται οι κυριότερες διαφορές μεταξύ των επιλεγμένων ζωνών του MERIS (έντονη γραμματοσειρά) της έκδοσης οκτώ ζωνών του BAER με τα αντίστοιχα του SeaWiFS. Εκτός της έκδοσης αυτής, για την ανάκτηση των δεδομένων του αισθητήρα MERIS, αναπτύχθηκε και μια νέα έκδοση του BAER που χρησιμοποιεί 13 ζώνες (Πίνακας 4.2, υπογραμμισμένα μήκη κύματος).

Στην παρούσα μελέτη, για την ανάκτηση του οπτικού πάχους των αιωρούμενων σωματιδίων από τον αισθητήρα MERIS, χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος BAER οκτώ ζωνών.

Όπως φαίνεται από το Πίνακα 4.2, υπάρχουν κάποιες μικρές διαφορές στα μήκη κύματος των αντίστοιχων ζωνών και γενικά μικρότερα πλάτη ζωνών του αισθητήρα MERIS σε σχέση με εκείνα του SeaWiFS. Το γεγονός αυτό απαιτεί μια μικρή μετατροπή του αλγόριθμου BAER (*von Hoyningen-Huene et al., 2003*) για να μπορέσει να εφαρμοστεί και στα δεδομένα MERIS.

Πίνακας 4.2- *Χαρακτηριστικά των επιλεγμένων ζωνών του αισθητήρα MERIS συγκριτικά με τα αντίστοιχα του SeaWiFS για την εφαρμογή της μεθόδου BAER.*

MERIS 8 chn.			SeaWIFS		
Channel	Wavelength μm	Band Width nm	Channel	Wavelength μm	Bandwidth nm
1	**0.4125**	**10**	1	0.412	20
2	**0.4425**	**10**	2	0.443	20
3	**0.490**	**10**	3	0.490	20
4	**0.510**	**10**	4	0.510	20
5	**0.560**	**10**	5	0.555	20
6	0.620	10			
7	**0.665**	**10**	6	0.670	20
8	0.6813	7.5			
9	0.705	10			
10	0.7538	7.5			
11	0.7606	3.8			
12	**0.775**	**15**	7	0.765	40
13	**0.865**	**20**	8	0.865	40
14	0.885	10			
15	0.900	10			

4.3 ΣΩΜΑΤΙΔΙΑΚΗ ΥΛΗ - ΑΝΑΚΤΗΣΗ PM_{10} (PARTICULATE MATTER)

4.3.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο προσδιορισμός της σωματιδιακής ύλης (PM) από παρατηρήσεις δορυφορικών οργάνων για τα ατμοσφαιρικά αερολύματα είναι απαραίτητος για τη συνεχή παρακολούθηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και της ποιότητάς της από το διάστημα. Ο προσδιορισμός αυτός θα επιτρέψει να συμπληρωθούν τυχόν κενά από δεδομένα μετρήσεων εδάφους και να προκύψουν πληροφορίες για τη σωματιδιακή ύλη σε περιοχές με καθόλου ή ελάχιστα δεδομένα από μετρήσεις εδάφους.

Η σημαντικότητα του ελέγχου και της παρατήρησης της σωματιδιακής ύλης αυξάνεται με τη θεσμοθέτηση εθνικών και ευρωπαϊκών κανονισμών σχετικά με τα διάφορα είδη ατμοσφαιρικής ρύπανσης.

Οι μετρήσεις εδάφους για τη σωματιδιακή ύλη αναφέρονται στο στρώμα ανάμιξης, όπου τα σωματίδια επηρεάζουν την ανθρώπινη υγεία και γενικότερα την ποιότητα της ζωής. Λαμβάνοντας υπόψη ότι δορυφόροι παρατηρούν την κολώνα σε όλο το ύψος της ατμόσφαιρας, τα δεδομένα από τους δορυφορικούς αισθητήρες πρέπει να επεξεργαστούν ξανά για να μεταφραστούν σε επίπεδα PM κοντά στο έδαφος. Έτσι, η ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης PM απαιτεί το συνδυασμό διαφορετικών πληροφοριών: α) του οπτικού πάχους σωματιδίων, β) του τύπου και της σύστασης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, γ) της κατακόρυφης κατανομής των σωματιδίων και γ) της υγρασίας.

Οι περισσότερες προσεγγίσεις για την ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης στο παρελθόν, χρησιμοποιούν εμπειρικές συσχετίσεις μεταξύ του οπτικού πάχους και των παρατηρήσεων

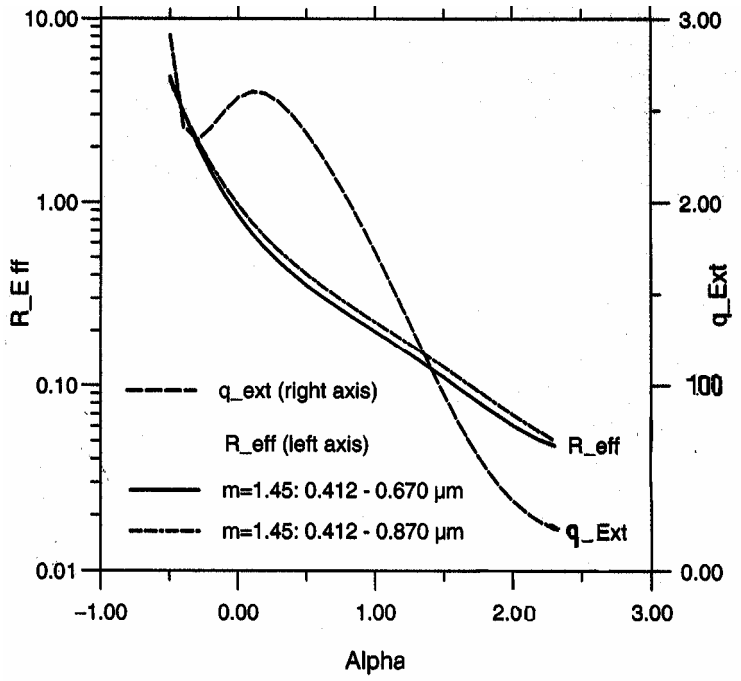
PM ή απλές γραμμικές εξισώσεις μεταξύ της συγκέντρωσης σε αριθμό του αερολύματος και του οπτικού πάχους (*Fraser, 1976, Fraser et al., 1984, Kaufmann and Fraser, 1990, Gasso and Hegg 1997, 2003*). Κατά συνέπεια, η συσχέτιση του οπτικού πάχους με την ξηρή σωματιδιακή ύλη είναι μικρή. Αυτό συμβαίνει γιατί οι παραπάνω μέθοδοι δεν περιγράφουν τις φυσικές διεργασίες που σχετίζουν το οπτικό πάχος με τον τύπο του αερολύματος (κατανομή μεγέθους, σχήμα των σωματιδίων, χημική σύσταση και περιεκτικότητα σε νερό), την κατακόρυφη κατανομή του, που εξαρτάται και από τις μέσες μετεωρολογικές συνθήκες. Ο λόγος είναι ότι ενώ οι δειγματοληψίες εδάφους για τον υπολογισμό των συγκεντρώσεων της σωματιδιακής ύλης πραγματοποιούνται για "ξηρές" συνθήκες μέτρησης στο επιφανειακό ατμοσφαιρικό στρώμα, το οπτικό πάχος είναι μια παράμετρος "κολώνας" που αφορά ολόκληρο το ατμοσφαιρικό στρώμα. Για το λόγο αυτό, το κλάσμα των αιωρούμενων σωματιδίων, που βρίσκεται στο στρώμα ανάμιξης, πρέπει να διαχωριστεί από το οπτικό πάχος σε όλη την κολώνα ατμόσφαιρας, που μετράει ο δορυφόρος, και κατόπιν να μετατραπεί σε "ξηρή" σωματιδιακή ύλη. Οι πρώτες εκτιμήσεις για επιφανειακές συγκεντρώσεις σωματιδίων από δορυφορικές παρατηρήσεις οπτικού πάχους, λαμβάνοντας υπόψη τις μεταβολές της ενεγούς ακτίνας, r_{eff} , πραγματοποιήθηκαν από τους *Kokhanovsky et al. (2006)*.

4.3.2 ΣΩΜΑΤΙΔΙΑΚΗ ΥΛΗ

Για την ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης (PM) από τις δορυφορικές παρατηρήσεις (ένα αναπτυσσόμενο θέμα) γίνεται χρήση της φασματικής κατανομής του οπτικού πάχους έτσι όπως προκύπτει από τη μέθοδο BAER για συνθήκες καθαρού ουρανού. Η ανάκτηση του οπτικού πάχους παρέχει τη φασματική συμπεριφορά του οπτικού πάχους σε επτά ζώνες μικρού μήκους κύματος των αισθητήρων MERIS και SeaWiFS, η οποία χρησιμοποιείται για τον καθαρισμό της φασματικής κλίσης (μεταβολή οπτικού πάχους με μήκος κύματος) που δίδεται από το συντελεστή Ångström, α. Ο συντελεστής Ångström, *α* προσδιορίζεται με τη χρήση του ανακτηθέντος οπτικού πάχους για μήκη κύματος ≤ 665 nm. Το οπτικό πάχος υπολογίζεται για συγκεκριμένο μήκος κύματος και ο συντελεστής Ångström *α* αποτελεί τη βάση για την ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης. Στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιείται η ζώνη δύο για τους αισθητήρες MERIS και SeaWiFS στα 443 nm.

Η ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης απαιτεί την εκτίμηση ενός μοντέλου κατανομής μεγέθους έτσι ώστε να μετατραπεί το φασματικό οπτικό πάχος σε σωματιδιακό όγκο κολώνας και αντίστοιχα μάζας. Οι *Kokhanovsky et al. (2006)* χρησιμοποιούν μιας κατηγορίας (mono-

modal) λογαριθμική κατανομή μεγέθους η οποία χαρακτηρίζεται από την ενεργό ακτίνα, r_{eff}, και το εύρος της κατανομής σ = 0.8326. Η θεωρία Mie χρησιμοποιείται έτσι ώστε να προκύψει η παραμετροποίηση του r_{eff} και ο συντελεστής απόσβεσης, q_{ext}, ως συνάρτηση της φασματικής κλίσης του οπτικού πάχους, $\delta_{Aer}(\lambda)$, συναρτήσει του συντελεστή Ångström, α : $r_{eff} = f_1(a)$, $q_{ext} = f_2(a)$. Οι σχέσεις των συναρτήσεων $r_{eff} = f_1(a)$ και $q_{ext} = f_2(a)$ παρουσιάζονται στην Εικόνα 4.10.



Εικόνα 4.10- *Ενεργός ακτίνα, r_{eff}, και συντελεστής απόσβεσης, q_{ext}, ως συνάρτηση του συντελεστή Ångström, α. (von Hoyningen-Huene et al., 2007).*

Η ενεργός ακτίνα και ο συντελεστής απόσβεσης σε συνδυασμό με το οπτικό πάχος δίνουν τον αριθμό συγκέντρωσης του αερολύματος στην κολώνα:

$$n_{Aer} \approx 8 \cdot \delta_{Aer}(412nm) \frac{1}{\pi \cdot r_{eff}^2 \cdot q_{ext}} \tag{4.16}$$

για εύρος κατανομής σ = 0.8326, το οποίο είναι ένα επαρκές εύρος για το PM_{10} (σωματιδιακή ύλη με διάμετρο <10μm). Έτσι, προκύπτει μια δυναμική συσχέτιση ανάμεσα στο φασματικό οπτικό πάχος και τον αριθμό συγκέντρωσης του αερολύματος στην κολώνα.

Η απλή μιας κατηγορίας (mono-modal) λογαριθμική κατανομή μεγέθους των αερολυμάτων μπορεί να αντικατασταθεί αργότερα από μια πιο σύνθετη, δύο κατηγοριών (bimodal) κατανομή, για το διαχωρισμό των "λεπτών" από τα "χονδρά" σωματίδια. Η

επιλεγμένη mono-modal κατανομή μεγέθους προσαρμόζεται στο εύρος μεγεθών σχετικά με το PM_{10}.

Μια εκτίμηση της πυκνότητας των σωματιδίων, ρ_{Aer}, σχετίζει τον αριθμό συγκέντρωσης του αερολύματος στην κολώνα με την υπολογιζόμενη μάζα αερολύματος στην κολώνα:

$$M_{col} \approx \frac{\pi}{6} \rho_{Aer} \cdot n_{Aer} \cdot r_{eff}^3 \tag{4.17}$$

Για τον προσδιορισμό των συγκεντρώσεων της σωματιδιακής ύλης PM_{10}, η μάζα των σωματιδίων της κολώνας πρέπει να συσχετισθεί με τις συνθήκες του στρώματος ανάμιξης (Boundary Layer-PBL). Για συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας-ουρανού, περίπου το 90% των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων βρίσκεται στο στρώμα ανάμιξης. Τα παρατηρούμενα σωματίδια βρίσκονται σε περιβαλλοντικές συνθήκες υγρασίας με σχετική υγρασία *rh*. Ως εκ τούτου, απαιτείται διόρθωση για την επίδραση της υγρασίας ως ακολούθως: $r_{eff}(dry) = r_{eff}(rh) f(rh)$, όπου η συνάρτηση $f(rh)$ δίνεται από τους *Hanel et al. (1984)*. Τέλος, η συγκέντρωση της σωματιδιακής ύλης PM υπολογίζεται από τη σχέση:

$$PM_{10} \approx a \frac{M_{col}(r_{eff}(dry))}{h_{PBL}} \tag{4.18}$$

Η παράμετρος *α* δίνει το κλάσμα των συνολικών σωματιδίων που βρίσκονται στο στρώμα ανάμιξης και η παράμετρος, h_{PBL}, το ύψος του στρώματος ανάμιξης. Η μέθοδος ως προς την εφαρμογή της στον αισθητήρα SeaWiFS περιγράφεται λεπτομερώς από τους *Kokhanovsky et al. (2006)*.

Στην παρούσα μελέτη το πάχος του στρώματος ανάμιξης, h_{PBL}, προκύπτει από μετρήσεις εδάφους στο σταθμό της Φινοκαλιάς στην Κρήτη (Kalivitis, 2006). Το κλάσμα των συνολικών σωματιδίων οπισθοσκέδασης που βρίσκονται στο στρώμα ανάμιξης υπολογίζεται από μετρήσεις LIDAR (LIght Detection And Ranging). Από το κατακόρυφο προφίλ του οπτικού πάχους συμπεραίνεται ότι το 90% των σωματιδίων βρίσκεται στο στρώμα ανάμιξης. Το κλάσμα αυτό χρησιμοποιείται για όλες τις περιοχές σάρωσης του δορυφόρου. Με τις παραδοχές αυτές προκύπτει η ποσότητα της σωματιδιακής ύλης PM_{10}, που επιπλέον απαιτεί συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας-ουρανού. Οι περιοχές σάρωσης του δορυφόρου, που περιέχουν σύννεφα, πρέπει να αποκλειστούν με μια αυστηρή μέθοδο αποκλεισμού σύννεφων (cloud screening).

4.3.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΑΠΟΚΛΕΙΣΜΟΥ ΣΥΝΝΕΦΩΝ (CLOUD SCREENING)

Η πρώτη εφαρμογή της μεθόδου από τους *von Hoyningen-Huene et al., (2006)* έδειξε πολλαπλές παρεμποδίσεις από διάφορα φαινόμενα κυρίως από την ανεπαρκή μέθοδο αποκλεισμού των σύννεφων. Προέκυψαν πολύ μεγάλες και μη πραγματικές τιμές συγκέντρωσης σωματιδιακής μάζας για περιοχές στις οποίες ενώ δεν υπήρχαν σύννεφα ή η ύπαρξή τους είχε αποκλειστεί από το μοντέλο, αλλά ήταν κοντά σε περιοχές σύννεφων.

Η μέθοδος αποκλεισμού σύννεφων, που εφαρμόζεται στην προσέγγιση BAER, προσδιορίζει την ύπαρξη σύννεφων με βάση προκαθορισμένα όρια ακτινοβολίας σε διαφορετικά μήκη κύματος. Με τον τρόπο αυτό εξαιρούνται τα σημεία με πυκνά σύννεφα (ποσοστό νεφοκάλυψης >10%). Τα λεπτά σύννεφα που σχηματίζονται στα 6000m, στην κρύα περιοχή της τροπόσφαιρας (cirrus) ή οι περιοχές νεφοκάλυψης <10% (sub-pixel-clouds) δεν εντοπίζονται με βάση αυτά τα όρια ακτινοβολίας.

Η παρεμπόδιση των σύννεφων οδηγεί σε σημαντική μείωση του συντελεστή Ångström, α, και σε αύξηση της ενεργούς ακτίνας r_{eff} . Τα αποτελέσματα αυτά μπορούν να προκύψουν και από την ύπαρξη σωματιδίων. Λαμβάνοντας όμως υπόψη ότι τα σωματίδια είναι περισσότερο ομογενώς κατανεμημένα από τα εκ μεταφοράς σύννεφα, μεγάλες τυπικές αποκλίσεις στα αποτελέσματα υποδεικνύουν την ύπαρξη σύννεφων στην περιοχή.

Για τον αποκλεισμό των σύννεφων (cloud screening) υπολογίζουμε μια μέση τιμή για την ποσότητα της σωματιδιακής ύλης, PM_{Av}, και την τυπική απόκλιση σ σε ένα μεταβλητό πίνακα (pixel matrix) 5 pixel x 5 pixel γύρω από τη μελετούμενη περιοχή και αφαιρούνται όλα τα αποτελέσματα, που δίνουν λόγο $R = \frac{\sigma}{PM_{Av}} < 0.04$. Με αυτό τον περιορισμό αποκλείονται οι περιοχές με υψηλή μεταβλητότητα στις τιμές της σωματιδιακής ύλης, PM_{10}, αποφεύγεται η παρεμπόδιση των σύννεφων στην ανάκτηση των PM_{10}, καθώς και οι μη ρεαλιστικές υψηλές τιμές συγκέντρωσής τους.

Στην παρούσα μελέτη, χρησιμοποιούνται τρία διαφορετικά κριτήρια που δηλώνουν την ύπαρξη σύννεφων και επιτρέπουν τον εντοπισμό και μετέπειτα αποκλεισμό τους (cloud screening):

1. Η ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας για τις τρεις μικρότερες ζώνες (μήκη κύματος) των αισθητήρων MERIS και SeaWiFS δεν εξαρτάται από το μήκος κύματος (spectrally neutral) και έχει τιμή >0.2.

2. Ο λόγος $\frac{\rho_{\mathrm{TOA}}(412nm)}{\rho_{\mathrm{TOA}}(443nm)}$ είναι μικρότερος από 1.05. Το γεγονός αυτό εξασφαλίζει μειωμένη σκέδαση Rayleigh και σωματιδίων συνεπώς και σύννεφων.
3. Η τυπική απόκλιση της σωματιδιακής ύλης PM_{10} σε μια μάσκα 5x5 είναι μεγαλύτερη του 4%.

Η εφαρμογή αποτελεσματικού αποκλεισμού των σύννεφων για την ανάκτηση της σωματιδιακής ύλης είναι δυνατή εφόσον ικανοποιούνται όλα τα παραπάνω κριτήρια. Έτσι, μειώνεται σημαντικά η επίδραση των σημείων με νεφοκάλυψη <10% (sub-pixel-clouds), των λεπτών σύννεφων (cirrus) και των σύννεφων από τα απαέρια των αεροσκαφών (contrails). Μια περιοχή σάρωσης πραγματικά απαλλαγμένη από επίδραση σύννεφων θα πρέπει να καλύπτει και τα τρία κριτήρια. Όλα τα σημεία, που δεν ικανοποιούν τα παραπάνω κριτήρια, αποκλείονται από την ανάκτηση του PM_{10}.

5. ΑΛΛΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Εκτός από τα δορυφορικά δεδομένα που ανακτώνται με τη μέθοδο BAER από τις παρατηρήσεις των αισθητήρων SeaWiFS και MERIS, στην παρούσα μελέτη χρησιμοποιήσαμε (i) δορυφορικά δεδομένα από τον αισθητήρα MODIS ήδη επεξεργασμένα και διαθέσιμα στο διαδίκτυο, (ii) δεδομένα από επίγειες μετρήσεις με ηλιοφωτόμετρα του δικτύου AERONET, (iii) αποτελέσματα ενός τρισδιάστατου μοντέλου χημείας και μεταφοράς της ατμόσφαιρα και (iv) ένα απλοποιημένο κώδικα υπολογισμού της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας από τα ατμοσφαιρικά αερολύματα.

5.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ AERONET

Για την εκτίμηση των ανακτηθέντων αποτελεσμάτων οπτικού πάχους χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το δίκτυο δεδομένων AERONET (AErosol RObotic NETwork) *http://aeronet.gsfc.nasa.gov/*. Πρόκειται για ένα διεθνές δίκτυο επίγειας τηλεσκόπησης ατμοσφαιρικών σωματιδίων, 355 σταθμών, εδραιωμένο από τη NASA (National Aeronautics and Space Administration) και το LOA-PHOTONS (Laboratoire d' Optique Atmosphérique; CNRS) που όμως επεκτείνεται με τη βοήθεια εθνικών παραγόντων, ινστιτούτων, πανεπιστημίων, μεμονωμένων επιστημόνων και άλλων συνεργατών.

Το δίκτυο αυτό παρέχει συνεχείς και εύκολα προσιτές βάσεις δεδομένων των οπτικών, μικροφυσικών και φασματικών ιδιοτήτων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, για τη μελέτη των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων και την αξιολόγηση δορυφορικών δεδομένων και άλλων

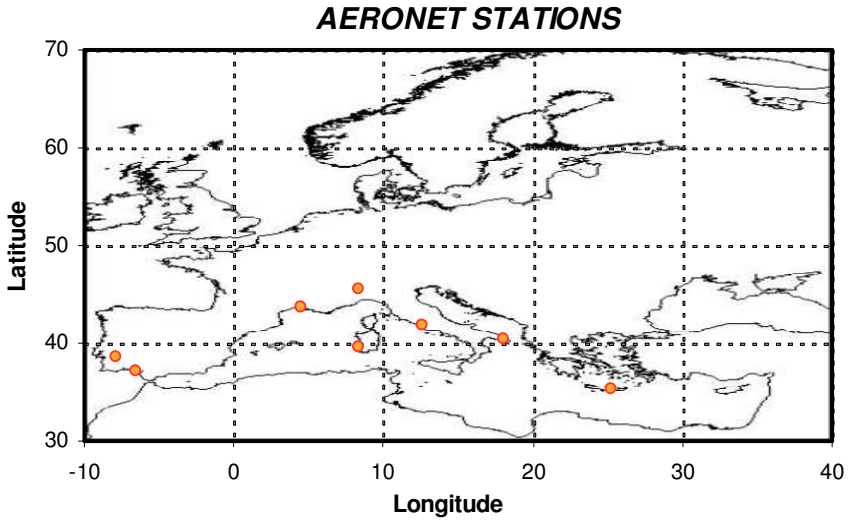
βάσεων. Οι διαδικασίες που ακολουθούνται είναι τυποποιημένες και αφορούν τα όργανα, τη βαθμονόμηση και τη λειτουργία τους καθώς επίσης και την διανομή των αποτελεσμάτων.

Το ηλιοφωτόμετρο αυτόματης ανίχνευσης ηλίου Cimel CE 318 αποτελεί το βασικό όργανο μετρήσεων του δικτύου AERONET. Χρησιμοποιείται για τη μέτρηση της απευθείας προσπίπτουσας στην επιφάνεια της Γης ηλιακής ακτινοβολίας αλλά και για τη μέτρηση της διαχεόμενης στα στρώματα της ατμόσφαιρας ακτινοβολίας.

Τα δεδομένα οπτικού πάχους που προκύπτουν είναι διαθέσιμα σε τρία επίπεδα επεξεργασίας: Επίπεδο 1.0 (χωρίς επεξεργασία; Unscreened), Επίπεδο 1.5 (αποκλεισμός σύννεφων; cloud screened), Επίπεδο 2.0 (αποκλεισμός σύννεφων και εξασφάλιση ποιότητας; quality assured).

Τα δεδομένα μεταφέρονται με συχνότητα μιας ή μισής ώρας από τη μνήμη του ηλιοφωτόμετρου σε ένα από τους γεωστατικούς δορυφόρους GOES, METEOSAT ή GMS. Η μεταφορά γίνεται μέσω του αυτοματοποιημένου συστήματος συλλογής δεδομένων (Data Collection System –DCS). Στη συνέχεια διαβιβάζονται ξανά στον αρμόδιο επίγειο σταθμό για ανάλυση. Με αυτό τον τρόπο τα δεδομένα συλλέγονται σε σχεδόν πραγματικό χρόνο και είναι διαθέσιμα άμεσα για κάθε σταθμό μετρήσεων που βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος μικρότερο των 80^{o}.

Για τις ανάγκες της παρούσας μελέτης χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα (Επίπεδο 1.5) από διάφορους σταθμούς του δικτύου AERONET στη Μεσόγειο. Συγκεκριμένα, το ενδιαφέρον μας επικεντρώνεται στους σταθμούς της Εικόνας 5.1 για τους οποίους υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα για τα έτη 2002 και 2003 που μελετάμε. Οι γεωγραφικές συντεταγμένες και το υψόμετρο των σταθμών παρουσιάζεται στον Πίνακα 5.1.



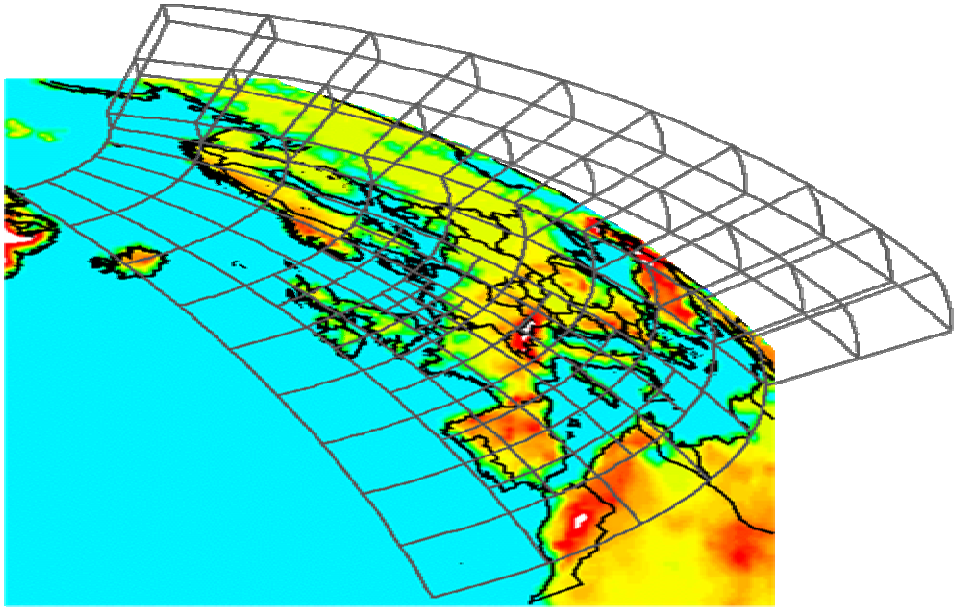
Εικόνα 5.1- *Γεωγραφική θέση των διαφόρων σταθμών του δικτύου AERONET από όπου προέκυψαν τα δεδομένα οπτικού πάχους επίγειων μετρήσεων.*

Πίνακας 5.1- *Γεωγραφικές συντεταγμένες και υψόμετρο των σταθμών του δικτύου AERONET από όπου προέκυψαν τα δεδομένα οπτικού πάχους επίγειων μετρήσεων.*

ΣΤΑΘΜΟΣ	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ	ΥΨΟΜΕΤΡΟ
Forth-Crete	N 35°19΄58΄΄, E 25°16΄55΄΄	20m
Rome Tor Vergata	N 41°50΄24΄΄, E 12°38΄49΄΄	130m
Evora	N 38°34΄04΄΄, W 07°54΄43΄΄	293m
Lecce	N 40°20΄06΄΄, E 18°06΄39΄΄	30m
IMC-Oristano	N 39°54΄36΄΄, E 08°30΄00΄΄	10m
Avignon	N 43°55΄58΄΄, E 04°52΄40΄΄	32m
Ispra	N 45°48΄10΄΄, E 08°37΄37΄΄	235m
El Arenosillo	N 37°06΄18΄΄, W 06°43΄58΄΄	0m

5.2 ΤΡΙΣΔΙΑΣΤΑΤΟ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑΣ ΚΛΙΜΑΚΑΣ ΜΟΝΤΕΛΟ – TM4

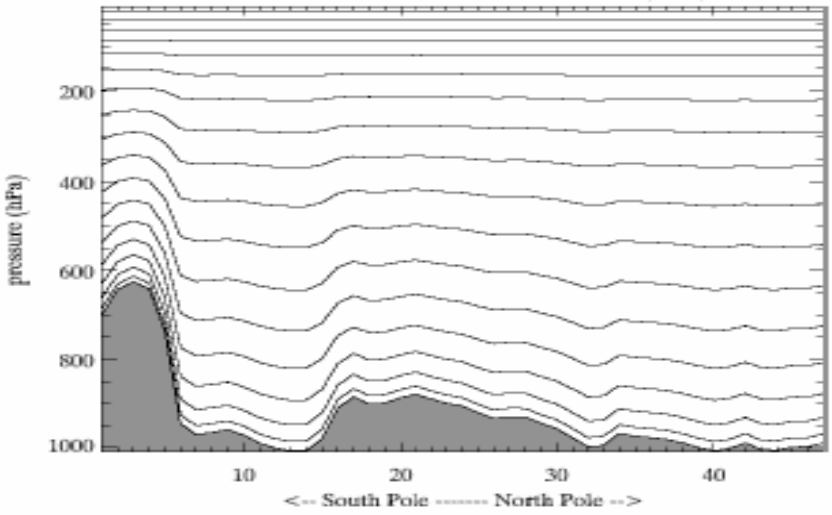
Το TM4 ανήκει στην οικογένεια των τρισδιάστατων παγκόσμιων μοντέλων χημείας και μεταφοράς (CTM - Chemistry Transport Model). Τα TM (Tracer Models) χαρακτηρίζονται ως '*off-line*' μοντέλα, καθώς η μετεωρολογία δεν υπολογίζεται, αλλά χρησιμοποιείται από διαθέσιμα αρχεία. Για το λόγο αυτό, τα μοντέλα είναι αρκετά οικονομικά σε υπολογιστικό χρόνο με αποτέλεσμα να θεωρούνται εύχρηστα για χημικούς υπολογισμούς μεγάλων χρονικών περιόδων. Τα μοντέλα χημείας και μεταφοράς επιλύουν ένα μεγάλο αριθμό διεργασιών που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα, όπως εκπομπές ενώσεων από επιφανειακές πηγές, μετατροπή ενώσεων λόγω χημικών διεργασιών, απομάκρυνση λόγω υγρής ή/και ξηρής εναπόθεσης ή ακόμα και κατακρήμνισης, καθώς επίσης και μεταφορά τους σε άλλες περιοχές της ατμόσφαιρας. Για τον υπολογισμό όλων των παραπάνω διεργασιών το μοντέλο διαιρεί την ατμόσφαιρα σε "κουτιά", στα οποία η κάθε διεργασία υπολογίζεται ξεχωριστά, ενώ τα κουτιά επικοινωνούν μεταξύ τους μέσω της μεταφοράς αερίων μαζών (Εικόνα 5.2).



Εικόνα 5.2- *Διαχωρισμός της ατμόσφαιρας σε κουτιά σε 3-διάστατα ατμοσφαιρικά μοντέλα.*

Το TM4 έχει τη δυνατότητα να λειτουργήσει σε υψηλή και χαμηλή γεωμετρική ανάλυση. Στην υψηλή ανάλυση το μοντέλο διαιρεί την ατμόσφαιρα σε κουτιά διάστασης 3^o στο γεωγραφικό μήκος και 2^o στο γεωγραφικό πλάτος (ανάλυση 3^ox2^o). Το χρονικό βήμα για την επίλυση των διεργασιών σε αυτή την ανάλυση είναι 30 min. Η χαμηλή ανάλυση του μοντέλου είναι 6^o στο γεωγραφικό μήκος και 4^o στο γεωγραφικό πλάτος (ανάλυση 6^ox4^o) και χρησιμοποιεί χρονικό βήμα 60 min. Και στις δύο αναλύσεις το TM4 διαχωρίζει την ατμόσφαιρα σε 31 κατακόρυφα επίπεδα. Το κέντρο του υψηλότερου κουτιού βρίσκεται σε

ατμοσφαιρική πίεση 10 hPa (1hPa = 10^{-3}Atm) ενώ το πάνω όριο του μοντέλου αντιστοιχεί στα περίπου 0.1 hPa. Οι παραπάνω αναλύσεις του μοντέλου διαιρούν την ατμόσφαιρα σε 334800 κουτιά για την υψηλή και 55800 κουτιά για τη χαμηλή ανάλυση. Στους πόλους υπάρχει ένα μόνο κυκλικό κουτί με ακτίνα όση και η ανάλυση κατά το γεωγραφικό πλάτος. Τα κατακόρυφα επίπεδα δεν έχουν σταθερό ύψος αλλά είναι υβρίδια μεταξύ ισοβαρών και ισοϋψών επιπέδων (σ-επίπεδα). Με τον τρόπο αυτό λαμβάνεται υπόψη η ορεογραφία της εκάστοτε περιοχής με αποτέλεσμα τα κουτιά να είναι υψηλότερα σε περιοχές με χαμηλό υψόμετρο. Σε δεδομένο υψόμετρο το ύψος των κουτιών μεγαλώνει όσο απομακρύνονται από την επιφάνεια *(Tsigaridis, Phd thesis, 2003).*



Εικόνα 5.3- *Κατακόρυφος διαχωρισμός της ατμόσφαιρας ανάλογα με την ορεογραφία που λαμβάνουν υπόψη τα Tracer Models (TM). Στην περίπτωση αυτή βλέπουμε 19 κατακόρυφα επίπεδα (Tsigaridis, Phd thesis, 2003).*

5.2.1 ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

Τα μετεωρολογικά δεδομένα που χρησιμοποιεί το TM4 προέρχονται από μετρήσεις μετεωρολογικών επίγειων σταθμών οι οποίες εξομοιώνονται από το μοντέλο του ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts) (*Gibson et al., 1997; http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-15*) το οποίο έτσι υπολογίζει δεδομένα σε περιοχές όπου δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις. Τα εξομοιωμένα δεδομένα είναι διαθέσιμα σε εξάωρη βάση ενώ στο μεσοδιάστημα το TM4 θεωρεί ότι οι μετεωρολογικές συνθήκες δεν μεταβάλλονται. Οι μετεωρολογικές παράμετροι που διαβάζει και χρησιμοποιεί το TM4 είναι η διεύθυνση και η ταχύτητα του ανέμου, η επιφανειακή πίεση, η θερμοκρασία, η υγρασία, το ύψος των σύννεφων, η βροχόπτωση κ.α. Με βάση τα μετεωρολογικά δεδομένα το μοντέλο

υπολογίζει την ποσότητα αέρα σε κάθε κουτί, τη μεταφορά αερίων μαζών από το ένα κουτί στο άλλο, τα κατακόρυφα όρια των σύννεφων και την κατακόρυφη κίνηση των αερίων μαζών. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι εκπομπές NO_x από κεραυνούς που σχετίζονται με την επαγωγή θερμότητας στην ατμόσφαιρα.

5.2.2 ΕΚΠΟΜΠΕΣ

Το μοντέλο TM4 διαβάζει χωρικά και χρονικά μεταβαλλόμενες ανθρωπογενείς και φυσικές εκπομπές μονοξειδίου του αζώτου (NO), μονοξειδίου του άνθρακα (CO), ανθρωπογενών και βιογενών μη μεθανικών υδρογονανθράκων, οξειδίων του αζώτου (NO_x) από τις βάσεις δεδομένων των GEIA (*http://www.geiacenter.org/*) για βιογενείς πηγές και εδάφη. Η βάση δεδομένων EDGARv2.0 (*Olivier et al., 1996*) χρησιμοποιείται για ανθρωπογενείς πηγές, που παρέχονται σε ανάλυση 1^o x 1^o, τις οποίες το μοντέλο μετατρέπει στην επιθυμητή ανάλυση. Οι εκπομπές μη μεθανικών πτητικών οργανικών ενώσεων (NMVOC) από τη βάση δεδομένων του EDGAR και συμπεριλαμβάνουν αλκάνια (C_2H_6, C_3H_8, C_4H_{10} και βαρύτερα αλκάνια), αλκένια (C_2H_4, C_3H_6), ακετυλένιο (C_2H_2), αλκοόλες, (CH_3OH και C_2H_5OH και βαρύτερες αλκοόλες), αρωματικά (βενζόλιο, τολουόλιο, ξυλένιο), αλδεΰδες (HCHO, CH_3CHO και βαρύτερες αλδεΰδες), κετόνες (CH_3COCH_3 και βαρύτερες κετόνες). Οι βιογενείς εκπομπές του ισοπρενίου και των τερπενίων προέρχονται από τη βάση δεδομένων GEIA σε ανάλυση 1^o x 1^o *(Guenther et al., 1995)*. Επίσης, το TM4 χρησιμοποιεί και τις εκπομπές θαλάσσιου άλατος (τρία μεγέθη σωματιδίων) και σκόνης (δυο μεγέθη σωματιδίων) από το AEROCOM (*Ginoux et al., 2001, 2004, Dentener et al., 2006*) που αναφέρονται στο έτος 2000 (*Tsigaridis et al., 2006*). Οι εκπομπές που χρησιμοποιούνται από το TM4 συνοψίζονται στον Πίνακα 5.2.

Το μοντέλο διαβάζει επίσης την επιφανειακή κατανομή του μεθανίου. Το TM4 δεν λαμβάνει υπόψη εκπομπές μεθανίου αλλά χρησιμοποιεί την επιφανειακή συγκέντρωση για το έτος 1984 όπως υπολογίστηκε από τους *Dentener et al. (2003)*, που αντιστοιχεί σε μέση επιφανειακή συγκέντρωση μεθανίου 1.69 ppm. Η επιφανειακή αυτή κατανομή του CH_4 αλλάζει ανάλογα με το έτος προσομοίωσης ακολουθώντας τη μετρηθείσα αύξησή του στην ατμόσφαιρα. Για τα έτη πριν το 1979 χρησιμοποιείται η πολυωνυμική εξίσωση που περιγράφει την αύξηση της μέσης παγκόσμιας συγκέντρωσης του CH_4 όπως προκύπτει από μετρήσεις σε πυρήνες πάγου. Για τα έτη από το 1979 έως και το 1999 χρησιμοποιείται η πολυωνυμική εξίσωση που αναπτύχτηκε από το National Ocean and Atmospheric Administration (*NOAA; http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/flask.html*) η οποία προέρχεται από

μετρήσεις στην ατμόσφαιρα. Τέλος, για τα έτη από το 2000 έως και το 2010 το μοντέλο υποθέτει αύξηση των εκπομπών κατά 0.5 % ανά έτος.

Πίνακας 5.2- *Εκπομπές που χρησιμοποιεί το μοντέλο TM4 (Myriokefalitakis,Master thesis,2006)*

ΈΝΩΣΗ		ΜΟΝΑΔΕΣ (YR)
NO_x	49.2	Tg N
CO	1193.2	Tg CO
CH_4	743	Tg CH_4
HCHO	2	Tg HCHO
CH_3OH	12	Tg CH_3OH
C_2H_6	8.2	Tg C_2H_6
C_2H_4	8	Tg C_2H_4
C_2H_2	4	Tg C_2H_2
CH_3CHO	4.8	Tg CH_3CHO
$CH_3C(O)CH_3$	7.1	Tg $CH_3C(O)CH_3$
C_3H_8	7.6	Tg C_3H_8
C_3H_6	11.6	Tg C_3H_6
C_4H_{10}	55.3	Tg C_4H_{10}
Ισοπρένιο	403.1	Tg C
Τερπένια	143.8	Tg $C_{10}H_{16}$
ORVOC	94.3	Tg $C_{10}H_{16}$
Τολουόλιο	6	Tg Τολουολίου
Ξυλένιο	7.2	Tg Ξυλένιο
POC	25.6	Tg C
BC	14	Tg C
DMS*	17.9	Tg S
SO_2	88.6	Tg S
NO	105.4	Tg N
Sea Salt	7997.8	Tg
Dust	1675.2	Tg

**Η ροή μεταβάλλεται με την ταχύτητα του ανέμου.*

5.2.3 ΞΗΡΗ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ

Η απομάκρυνση των ενώσεων λόγω ξηρής εναπόθεσης μειώνει τη συγκέντρωση των ενώσεων ανάλογα με την ταχύτητα εναπόθεσης (v_d) η οποία υπολογίζεται από το μοντέλο για κάθε ένωση. Η ταχύτητα εναπόθεσης υπολογίζεται βάση της προσέγγισης των ηλεκτρικών αντιστάσεων σε σειρά, που αναπτύχθηκε από τους *Ganzeveld and Lelieveld (1995)*, στηριζόμενη στη δημοσίευση του *Wesely (1989)*, συμφωνά με τη σχέση :

$$v_d = \frac{1}{r_a + r_b + r_c} \tag{5.1}$$

όπου, r_a, η αεροδυναμική αντίσταση, r_b, η αντίσταση που βρίσκει η ένωση στο λεπτό στρώμα που διαχωρίζει την ατμόσφαιρα από την επιφάνεια εναπόθεσης (*quasi-laminar layer*

resistance) και r_c, η αντίσταση λόγω επιφάνειας όπως η υγρασία του εδάφους, το βάθος του χιονιού, η βλάστηση, ο άνεμος κ.α. Οι παραπάνω αντιστάσεις καθορίζονται από τις ιδιότητες κάθε ένωσης (μοριακό βάρος, συντελεστή Henry, δραστικότητα) και συνδυάζονται κατάλληλα με τις επιφάνειες στις οποίες θα γίνει η εναπόθεση. Οι τιμές των παραμέτρων προέρχονται από την προσομοίωση του τρισδιάστατου μοντέλου γενικής κυκλοφορίας ECHAM4, με εξομοίωση των δεδομένων ECMWF.

Το μοντέλο λαμβάνει υπόψη του την απομάκρυνση και των μεγάλων σωματιδίων, των οποίων το μέγεθος και η μάζα έχουν καταλυτικό ρόλο στον χρόνο ζωής τους αφού βρίσκονται υπό την επίδραση της βαρύτητας. Στην περίπτωση των χονδρών σωματιδίων (coarse) διαμέτρου μεγαλύτερης των 2.5 μm όπως το θαλάσσιο άλας και η ορυκτή σκόνη, η μεγάλη τους μάζα οδηγεί στην απομάκρυνσή τους από το σύστημα της ατμόσφαιρας λόγω βαρύτητας. Κύρια επίδραση έχει επίσης και η προσρόφηση νερού από τα σωματίδια που οδηγεί σε αύξηση της διαμέτρου τους. Το μοντέλο ανάλογα με τη διάμετρο των σωματιδίων υπολογίζει και την ταχύτητα καθίζησης συναρτήσει της ατμοσφαιρικής πίεσης, της θερμοκρασίας και της πυκνότητάς τόσο του αέρα όσο και των ίδιων των σωματιδίων.

5.2.4 Η Χημεια της Τροποσφαιρας στο TM4

Το μοντέλο λαμβάνει υπόψη του 123 ιχνοενώσεις σε αέρια και σωματιδιακή φάση στην ατμόσφαιρα για 98 για τις οποίες υπολογίζει την ατμοσφαιρική μεταφορά (Πίνακας 5.3), ενώ 42 ιχνοενώσεις εμπλέκονται σε φωτοχημικές αντιδράσεις. Το χημικό σχήμα που χρησιμοποιείται στο TM4 για την παρούσα μελέτη αποτελεί βελτιωμένη μορφή του αντίστοιχου του κλιματολογικού μοντέλου χημείας και μεταφοράς MOGUNTIA, που αναπτύχθηκε από τους *Poisson et al. (2000).* Το TM4 υπολογίζει τη βασική χημεία υποβάθρου της τροπόσφαιρας $O_3/NO_x/HO_x/CO/CH_4$ (*Crutzen and Zimmermann, 1991, Kanakidou et al., 1991*) και τις πορείες αποικοδόμησης των ελαφρών μη μεθανικών υδρογονανθράκων (NMHC), των αλδεϋδών και της ακετόνης. Λαμβάνει υπόψη του 24 αντιδράσεις φωτοδιάσπασης και 144 θερμικές αντιδράσεις για 123 ενώσεις. Επίσης λαμβάνεται υπόψη η μετατροπή των NO_x σε πεντοξείδιο του αζώτου (N_2O_5) και η μετέπειτα υδρόλυσή του σε HNO_3 στις επιφάνειες των σωματιδίων και σε σταγόνες σύννεφων σύμφωνα με τους *Dentener and Crutzen (1993).*

Γενικότερα, στο χρησιμοποιούμενο χημικό σχήμα οι αντιδράσεις των οργανικών περόξυ ριζών ($RO_2^{\cdot}$), όπου R αλκύλιο ή άλλη οργανική ρίζα με το αδέσμευτο ηλεκτρόνιο στον άνθρακα, με υδροπερόξυ ρίζες ($HO_2^{\cdot}$) και NO οδηγούν στο σχηματισμό υδροϋπεροξειδίων

(ROOH) και καρβονυλικών ή οργανικών νιτριλίων αντίστοιχα. Τα υδροϋπεροξείδια (ROOH) καταστρέφονται τόσο λόγω φωτοδιάσπασης όσο και αντιδρώντας με ρίζες υδροξυλίου (·OH). Επίσης λαμβάνεται υπόψη και η παραγωγή οργανικών οξέων, του μυρμηκικού (HCOOH), του οξικού οξέος (CH_3COOH) και του πυρουβικού οξέος ($CH_3C(O)COOH$). Η προσθήκη του μονοξειδίου του αζώτου (NO) σε άλκυλο περόξυ ρίζες παράγει αλκυλονιτρικές ενώσεις ($RONO_2$), οι οποίες θεωρούνται ως αποθηκευτικές ενώσεις των NO_x, λόγω του μεγαλύτερου χρόνου ζωής σε σύγκριση με τα NO_x. Η προσθήκη του μορίου NO_2 σε άκυλο περόξυ ρίζες παράγει ακυλο περόξυ νιτρίλια ($RC(O)O_2NO_2$) με σημαντικότερο τον νιτρικό εστέρα του οξικού οξέος (PAN) το οποίο βρίσκεται και σε μεγαλύτερη αφθονία στην τροπόσφαιρα. Στο TM4, το PAN χρησιμοποιείται για να αντιπροσωπεύει όλες τις ενώσεις της ίδιας ομάδας, που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα. Οι αλκυλονιτρικές ενώσεις καταστρέφονται είτε μέσω φωτοδιάσπασης, είτε μέσω ριζών υδροξυλίου, ενώ οι ακυλονιτρικές ενώσεις καταστρέφονται και μέσω θερμικής διάσπασης (*Roberts, 1995)*.

Το μοντέλο διαχωρίζει τις ενώσεις σε μεταφερόμενες και μη ανάλογα με το χρόνο ζωής τους. Τα σταθερά μόρια θεωρούνται ότι μεταφέρονται από το ένα κουτί στο άλλο μέσα στο καθορισμένο χρονικό βήμα, ενώ οι ενώσεις μικρού χρόνου ζωής, κυρίως ρίζες, θεωρούνται ως μη μεταφερόμενες. Οι συγκεντρώσεις των ενώσεων μικρού χρόνου ζωής κατά τη διάρκεια του χρονικού βήματος έχουν φθάσει σε ισορροπία με αυτές των πρόδρομων ενώσεών τους και επομένως δεν επηρεάζονται από τις συγκεντρώσεις που έχουν σε διπλανά κουτιά της ατμόσφαιρας. Το TM4 έχει 99 ενώσεις μέσου και μεγάλου χρόνου ζωής σε αέρια ή σωματιδιακή φάση και το σωματιδιακό νερό (Πίνακας 5.3) και 24 ενώσεις μικρού χρόνου ζωής. Στις 99 αυτές ενώσεις συμπεριλαμβάνονται 6 μεταβλητές πού περιγράφουν τα θαλάσσια σωματίδια (3 για τη μάζα τους και 3 για τον αριθμό τους σε μεγέθη aitken, συσσώρευσης και χονδρά) και 4 για τη περιγραφή της ορυκτής σκόνης (2 για τη μάζα τους και 2 για τον αριθμό τους σε σωματίδια συσσώρευσης και χονδρά), καθώς και το σωματιδιακό νερό.

5.2.5 ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΗ ΚΑΙ ΠΡΩΤΟΓΕΝΗ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ ΣΤΟ TM4

Στο χημικό σχήμα (*Poisson et al., 2000*) του TM4 λαμβάνεται επίσης υπόψη (1) η χημεία του SO_2, του διμεθυλοσουλφιδίου (*DMS*), του μεθανοσουλφονικού οξέος (MSA), των θειικών σωματιδίων, καθώς και της αμμωνίας και αμμωνίου, (2) οι αντιδράσεις μεταξύ νιτρικών ριζών και οργανικών, (3) οι μεταβαλλόμενες χωρικά και χρονικά εκπομπές POC και BC, (4) η μετατροπή των υδρόφοβων πρωτογενών ανθρακικών σωματιδίων σε υδρόφιλα, (5)

οι εκπομπές και η χημική μετατροπή στην ατμόσφαιρα των πρόδρομων ενώσεων των δευτερογενών σωματιδίων (SOA), (6) η επίδραση των ενώσεων αυτών στη χημεία της αέριας φάσης, (7) η παραγωγή SOA από βιογενείς και ανθρωπογενείς υδρογονάνθρακες και τέλος (8) η απομάκρυνση των προαναφερθέντων αέριων και σωματιδιακών ενώσεων από την ατμόσφαιρα (*Tsigaridis and Kanakidou, 2003)*. Ως πρόδρομες ενώσεις για τα SOA λαμβάνονται υπόψη το ισοπρένιο, τα μονοτερπένια, το α΄ και β΄ πινένιο, το βενζόλιο, το τολουένιο και το ξυλένιο. Η παραμετροποίηση της παραγωγής των SOA κατά της οξείδωση των πρόδρομων ενώσεών τους, έχει γίνει με μοντέλο παραγωγής δύο ημιπτητικών προϊόντων όπως περιγράφηκε από *Tsigaridis and Kanakidou, (2006),(2007)* και *Tsigaridis et al. (2006)*. Οι ενώσεις σε σωματιδιακή φάση που λαμβάνονται υπόψη στο TM4, σημειώνονται με γραμμοσκίαση στον Πίνακα 5.3.

Πίνακας 5.3- *Οι 98 μεταφερόμενες ενώσεις που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο και το σωματιδιακό νερό. Οι ενώσεις στα γκρι κουτιά είναι εκείνες που συμμετέχουν στη σωματιδιακή φάση.*

a/a	*Species*	*a/a*	*Species*	*a/a*	*Species*	*a/a*	*Species*
1	O_3	**26**	MSIA	**51**	$CH_3C(O)CH_2CH_3$	**76**	b-pinene product 1 (gas phase)
2	NO_x	**27**	HCOOH	**552**	$CH_3CHONO_2COCH_3$	**77**	b-pinene product 2 (aerosol phase)
3	H_2O_2	**28**	$C_2H_5O_2H$	**53**	$CH_3CHOOHCOCH_3$	**78**	toluene
4	CH_4	**29**	OHC_2H_4OOH	**54**	$CH_3C(O)C(O)CH_3$	**79**	toluene product 1 (gas phase)
5	CO	**30**	C_2H_5ONO2	**55**	ISOPOOH	**80**	toluene product 1 (aerosol phase)
6	HNO_3	**31**	$OHCH_2CH_2ONO_2$	**56**	ISOPNO2	**81**	toluene product 2 (gas phase)
7	CH_3O_2H	**32**	CH_3CHO	**57**	MVK	**82**	toluene product 2 (aerosol phase)
8	HCHO	**33**	$HOCH_2CHO$	**58**	$MVKO_2H$	**83**	xylene
9	CH_3OH	**34**	CHOCHO	**59**	MACR	**84**	xylene product 1 (gas phase)
10	C_2H_6	**35**	C_3H_8	**60**	MACROOH	**85**	xylene product 1 (aerosol phase)
11	C_2H_4	**36**	$1\text{-}C_3H_7O_OH$	**61**	neo2h	**86**	xylene product 2 (gas phase)
12	CH_3COOH	**37**	$2\text{-}CH_3H_7O_OH$	**62**	npo2h	**87**	xylene product 2 (aerosol phase)
13	PAN	**38**	$CH_3CH_3CH_2ONO_2$	**63**	Stratospheric O_3	**88**	isoprene product 1 (aerosol phase)
14	CH_3ONO_2	**39**	$CH_3CH(ONO_2)CH3$	**64**	$POC_{(insoluble)}$	**89**	seasalt mode 1 number
15	$CH_3C(O)OOH$	**40**	$CH_3C(O)CH_3$	**65**	$POC_{(soluble)}$	**90**	seasalt mode 1 mass
16	ISOPRENE	**41**	$CH_3C(O)CH_2OH$	**66**	$BC_{(insoluble)}$	**91**	seasalt mode 2 number
17	SO_2	**42**	$CH_3C(O)CHO$	**67**	$BC_{(soluble)}$	**92**	seasalt mode 2 mass
18	DMS	**43**	$CH_3C(O)CH_2O_OH$	**68**	a-Pinene	**93**	seasalt mode 3 number
19	NH_3	**44**	C_3H_6	**69**	a-pinene product 1 (gas phase)	**94**	seasalt mode 3 mass
10	SO_4	**45**	C_2H_5CHO	**70**	a-pinene product 1 (aerosol phase)	**95**	dust mode 2 number
21	NH_4^+	**46**	$HOC_3H_7O_2H$	**71**	a-pinene product 2 (gas phase)	**96**	dust mode 2 mass
22	NO_3^-	**47**	$CH_3COCOOH$	**72**	a-pinene product 2 (aerosol phase)	**97**	dust mode 3 mass
23	$MSA_{(gas)}$	**48**	$CH_3CH_2CH_2CH_3$	**73**	b-pinene	**98**	dust mode 3 number
24	$MSA_{(particle)}$	**49**	$CH_3CH_2CH(OOH)CH_3$	**74**	b-pinene product 1 (gas phase)	**99**	H_2O particulate
25	DMSO	**50**	$CH_3CH_2CH(ONO_2)CH_3$	**75**	b-pinene product 1 (aerosol phase)		

Πίνακας 5.4- *Ενώσεις μικρού χρόνου ζωής και ελεύθερες ρίζες που λαμβάνει υπόψη το μοντέλο για την περιγραφή της χημείας, των οποίων, η μεταφορά στην ατμόσφαιρα δεν υπολογίζεται.*

a/a	*Species*	*a/a*	*Species*	*a/a*	*Species*	*a/a*	*Species*	*a/a*	*Species*
1	NO	6	OH	11	$CH_3C(O)O_2$	16	$C_4H_9O_2$	21	$MVKO_2$
2	NO_2	7	HO_2	12	$C_3H_7O_2$prim	17	$CH_3CHO_2COCH_3$	22	$TERO_2$
3	NO_3	8	CH_3O_2	13	$C_3H_7O_2$sec	18	$ISOPO_2$	23	$AROO_2$
4	N_2O_5	9	$CH_3CH_2O_2$	14	$CH_3C(O)CH_2O_2$	19	$ISOPRO_2$	24	NH_2
5	HNO_4	10	$HOCH_2CH_2O_2$	15	$HOC_3H_6O_2$	20	$MACRO_2$		

5.2.6 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΟΠΤΙΚΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΣΤΟ TM4

Η μείωση της εισερχόμενης ακτινοβολίας λόγω των σωματιδίων οφείλεται σε δύο αιτίες: είτε στην σκέδαση του εισερχόμενου ηλιακού φωτός (scattering), είτε στην απορρόφησή του από τα σωματίδια (absorption) και εξαρτάται από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, το μέγεθος των σωματιδίων, τον αριθμό τους, το σχήμα τους και τον δείκτη διάθλασής τους. Το συνολικό αποτέλεσμα των δύο αυτών διεργασιών μπορεί να υπολογιστεί ποσοτικά μέσω του αδιάστατου συντελεστή απόσβεσης των σωματιδίων ($q_{\text{ext}} = q_{\text{scat}} + q_{\text{abs}}$). Ο αδιάστατος συντελεστής απόσβεσης (q_{ext}) είναι ο λόγος της ενεργού διατομής των σωματιδίων (αποτελεσματική επιφάνεια) δια της πραγματικής επιφάνειας κάθετης στην προσπίπτουσα ακτινοβολία. Για μία δεδομένη ποσότητα σωματιδιακής μάζας m στην ατμοσφαιρική κολώνα (σε μονάδες μάζας ανά μονάδα επιφάνειας, g m^{-2}) το οπτικό πάχος δ_A (αδιάστατος αριθμός) μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\delta_{\text{A}} = \frac{3q_{ext}m}{4r_{eff}\rho} \tag{5.2}$$

Όπου ρ είναι η πυκνότητα των σωματιδίων, r_{eff} είναι η ενεργός ακτίνα των σωματιδίων (η γεωμετρική ακτίνα σφαιρικών σωματιδίων με τον ίδιο όγκο) και Q_{ext} είναι ο αδιάστατος συντελεστής απόσβεσης, ο οποίος εξαρτάται από το μήκος κύματος του προσπίπτοντος φωτός. Το μέγιστο της απόσβεσης παρατηρείται σε μήκη κύματος της ίδιας τάξης μεγέθους με το μέγεθος του σωματιδίου ($2\pi r_{eff}$ – το σωματίδιο θεωρείται σφαιρικό και το συγκρινόμενο με το λ μέγεθος είναι η περίμετρος της διατομής του). Αν γνωρίζουμε την κατανομή μεγεθών των σωματιδίων στην κολώνα, την πυκνότητά τους και τον αδιάστατο συντελεστή απόσβεσής τους, μπορούμε να υπολογίσουμε την τιμή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης των σωματιδίων (B)

Ο ειδικός συντελεστής απόσβεσης σωματιδίων (*B*) εξαρτάται από το μήκος κύματος του φωτός και εκφράζεται σε $m^2\ g^{-1}$:

$$B = \frac{3q_{ext}}{4r_{eff}\rho} \tag{5.3}$$

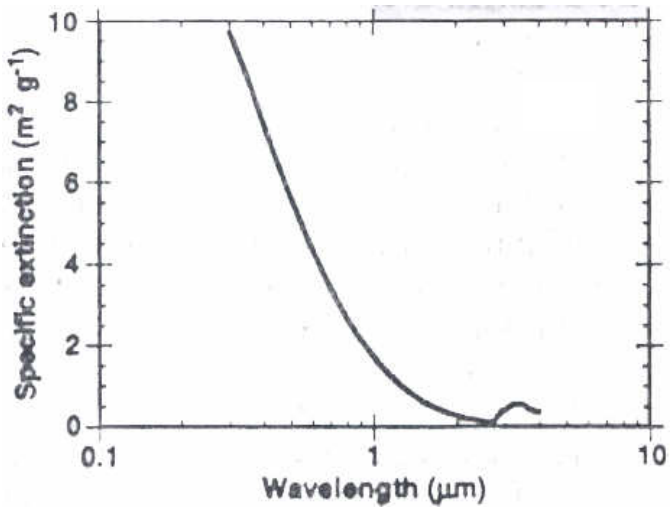
Το οπτικό πάχος της ατμόσφαιρας υπολογίζεται έτσι για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος ως το γινόμενο της μάζας των σωματιδίων στην κολώνα και του ειδικού συντελεστή απόσβεσης:

$$\delta_{\mathrm{A}} = Bm \tag{5.4}$$

Αν θεωρηθεί όλη η κολώνα της ατμόσφαιρας, ο υπολογισμός του οπτικού πάχους της ατμόσφαιρας με αυτό τον τρόπο έχει ως αποτέλεσμα την απώλεια της πληροφορίας για την κατακόρυφη κατανομή των σωματιδίων, η οποία είναι ιδιαίτερα σημαντική για τη μελέτη των επιδράσεων των σωματιδίων στο κλίμα (*Tegen et al.*, 1997), καθώς σε διαφορετικά ύψη στην ατμόσφαιρα μπορούν να περιέχονται διαστρωματώσεις σωματιδίων με ίδιες ή και διαφορετικές οπτικές ιδιότητες.

Στο μοντέλο TM4 θεωρούμε ότι τα διάφορα συστατικά των σωματιδίων είναι αναμεμιγμένα εξωτερικά (external mixing), επομένως το άθροισμα της σχετικής συνεισφοράς των διαφορετικών συστατικών των σωματιδίων στο οπτικό πάχος μας δίνει το συνολικό οπτικό πάχος της ατμόσφαιρας. Η χρήση σταθερού ειδικού συντελεστή απόσβεσης ανεξάρτητα των ιδιοτήτων των σωματιδίων (π.χ. το μέγεθος) περιέχει μεγάλη αβεβαιότητα.

Ο ειδικός συντελεστής απόσβεσης *B* για τα ξηρά θειικά σωματίδια έχει υπολογιστεί θεωρητικά ότι είναι 5 $m^2\ g^{-1}$ (*Kiehl and Briegleb*, 1993) για μήκος κύματος 550 nm, όπως φαίνεται στο διάγραμμα της Εικόνας 5.4.

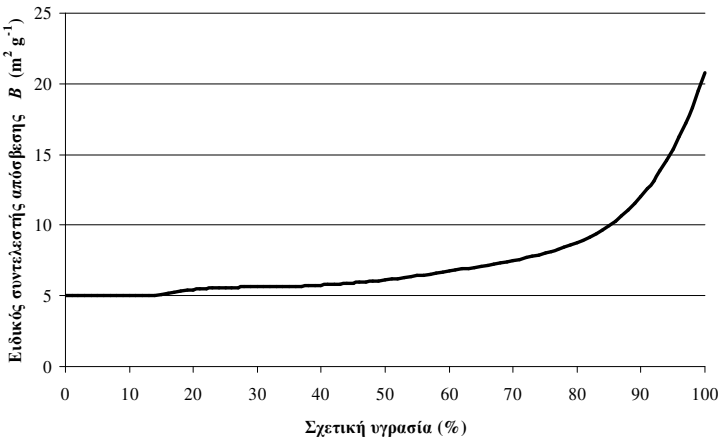


Εικόνα 5.4- *Μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης των ξηρών θειικών σωματιδίων συναρτήσει του μήκους κύματος (Kiehl and Briegleb, 1993).*

Τα θειικά σωματίδια μπορούν να δεσμεύσουν νερό από την ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα την αύξηση της διαμέτρου τους. Για να προσομοιωθεί αυτή η μεταβολή της ακτίνας συναρτήσει της σχετικής υγρασίας της ατμόσφαιρας χρησιμοποιήθηκε μια εμπειρική σχέση έκτου βαθμού η οποία έχει προσαρμοστεί σε πειραματικά δεδομένα (*Veefkind*, 1999):

$$B = B_0\left(a_0 + a_1 RH + a_2 RH^2 + a_3 RH^3 + a_4 RH^4 + a_5 RH^5 + a_6 RH^6\right) \quad (5.5)$$

Όπου οι τιμές των a_0 έως a_6 είναι αντίστοιχα 0.196581266, 0.100650483, 0.00389645252, 5.63596671e-5, 6.4988432e-8, -7.95507834e-9 και 4.95445298e-11, B_0 είναι ο ειδικός συντελεστής απόσβεσης για υγρασία 40% και *RH* είναι η σχετική υγρασία. Η μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης με τη σχετική υγρασία με βάση την παραπάνω εξίσωση παρουσιάζεται στην Εικόνα 5.5:



Εικόνα 5.5- *Μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης των θειικών σωματιδίων με τη σχετική υγρασία (Veefkind, 1999).*

Σε παλιότερη μελέτη των *Tegen et al.* (1997) δεν λαμβανόταν υπόψη η μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης με τη σχετική υγρασία αλλά αυτός έπαιρνε δύο διαφορετικές τιμές, ανάλογα με το αν η κολώνα της ατμόσφαιρας ήταν πάνω από τη στεριά ή πάνω από τη θάλασσα. Αυτό γινόταν γιατί η αλληλεπίδραση των σωματιδίων με τα σύννεφα μπορεί να αλλάξει τις ιδιότητές τους (υδατική χημεία) και γιατί σε υψηλές υγρασίες η διάμετρος των σωματιδίων μπορεί να διαφέρει σημαντικά.

Στο TM4 η μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης με τη σχετική υγρασία δεν υπολογίζεται από πρώτες αρχές αλλά από την εμπειρική σχέση που στηρίζεται σε δεδομένα μετρήσεων ((5), με αποτέλεσμα οι παραπάνω αβεβαιότητες να ελαττώνονται. Ο υπολογισμός της συνεισφοράς των νιτρικών σωματιδίων στο οπτικό πάχος γίνεται με τον ίδιο τρόπο και τον ίδιο ειδικό συντελεστή απόσβεσης με τα θειικά σωματίδια (*Veefkind*, 1999). Τα νιτρικά σωματίδια θεωρούνται ότι αποτελούνται αποκλειστικά από NH_4NO_3, ενώ η υπόλοιπη αμμωνιακή μάζα θεωρείται ότι βρίσκεται στη μορφή $(NH_4)_2SO_4$. Τυχόν περίσσεια $SO_4^=$ θεωρούνται ότι είναι καθαρό θειϊκό οξύ.

Για την περίπτωση των ανθρακούχων σωματιδίων στο TM4 χρησιμοποιεί την τιμή 4 $m^2\ g^{-1}$ για τον ειδικό συντελεστή απόσβεσης για την περίπτωση των οργανικών σωματιδίων και την τιμή 9 για τα σωματίδια του μαύρου άνθρακα (*Liousse et al.*, 1996). Θεωρεί ίδια εξάρτηση του ειδικού συντελεστή απόσβεσης από τη σχετική υγρασία με αυτή των θειικών και νιτρικών σωματιδίων για την περίπτωση των υδρόφιλων ανθρακούχων σωματιδίων, αν και η εξάρτηση αυτή μπορεί να είναι λιγότερο ισχυρή (*Tegen et al.*, 1997). Για το υδρόφοβο κομμάτι των σωματιδίων δεν λαμβάνεται υπόψη η μεταβολή του ειδικού συντελεστή απόσβεσης με τη σχετική υγρασία.

5.2.7 ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΑΡΑΧΗΣ ΤΟΥ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟΥ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ ΛΟΓΩ ΑΜΕΣΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ

Για τον υπολογισμό της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου στο πάνω άκρο της ατμόσφαιρας χρησιμοποιήθηκε η προσεγγιστική μέθοδος που αναπτύχθηκε από τους *Van Dorland et al.* (1997):

$$\frac{\Delta F_{SW}}{\Delta_{Aer}} = -S_0 f_d k\left(4xy\left(y-x\right)-r\right) \tag{5.6}$$

Όπου ΔF_{SW} , είναι η διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου σε W m^{-2} που οφείλεται στη διαφορά συγκέντρωσης σωματιδίων που αντιστοιχείται στο οπτικό πάχος τους Δ_{Aer} (αδιάστατο), S_0, είναι η ηλιακή σταθερά που ισούται με 1340 W m^{-2}, f_d, είναι το κλάσμα

ηλιοφάνειας το οποίο ισούται με μονάδα όταν είναι ημέρα, *k* είναι εμπειρική σταθερά που ισούται με $5.8 \cdot 10^{-2}$ ανά μονάδα οπτικού πάχους και *r* είναι ένας διορθωτικός παράγοντας για τις περιπτώσεις που η γωνία ζενίθ του ήλιου είναι μικρή και ισούται με 0.05. Η τιμή του *x* ισούται με την τετραγωνική ρίζα του συνημίτονου της γωνίας ζενίθ του ήλιου και η τιμή του *y* ισούται με $\sqrt{1-R_S}$, όπου R_S, είναι το ποσοστό της κολώνας που είναι καλυμμένο από σύννεφα.

Η μέθοδος αυτή αναπτύχθηκε αρχικά για τα θειικά σωματίδια, αλλά χρησιμοποιήθηκε για όλα τα σωματίδια που περιγράφονται στο μοντέλο. Στην περίπτωση του BC η Εξίσωση 5.6 χρησιμοποιείται χωρίς το αρνητικό πρόσημο, καθώς ο BC συνεισφέρει θετικά στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας λόγω απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας. Η ολική διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου υπολογίζεται αθροίζοντας τις επιμέρους συνεισφορές των συστατικών των σωματιδίων.

Το υποπρόγραμμα υπολογισμού της ενεργειακής διαταραχής της ατμόσφαιρας, εφαρμόστηκε τόσο στα αποτελέσματα του μοντέλου TM4, όσο και στο ανακτηθέν οπτικό πάχος από τις παρατηρήσεις των δορυφορικών αισθητήρων.

6. ΔΟΚΙΜΕΣ ΚΑΙ ΒΕΛΤΙΩΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ BAER

Κατά τη διάρκεια της παρούσας μελέτης πραγματοποιήθηκε μια σειρά από δοκιμές ανάκτησης οπτικού πάχους με τη μέθοδο BAER v2005, που μας έδειξαν την ευαισθησία και επομένως την εξάρτηση των αποτελεσμάτων τόσο από του πίνακες αναφοράς όσο και από τη μέθοδο αποκλεισμού σύννεφων από τα δορυφορικά δεδομένα. Αυτές οι δοκιμές μας οδήγησαν στη βελτίωση της μεθόδου ανάκτησης BAER προς την νέα μορφή της v2006. Παρακάτω παρουσιάζονται τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα των δοκιμών αυτών.

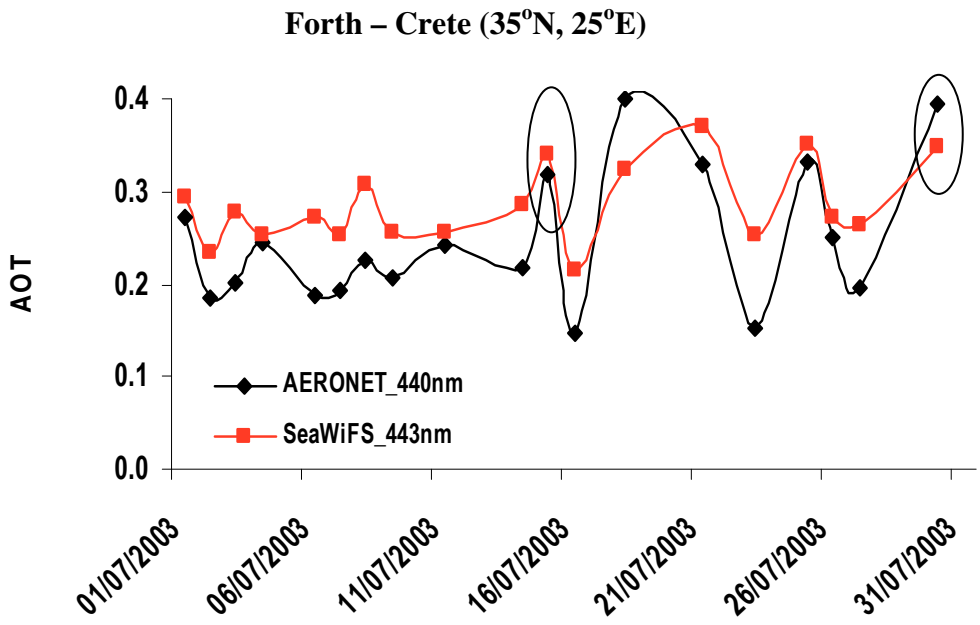
Με τη μέθοδο BAER v2005 ανακτήθηκε το οπτικό πάχος στα 443 nm από τον αισθητήρα SeaWiFS κατά τη διάρκεια του μήνα Ιουλίου 2003. Η σύγκρισή του με τα δεδομένα οπτικού πάχους από το σταθμό Forth (35^oN, 25^oE) του διεθνούς δικτύου ηλιοφωτόμετρων AERONET, παρουσιάζεται στην Εικόνα 6.1 Για τη σύγκριση αυτή από τα δεδομένα AERONET επιλέγεται η μέρα και ώρα που αντιστοιχούν στη παρατήρηση από το δορυφορικό αισθητήρα. Παρατηρείται μια καλή γραμμική συσχέτιση ανάμεσα στα δορυφορικά δεδομένα και τις παρατηρήσεις AERONET (R^2= 0.73). Παρόλα αυτά το ανακτηθέν οπτικό πάχος (AOT) από το SeaWiFS συναρτήσει του AOT από το AERONET παρουσιάζει κλίση περίπου 0.5 και σημαντικό offset 0.164, το συνολικό αποτέλεσμα είναι η υπερεκτίμηση του AOT από τον αισθητήρα:

$$AOT(SeaWiFS)=0.4922(AERONET)+0.164,\ R^2= 0.7338.$$

Τα αποτελέσματα AOT(SeaWiFS) προέκυψαν με τη χρήση πινάκων αναφοράς (LUTs) προερχόμενων από το πείραμα LACE-98 (βλέπε Κεφάλαιο 4). Μελετώντας προσεκτικά την Εικόνα 6.1, παρατηρείται η ύπαρξη δυο ημερών, όπου σε αντίθεση με τις υπόλοιπες, το

ανακτηθέν οπτικό πάχος από τις παρατηρήσεις με τον αισθητήρα SeaWiFS, δίνει μικρότερες τιμές από τα δεδομένα AERONET, ενώ για όλες τις υπόλοιπες μέρες το AOT(SeaWiFS) είναι μεγαλύτερο του AOT(AERONET). Αξιοσημείωτο είναι ότι οι ημέρες αυτές (18 Ιουλίου και 30 Ιουλίου 2003) χαρακτηρίζονται από επεισόδια σκόνης στην Ανατολική Μεσόγειο.

Επομένως, παρατηρείται μια σημαντική απόκλιση μεταξύ των ανακτηθέντων τιμών από τις παρατηρήσεις του δορυφορικό αισθητήρα SeaWiFS και των επίγειων μετρήσεων για τις περιπτώσεις, που χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη σωματιδίων σκόνης στην περιοχή. Συνεπώς, κρίνεται αναγκαία η διάκριση των περιπτώσεων ύπαρξης σκόνης και απομάκρυνση των δύο αυτών ημερών επφέρει σημαντική βελτίωση στη γραμμική συσχέτιση (δεύτερη εξίσωση στην εικόνα 1) που φαίνεται στην κλίση (που πλησιάζει τη μονάδα), το offset που μικραίνει και το συντελεστή συσχέτισης που μεγαλώνει.



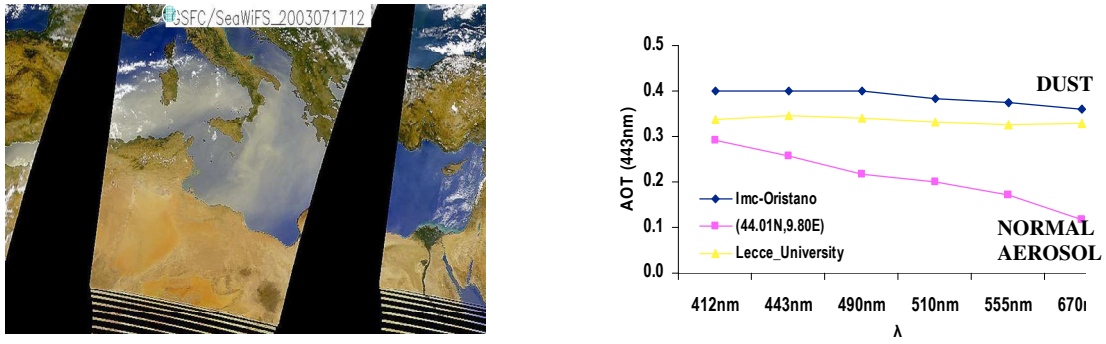
Όλες οι μέρες: AOT (SeaWiFS) = 0.4922(AERONET) + 0.164, R^2=0.7338

Χωρίς τις 18 και 30 Ιουλίου: AOT (SeaWiFS) = 0.6457(AERONET) + 0.1316, R^2=0.7756

Εικόνα 6.1- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα SeaWiFS (443 nm) και σύγκρισή του με τα δεδομένα AERONET (440 nm) για το σταθμό του AERONET, Forth (35°N, 25°E), κατά τη διάρκεια του μήνα Ιουλίου 2003. Δίνεται η γραμμική συσχέτιση για όλες οι μέρες με μετρήσεις SeaWiFS,καθώς και χωρίς τις 18 και 30 Ιουλίου 2003.*

Κατασκευάστηκε λοιπόν το διάγραμμα της Εικόνας 6.2, που απεικονίζει το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (μετρήσεις AERONET) συναρτήσει της μεταβολής του μήκους κύματος για δύο σταθμούς του AERONET που χαρακτηρίζονται από επεισόδια σκόνης, Lecce

University (40°N, 18°E) και IMC Oristano (39°N, 8°E), και μιας περιοχής (44°N,10°E) που δεν επηρεάζεται από τέτοια επεισόδια. Οπως προκύπτει από τη μελέτη της RGB (Red Green Blue) εικόνας του δορυφόρου, για την 17η Ιουλίου του 2003. Η διαφορά στη φασματική μεταβολή του οπτικού πάχους είναι ξεκάθαρη καθόσον στις περιοχές με έντονη επίδραση από σωματίδια ορυκτής σκόνης το οπτικό πάχος των αερολυμάτων παρουσιάζει υψηλότερες τιμές αλλά και μικρότερη μεταβολή με το μήκος κύματος από ότι στην περιοχή αναφοράς όπου παρατηρείται σημαντική μείωση (ενός παράγοντα 3) με την αύξηση του μήκους κύματος από 412 nm στα 670 nm.



(α) (β)

Εικόνα 6.2- *(α) Red Green Blue (RGB) εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS για τη 17η Ιουλίου του 2003, (β) Διάγραμμα οπτικού πάχους με τη μεταβολή του μήκους κύματος για την ίδια ημέρα, σε τρεις διαφορετικές περιοχές της Μεσογείου.*

Με τη χρήση πινάκων αναφοράς Lutnum-Dessert Dust Case, για συγκεκριμένες ημέρες των μηνών Ιουλίου και Αυγούστου 2003 και για τους σταθμούς του AERONET, Forth και IMC Oristano το ανακτηθέν οπτικό πάχος AOT φαίνεται να έχει μικρότερες αποκλίσεις σε σύγκριση με αυτό, που προκύπτει με τη χρήση των πινάκων LACE-98.

Για το σταθμό του AERONET IMC Oristano, η γραμμική συσχέτιση του ανακτηθέντων τιμών οπτικού πάχους με τις αντίστοιχες του δικτύου AERONET, δίνει την εξίσωση:

$$AOT(SeaWiFS) = 0.3193(AERONET) + 0.1884,\ R^2=0.6011$$

Για AOT(SeaWiFS) ανακτηθέν με την εφαρμογή των πινάκων αναφοράς, που προκύπτουν από το πείραμα LACE-98 (Εικόνα 6.3α και 6.3γ). Εφαρμόζοντας τους πίνακες αναφοράς Lutnum-Dessert Dust Case μόνο για την 17η Ιουλίου 2003, που χαρακτηρίζεται όπως προαναφέρθηκε από επεισόδιο σκόνης στην περιοχή, η τιμή του ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους (0.796) είναι πολύ κοντά σε εκείνη που δίνει το AERONET (0.800).

Κατά συνέπεια η σύγκριση των ανακτηθέντων τιμών οπτικού πάχους με τις αντίστοιχες του δικτύου AERONET χαρακτηρίζεται τώρα από την εξίσωση:

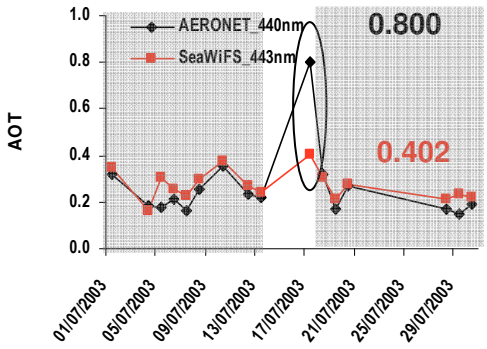
$$AOT(SeaWiFS) = 0.8955(AERONET) + 0.0627, \text{ με } R^2=0.9512$$

(Εικόνες 6.3β και 6.3δ), που δίνει κλίση πλησιέστερη στη μονάδα, offset πολύ μικρότερο κοντά στο μηδέν και R^2 σημαντικά μεγαλύτερο.

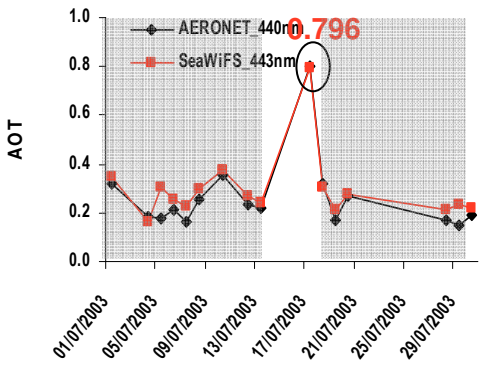
Πραγματοποιήθηκε η ίδια μελέτη για το σταθμό Forth και το μήνα Αύγουστο 2003 κατά πέντε διαφορετικές ημέρες με επεισόδια σκόνης να επηρεάζουν την περιοχή. Τα αποτελέσματα (Εικόνα 6.4), για τις περισσότερες ημέρες, είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με εκείνα που προέκυψαν για το σταθμό IMC Oristano.

Παρόλα αυτά οι πίνακες αναφοράς Lutnum-Dessert Dust Case έχουν προκύψει για επιφάνειες ερήμων και δεν είναι εφαρμόσιμοι σε περιοχές εδαφών της Ανατολικής Μεσογείου. Κατά συνέπεια τους χρησιμοποιήσαμε μόνο για την ανακτηση οπτικού πάχους αερολυμάτων κατά μέρες με έντονα επεισόδια σκόνης στη μελετούμενη περιοχή. Η εφαρμογή τους στις υπόλοιπες μέρες, πέρα από το ότι δεν είναι αιτιολογημένη, χειροτερεύει τις ανακτήσεις οπτικού πάχους.

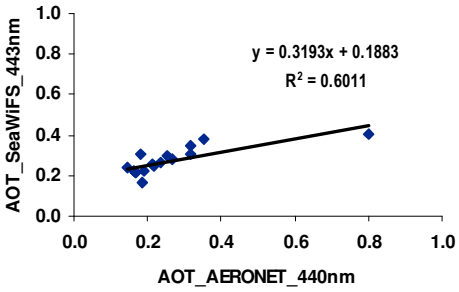
IMC-Oristano (39N, 8E)



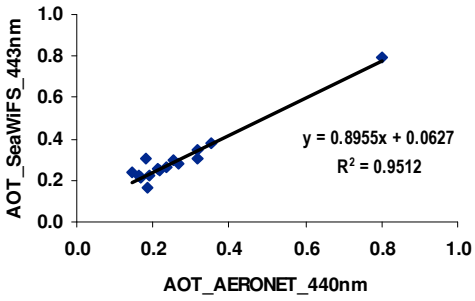
(α)



(β)



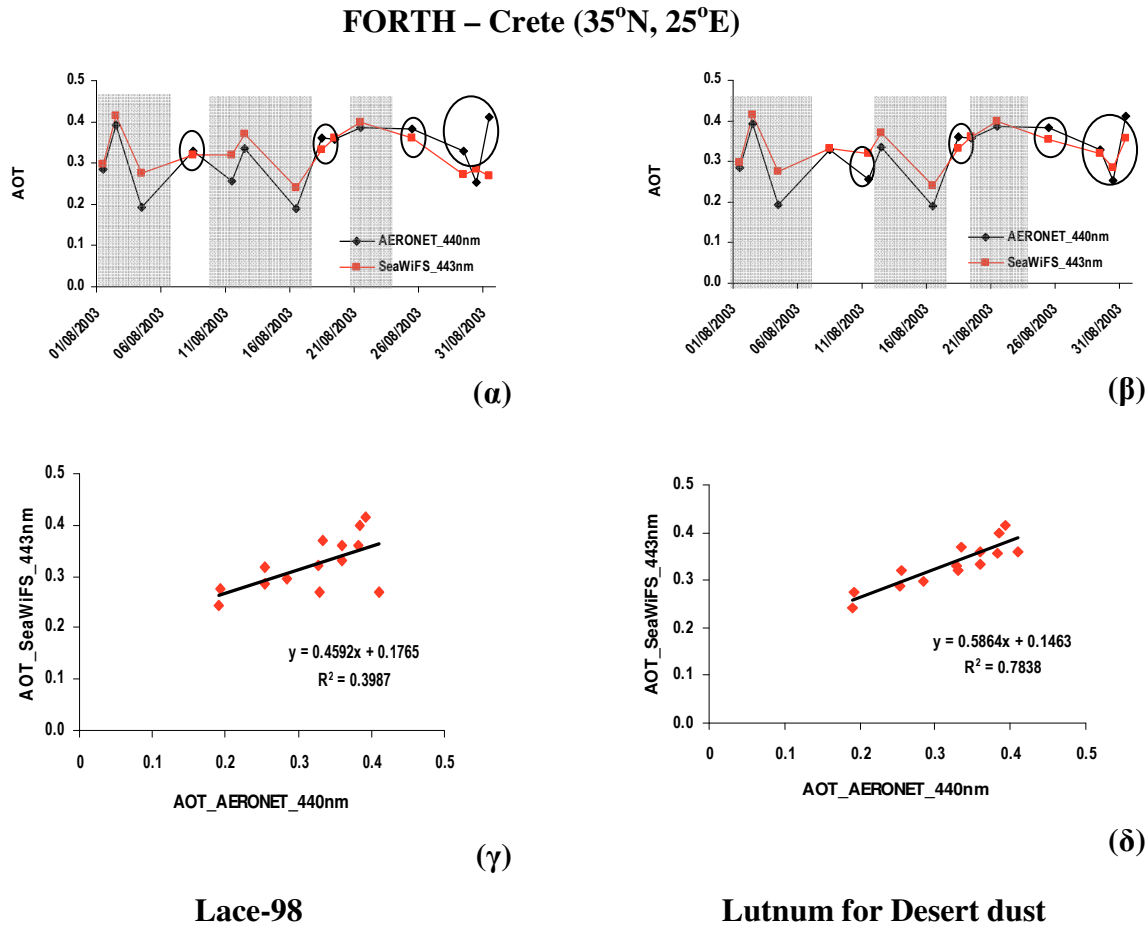
(γ)



(δ)

Lace-98 **Lutnum for Desert dust**

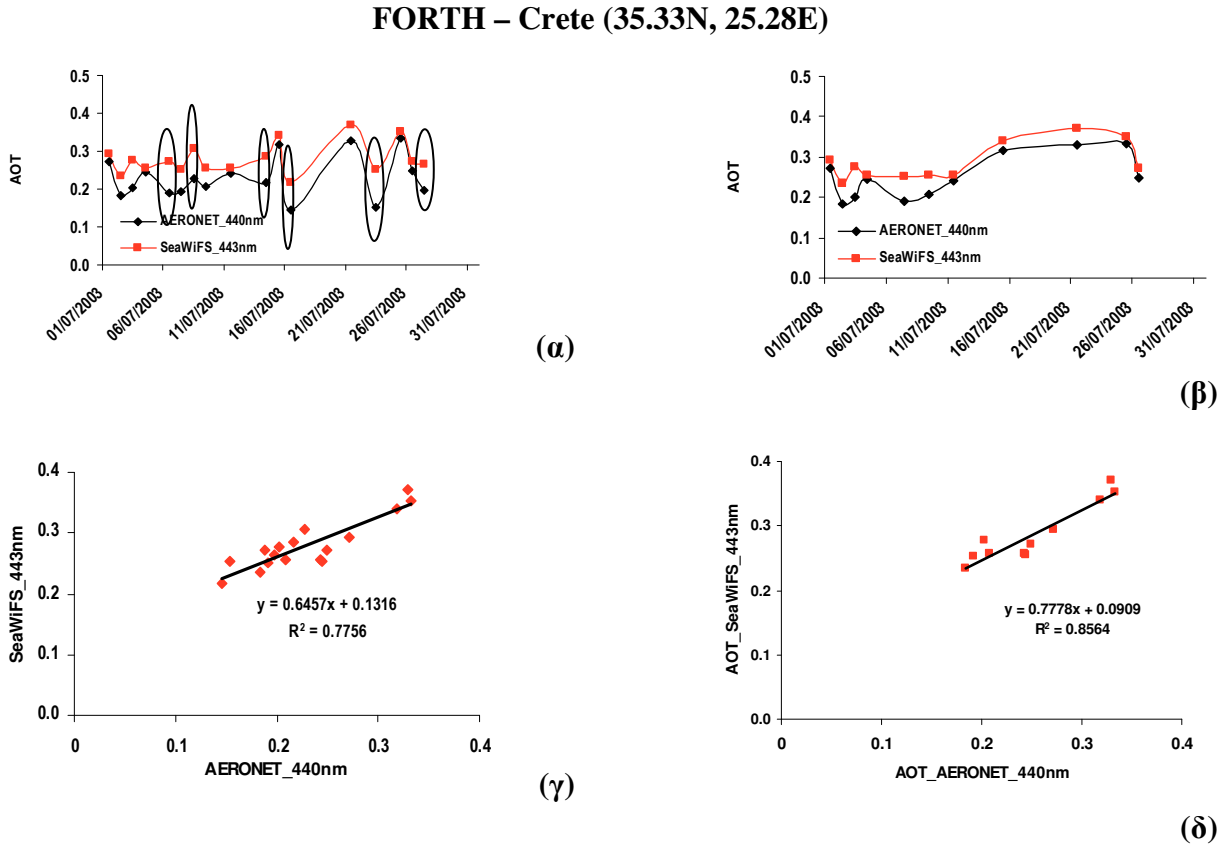
Εικόνα 6.3- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος στα 443 nm από τον αισθητήρα SeaWiFS και σύγκρισή του με μετρήσεις του δικτύου AERONET (στα 440 nm) για το σταθμό **IMC**-Oristano (39N, 8E) και το μήνα Ιούλιο 2003 με τη χρήση των πινάκων αναφοράς (α), (γ) που προκύπτουν από το πείραμα LACE-98, (β) και (δ) Lutnum-Dessert Dust Case.*



Εικόνα 6.4- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα SeaWiFS (443 nm) και σύγκρισή του με μετρήσεις του δικτύου AERONET (440 nm) για το σταθμό Forth (35°N,25°E) και το μήνα Αύγουστο 2003 με τη χρήση των πινάκων αναφοράς (α), (γ) που προκύπτουν από το πείραμα LACE-98, (β) και (δ) Lutnum-Dessert Dust Case. Με κύκλους σημειώνονται οι μέρες με επεισόδια σκόνης στις εικόνες (α) και (β).*

Στη συνέχεια μελετήθηκαν οι υπόλοιπες αποκλίσεις ανακτηθέντων και επίγειων τιμών οπτικού πάχους για το διάγραμμα της Εικόνας 6.1. Παρατηρείται υπερεκτίμηση του ανακτηθέντος οπτικού πάχους σε σχέση με τις τιμές του δικτύου AERONET. Μελετώντας τις εικόνες RGB του αισθητήρα SeaWiFS, παρατηρούμε ότι τις συγκεκριμένες ημέρες στην υπό μελέτη περιοχή (Forth) είτε υπάρχουν σύννεφα, είτε η ατμόσφαιρα είναι καθαρή και υπάρχουν σύννεφα στις γύρω περιοχές. Στη δεύτερη περίπτωση, κρίνεται πολύ πιθανή η ύπαρξη σημείων της ατμόσφαιρας με κάλυψη σύννεφου <10% (sub-pixel-clouds) που επηρεάζουν την περιοχή (pixel) στην οποία μετράει ο αισθητήρας. Στην Εικόνα 6.5

παρουσιάζεται πολύ ξεκάθαρα πως η ύπαρξη σύννεφων ή μικρής νεφοκάλυψης (sub-pixel-clouds) μπορούν να επηρεάσουν την ανάκτηση του οπτικού πάχους.

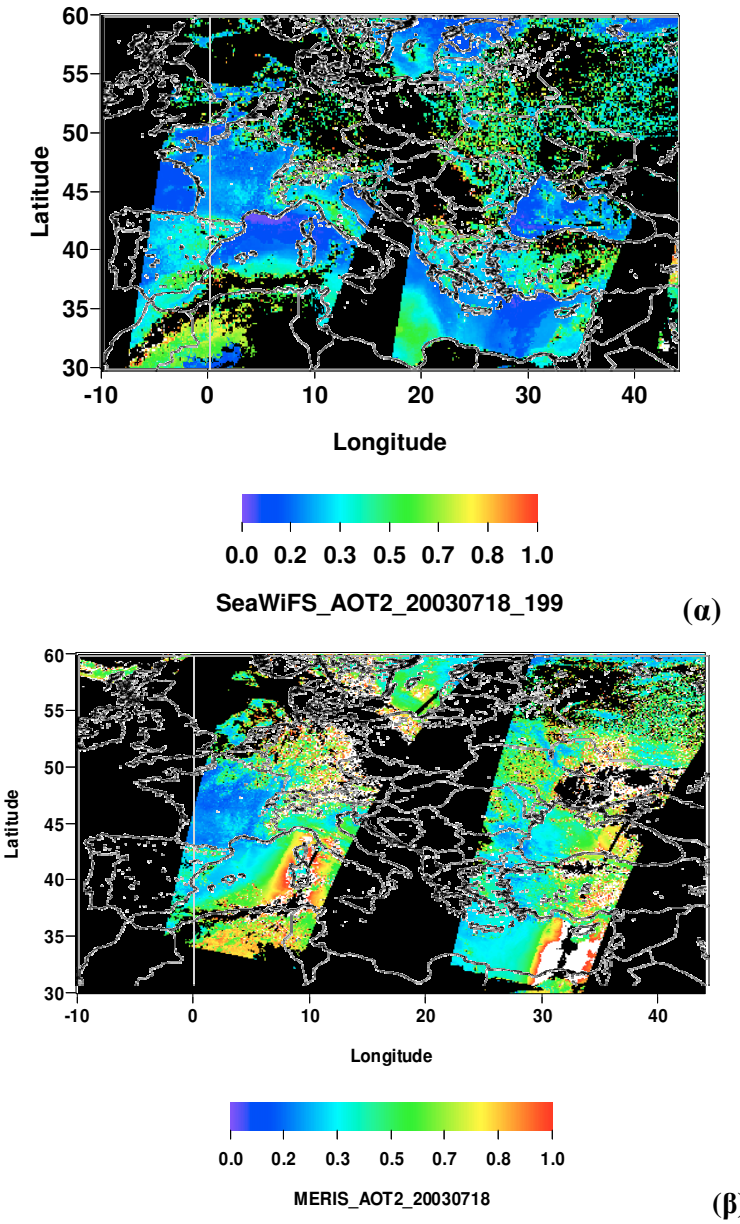


Εικόνα 6.5- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για την περιοχή του σταθμού του Forth στην Κρήτη συναρτήσει των μετρήσεων του AERONET (α), (γ) με και (β), (δ) χωρίς την παρεμπόδιση των σύννεφων. Οι ημέρες με σύννεφα σημειώνονται με τους κύκλους στην εικόνα (α).*

Στην Εικόνα 6.6, παρουσιάζεται ο χάρτης οπτικού πάχους έτσι όπως προκύπτει από τα δεδομένα μειωμένης ανάλυσης των αισθητήρων SeaWiFS (4.5 km x 4.5 km) στα 443 nm (δεύτερη ζώνη) και MERIS (1.2 km x 1.2 km) στα 442.5 nm (δεύτερη ζώνη) στις 17 Ιουλίου 2003. Οι μαύρες περιοχές αντιστοιχούν σε έλλειψη δεδομένων αλλά και σε ύπαρξη σύννεφων τα σημεία θέσης των οποίων έχουν εντοπιστεί και αποκλιστεί από τη μέθοδο BAER (βλέπε μεθοδολογία στο κεφάλαιο 4).

Στην περίπτωση του χάρτη οπτικού πάχους που ανακτήθηκε από μετρήσεις του αισθητήρα MERIS παρατηρούνται επίσης κάποιες περιοχές πάνω από υδάτινες επιφάνειες, όπου υπάρχει σημαντική διόρθωση των αποτελεσμάτων λόγω της ευαισθησίας του αισθητήρα MERIS στην αντανάκλαση του ήλιου σε αυτές τις επιφάνειες (sun glint effect).

Όπως προαναφέρθηκε (Κεφάλαιο 4), η προσέγγιση BAER χρησιμοποιεί ως όριο απόκλεισης των σύννεφων το 0.2. Οποιαδήποτε δηλαδή ακτινοβολία μετράει ο αισθητήρας και είναι μεγαλύτερη του 0.2, θεωρεί ότι προέρχεται από σύννεφο, οπότε απαγορεύει την ανάκτηση του οπτικού πάχους στη περιοχή (pixel) αυτή.



Εικόνα 6.6- *Χάρτης οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψε από δεδομένα μειωμένης ανάλυσης και αποτελέσματα τη δεύτερης ζώνης (443 nm) των αισθητήρων (α) SeaWiFS (4.5 km x 4.5 km) και (β) MERIS (1.2 km x 1.2 km) στις 18 Ιουλίου 2003.*

Όπως προκύπτει από την παρατήρηση των χαρτών της Εικόνας 6.6, υπάρχουν διάσπαρτα κενά στις τιμές του ανακτηθέντος οπτικού πάχους, όπως επίσης και κάποιες πολύ υψηλές τιμές κυρίως κοντά σε περιοχές που υπάρχουν σύννεφα ή πάνω από οροσειρές όπως οι Άλπεις και τα Πυρηναία όρη.

Εντοπίζονται συνεπώς προβλήματα στην ανάκτηση οπτικού πάχους από το BAER που αφορούν: (1) την ύπαρξη σύννεφων, (2) την ύπαρξη πάγου και χιονιού και (3) εδάφη με γυαλιστερό "γυμνό" χώμα και ερήμους, με μεγάλη ικανότητα ανάκλασης της ακτινοβολίας, τιμές οπτικού πάχους δηλαδή με πολύ μεγάλες ή πολύ μικρές παραμέτρους Ångström.

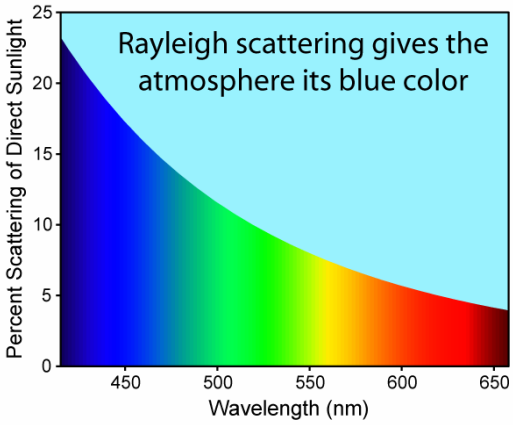
Συνεπώς, κρίθηκε αναγκαία η βελτίωση του μοντέλου "αποκλεισμού" των σύννεφων και του μοντέλου ανάκλασης των επιφανειών.

Αποκλεισμός συννέφων (Cloud Screening)

Η μέθοδος BAER εισάγει ένα "όριο" για την ανάκλαση των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας (για δεδομένα Επιπέδου 1 - L1) ή για δεδομένα διορθωμένα για την ανάκλαση Rayleigh (Rayleigh corrected reflectance; RCR για δεδομένα Επιπέδου 2 – L2). Εάν η ανάκλαση των πρώτων τεσσάρων ζωνών μήκους κύματος, που μετράει ο αισθητήρας, είναι μεγαλύτερη από το όριο 0.2, το σημείο αυτό θεωρείται ως σύννεφο και αποκλείεται οποιαδήποτε περαιτέρω ατμοσφαιρική διόρθωση. Με τον τρόπο αυτό αναγνωρίζονται από τη διαδικασία τα σύννεφα με ποσοστό κάλυψης >10%.

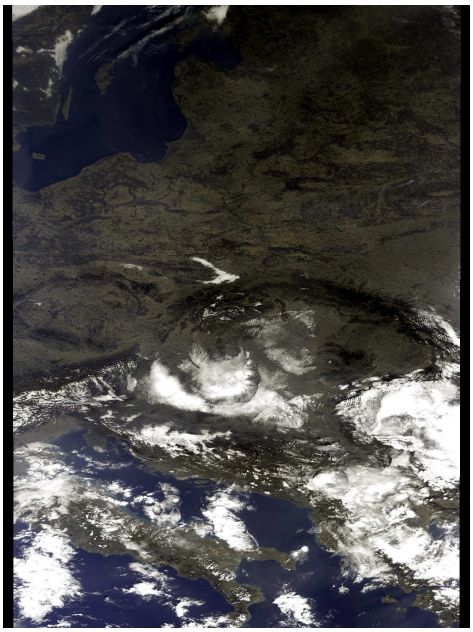
Για την περίπτωση των περιοχών εκείνων με ποσοστό κάλυψης σύννεφου <10%, πραγματοποιήθηκαν δοκιμές για τον εντοπισμό τους.

Δεδομένου ότι τα σύννεφα βρίσκονται σε κάποιο ύψος από την επιφάνεια του εδάφους, η διόρθωση της σκέδασης Rayleigh (Εικόνα 6.7) θα μπορούσε να δώσει πληροφορίες για το ύψος αυτό. Η διόρθωση των δεδομένων ανάκλασης των άνω στρωμάτων της ατμόσφαιρας για συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας πραγματοποιείται λαμβάνοντας υπόψη την εξάρτηση της σκέδασης Rayleigh από την πίεση της επιφάνειας, δηλαδή την ποσότητα των αερίων μαζών πάνω από την επιφάνεια. Για την περίπτωση των μικρών σύννεφων (sub pixel clouds), η διόρθωση Rayleigh πρέπει να αφορά μόνο την περιοχή της ατμόσφαιρας, που βρίσκεται πάνω από το ύψος του σύννεφου. Για το λόγο αυτό στην περίπτωση των μικρών σύννεφων, τα οποία δεν 'βλέπει' ο αλγόριθμος BAER, η σκέδαση Rayleigh υπερεκτιμάται και το αντίτοιχο οπτικό πάχος των αερολυμάτων υποεκτιμάται. Αυτή η υπερεκτίμηση μπορεί να παρατηρηθεί και στις δύο ζώνες 1 και 2 των αισθητήρων, που αντιστοιχούν σε μήκη κύματος μικρότερα των 450 nm.



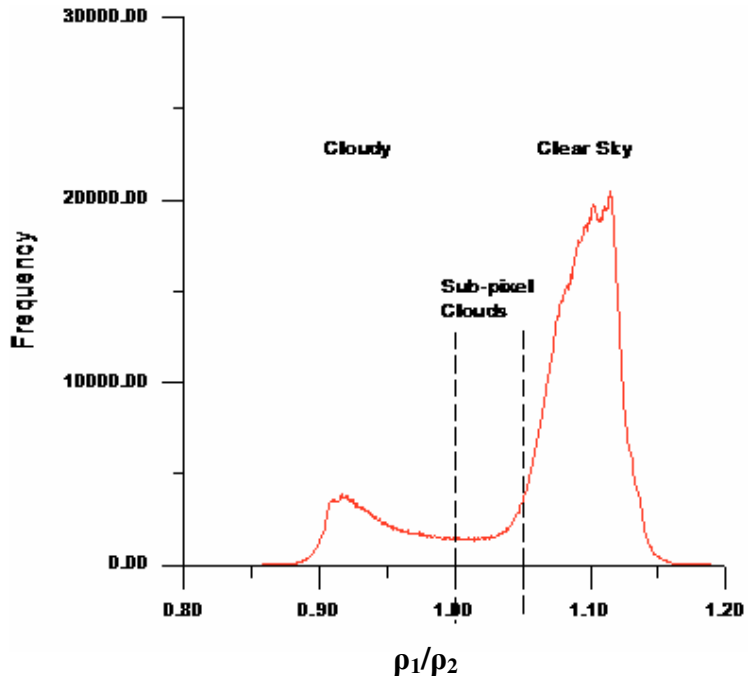
Εικόνα 6.7- *Σκέδαση Rayleigh συναρτήσει του μήκους κύματος.*

Επειδή οι ζώνες 1 (412 nm) και 2 (443 nm) των αισθητήρων SeaWiFS και MERIS επηρεάζονται λιγότερο από το φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας αλλά η σκέδαση Rayleigh σε αυτές είναι ισχυρή (Εικόνα 6.7), είναι εκείνες που θα μπορούσαν να δώσουν πληροφορίες για τη σκέδαση Rayleigh. Για το λόγο αυτό, διερευνήθηκε η συμπεριφορά του λόγου $R=\rho_1/\rho_2$ σε συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας, ατμόσφαιρας με σύννεφα και σημεία με πιθανή κάλυψη σύννεφων <10% (sub pixel clouds), όπου ρ_1 και ρ_2 είναι οι ανακλάσεις που μετρούνται από τον αισθητήρα στις ζώνες 1 και 2 μηκών κύματος αντίστοιχα. Μια από τις περιοχές που μελετήθηκαν, σε συνεργασία με τον Wolfgang von Hoyningen-Huene (IUP, Πανεπιστήμιο Βρέμης), παρουσιάζεται στην Εικόνα 6.8.



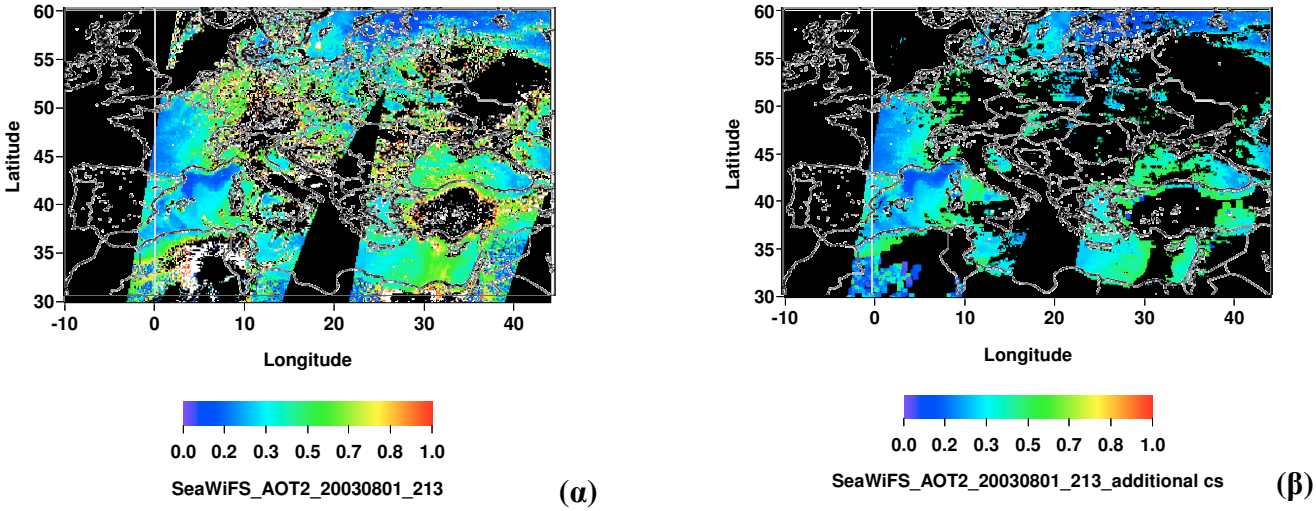
Εικόνα 6.8- *Εικόνα RGB της 11^{ης} Οκτωβρίου 2005, του αισθητήρα MERIS που χρησιμοποιήθηκε για τον εντοπισμό των σύννεφων με κάλυψη <10% (sub pixel clouds).*

Το ιστόγραμμα των λόγων για την περιοχή σάρωσης της 11ης Οκτωβρίου 2005 της Εικόνας 6.8, παρουσιάζεται στην Εικόνα 6.9. Οι συνθήκες για καθαρή ατμόσφαιρα χωρίς σύννεφα ($R \approx 1.1$) διακρίνονται από τις περιοχές που περιέχουν σύννεφα ($R \approx 0.92$). Παρατηρείται επίσης ένα μεσοδιάστημα, με λόγους R=1.0-1.05, το οποίο κατά πάσα πιθανότητα σχετίζεται με την ύπαρξη των sub pixel clouds. Παρόμοια ιστογράμματα για διαφορετικές περιοχές σάρωσης και ημερομηνίες δίνουν λόγους R=1.05-1.16 για συνθήκες απουσία σύννεφων και R=0.89-0.96 για περιοχές που επηρεάζονται από την ύπαρξη σύννεφων, τόσο για τον αισθητήρα MERIS όσο και για τον SeaWiFS.



Εικόνα 6.9- *Ιστόγραμμα του λόγου ανακλάσεων στις ζώνες 1 και 2 αντίστοιχα: $R = \rho_1/\rho_2$ για την περιοχή σάρωσης της 11ης Οκτωβρίου 2005 έτσι όπως προκύπτει από τον αισθητήρα MERIS.*

Κατά συνέπεια στη μέθοδο αποκλεισμού των σύννεφων, εφαρμόζουμε ένα επιπλέον τον περιορισμό αυτόν του λόγου R<1.05. Το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τις παρατηρήσεις με τον αισθητήρα SeaWiFS παρουσιάζονται στην Εικόνα 6.10β ενώ τα αντίστοιχα χωρίς τον περιορισμό του λόγου R απεικονίζονται στην εικόνα 6.10α.



(α) (β)

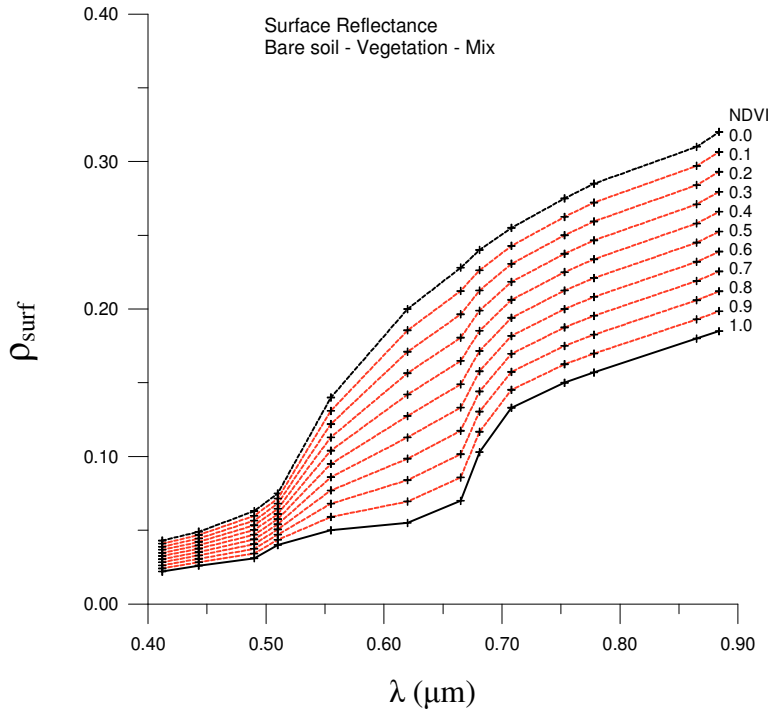
Εικόνα 6.10- *Χάρτης ανακτηθέντος AOT από μετρήσεις ανάκλασης με τον αισθητήρα SeaWiFS (4.5 km x 4.5 km) στα 443 nm την 1η Αυγούστου 2003, (α) πριν και (β) μετά την εφαρμογή του επιπλέον περιορισμού για το λόγο $R=\rho_1/\rho_2$ για τον αποκλεισμό των σύννεφων.*

Τα αποτελέσματα είναι ενθαρρυντικά καθώς φαίνεται να εντοπίζονται τα sub pixel clouds και να αποκλείονται αυτόματα πλέον από τον υπολογισμό του οπτικού πάχους. Η μέθοδος αυτή αποκλεισμού (με διπλό περιορισμό) εφαρμόζεται για την ανάκτηση του οπτικού πάχους στην παρούσα μελέτη. Παρά τη σημαντική πρόοδο που επιτεύχθηκε με τη χρήση του λόγου R από τις ζώνες μέτρησης του αισθητήρα, παραμένουν ακόμη αναπάντητα ερωτήματα που πιθανόν να αφορούν κυρίως την επίδραση που έχει ο περιορισμός αυτός στις τιμές του οπτικού πάχους σε περιπτώσεις χωρίς sub-pixel clouds. Άλλοι προβληματισμοί αφορούν το κατά πόσο το κριτήριο για R<1.05 είναι εφαρμόσιμο για όλες τις γεωγραφικές περιοχές σάρωσης από τους δύο αισθητήρες και κατά πόσο τα όρια αυτά μεταξύ των περιοχών "καθαρής" και "συννεφιασμένης" ατμόσφαιρας είναι τα ίδια για όλες τις εποχές και τοποθεσίες (λόγω του διαφορετικού φάσματος επιφάνειας και της εξάρτησης του από την ορεογραφία).

Πίνακες αναφοράς

Για τη περαιτέρω μελέτη των παρατηρούμενων αποκλίσεων του ανακτηθέντος οπτικού πάχους σε συνάρτηση με το οπτικό πάχος που δίνουν τα δεδομένα του δικτύου AERONET, έγινε μια προσπάθεια για τη δημιουργία νέων πινάκων αναφοράς (βλέπε κεφάλαιο 4). Αυτοί οι πίνακες αναφοράς περιγράφουν τις ίδιες ιδιότητες των σωματιδίων έτσι όπως υπολογίστηκαν στο πείραμα LACE-98, αλλά με μεταβαλλόμενη ανάκλαση εδάφους.

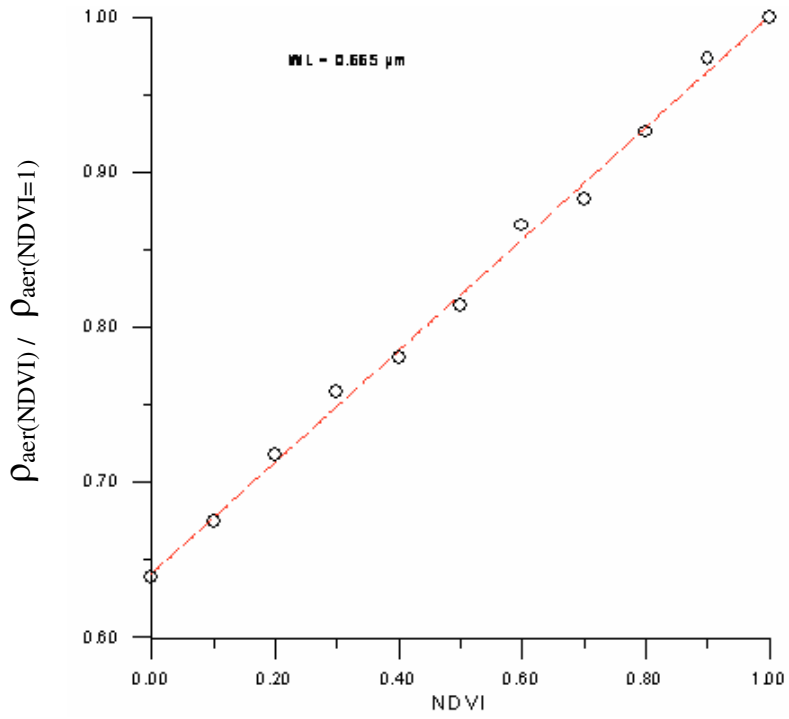
Το φάσμα ανάκλασης του εδάφους δημιουργείται με την ανάμιξη του φάσματος για "πράσινη βλάστηση" και "γυμνού εδάφους" έτσι όπως προκύπτουν από το πείραμα LACE-98. Τα φάσματα αυτά αναμιγνύονται για το εύρος του NDVI από 0 έως 1.0. Η Εικόνα 6.11 παρουσιάζει την ανάκλαση της επιφάνειας συναρτήσει του μήκους κύματος για διαφορετικές τιμές NDVI, το οποίο χρησιμοποιείται ως δεδομένο εισόδου στη δημιουργία του πίνακα αναφοράς. Αφαιρώντας την τιμή της ανάκλασης της επιφάνειας από την συνολική ανάκλαση στο πάνω μέρος της ατμόσφαιρας προκύπτει μια τιμή για την προκαλούμενη από τα σωματίδια ανάκλαση που αντιστοιχεί στο οπτικό πάχος.



Εικόνα 6.11- *Ανάκλαση της επιφάνειας συναρτήσει του μήκους κύματος για διαφορετικές τιμές NDVI.*

Δεδομένου ότι στην μέθοδο BAER χρησιμοποιείται ένα μόνο φάσμα ανάκλασης κάθε φορά, π.χ. πράσινη βλάστηση (NDVI=1.0), τα αποτελέσματα που προκύπτουν αναφέρονται σε NDVI=1.0. Στην Εικόνα 6.12 παρουσιάζεται το διάγραμμα της μεταβολής της ανάκλασης από τα σωματίδια σε σχέση με το NDVI για τη ζώνη 7 του αισθητήρα MERIS (665 nm). Παρατηρείται έτσι η επίδραση του NDVI στην ανακτούμενη ανάκλαση από τα σωματίδια. Συνεπώς, η ανάκτηση του οπτικού πάχους ειδικά στις ζώνες μήκους κύματος 5 ως 7 επηρεάζεται από την ανάκλαση της επιφάνειας (μεγάλη διακύμανση του NDVI στις ζώνες αυτές-Εικόνα 6.12). Στις ζώνες 1-4 έχουμε μικρή επίδραση, που αρχικά μπορεί να αγνοηθεί.

Παρόλα αυτά, εξήχθησαν οι γραμμικές εξισώσεις της εξάρτησης της ανάκλασης των σωματιδίων από το NDVI και για τις 7 ζώνες μηκών κύματος του αισθητήρα SeaWiFS (Πίνακας 1).

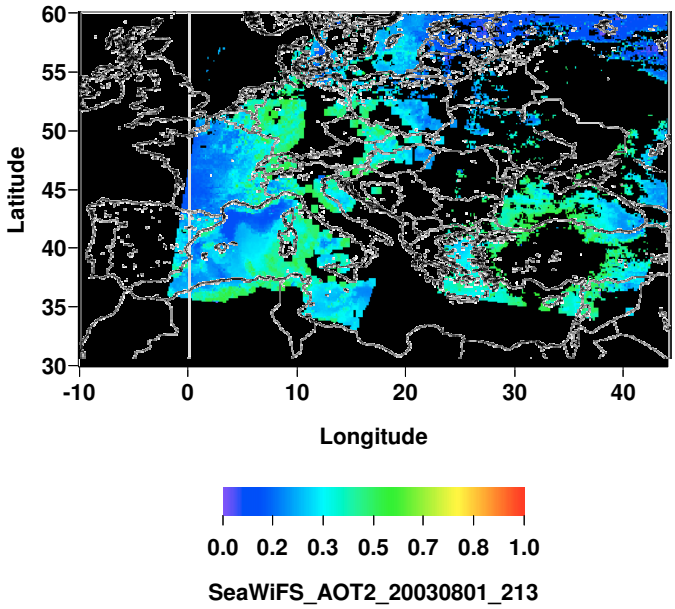


Εικόνα 6.12- *Μεταβολή του λόγου της προκαλούμενης από τα σωματίδια ανάκλασης ως προς αυτήν που αντιστοιχεί σε NDVI=1, σε συναρτήσει του NDVI για τη ζώνη 7 (665 nm) του αισθητήρα MERIS, όπου* $\rho_{aer(NDVI)}$*, η προκαλούμενη από τα σωματίδια ανάκλαση στο εκάστοτε NDVI.*

Πίνακας 6.1- *Παραμετροποίηση της γραμμικής εξάρτησης της ανάκλασης των σωματιδίων από το δείκτη NDVI, για τις επτά πρώτες ζώνες του αισθητήρα MERIS.* $\rho_{aer(NDVI)}$*, η προκαλούμενη από τα σωματίδια ανάκλαση, που αντιστοιχεί στο εκάστοτε NDVI.*

Ζώνη	*Εξίσωση*
1	ρaer(NDVI) = (0.0310899*NDVI + 0.976330) * ρaer(NDVI=1)
2	ρaer(NDVI) = (0.0412760*NDVI + 0.963030) * ρaer(NDVI=1)
3	ρaer(NDVI) = (0.0641275*NDVI + 0.939876) * ρaer(NDVI=1)
4	ρaer(NDVI) = (0.0704762*NDVI + 0.935818) * ρaer(NDVI=1)
5	ρaer(NDVI) = (0.2003560*NDVI + 0.804024) * ρaer(NDVI=1)
6	ρaer(NDVI) = (0.3228140*NDVI + 0.678056) * ρaer(NDVI=1)
7	ρaer(NDVI) = (0.3599920*NDVI + 0.641240) * ρaer(NDVI=1)

Με την εφαρμογή αυτών των πινάκων αναφοράς προκύπτει ο νέος χάρτης του οπτικού πάχους για τη ζώνη 2 (στα 443 nm) του αισθητήρα SeaWiFS (Εικόνα 6.13) με χαμηλότερες τιμές οπτικού πάχους σε σχέση με τον αντίστοιχο της Εικόνας 10β.



Εικόνα 6.13- *Χάρτης ανακτηθέντος οπτικού πάχους για τη ζώνη 2 (443 nm) του αισθητήρα SeaWiFS, έτσι όπως προκύπτει μετά την εφαρμογή των νέων πινάκων αναφοράς για την ανάκλαση του εδάφους παίρνοντας υπόψη τις μεταβολές του NDVI, για την 1η Αυγούστου του 2003.*

Συμπερασματικά, μια σειρά από δοκιμές με την μέθοδο BAER μας επέτρεψαν να βελτιστοποιήσουμε τις ανακτήσεις του οπτικού πάχους κατά τη περίπτωση φαινομένων μεταφοράς σκόνης στη περιοχή της Μεσογείου, κύρια με τη χρήση κατάλληλων πινάκων αναφοράς. Επίσης βελτιώθηκε και αυτοματοποιήθηκε ο αποκλεισμός σύννεφων με τη χρήση ενός δεύτερου περιοριστικού παράγοντα, του λόγου R των ανακλάσεων που μετρούνται από τις ζώνες μήκους κύματος 1 και 2 του αισθητήρα. Τέλος, οι πίνακες αναφοράς βελτιώθηκαν ώστε να λαμβάνουν υπ' οψη τους τη μεταβολή του NDVI το οποίο προηγούμενος θεωρείτο ότι παραμένει σταθερό και ίσο με τη μονάδα.

Όλες αυτές οι βελτιώσεις είχαν σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία της νέας μορφής της μεθόδου BAER της v2006, που χρησιμοποιήθηκε για την ανάκτηση των αποτελεσμάτων που παρουσιάζονται στα επόμενα κεφάλαια της παρούσας μελέτης.

7 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΜΕΘΟΔΟΥ BAER, ΜΕΛΕΤΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ ΚΑΙ ΠΥΡΚΑΓΙΩΝ

Στο παρόν κεφάλαιο, εκτιμάται η δυνατότητα εφαρμογής του αλγορίθμου BAER για την ανάκτηση οπτικών και φυσικών παραμέτρων, που περιγράφουν την ύπαρξη και τις ιδιότητες των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, για μελλοντικές μελέτες της επίδρασης της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και των επεισοδίων σκόνης στην ατμόσφαιρα της Μεσογείου.

Η μέθοδος BAER (Κεφάλαιο 4) εφαρμόστηκε για την ανάκτηση του οπτικού πάχους των σωματιδίων από παρατηρήσεις δύο διαφορετικών δορυφορικών αισθητήρων. Τον αισθητήρα MERIS (MEdium Resolution Imaging Spectrometer Instrument) με δεδομένα ανάλυσης 1.2 km x 1.2 km και τον αισθητήρα SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) με δεδομένα ανάλυσης 4.5 km x 4.5 km (περιγραφή των αισθητήρων στο Κεφάλαιο 3). Η μελέτη αυτή, επικεντρωμένη στο έτος 2003, αποτελεί βάση για μελλοντικές εφαρμογές πολλών αποστολών δορυφορικών αισθητήρων. Τέτοιες μελέτες μπορούν να διαφωτίσουν τις διαχρονικές τάσεις μεταβολής συστατικών της ατμόσφαιρας όπως αποδείχτηκε για το διοξείδιο του αζώτου από τους *Richter et al. (2005).*

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται καταρχάς οι τιμές οπτικού πάχους αερολυμάτων που ανακτήθηκαν με τη χρήση του αλγορίθμου BAER με βάση τις παρατηρήσεις ακτινοβολίας από τους αισθητήρες MERIS και SeaWiFS και συγκρίνονται με τα δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων του δικτύου AERONET στην περιοχή της Μεσογείου (περιγραφή δικτύου στο Κεφάλαιο 5) και τα αποτελέσματα του τρισδιάστατου μοντέλου παγκόσμιας κλίμακας TM4 (περιγραφή μοντέλου στο Κεφάλαιο 5). Κατόπιν αναλύθηκαν

επεισόδια σκόνης, που επηρέασαν την Ανατολική Μεσόγειο το 2003 και το 2002 και διερευνήθηκε η ικανότητα του BAER να χρησιμοποιηθεί για την ανάκτηση των επιπέδων των σωματιδίων κοντά στο έδαφος (PM_{10}). Τέλος, μελετήθηκαν οι συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας, αλλά και τα έντονα επεισόδια πυρκαγιών που έλαβαν χώρα στην περιοχή τα καλοκαίρια του 2000 και 2007.

7.1 ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΑΝΑΚΤΗΣΕΩΝ ΟΠΤΙΚΟΥ ΠΑΧΟΥΣ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ

Για την εκτίμηση της ικανότητας της μεθόδου BAER στην ανάκτηση του οπτικού πάχους των αιωρούμενων σωματιδίων στην περιοχή της Μεσογείου, η μέθοδος εφαρμόστηκε για τα δεδομένα των αισθητήρων MERIS και SeaWiFS και τα αποτελέσματα συγκρίθηκαν με τα αντίστοιχα δεδομένα του AERONET.

Η σύγκριση πραγματοποιήθηκε για τέσσερις μήνες του έτους 2003, οι οποίοι αντιστοιχούν στις τέσσερις εποχές του έτους (Φεβρουάριος, Απρίλιος, Αύγουστος και Οκτώβριος), και σε οκτώ διαφορετικούς σταθμούς AERONET, που καλύπτουν την περιοχή της Μεσογείου (Forth-Crete; 35^{o}N,25^{o}E, Rome Tor Vergata; 41^{o}N,12^{o}E, Evora; 38^{o}N,7^{o}W, Lecce; 40^{o}N,18^{o}E, IMC-Oristano; 39^{o}N,8^{o}E, Avignon; 43^{o}N,4^{o}E, Ispra; 45^{o}N,8^{o}E και El Arenosillo; 37^{o}N,6^{o}W), οι οποίοι παρουσιάζονται στην Εικόνα 5.1, Κεφάλαιο 5.

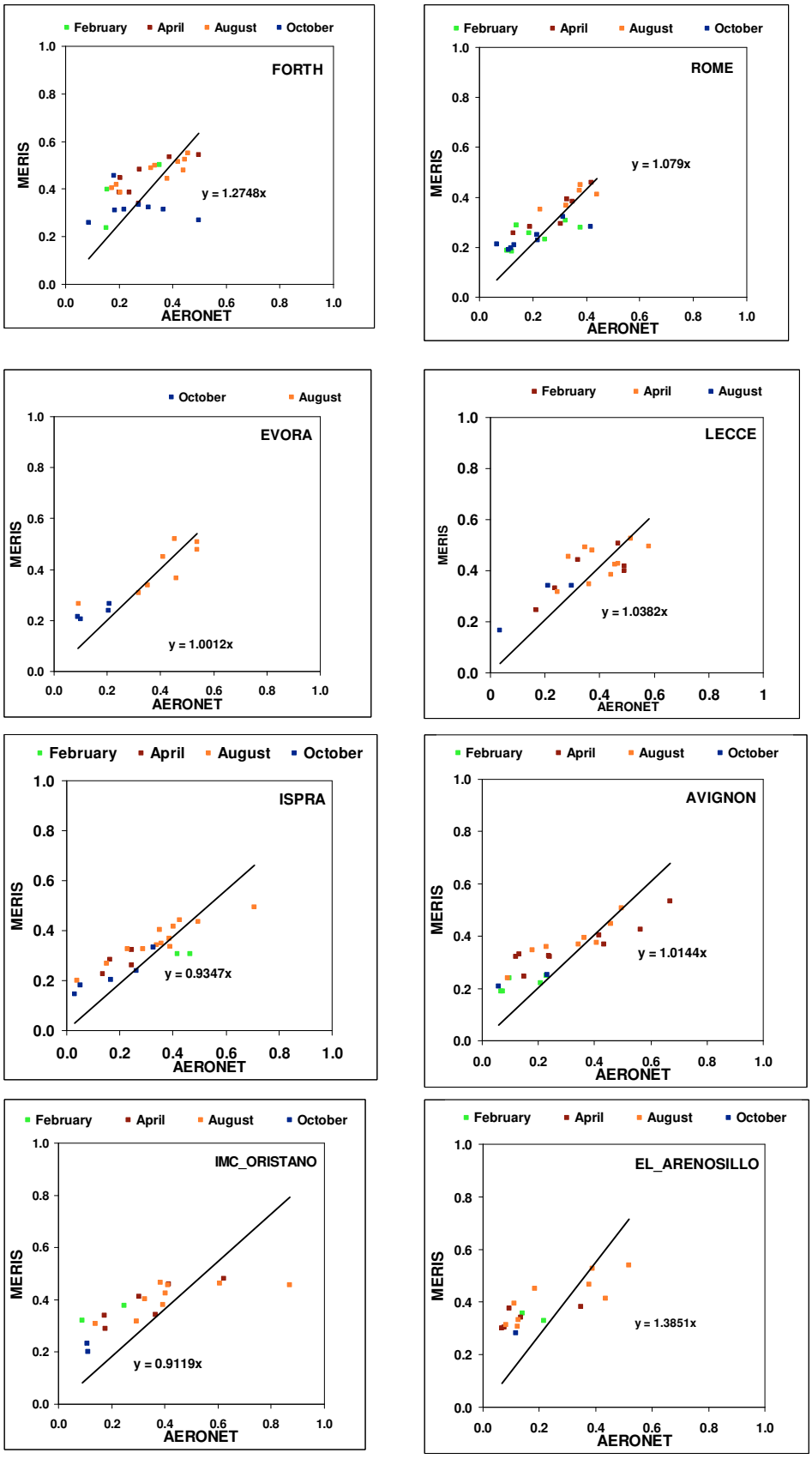
Η επιλογή των σταθμών αυτών πραγματοποιήθηκε με βάση τη διαθεσιμότητα των παρατηρήσεων οπτικού πάχους του ηλιοφωτόμετρου στη βάση δεδομένων του AERONET, λαμβάνοντας υπόψη τη γεωγραφική τους θέση, έτσι ώστε να καλύπτεται το μεγαλύτερο μέρος της Μεσογείου (*Millan et al., 1997*). Για τη σύγκριση των τιμών οπτικού πάχους χρησιμοποιούνται τα δεδομένα των σταθμών του AERONET που αντιστοιχούν στην ακριβή ώρα παρατήρησης του δορυφόρου, καθόσον τα αερολύματα παρουσιάζουν μεγάλες χρονικές διακυμάνσεις στη διάρκεια της ημέρας.

Παρατηρείται μια σημαντική (πάνω από ένα παράγοντα 5) μεταβλητότητα του οπτικού πάχους από μέρα σε μέρα τόσο στο ανακτηθέν οπτικό πάχος από τις παρατηρήσεις MERIS και SeaWiFS όσο και στις τιμές που μετρήθηκαν από το δίκτυο ηλιοφωτομέτρων AERONET (Εικόνα 7.1 και 7.2). Στις εικόνες αυτές γίνεται μια διαφοροποίηση για τους τέσσερις μελετηθέντες μήνες (εποχές) χωρίς όμως σε κάποιον από όλους να παρουσιάζεται καλύτερη συμφωνία σε σχέση με τους υπόλοιπους. Σε γενικές γραμμές η προσέγγιση BAER δίνει μεγαλύτερες τιμές οπτικού πάχους σε σύγκριση με εκείνες που παρατηρούνται από τα ηλιοφωτόμερα του AERONET. Σε κάποιους σταθμούς υπολογίζεται υποεκτίμηση της τάξης του 7-9%, ενώ στους περισσότερους υπολογίζεται μια υπερεκτίμηση της τάξης του 1%-38%

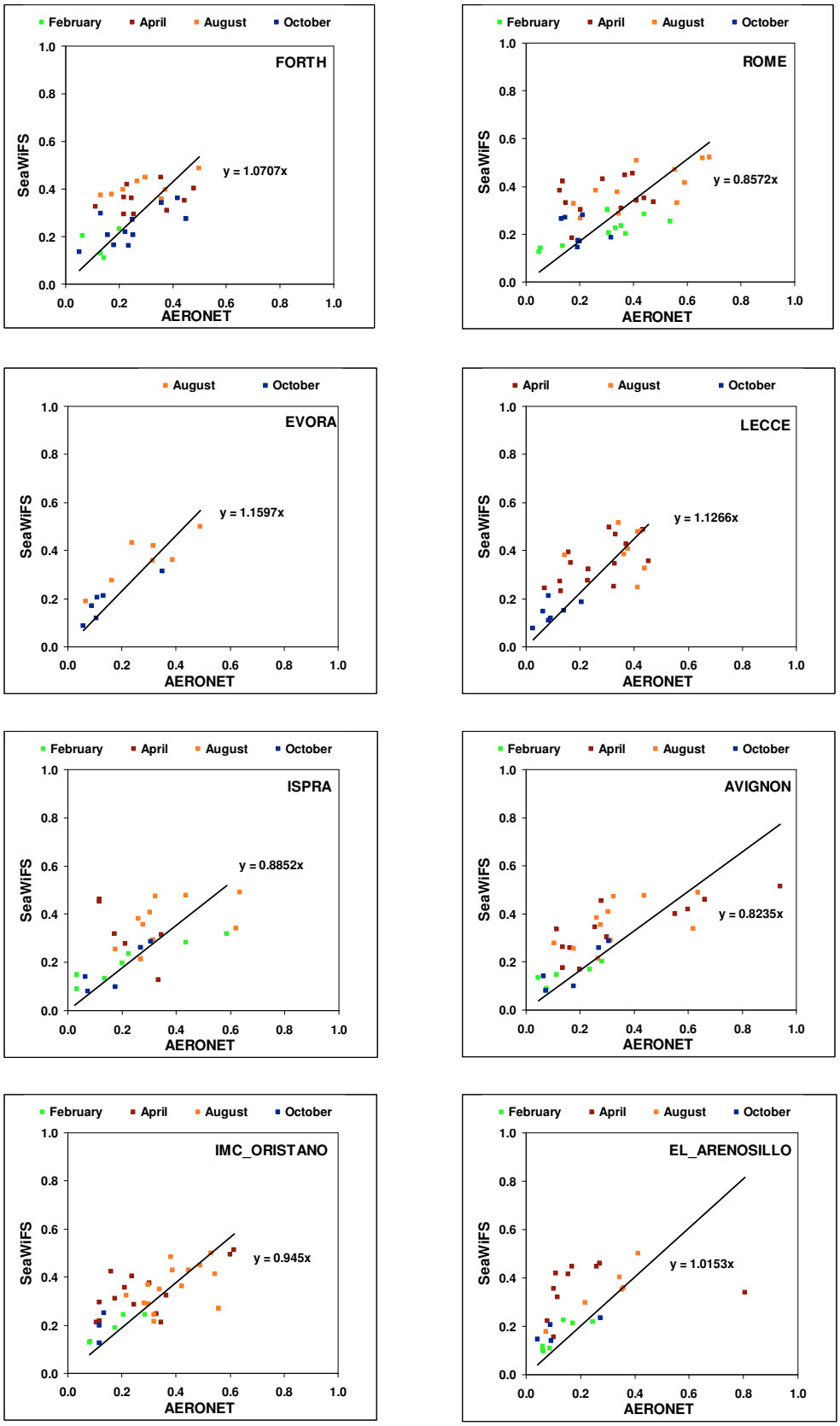
στο ανακτηθέν οπτικό πάχος των σωματιδίων έτσι όπως προκύπτει από τον αισθητήρα MERIS συγκριτικά με τις παρατηρήσεις ηλιοφωτομέτρου του AERONET για τις καθημερινές τιμές οπτικού πάχους της (Εικόνας 7.1). Το οπτικό πάχος έτσι όπως ανακτάται από τον αισθητήρα SeaWiFS βρίσκεται σε μεγαλύτερη συμφωνία με τις παρατηρήσεις του AERONET (σχετικά με τις ανακτηθείσες τιμές από τον αισθητήρα MERIS) καθώς η αντίστοιχη υπερεκτίμηση κυμαίνεται μεταξύ 1% και 16 % ανάλογα με την ημέρα, όπως συμπεραίνεται από την Εικόνα 7.2.

Στην Εικόνα 7.3 παρουσιάζεται παρόμοια εποχική σύγκριση του οπτικού πάχους από το MODIS (προϊόν διαθέσιμο στο διαδίκτυο, αλγόριθμος ανάκτησης οπτικού πάχους 5^{η} έκδοση και επεξεργασμένο σε 1^{o}x1^{o} από το *Χρ. Παπαδήμα, 2007*) με τις μετρήσεις του AERONET. Λόγω της συχνότητας διέλευσης του φέροντα δορυφόρου του MODIS, οι παρατηρήσεις του αισθητήρα αυτού είναι περισσότερες από ότι των SeaWiFS και MERIS.

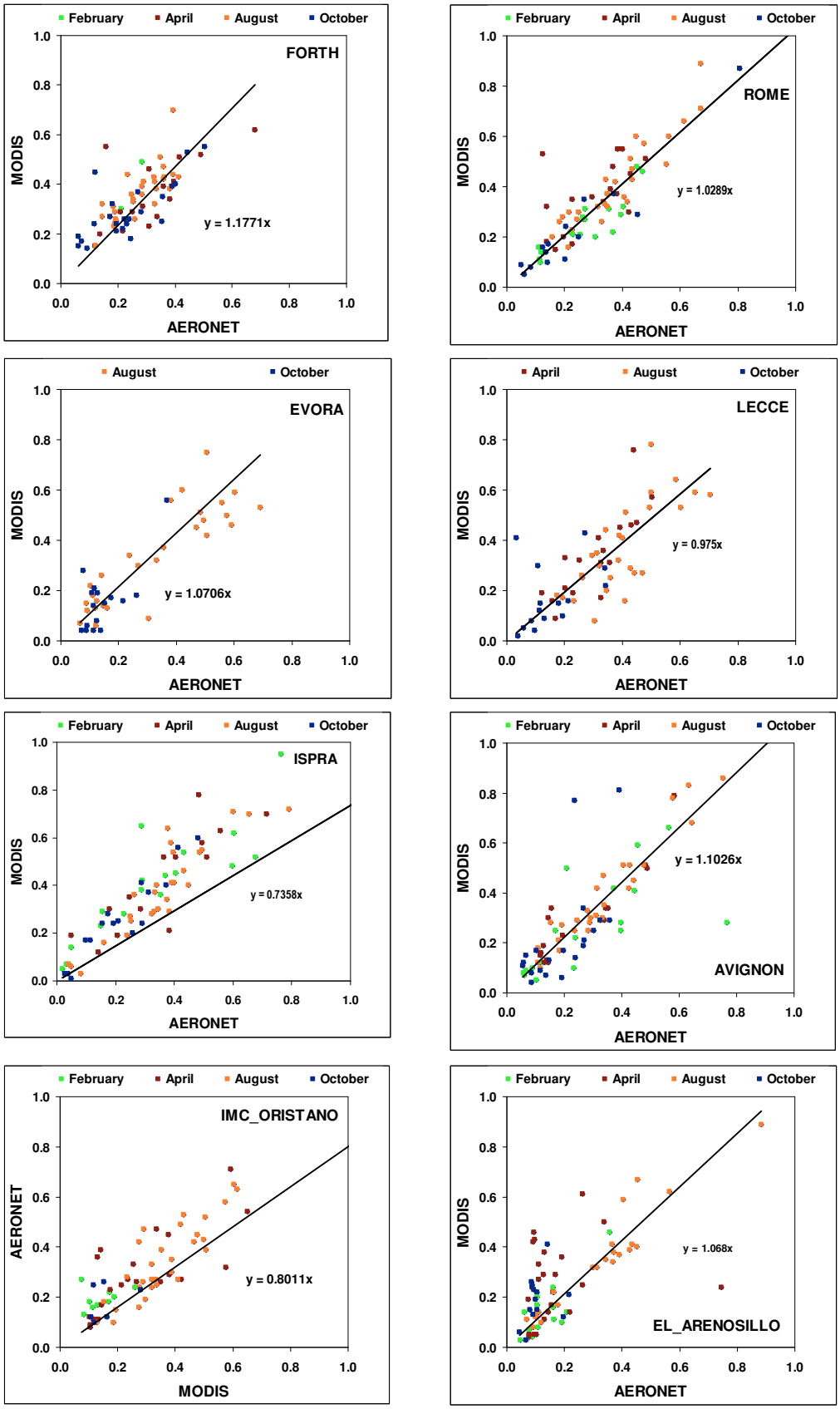
Τα δεδομένα MODIS αποτελούν αναφορά των ανακτηθέντων τιμών οπτικού πάχους σε διεθνές επίπεδο. Από τη μελέτη της Εικόνας 7.3 προκύπτει ότι οι παρατηρήσεις του MODIS αποκλίνουν κατά -22 έως +18% από τις παρατηρήσεις AERONET.



Εικόνα 7.1- *Ημερήσιες τιμές ανακτηθέντος οπτικού πάχους (443 nm) που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου BAER για δεδομένα MERIS (1 km^2) συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες (εποχές).*

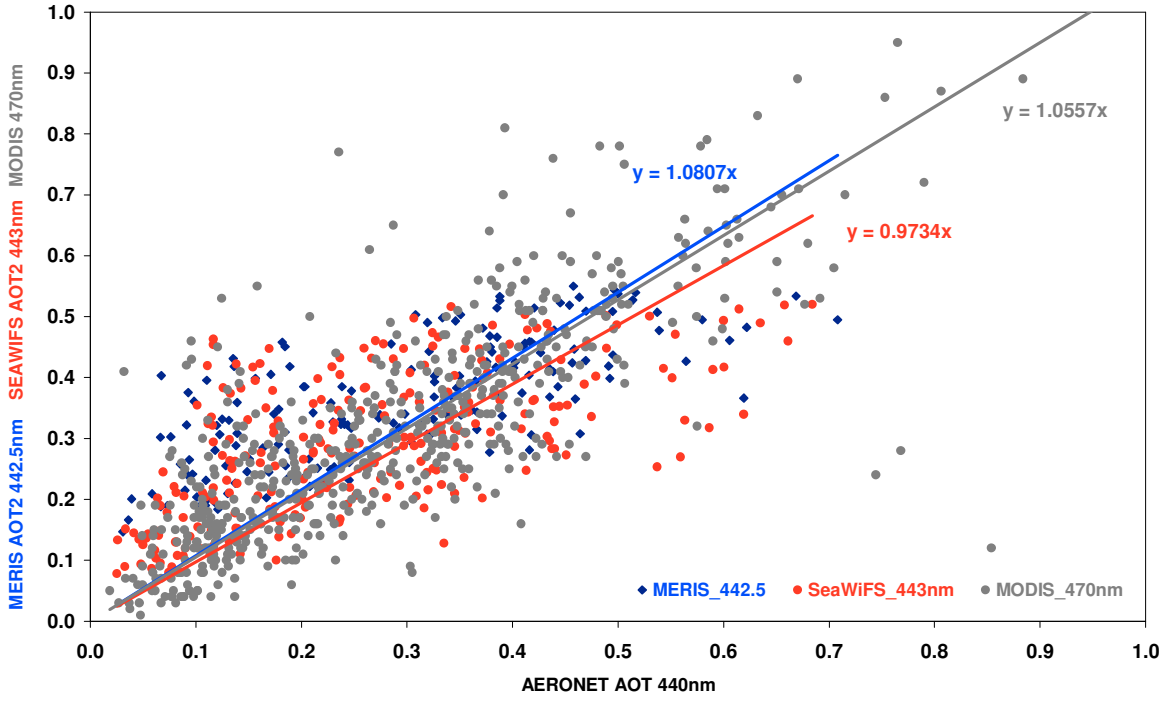


Εικόνα 7.2- *Ημερήσιες τιμές ανακτηθέντος οπτικού πάχους (443 nm) που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου BAER για δεδομένα SeaWiFS (4 km^2) συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες (εποχές).*



Εικόνα 7.3- *Ημερήσιες τιμές οπτικού πάχους από δεδομένα του αισθητήρα MODIS (470 nm) (έκδοση 5) σε πλέγμα 1°x1° συναρτήσει των δεδομένων οπτικού πάχους του δικτύου AERONET για τέσσερις διαφορετικούς μήνες-εποχές (Χρ. Παπαδήμας, προσωπική επικοινωνία, 2007).*

Για τη σύγκριση των παρατηρήσεων των διαφορετικών αισθητήρων μεταξύ τους κατασκευάστηκαν οι καμπύλες ανακτηθέντος οπτικού πάχους από μετρήσεις ακτινοβολίας με τους αισθητήρες MERIS, SeaWiFS και MODIS σε συνάρτηση με τις παρατηρήσεις του AERONET για τους οκτώ σταθμούς στη Μεσόγειο και τους τέσσερις διαφορετικούς μήνες (Εικόνα 7.4). Η Εικόνα 7.4 περιέχει επομένως όλα τα σημεία των Εικόνων 7.1, 7.2 και 7.3 χωρίς την εποχική διάκρισή τους. Μια τέτοια επεξεργασία είναι αναγκαία για τη σύγκριση των αισθητήρων, καθόσον οι παρατηρήσεις τους λαμβάνουν χώρα διαφορετικές ημέρες. Παρατηρούνται σημαντικές αποκλίσεις μεταξύ των αισθητήρων που πολύ πιθανό να συσχετίζονται με το προσαρμοσμένο φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας, ενώ εν μέρει μπορεί να εξηγηθούν από τη χρονική μεταβλητότητα του οπτικού πάχους των αερολυμάτων.



Εικόνα 7.4- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους αισθητήρες MERIS (442.5nm), SeaWiFS (443nm) και οπτικό πάχος από τον αισθητήρα MODIS (470nm) σε συνάρτηση με τις παρατηρήσεις του δικτύου AERONET για οκτώ διαφορετικούς σταθμούς της Μεσογείου και τους τέσσερις διαφορετικούς μελετώμενους μήνες (εποχές).*

Επιπροσθέτως, οι μεγαλύτερες αποκλίσεις μεταξύ των δεδομένων παρουσιάζονται στις μικρότερες τιμές οπτικού πάχους. Αυτό είναι αναμενόμενο γιατί, όπως αναφέρουν οι *Bruniquel et al. (2005)*, οι μικρότερες τιμές οπτικού πάχους σχετίζονται με τα μεγαλύτερα σφάλματα στην ανάκτηση δεδομένων.

Οι διαφορές που απεικονίζονται στην Εικόνα 7.4 για τους αισθητήρες SeaWiFS και MERIS θα μπορούσαν να οφείλονται και στον τρόπο αποκλεισμού των σύννεφων που χρησιμοποιεί η μέθοδος BAER, που όπως φαίνεται δεν επαρκεί ιδιαίτερα σε περιπτώσεις όπως τους σταθμούς Evora και Rome, πιθανό λόγω της ύπαρξης περιοχών με νεφοκάλυψη <10% (sub-pixel clouds). Επιπλέον, μέρος των αποκλίσεων που παρατηρούνται είναι πιθανό να οφείλονται στο φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας.

Για τη διερεύνηση αυτής της πιθανότητας και τη βελτίωση των συγκρίσεων, έγινε επαναπροσδιορισμός του οπτικού πάχους με διαφορετικό φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας ώστε να ληφθεί υπόψη τυχούσα μετατόπιση του σήματος (offset) του αισθητήρα. Αυτή η πιθανή μετατόπιση προσεγγίστηκε ως το ελάχιστο ανακτημένο οπτικό πάχος στην μελετώμενη περιοχή και στη συνέχεια προστέθηκε στο φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας. Όπως φαίνεται στον Πίνακα 7.1 για τρεις σταθμούς που μελετήθηκαν επιλεκτικά, η διόρθωση στο ανακτηθέν οπτικό πάχος προκαλεί μικρή μείωση και επομένως όχι σημαντική βελτίωση της προσέγγισης.

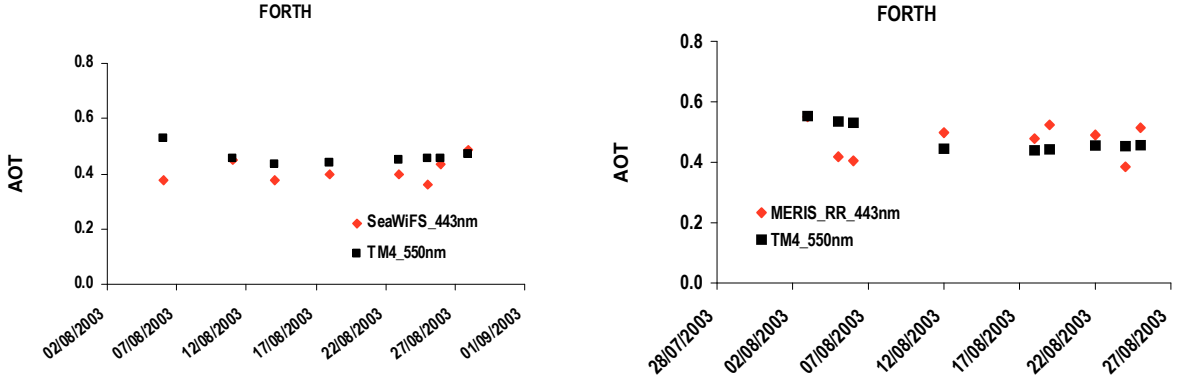
Πίνακας 7.1- *Διόρθωση στο ανακτηθέν οπτικό πάχος, λαμβάνοντας υπόψη την πιθανή μετατόπιση σήματος του αισθητήρα.*

ΣΤΑΘΜΟΣ AERONET	ΣΥΝΤΕΤΑΓΜΕΝΕΣ	AERONET AOT (440 nm)	AOT (443 nm) BAER (ΧΩΡΙΣ ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΓΙΑ ΤΟ OFFSET)	AOT (443 nm) BAER (ΜΕ ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΓΙΑ ΤΟ OFFSET)
FORTH	(N 35°19΄58, E 25°16΄55΄΄)	0.189	0.418	0.375
AVIGNON	(N 43°55΄58΄΄, E 04°52΄40΄΄)	0.343	0.368	0.363
EL ARENOSILLO	(N 37°06΄18΄΄, W 06°43΄58΄΄)	0.388	0.527	0.506

Τέλος, τα αποτελέσματα της μεθόδου BAER συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα του τρισδιάστατου ατμοσφαιρικού μοντέλου TM4, στους διάφορους σταθμούς του δικτύου AERONET. Ενδεικτικά, παρατίθεται για το σταθμό του AERONET στην περιοχή μας, Forth, η σύγκριση του ανακτηθέντος οπτικού πάχους από τους αισθητήρες MERIS και SeaWiFS, με τα αποτελέσματα του TM4, για το μήνα Αύγουστο 2003.

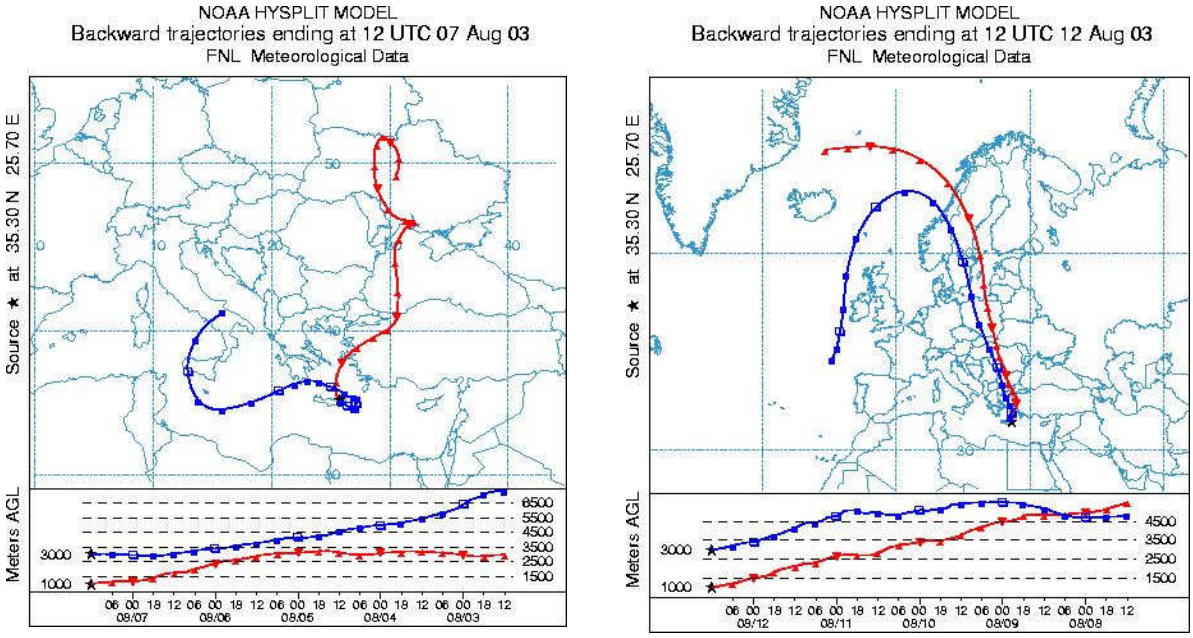
Όπως παρατηρείται στην Εικόνα 7.5, το οπτικό πάχος των αερολυμάτων, υπερτιμάται ελαφρώς από το μοντέλο TM4 σε σχέση με το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους αισθητήρες SeaWiFS και MERIS με τις μεγαλύτερες αποκλίσεις να λαμβάνουν χώρα τις πρώτες ημέρες του μήνα. Το γεγονός αυτό μπορεί να εξηγηθεί, μελετώντας τις ρετροπορείες των αερίων μαζών που καταλήγουν στην περιοχή της Φινοκαλιάς. Παρατηρούμε διαφοροποιήσεις στις αέριες μάζες που φτάνουν στην περιοχή στις 7 και 12 Αυγούστου (Εικόνα 7.6). Συγκεκριμένα, στις 7 Αυγούστου έχουμε μεταφορά διαφορετικών αερίων μαζών κοντά στο

έδαφος (Ρωσία, Μαύρη Θάλασσα, Τουρκία) και στη μέση τροπόσφαιρα (Κεντρική Ιταλία, Μεσόγειος). Επομένως, αυτή την ημέρα αναμένουμε σωματίδια ποικίλης χημικής σύστασης, προερχόμενα από σημαντική ανάμιξη αερίων μαζών στην ατμόσφαιρα την οποία δεν περιγράφει επαρκώς το TM4. Αντίθετα κατά την 12η Αυγούστου, η προέλευση των αερίων μαζών είναι ίδια σε όλη την έκταση από το έδαφος μέχρι τη μέση τροπόσφαιρα.



(α) **(β)**

Εικόνα 7.5- *Σύγκριση οπτικού πάχους σωματιδίων έτσι όπως υπολογίστηκε από το παγκόσμιο μοντέλο μεταφοράς και χημείας TM4 συναρτήσει του ανακτηθέντος οπτικού πάχους από τον αισθητήρα (α) SeaWiFS και (β) MERIS για τον Αύγουστο του 2003.*



Εικόνα 7.6- *Ρετροπορείες αερίων μαζών που φτάνουν στη Φινοκαλιά (35°20'N, 25°40'E), Κρήτη στις 7 και στις 12 Αυγούστου 2003.*

Παραπάνω παρουσιάστηκε η εφαρμογή του αλγορίθμου BAER με σκοπό την ανάκτηση των τιμών οπτικού πάχους στην περιοχή της Μεσογείου από παρατηρήσεις με τους δορυφορικούς αισθητήρες MERIS και SEAWIFS. Τα αποτελέσματα εκτιμήθηκαν μέσω της σύγκρισής τους με τα δεδομένα του δικτύου AERONET. Παρατηρήθηκαν σημαντικές θετικές και αρνητικές αποκλίσεις παρόμοιες με εκείνες που παρατηρήθηκαν κατά τη σύγκριση των δεδομένων αναφοράς MODIS.

Η περαιτέρω βελτίωση της μεθόδου αποκλεισμού των σύννεφων (cloud screening) κρίνεται απαραίτητη, ενώ επιβεβαιώνεται η σπουδαιότητα της επιλογής του κατάλληλου φάσματος ανάκλασης της επιφάνειας για τη σωστή ανάκτηση του οπτικού πάχους.

Η σύγκριση με τα αποτελέσματα του παγκόσμιας κλίμακας μοντέλου μεταφορά και χημείας TM4 δείχνει υπερεκτίμηση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων από το μοντέλο, σε σχέση με τους αισθητήρες SeaWiFS και MERIS κατά τις πρώτες μέρες του Αυγούστου 2003.

7.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΜΕΤΑΦΟΡΑΣ ΟΡΥΚΤΗΣ ΣΚΟΝΗΣ

Για την αξιολόγηση της ικανότητας του αλγορίθμου BAER για την ανάκτηση του οπτικού πάχους στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου κατά τη διάρκεια σημαντικών επεισοδίων σκόνης και τον καθορισμό της επίδρασης που έχουν τα επεισόδια αυτά στα επίπεδα του οπτικού πάχους της περιοχής, μελετήθηκαν τα επεισόδια σκόνης που επηρέασαν την Ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του έτους 2002 και του καλοκαιριού του έτους 2003.
Το καλοκαίρι του 2003 επιλέχτηκε λόγω της διαθεσιμότητας αντίστοιχων επίγειων μετρήσεων στο σταθμό της Φινοκαλιάς στην Κρήτη (35^{o}20'N, 25^{o}40'E), που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια του προγράμματος RALI (Radical and Lidar) τους μήνες Αύγουστο και Σεπτέμβριο 2003. Ο σταθμός αυτός βρίσκεται πολύ κοντά στο σταθμό Forth του AERONET. Μελετήθηκε επίσης το έτος 2002 λόγω των μετεωρολογικών ιδιαιτεροτήτων και των πολύ σημαντικών επεισοδίων σκόνης στην Ανατολική Μεσόγειο (*Gerasopoulos et al., 2005*).

Από τα δεδομένα του AERONET, η σκόνη μπορεί να παρατηρηθεί τόσο στα 440 nm όσο και στα 870 nm όπου μόνο τα μεγάλα σωματίδια όπως αυτά της σκόνης είναι ενεργά. Το καταλληλότερο μήκος κύματος για την ανάκτηση του οπτικού πάχους από τη μέθοδο BAER είναι αυτό που αντιστοιχεί στη δεύτερη ζώνη των αισθητήρων στα 443 nm καθόσον οι ζώνες με τα μεγαλύτερα μήκη κύματος επηρεάζονται από διάφορες παραμέτρους ανάκλασης με

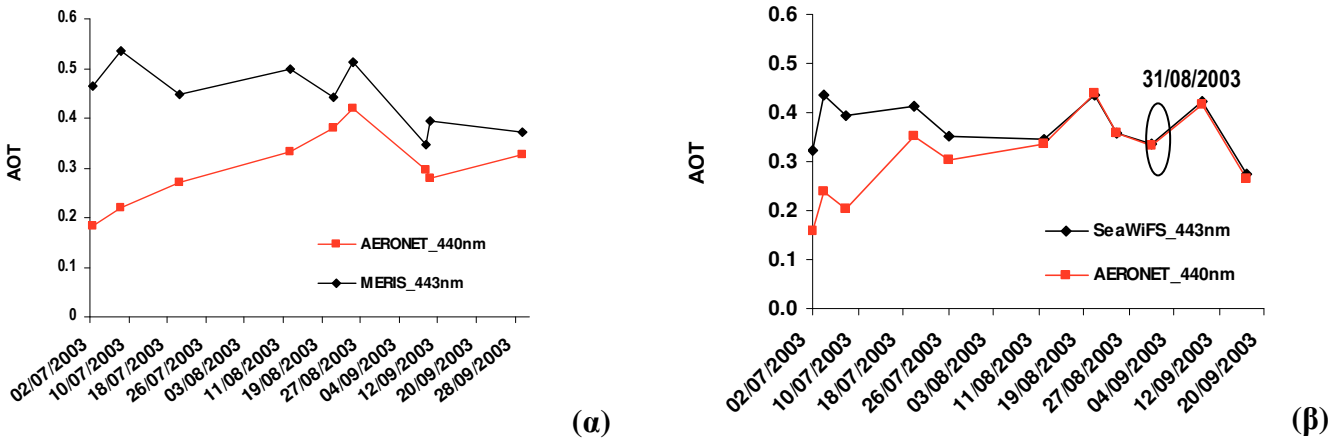
χαρακτηριστική τη ζώνη πέντε (550 nm), όπου παρατηρείται σημαντική κορυφή στο φάσμα ανάκλασης της επιφάνειας λόγω βλάστησης.

Ανεξαρτήτως των ανακτηθέντων τιμών του οπτικού πάχους από την προσέγγιση BAER, η ύπαρξη των επεισοδίων σκόνης εντοπίστηκε από τις ρετροπορίες αερίων μαζών, που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, και επιβεβαιώθηκε από τις εικόνες RGB του αισθητήρα SeaWiFS.

7.2.1 ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ 2003 – ΜΕΛΕΤΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΣΚΟΝΗΣ

Το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους αισθητήρες MERIS (443nm) και SeaWiFS (443nm) που αφορούν τα κύρια επεισόδια σκόνης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου για την περίοδο Ιούλιο-Σεπτέμβριο 2003, συγκρίθηκαν με τα δεδομένα του σταθμού Forth (35^{o}N,25^{o}E) του AERONET, στην Κρήτη, λαμβάνοντας υπόψη και την ώρα παρατήρησης από το δορυφόρο (Εικόνα 7.7).

Ο σταθμός Forth βρίσκεται στις Γούβες Ηρακλείου, στη βόρεια ακτή της Κρήτης ανάμεσα στο Ηράκλειο και τη Φινοκαλιά. Το ηλιοφωτόμετρο είναι εγκαταστημένο στην οροφή του Ινστιτούτου Θαλάσσιας Βιολογίας Κρήτης που βρίσκεται περίπου 500 μέτρα από την ακτή.



Εικόνα 7.7- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα (α) MERIS και (β) SeaWiFS συναρτήσει του οπτικού πάχους που προκύπτει από τα δεδομένα του σταθμού Forth του AERONET για τους μήνες Ιούλιο-Σεπτέμβριο του 2003.*

Τα αποτελέσματα του αισθητήρα MERIS (Εικόνα 7.7α) παρουσιάζουν σημαντικές αποκλίσεις από τα αντίστοιχα αποτελέσματα του AERONET ειδικά κατά τη διάρκεια του μήνα Ιουλίου. Τα αποτελέσματα του SeaWiFS (Εικόνα 7.7β) είναι σε πολύ καλή συμφωνία

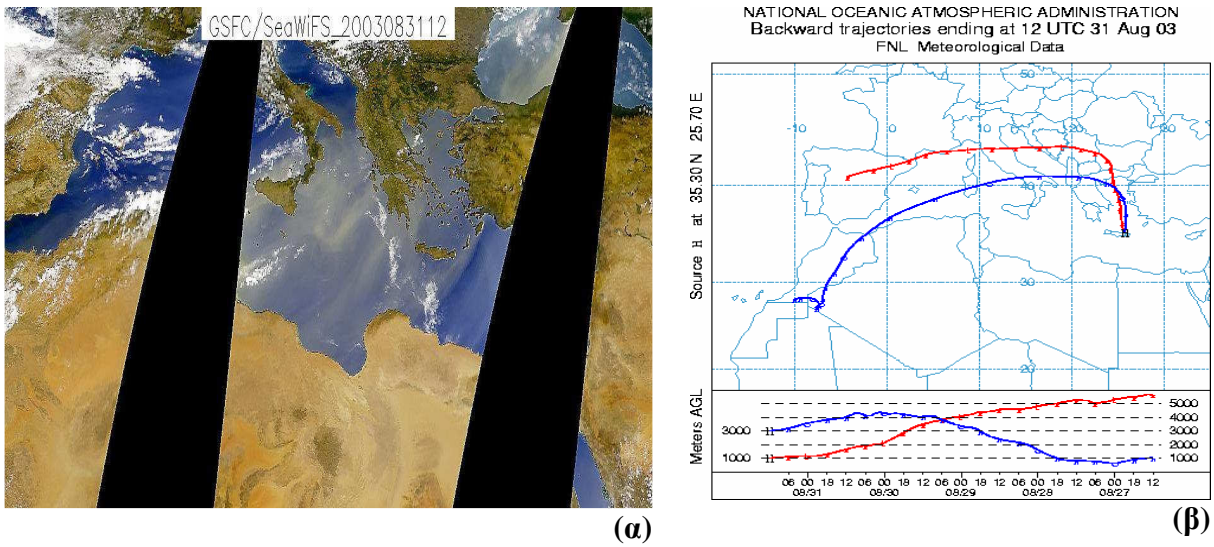
με εκείνα του AERONET για τους μήνες Αύγουστο και Σεπτέμβριο, αλλά κατά τη διάρκεια του Ιουλίου, παρουσιάζουν επίσης αποκλίσεις στις τιμές.

Πάντως, το ανακτηθέν με τη μέθοδο BAER οπτικό πάχος αερολυμάτων από τα δεδομένα και των δύο αισθητήρων υπερεκτιμά τις μετρήσεις από τα ηλιοφωτόμετρα του AERONET.

Ελέγχοντας για εκείνες τις μέρες τις ρετροπορίες των αερίων μαζών, που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, δεν εντοπίστηκαν σημαντικές διαφορές στον τρόπο μεταφοράς της σκόνης μεταξύ του Ιουλίου 2003 και των μηνών Αυγούστου-Σεπτεμβρίου 2003. Επίσης, κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού του 2003, το μεγαλύτερο ποσοστό (~60%) των περιπτώσεων μεταφοράς σκόνης πραγματοποιείται μέσω της ελεύθερης τροπόσφαιρας και χαρακτηρίζεται από τους *Kalivitis et al. (2007)* ως FTT (Free Tropospheric dust Transport). Συνεπώς, δεν υπάρχει προφανής αξιολόγηση της χειρότερης συμφωνίας των αποτελεσμάτων κατά τον Ιούλιο σχετικά με τους μήνες Αύγουστο και Σεπτέμβριο.

Το επεισόδιο ορυκτής σκόνης της 31/08/2003

Η επίδραση της μεταφερόμενης σκόνης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου από την Αφρική μελετήθηκε περαιτέρω με βάση το μεγάλο επεισόδιο σκόνης της 31^{ης} Αυγούστου 2003. Η ανάκτηση του οπτικού πάχους πραγματοποιήθηκε από τα δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS καθόσον τη συγκεκριμένη μέρα δεν ήταν διαθέσιμα δεδομένα από τον αισθητήρα MERIS.



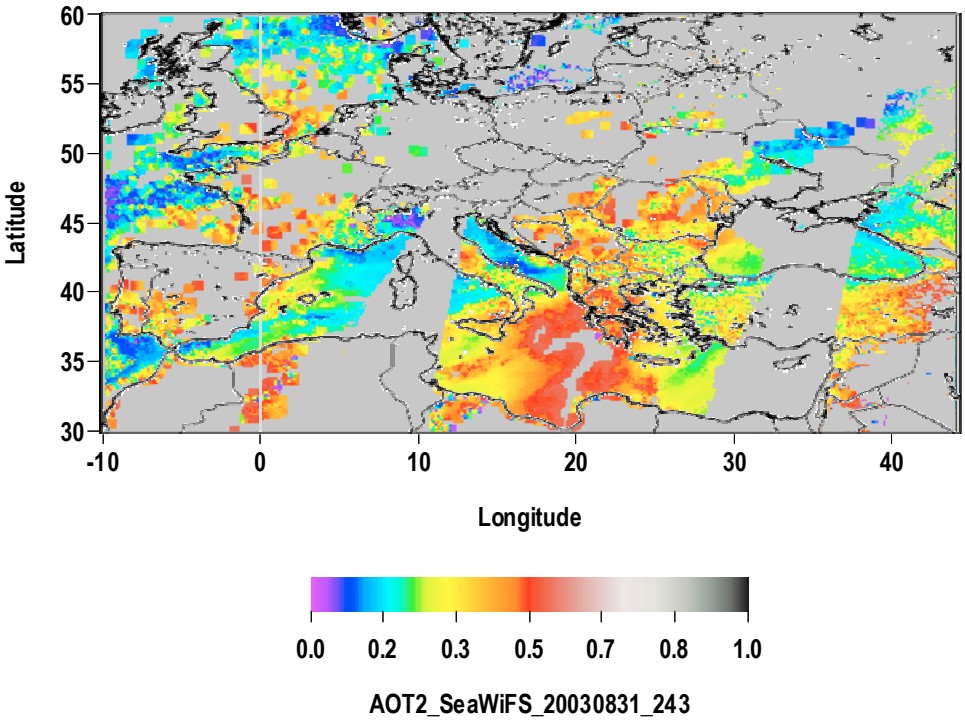
(α) **(β)**

Εικόνα 7.8- *(α) RGB Εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS και (β) ρετροπορίες αερίων μαζών που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, για την 31^{η} Αυγούστου 2003.*

Όπως φαίνεται και στην Εικόνα 7.7β, είναι αξιοσημείωτη η πολύ καλή συμφωνία μεταξύ των δεδομένων του σταθμού FORTH του AERONET (440 nm) και του ανακτηθέντος οπτικού πάχους από τον αισθητήρα SeaWiFS (443 nm) κατά τους μήνες Αύγουστο και Σεπτέμβρη 2003.

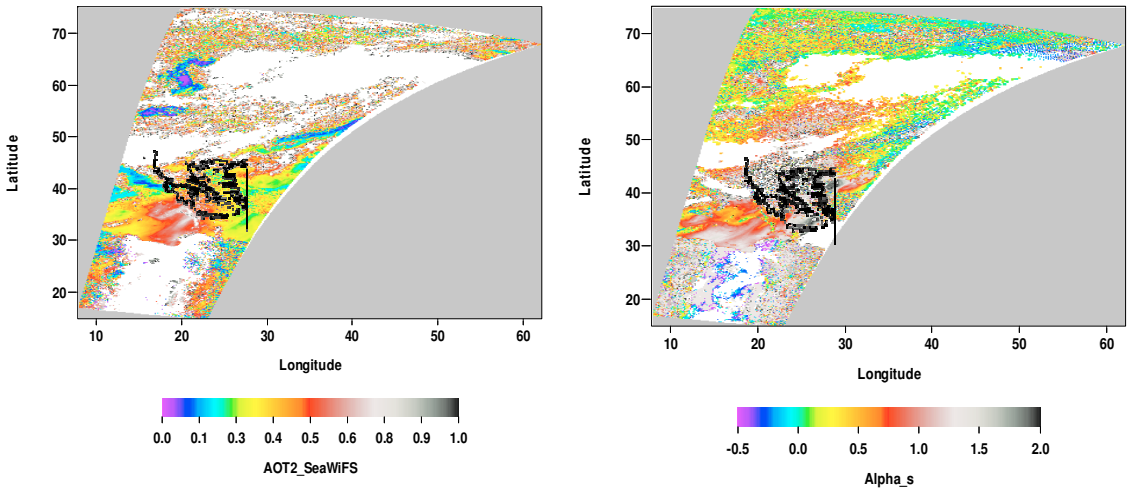
Από τις διαθέσιμες ρετροπορίες των αερίων μαζών, που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς (Εικόνα 7.8β) φαίνεται ότι στις 31 Αυγούστου οι αέριες μάζες σε ύψος 3000 m μεταφέρουν στην περιοχή σκόνη από τη δυτική Σαχάρα. Σε ύψος 1000 m η ανάλυση των ρετροπορίων υποδεικνύει μεταφορά ρύπανσης από τη δυτική Ευρώπη.

Στην Εικόνα 7.9 παρουσιάζεται η κατανομή του οπτικού πάχους, έτσι όπως προκύπτει από την ανάκτηση των δεδομένων SeaWiFS, για την περιοχή της Ευρώπης και της Μεσογείου. Η μη ύπαρξη τιμών στην εικόνα αυτή οφείλεται είτε στη μη ύπαρξη παρατηρήσεων (μετρήσεων ακτινοβολίας) από τον αισθητήρα, είτε στην ύπαρξη σύννεφων που παρεμποδίζουν την ανάκτηση του οπτικού πάχους των αερολυμάτων. Η κατανομή δείχνει μέγιστες τιμές οπτικού πάχους της τάξης του 0.6 δυτικά της Κρήτης και πάνω από τη θάλασσα μεταξύ Ιταλίας και Αφρικής.



Εικόνα 7.9- *Κατανομή του οπτικού πάχους στα 443 nm έτσι όπως προκύπτει από την ανάκτηση των δεδομένων SeaWiFS (1 km x 1km).*

Όπως προαναφέρθηκε, το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τον αισθητήρα SeaWiFS για την 31η Αυγούστου 2003 συμφωνεί απόλυτα με τις παρατηρήσεις του AERONET στο σταθμό Forth στην Κρήτη.



(α) **(β)**

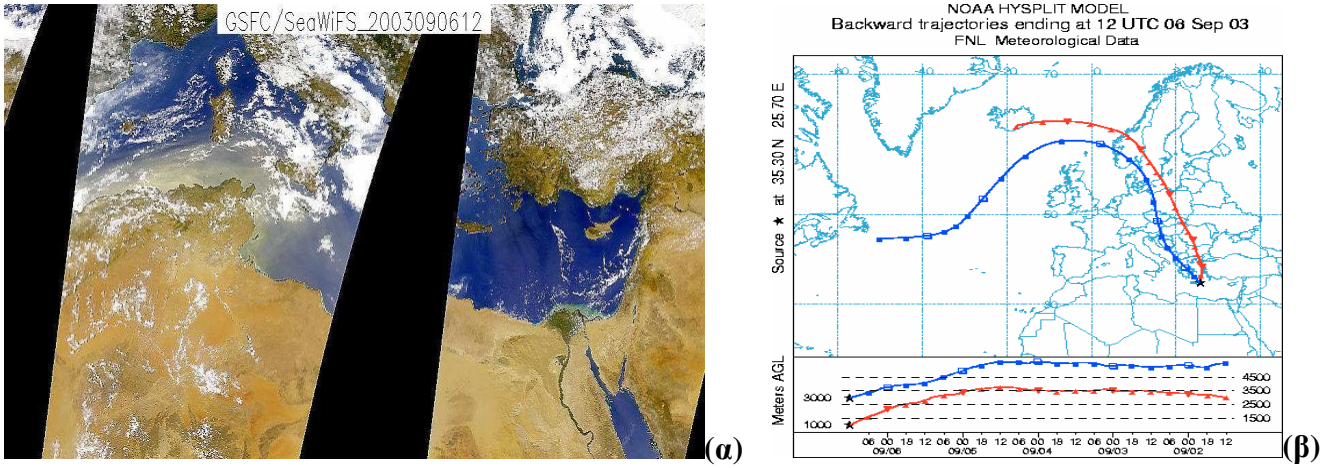
Εικόνα 7.10- *Χάρτες (α)οπτικού πάχους αερολυμάτων, 443 nm και (β) συντελεστή Ångström, έτσι όπως ανακτήθηκαν από τον αισθητήρα SeaWiFS για το επεισόδιο σκόνης της 31ης Αυγούστου 2003.*

Η ημέρα αυτή χαρακτηρίζεται από ένα πολύ σημαντικό επεισόδιο σκόνης, έτσι όπως φαίνεται από την ανάλυση των ρετροποριών αερίων μαζών (Εικόνα 7.8β) και την RGB εικόνα του δορυφόρου (Εικόνα 7.8α). Παρόλα αυτά, ο ανακτηθείς από το BAER συντελεστής Ångström πάνω από την Κρήτη κυμαίνεται μεταξύ 1.5-2.0 (Εικόνα 7.10β) γεγονός που υποδεικνύει μικρότερα σωματίδια, συνήθως σχετιζόμενα με ρύπανση και όχι σκόνη. Η παρατήρηση αυτή ήταν μη αναμενόμενη αν και συμφωνεί με τη μέση μηνιαία τιμή (1.5) για το μήνα Αύγουστο έτσι όπως προκύπτει από τα δεδομένα του AERONET (*Kalivitis et al., 2007*).

Για να την εξηγήσουμε, μελετήσαμε τη χωρική διακύμανση του συντελεστή Ångström. Κοντά στις Αφρικανικές ακτές (μεταξύ Ιταλίας και Αφρικής), ο συντελεστής Ångström μειώνεται (0.7-1.0) υποδηλώνοντας την ύπαρξη μεγαλύτερων σωματιδίων στην περιοχή αυτή από ότι στην Κρήτη που βρίσκεται σε μεγαλύτερη απόσταση από την πηγή σωματιδίων ορυκτής σκόνης. Η παρατήρηση αυτή συμφωνεί και εξηγείται από το γεγονός ότι τα μεγάλα σωματίδια (σκόνη) έχουν μικρότερο χρόνο ζωής και δεν μεταφέρονται μακριά από την πηγή τους. Συνεπώς, συντελεστής Ångström πάνω από την Κρήτη, αν και υψηλός, υποδεικνύει την παρουσία μικρών σχετικά σωματιδίων ορυκτής σκόνης.

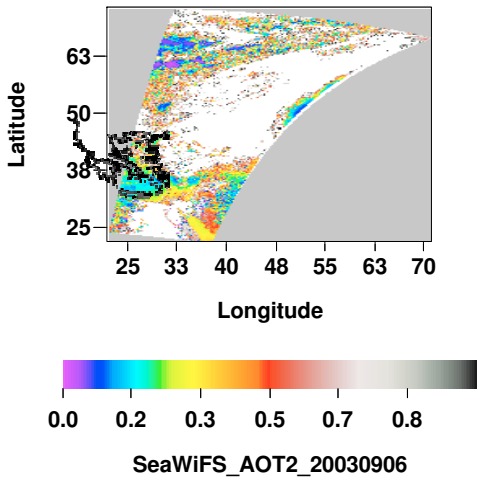
7.2.2 ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ 2003 – ΣΥΝΘΗΚΕΣ ΚΑΘΑΡΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Στις 6 Σεπτεμβρίου 2003 έτσι όπως φαίνεται από τη μελέτη των ρετροπορειών των αερίων μαζών που καταλήγουν στην περιοχή της Φινοκαλιάς και από την RGB εικόνα του δορυφόρου (Εικόνα 7.11) η περιοχή της Κρήτης δεν επηρεάζεται από επεισόδια σκόνης. Οπότε, επιλέχθηκε αυτή η ημέρα για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα αντίστοιχα της 31ης Αυγούστου που χαρακτηρίζεται από την έντονη ύπαρξη μεταφερόμενης σκόνης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.



Εικόνα 7.11- *(α) RGB Εικόνα του αισθητήρα SeaWiFS και (β) ρετροπορίες αερίων μαζών που καταλήγουν στο σταθμό της Φινοκαλιάς, για την 6η Σεπτεμβρίου 2003.*

Κατά την 6η Σεπτέμβρη, στην Ανατολική Μεσόγειο παρατηρούνται μικρές τιμές οπτικού πάχους (0.1-0.2) (Εικόνα 7.12), ενώ σε περιοχές που επηρεάζονται από επεισόδια σκόνης οι τιμές οπτικού πάχους κυμαίνονται μεταξύ 0.3 και 0.5 (Εικόνα 7.10α).

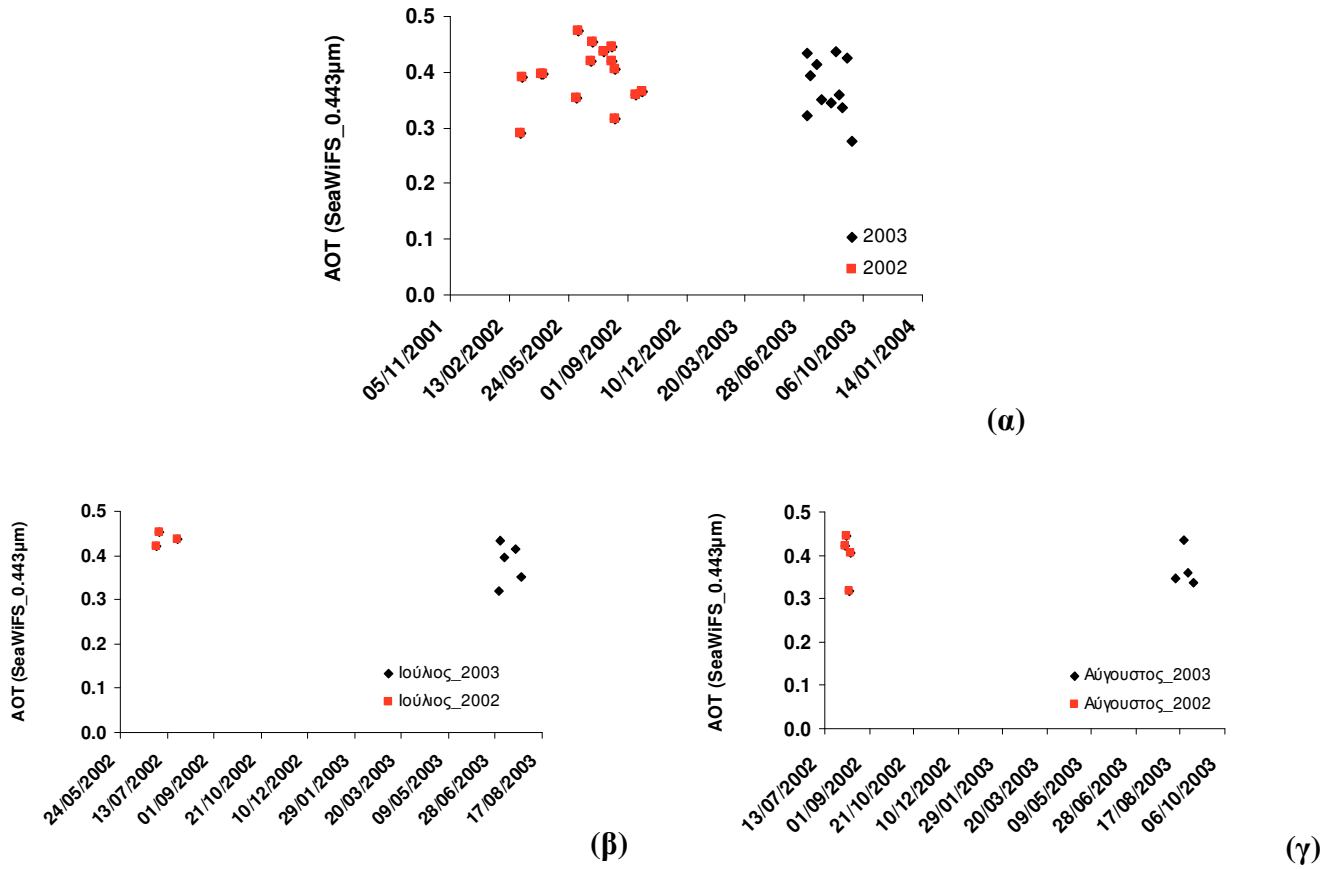


Εικόνα 7.12- *Ανάκτηση οπτικού πάχους για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, 6 Σεπτεμβρίου 2003.*

7.2.3 ΕΠΕΙΣΟΔΙΑ ΣΚΟΝΗΣ ΓΙΑ ΤΟ ΕΤΟΣ 2002 ΚΑΙ ΤΟ ΚΑΛΟΚΑΙΡΙ 2003

Το οπτικό πάχος των σωματιδίων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου ανακτήθηκε και για όλες τις περιπτώσεις μεταφοράς σκόνης κατά τη διάρκεια του έτους 2002.

Οι τιμές ποικίλουν από 0.30-0.50 (μέση τιμή 0.40, τυπική απόκλιση 0.05, δηλ. ± 25%) και βρίσκονται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα για το καλοκαίρι του 2003 (Εικόνα 7.13α). Σε μηνιαία βάση δεν παρατηρείται καμία σημαντική διαφορά στις τιμές του οπτικού πάχους για τα δυο υπό μελέτη χρονικά διαστήματα. Συγκεκριμένα, το οπτικό πάχος των σωματιδίων ανακτήθηκε στα 0.45 για τον Ιούλιο του 2002 και 0.35 για τον Ιούλιο του 2003, ενώ κατά τη διάρκεια του Αυγούστου υπολογίζονται τιμές οπτικού πάχους της τάξης του 0.38 για το 2002 και 0.35 για το 2003.



Εικόνα 7.13- *Ανακτηθέν οπτικό πάχος από τη δεύτερη ζώνη (443 nm) του αισθητήρα SeaWiFS για τα κυριότερα επεισόδια σκόνης που επηρεάζουν την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου (στο σταθμό του AERONET, Forth, (α) το καλοκαίρι του 2003 και το έτος 2002, τον μήνα (β) Ιούλιο και (γ) Αύγουστο 2002 και 2003.*

Συμπεραίνουμε ότι οι συγκρίσεις του ανακτηθέντος μέσω του BAER οπτικού πάχους από τα δεδομένα SeaWiFS και MERIS με τις μετρήσεις του δικτύου AERONET έδειξαν σχετικά καλή συμφωνία για τις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης.

Περίπου 20% υψηλότερες τιμές οπτικού πάχους παρατηρήθηκαν στις περιπτώσεις των επεισοδίων σκόνης από ότι στις περιπτώσεις καθαρής ατμόσφαιρας

Για τις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης ανακτήθηκαν υψηλότερες τιμές συντελεστή Ångström από ότι περιμέναμε, αλλά αυτές είναι σε συμφωνία με τα δεδομένα του δικτύου AERONET και εξηγούνται από την ύπαρξη μικρού μεγέθους σωματιδίων σκόνης που έχουν μεγάλο χρόνο ζωής, ώστε να μεταφερθούν από την Αφρική μέχρι την περιοχή που μετρούνται.

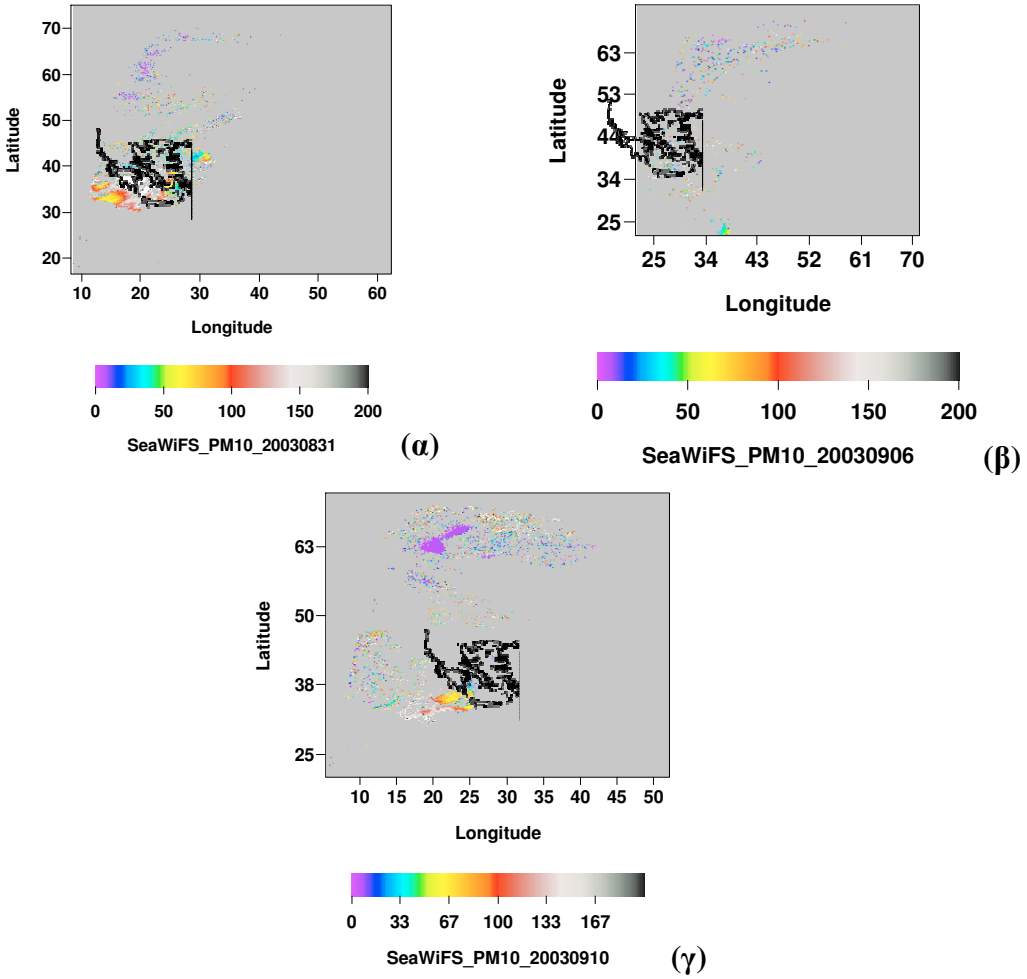
7.3 ΑΝΑΚΤΗΣΗ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑΚΗΣ ΥΛΗΣ (PM_{10})

Οι περιβαλλοντικές επιπτώσεις των σωματιδίων και η επίδρασή τους στην ανθρώπινη υγεία είχαν ως αποτέλεσμα τη θέσπιση ανωτάτων ορίων έκθεσης τόσο από την Ευρωπαϊκή Ένωση όσο και από τον Αμερικανικό οργανισμό περιβάλλοντος (EPA). Τα όρια της Ευρωπαϊκής Ένωσης θεσπίζουν μια εικοσιτετράωρη μέση τιμή στα 50μg/m^3 με απαγόρευση υπέρβασης πάνω από 35 φορές το χρόνο, το 2005, όριο που μειώνεται στα 20μg/m^3 και 7 φορές το χρόνο για το 2010.

Η ανάκτηση των συγκεντρώσεων των σωματιδίων στην επιφάνεια (PM_{10}) από δορυφορικά δεδομένα είναι ένας νέος τομέας έρευνας. Το μεγάλο του ενδιαφέρον απορρέει από τη σημασία του για το χαρακτηρισμό επεισοδίων σωματιδιακής ρύπανσης.

Η παρακολούθηση των επιπέδων των PM_{10} από το διάστημα θα επιτρέψει πληρέστερη γεωγραφική παρατήρηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και της χρονικής μεταβολής της.

Όπως περιγράφει το Κεφάλαιο 4, η μέθοδος BAER επιτρέπει και την ανάκτηση των επιπέδων PM_{10} από τα δεδομένα SeaWiFS και MERIS. Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα από τα δεδομένα SeaWiFS.



Εικόνα 7.14- *Ανάκτηση σωματιδιακής ύλης PM_{10} με τη μέθοδο BAER από δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS (α) για το επεισόδιο σκόνης της 31^{ης} Αυγούστου 2003, (β) για την περίπτωση καθαρής ατμόσφαιρας στις 6 Σεπτεμβρίου 2003 και (γ) της 10^{ης} Σεπτεμβρίου 2003.*

Η ανακτηθείσα από το BAER ποσότητα σωματιδιακής ύλης κατά το επεισόδιο της 31^{ης} Αυγούστου 2003 παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.14α. Τιμές PM_{10} έως 200 μg/m^3 ανακτήθηκαν πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Συγκεκριμένα, για το σταθμό του AERONET στην Κρήτη, Forth, το PM_{10} υπολογίζεται να είναι περίπου 139 μg/m^3. Δυστυχώς, για τη συγκεκριμένη μέρα δεν υπάρχουν διαθέσιμες για σύγκριση μετρήσεις εδάφους για τα PM_{10}.

Η εκτίμηση της επιφανειακής ποσότητας της σωματιδιακής ύλης (PM_{10}), κατά την 6^{η} Σεπτεμβρίου, ημέρα με χαμηλές τιμές οπτικού πάχους, κρίνεται αδύνατη, καθώς είναι δύσκολο να συγκριθούν τα αποτελέσματα των επίγειων μετρήσεων με τις ελάχιστες αυτές ανακτηθείσες τιμές (Εικόνα 7.14β).

Μελετήθηκε επίσης το επεισόδιο σκόνης της $10^{ης}$ Σεπτεμβρίου 2003, ημέρα για την οποία υπάρχουν τόσο δορυφορικά δεδομένα όσο και δεδομένα από επίγειες μετρήσεις (Εικόνα 7.14γ). Το ανακτηθέν PM_{10} είναι περίπου 75 $\mu g/m^3$ ενώ το προκύπτον από μετρήσεις εδάφους που πραγματοποιήθηκαν στην πόλη του Ηρακλείου ($35^o19΄N$, $25^o8΄E$) είναι 68 $\mu g/m^3$.

Γενικά συμπεραίνουμε ότι παρατηρείται σχετικά καλή συμφωνία ανάμεσα στα ανακτηθέντα από το SeaWiFS δεδομένα PM_{10} και στις επιφανειακές μετρήσεις για επεισόδια σκόνης. Αντίθετα, η ευαισθησία της δορυφορικής τεχνικής σε συνδυασμό με τον αλγόριθμο BAER δεν είναι επαρκής για ανακτήσεις PM10 σε περιπτώσεις σχετικά καθαρής ατμόσφαιρας.

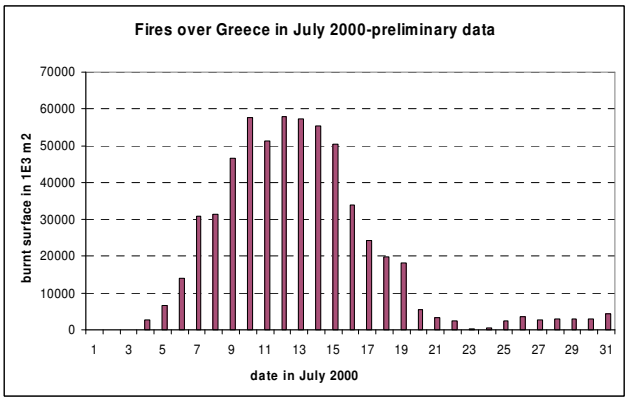
7.4 ΠΥΡΚΑΓΙΕΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ

Κάθε χρόνο, κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών, ξεσπούν πυρκαγιές στην περιοχή της Μεσογείου οι οποίες μεταξύ άλλων έχουν και σοβαρές περιβαλλοντικές επιπτώσεις. Οι πυρκαγιές στα δάση και στις πεδινές περιοχές έχουν ως αποτέλεσμα την εκπομπή μεγάλων ποσοτήτων σωματιδιακής ύλης, πτητικών οργανικών ενώσεων, οξειδίων του αζώτου, μονοξειδίου του άνθρακα, πρόδρομων δηλαδή ενώσεων του τροποσφαιρικού όζοντος (O_3) και των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Οι εκπομπές αυτές έχουν σημαντική επίδραση στην ποιότητα, την ορατότητα και το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας (*Crutzen and Andrea, 1990*). Η ανατολική Μεσόγειος και ιδιαίτερα η περιοχή του Αιγαίου πελάγους επιβαρύνεται σημαντικά από τις πυρκαγιές στον Ελλαδικό χώρο.

Τον Ιούλιο του 2000, καταστράφηκαν λόγω των πυρκαγιών (ολικώς ή μερικώς) περισσότερα από 600 km^2 δασικών και αγροτικών περιοχών. Η έκταση αυτή αντιστοιχεί στο 0.5 % της συνολικής επιφάνειας της χώρας. Η Εικόνα 7.15 παρουσιάζει την κατανομή των επεισοδίων πυρκαγιάς στον Ελλαδικό χώρο κατά τη διάρκεια αυτής της περιόδου σε ημερήσια βάση. Αναφέρονται μόνο τα επεισόδια με κατεστραμμένες περιοχές μεγαλύτερες του ενός στρέμματος (*Dermitzaki et al., 2004*).

Το καλοκαίρι του 2007 συνέβη μία από τις μεγαλύτερες φυσικές καταστροφές στην ιστορία της σύγχρονης Ελλάδας. Εκτεταμένες πυρκαγιές σε πολλά μέρη της χώρας, κυρίως το μήνα Αύγουστο, έκαψαν συνολικά εκτάσεις 268.834 εκταρίων. Οι φωτιές της περιόδου του Αυγούστου, οι οποίες κορυφώθηκαν ιδιαίτερα μετά την 23η Αυγούστου, αποτέλεσαν συνέχεια πλειάδας πυρκαγιών οι οποίες έπληξαν την Ελλάδα, από τα τέλη Μαΐου και

συνεχίστηκαν καθ' όλη τη διάρκεια του καλοκαιριού. Ο συνδυασμός του θερμότερου χειμώνα των συγχρόνων μετεωρολογικών καταγραφών, με λίγες βροχοπτώσεις και ενός θερμού καλοκαιριού, με σημαντική ενίσχυση των ανέμων αποτέλεσαν σημαντικό παράγοντα της έξαρσης των πυρκαγιών.



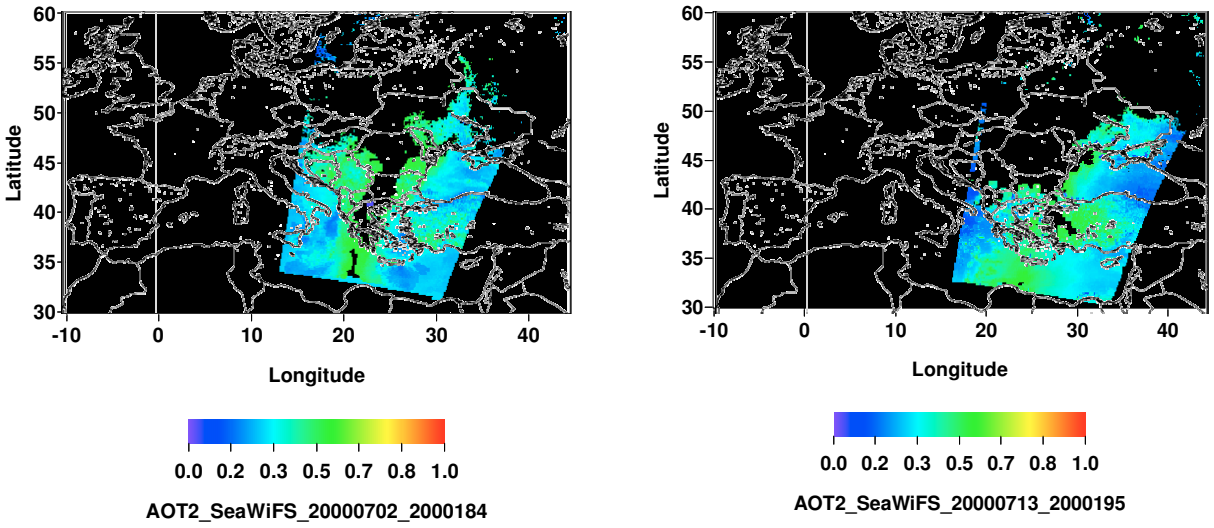
Εικόνα 7.15- *Ιστόγραμμα κατανομής πυρκαγιών στον Ελλαδικό χώρο, Ιούλιος 2000. Δεδομένα πυροσβεστικής υπηρεσίας και δασολογίας (Dermitzaki et al., 2004).*

Με την εφαρμογή της μεθόδου BAER και τα δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS πραγματοποιήθηκε η μελέτη των επεισοδίων αυτών με σκοπό την εκτίμηση της επίδρασης που έχουν τα επεισόδια ισχυρών καύσεων στο οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων.

Στην Εικόνα 7.15 παρουσιάζονται οι χάρτες ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους στα 443nm για τις 2 και 13 Ιουλίου 2000. Σύμφωνα με το ιστόγραμμα της Εικόνας 7.15, αλλά και τις RGB εικόνες του αισθητήρα (Εικόνα 7.16γ και 7.16δ), στις 2 Ιουλίου δεν υπάρχουν επεισόδια πυρκαγιών. Η 13^{η} Ιουλίου, αποτελεί μια ημέρα όπου τα επεισόδια καύσεων καλύπτουν μεγάλη έκταση.

Οι κατανομές του οπτικού πάχους της Εικόνας 7.16 δίνουν τιμές για την περιοχή του Αιγαίου, από 0.2 έως 0.3 για τις 2 Ιουλίου (Εικόνα 7.16α) και σχεδόν διπλάσιες, από 0.4 έως 0.6 για τις 13 Ιουλίου (Εικόνα 7.16β).

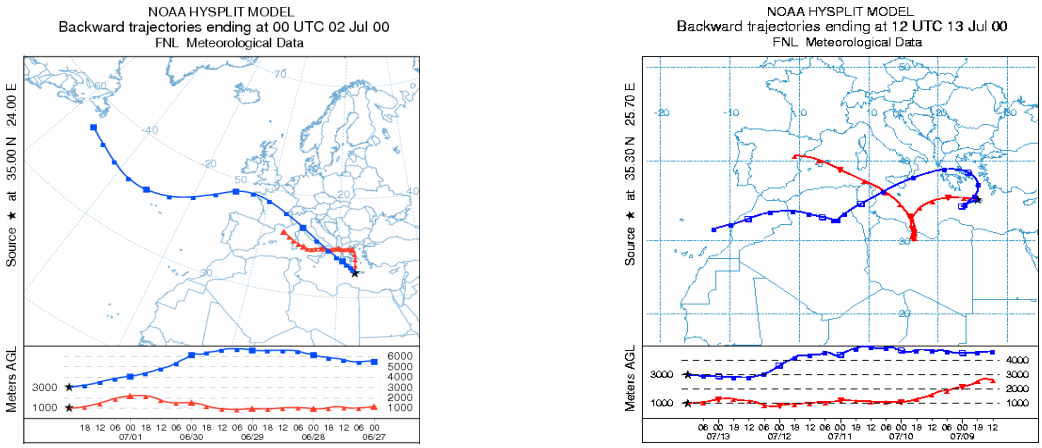
Το ανακτηθέν οπτικό πάχος στο σταθμό Forth (35^{o}N, 25^{o}E) του AERONET έχει τιμή 0.434 στις 2 Ιουλίου και 0.459 στις 13 Ιουλίου. Αξίζει να σημειωθεί ότι και τις δύο αυτές ημέρες, όπως φαίνεται από τις Εικόνες 7.16γ,δ και 7.17α,β, ο σταθμός Forth επηρεάζεται επιπλέον από μεταφερόμενη σκόνη στην περιοχή.



(α) **(β)**

(γ) **(δ)**

Εικόνα 7.16- *Χάρτες ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους στα 443 nm και Red Green Blue εικόνες του αισθητήρα στις (α, γ) 2 Ιουλίου 2000, ημέρα χωρίς πυρκαγιές και (β, δ) 13 Ιουλίου 2000, ημέρα με έντονα επεισόδια καύσεων στη βόρεια Πελοπόννησο.*



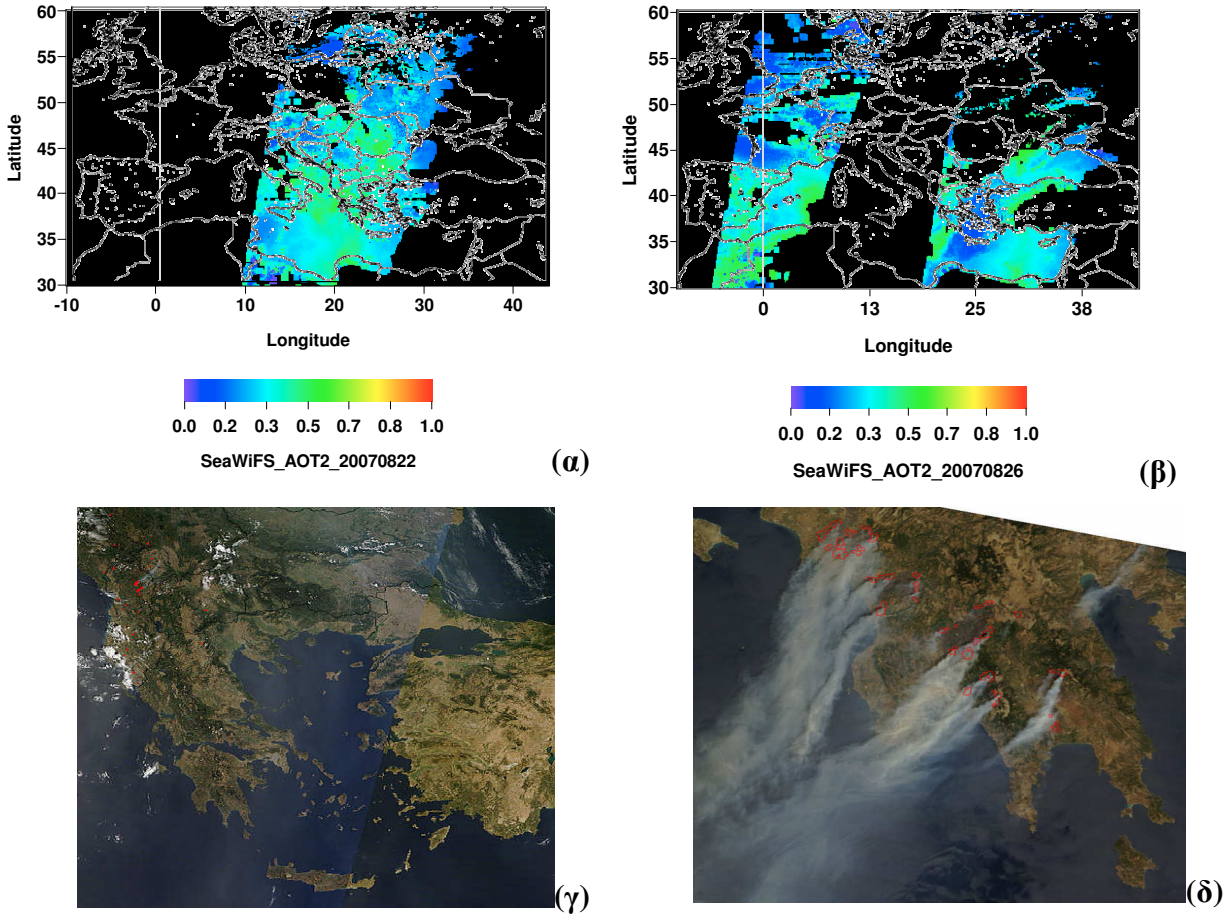
(α) **(β)**

Εικόνα 7.17- *Ρετροπορείες αερίων μαζών που καταλήγουν στην Κρήτη (α) 2 Ιουλίου και (β) 13 Ιουλίου 2000.*

Μελετήθηκαν επίσης τα δραματικά επεισόδια καύσεων του Αυγούστου 2007. Στην Εικόνα 7.18 παρουσιάζονται οι χάρτες του ανακτηθέντος οπτικού πάχους από τον αισθητήρα SeaWiFS για τις 22 Αυγούστου, μια μέρα πριν την έναρξη των επεισοδίων και στις 26 Αυγούστου 2007, ημέρα κορύφωσης των επεισοδίων.

Νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου, η κατανομή οπτικού πάχους για τις 22 Αυγούστου 2007 δίνει τιμές οπτικού πάχους που κυμαίνονται μεταξύ 0.3 και 0.4, λόγω μεταφοράς σκόνης από την Αφρική. Στην ίδια περιοχή, στις 26 Αυγούστου 2007, οι τιμές οπτικού πάχους μεταβάλλονται από 0.5 έως 0.6 και είναι πολύ πιθανό να οφείλονται αποκλειστικά και μόνο στα επεισόδια καύσεων.

Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι οι έντονες πυρκαγιές αυξάνουν το οπτικό πάχος στην περιοχή της Μεσογείου έως και 75% επιφέροντας περιστασιακά εξίσου σημαντική επίδραση με αυτή των μεγάλων επεισοδίων ορυκτής σκόνης φυσικής προέλευσης.



Εικόνα 7.18- *Χάρτες ανακτηθέντος από τον αισθητήρα SeaWiFS οπτικού πάχους στα 443 nm και εικόνες από το δορυφόρο TERRA στις (α, γ) 22 Αυγούστου και (β, δ) 26 Αυγούστου 2007, ημέρα με έντονα επεισόδια καύσεων στη νοτιοδυτική Πελοπόννησο.*

8. ΟΠΤΙΚΟ ΠΑΧΟΣ ΚΑΙ ΔΙΑΤΑΡΑΧΗ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟΥ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ

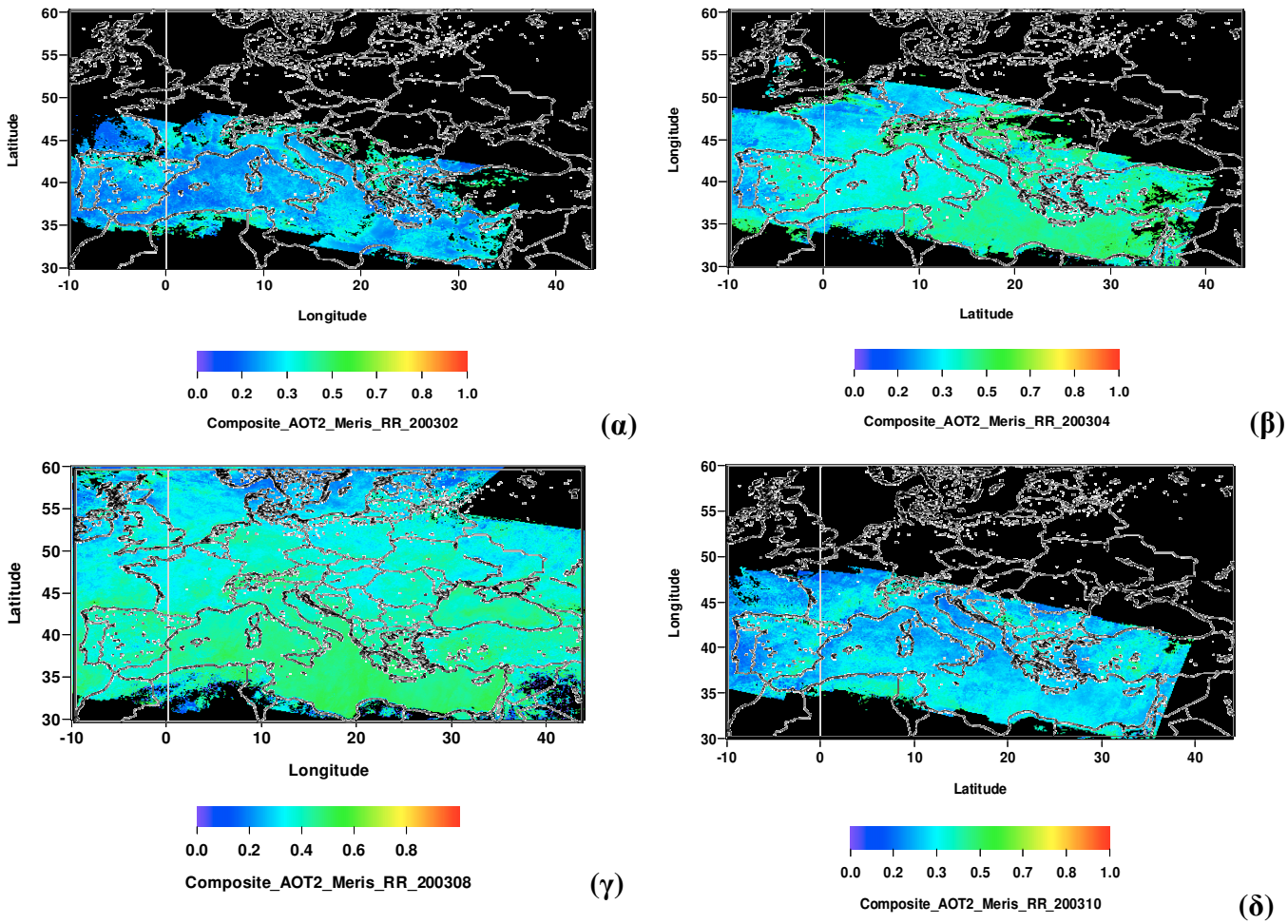
8.1 ΕΠΟΧΙΚΟΤΗΤΑ ΟΠΤΙΚΟΥ ΠΑΧΟΥΣ

Το οπτικό πάχος των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων που ανακτήθηκε από τις παρατηρήσεις MERIS και SeaWiFS χρησιμοποιήθηκε για τη μελέτη της εποχικής διακύμανσής του (composite pictures) στην περιοχή της Μεσογείου. Για την περίπτωση αυτή δημιουργήθηκαν οι σύνθετες εικόνες οπτικού πάχους αιωρούμενων σωματιδίων των μηνών Φεβρουαρίου, Απριλίου, Αυγούστου και Οκτωβρίου 2003 για τους αισθητήρες MERIS (Εικόνα 8.1) και SeaWiFS (Εικόνα 8.2).

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού παρατηρούνται υψηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους (μέγιστες τιμές από 0.5 έως 0.7) από ότι κατά τη διάρκεια των άλλων εποχών. Η ανάκτηση των δεδομένων του MERIS (Εικόνα 8.1) δίνει χαμηλές τιμές οπτικού πάχους το μήνα Φεβρουάριο (κάτω από 0.5) οι οποίες αυξάνονται στα επίπεδα του 0.5 τον Απρίλιο. Κατά τη διάρκεια του Αυγούστου παρατηρούνται ακόμη υψηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους με τη μέγιστη τιμή να φτάνει το 0.7. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα μεγάλα επεισόδια σκόνης, που επηρέασαν την περιοχή της Μεσογείου στα τέλη του Αυγούστου 2003 δε συμπεριλαμβάνονται σε αυτή την ανάλυση. Αυτά τα επεισόδια μπορούν να αλλάξουν δραστικά το μέσο οπτικό πάχος και την εποχικότητα που παρουσιάζεται σε αυτές τις εικόνες.

Η παρατηρούμενη αυτή εποχικότητα είναι σε συμφωνία με την ανάλυση των παρατηρήσεων του AERONET και των επίγειων μετρήσεων για το PM_{10} στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου από τους *Kalivitis et al. (2007)*. Τα αιωρούμενα σωματίδια που

μεταφέρονται στη λεκάνη της Μεσογείου κυρίως από τη βόρεια Ευρώπη και τα Βαλκάνια και τα μόρια σκόνης που προέρχονται από την Αφρική συμβάλλουν στις παρατηρούμενες υψηλές τιμές οπτικού πάχους στην περιοχή *Kalivitis et al. (2007).*

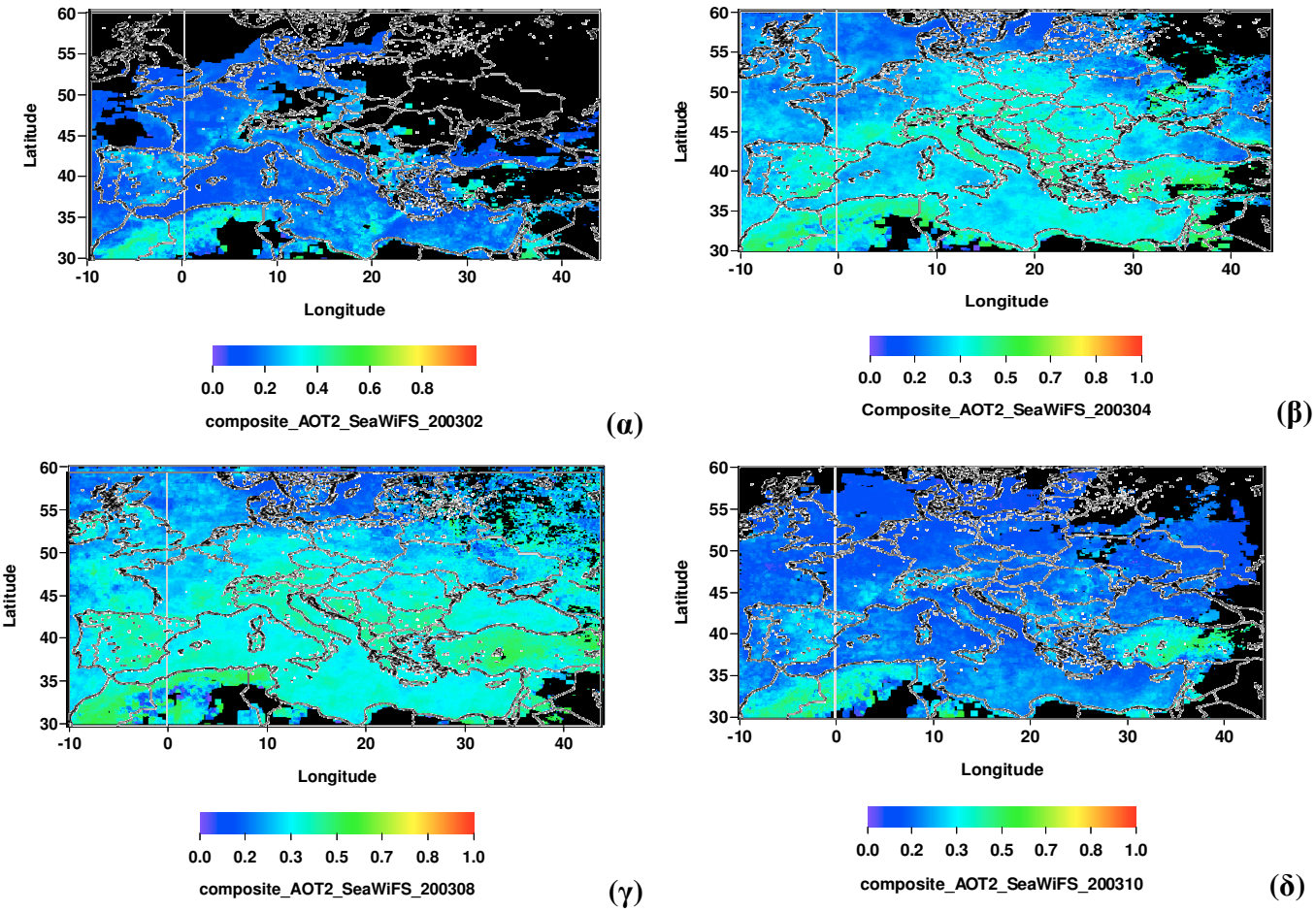


Εικόνα 8.1- *Χάρτες μέσων μηνιαίων τιμών οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψαν από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS στα 442.5 nm για τους μήνες (α) Φεβρουάριο, (β) Απρίλιο (γ) Αύγουστο και (δ) Οκτώβριο 2003. Τα μαύρα σημεία υποδεικνύουν σύννεφα ή έλλειψη δεδομένων.*

Κατά τη διάρκεια της Άνοιξης και του Καλοκαιριού, οι υψηλές θερμοκρασίες και η ηλιοφάνεια της Μεσογείου, σε συνδυασμό με τη μεταφορά από τις ρυπασμένες περιοχές της Κεντρικής Ευρώπης και των Βαλκανίων, ευνοούν τη φωτοχημική σύνθεση δευτερογενών πρόδρομων ενώσεων όπως τα θειικά και τα νιτρικά *(Bardouki et al., 2003; Mihalopoulos et al., 2007; Vrekoussis et al., 2006).*

Τα επίπεδα οπτικού πάχους κατά τη διάρκεια του Χειμώνα και του Φθινοπώρου είναι χαμηλά εξαιτίας της σημαντικής υγρής απομάκρυνσης αερίων και σωματιδίων στις περιόδους

βροχοπτώσεων, η οποία οδηγεί σε μείωση (1) της ποσότητας των αιωρούμενων σωματιδίων που μεταφέρεται στην περιοχή της Μεσογείου αλλά και (2) του ρυθμού σχηματισμού δευτερογενών σωματιδίων.



Εικόνα 8.2- *Χάρτες μέσων μηνιαίων τιμών οπτικού πάχους έτσι όπως προέκυψαν από τα δεδομένα του αισθητήρα SeaWiFS στα 443 nm για τους μήνες (α) Φεβρουάριο, (β) Απρίλιο (γ) Αύγουστο και (δ) Οκτώβριο 2003. Τα μαύρα σημεία υποδεικνύουν σύννεφα ή έλλειψη δεδομένων.*

Το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τις παρατηρήσεις του αισθητήρα SeaWiFS (Εικόνα 8.2) παρουσιάζει την ίδια εποχικότητα με το αντίστοιχο, που προκύπτει από τον αισθητήρα MERIS, αλλά με χαμηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους. Το γεγονός αυτό ίσως να οφείλεται μερικά στη διαφορετική ανάλυση των δυο αισθητήρων καθώς ο SeaWiFS έχει 11 φορές μεγαλύτερη περιοχή σάρωσης (pixel) από ότι ο MERIS. Η χρονική διαφορά των 90 min στην

ώρα σάρωσης δε φαίνεται τόσο σημαντική ώστε να εξηγεί αυτή τη διαφορά στα αποτελέσματα.

Το ανακτηθέν οπτικό πάχος μεγιστοποιείται κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού όταν επικρατούν καλές καιρικές συνθήκες στην περιοχή της Μεσογείου με έλλειψη σύννεφων αλλά με υψηλά επίπεδα μεταφερόμενης σκόνης από την Αφρική. Κατά τους χειμερινούς μήνες παρατηρούμε υψηλό οπτικό πάχος κύρια πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές της Ευρώπης και των Βαλκανίων, τη Βόρεια ακτή της Αφρικής αλλά και τη Μικρά Ασία.

Την άνοιξη, υψηλές τιμές οπτικού πάχους παρατηρούνται σε όλες τις ηπειρωτικές περιοχές που περιβάλλουν τη Μεσόγειο θάλασσα, καθώς επίσης και πάνω από την ανατολική μεσόγειο και την Τουρκία.

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, όλη η περιοχή της Μεσογείου, τόσο ηπειρωτική, όσο και θαλάσσια, υπόκειται την επίδραση υψηλών οπτικών παχών μεταξύ 0.3 και 0.6, ενώ τον Οκτώβριο οι τιμές του οπτικού πάχους μειώνονται γύρα από το 0.2 λόγω απομάκρυνσης των αερολυμάτων κυρίως με βροχόπτωση.

Στην Εικόνα 8.3 παρουσιάζονται οι χάρτες οπτικού πάχους στα 440 nm από την περιοχή της ευρύτερης Μεσογείου με βάση τα ανακτημένα δεδομένα από τον αισθητήρα MODIS που είναι διαθέσιμα από τη NASA σε χωρική ανάλυση 1^0 x 1^0. Το δορυφορικό αυτό προϊόν χρησιμοποιείται ως αναφορά για παγκόσμιες μετρήσεις οπτικού πάχους.

Τα δεδομένα του αισθητήρα MODIS έχουν τη μεγαλύτερη χωρική ανάλυση σε σχέση εκείνα των αισθητήρων MERIS και SeaWiFS και δίνουν χαμηλότερες τιμές οπτικού πάχους. Οι υψηλότερες τιμές οπτικού πάχους ανακτήθηκαν από τον αισθητήρα MERIS με τις μέγιστες τιμές οπτικού πάχους να παρατηρούνται κατά τη διάρκεια του Αυγούστου και του Σεπτεμβρίου.

Το ανακτηθέν, από τον αισθητήρα MODIS, οπτικό πάχος, παρουσιάζει την ίδια εποχικότητα με το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τα δεδομένα των άλλων δύο αισθητήρων, αν και η ανάκτηση γίνεται σε διαφορετικά μήκη κύματος.

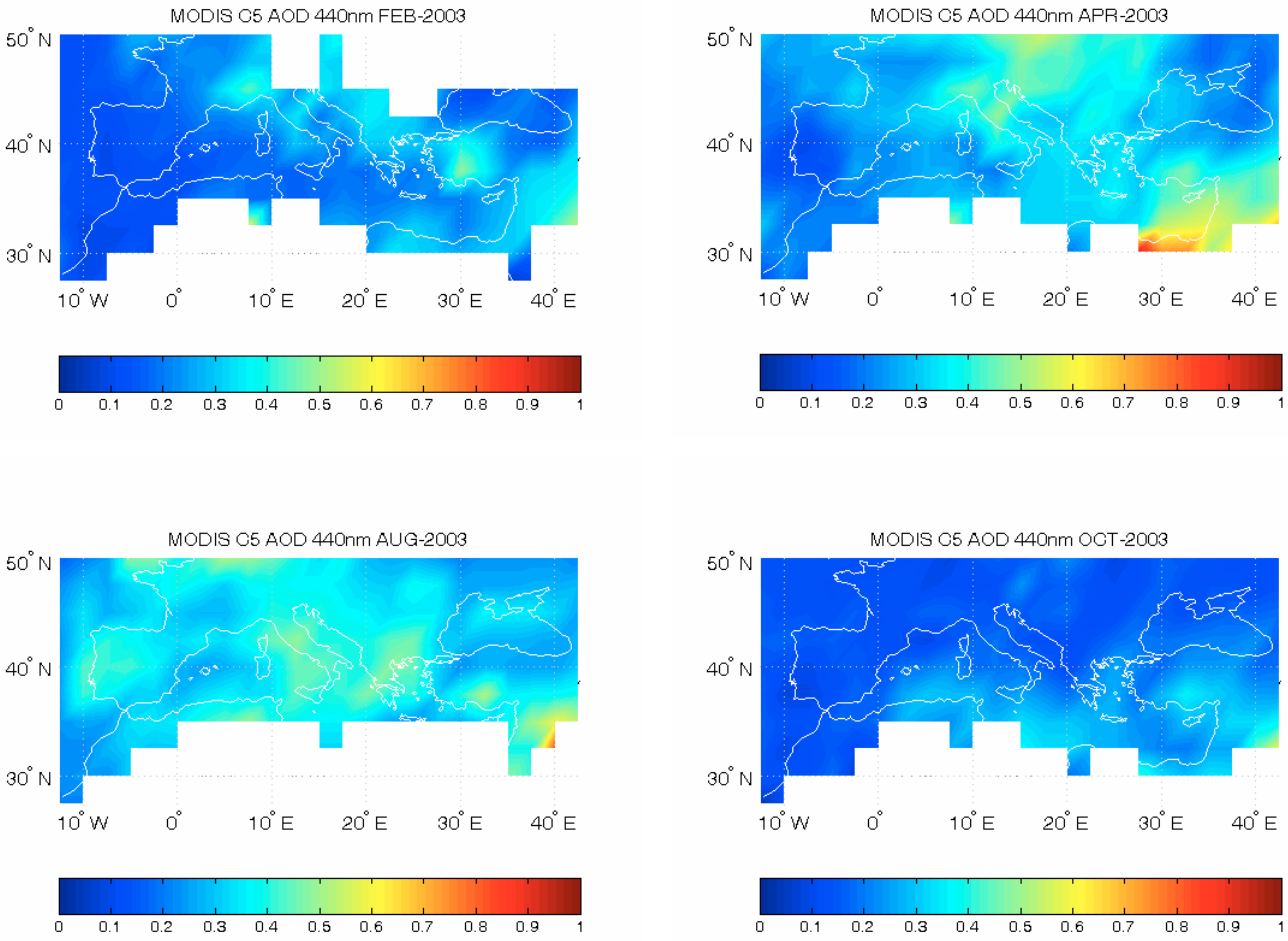
Παρόλα αυτά, τον Απρίλιο ο αισθητήρας MODIS δίνει χαμηλότερες τιμές οπτικού πάχους πάνω από την Δυτική Μεσόγειο και την Ισπανία και ψηλότερες στην Ανατολική Μεσόγειο. Η κατανομή αυτή δεν παρατηρείται από τους αισθητήρες MERIS και SeaWiFS.

Τον Αύγουστο, παρατηρούνται υψηλές τιμές οπτικού πάχους σε όλη τη Μεσόγειο χωρίς σημαντική διαφοροποίηση μεταξύ της Δυτικής και της Ανατολική λεκάνης της Μεσογείου. Οι τιμές αυτές σχετίζονται πιθανώς με τη φωτοχημική παραγωγή σωματιδίων.

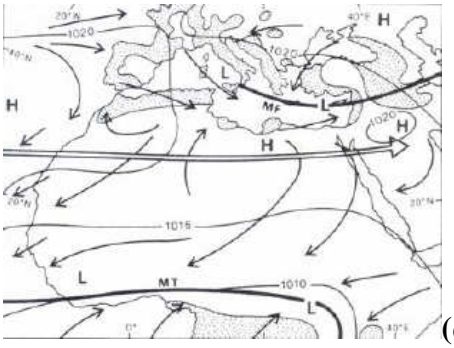
Κατά τη διάρκεια του μήνα Οκτωβρίου, παρατηρούνται τοπικά μέγιστα στις τιμές του οπτικού πάχους από τον αισθητήρα MODIS κοντά στη βόρεια ακτή της Αφρικής στο ύψος

της Λιβύης που πιθανόν να σχετίζονται με τοπική επίδραση από ορυκτή σκόνη η οποία απομακρύνεται από τη ξηρά μέσω της αέριας κυκλοφορίας (Εικόνα 8.4).

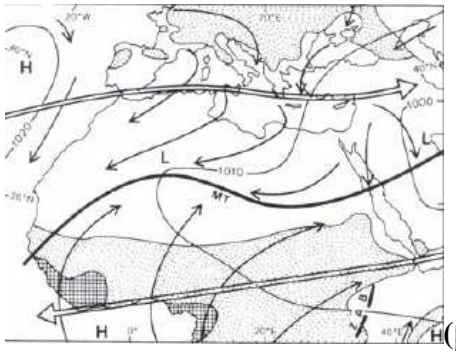
Το τοπικό αυτό μέγιστο δεν παρουσιάζεται στους χάρτες οπτικού πάχους που προκύπτουν από δεδομένα του SeaWiFS. Στους αντίστοιχους χάρτες από τον αισθητήρα MERIS υπάρχει μια ευρεία ζώνη ψηλών τιμών οπτικού πάχους πάνω από τη Νότια Μεσόγειο, στη Βόρεια και Κεντρική ακτή της Αφρικής, παράλληλα προς την ακτή.



Εικόνα 8.3- *Χάρτες οπτικού πάχους όπως προέκυψαν με τη χρήση των δεδομένων του αισθητήρα MODIS (collection 5) σε πλέγμα 1° x 1° στα 440 nm (παρεμβολή β-βαθμού) για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003 (Χρ. Παπαδήμας, προσωπική επικοινωνία, 2007).*



(α)



(β)

Εικόνα 8.4- *Μετεωρολογικές συνθήκες και αέρια κυκλοφορία στην περιοχή της Σαχάρας και της Μεσογείου κατά τη διάρκεια (α) του χειμώνα και (β) του καλοκαιριού.*

Στην Εικόνα 8.5 που ακολουθεί, παρουσιάζονται οι χάρτες οπτικού πάχους, στα 440 nm, έτσι όπως υπολογίζονται από το τρισδιάστατο μοντέλο TM4 για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003.

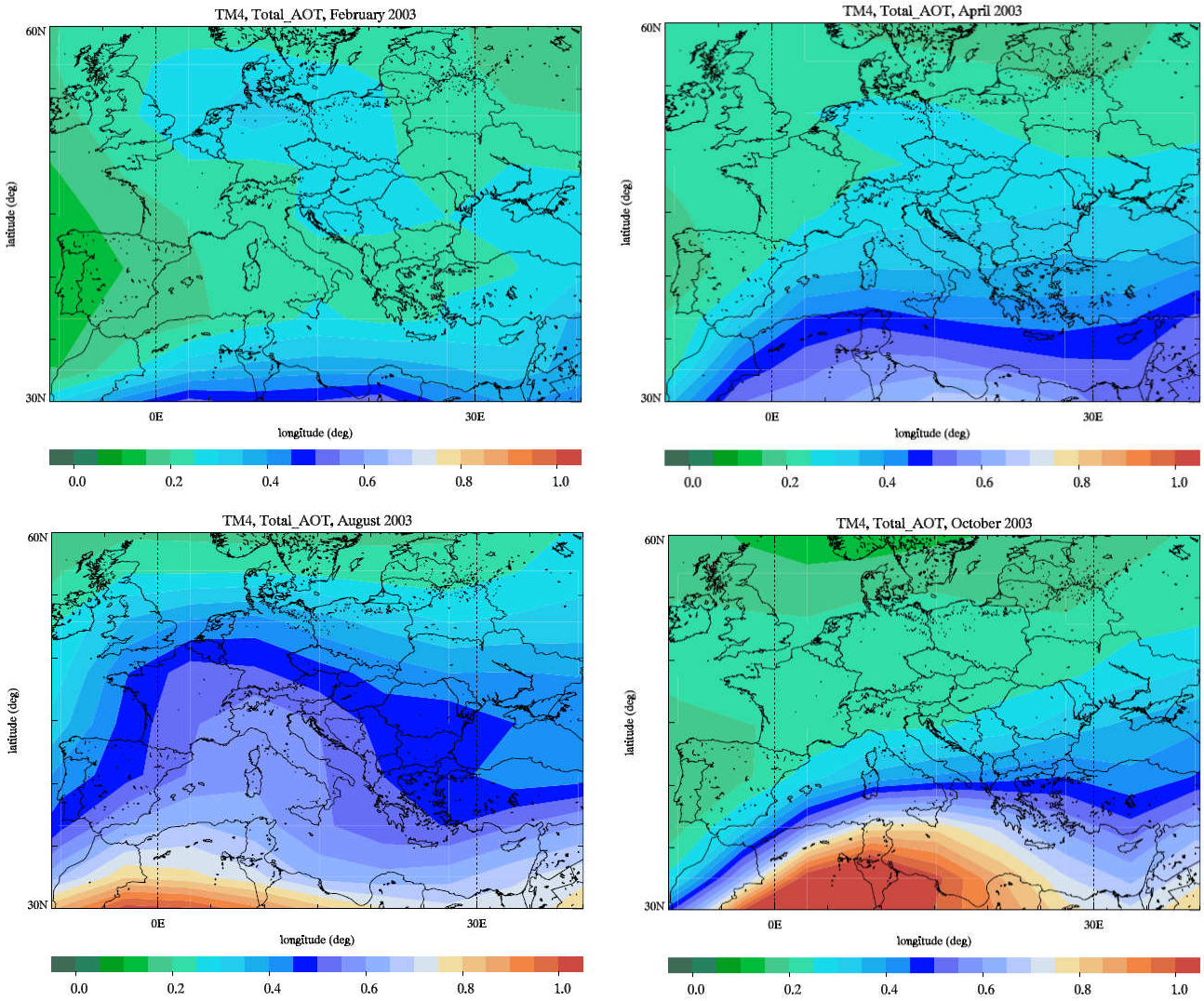
Στην εικόνα αυτή παρατηρούνται υψηλές τιμές οπτικού πάχους στην Αφρική λόγω ορυκτής σκόνης με μέγιστες τιμές το μήνα Οκτώβριο. Τον Οκτώβριο, οι υψηλές αυτές τιμές οπτικού πάχους είναι αναμενόμενες και σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των αισθητήρων MERIS και MODIS, ίσως όμως είναι υπερεκτιμημένα καθώς το μοντέλο TM4 χρησιμοποιεί εκπομπές ενώσεων από βάσεις δεδομένων του έτους 2000.

Πάνω από τις υπόλοιπες περιοχές, οι μέγιστες τιμές οπτικού πάχους παρουσιάζονται κατά τη διάρκεια του Αυγούστου (~0.6) πάνω από την Κεντρική Μεσόγειο και είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τις τιμές που προκύπτουν από τους αισθητήρες MERIS και SeaWiFS.

Κατά τη διάρκεια του Απριλίου, υπολογίζονται υψηλότερες τιμές οπτικού πάχους από ότι το Φεβρουάριο με μέγιστες τιμές πάνω από την Ανατολική Μεσόγειο, σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του αισθητήρα MODIS.

Το Φεβρουάριο, οι χαμηλότερες τιμές οπτικού πάχους (~0.2 - 0.3) υπολογίζονται από το μοντέλο πάνω από την Κεντρική Ευρώπη και πιθανό να οφείλονται σε ρύπανση.

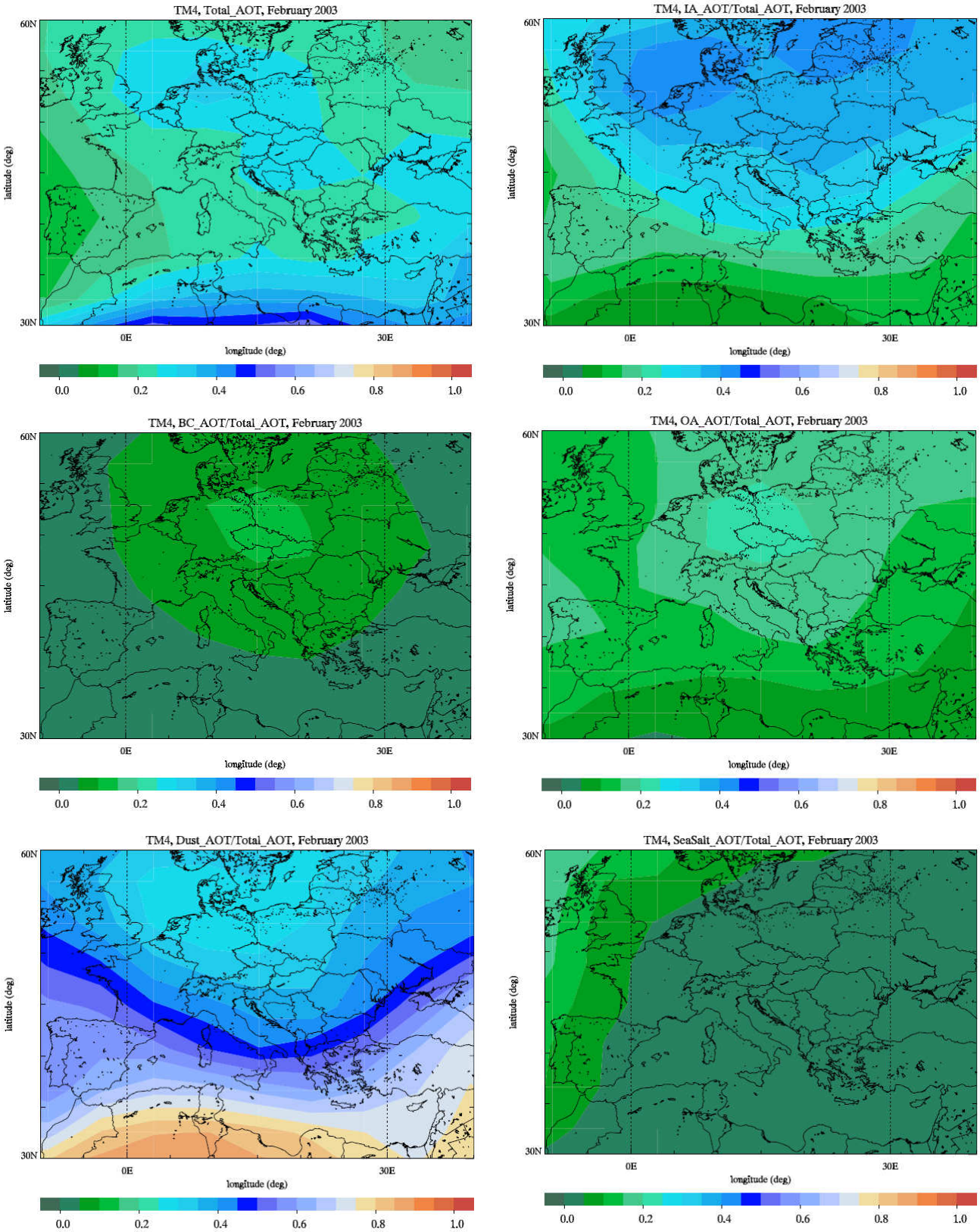
Το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους δορυφορικούς αισθητήρες αναλύθηκε με τη βοήθεια του μοντέλου TM4 το οποίο υπολογίζει τη χημική σύσταση των αερολυμάτων με βάση τα κύρια συστατικά τους: ανόργανα ιόντα (SO_4^{2-} και NO_3^-), στοιχειακό άνθρακα *(BC)*, οργανικό άνθρακα *(OA)*, ορυκτή σκόνη και θαλάσσια σωματίδια.



Εικόνα 8.5- *Οπτικό πάχος ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, έτσι όπως προκύπτει από το 3-διάστατο μοντέλο TM4 για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003 στα 440 nm.*

Οι Εικόνες 8.6 έως 8.9 παρουσιάζουν το οπτικό πάχος που υπολογίστηκε από το μοντέλο TM4 καθώς και τη συμμετοχή σε αυτό καθενός από τα κύρια συστατικά των αερολυμάτων για τους τέσσερις μελετώμενους μήνες.

Το Φεβρουάριο, οι μέγιστες τιμές οπτικού πάχους παρουσιάζονται στην Ανατολική Μεσόγειο (~0.4) που οφείλονται κυρίως (~80%) στη μεταφορά σκόνης από την Αφρική. Τα ανόργανα συστατικά και ο οργανικός άνθρακας συμμετέχουν αλλά σε μικρά ποσοστά (~10%) στις τιμές του οπτικού πάχους στην περιοχή αυτή. Στην Κεντρική Μεσόγειο υπολογίζονται τιμές οπτικού πάχους από 0.3 έως 0.4 που οφείλονται στη μεταφερόμενη ορυκτή σκόνη και στα οργανικά σωματίδια (Εικόνα 8.6).

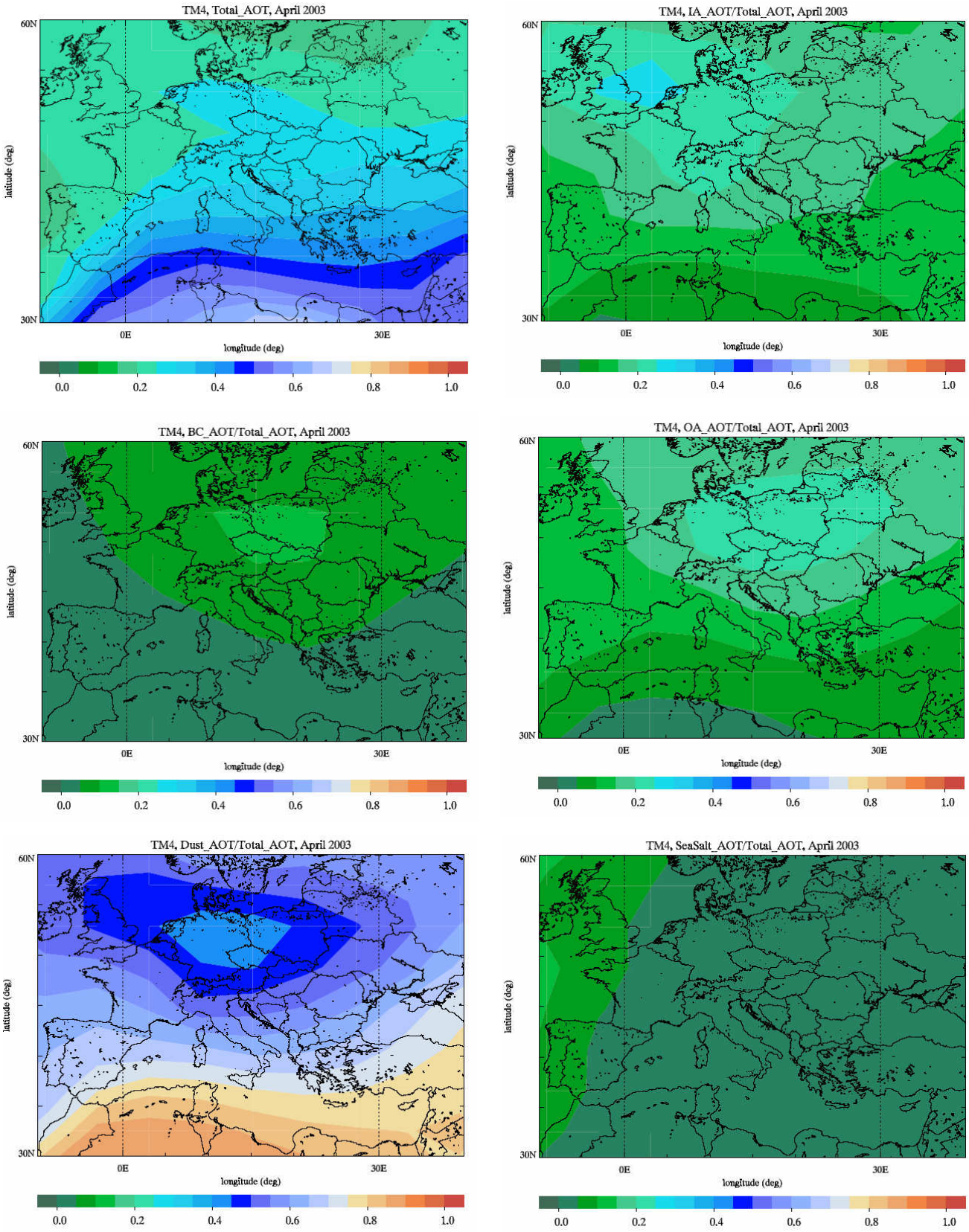


Εικόνα 8.6- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για το Φεβρουάριο του 2003.*

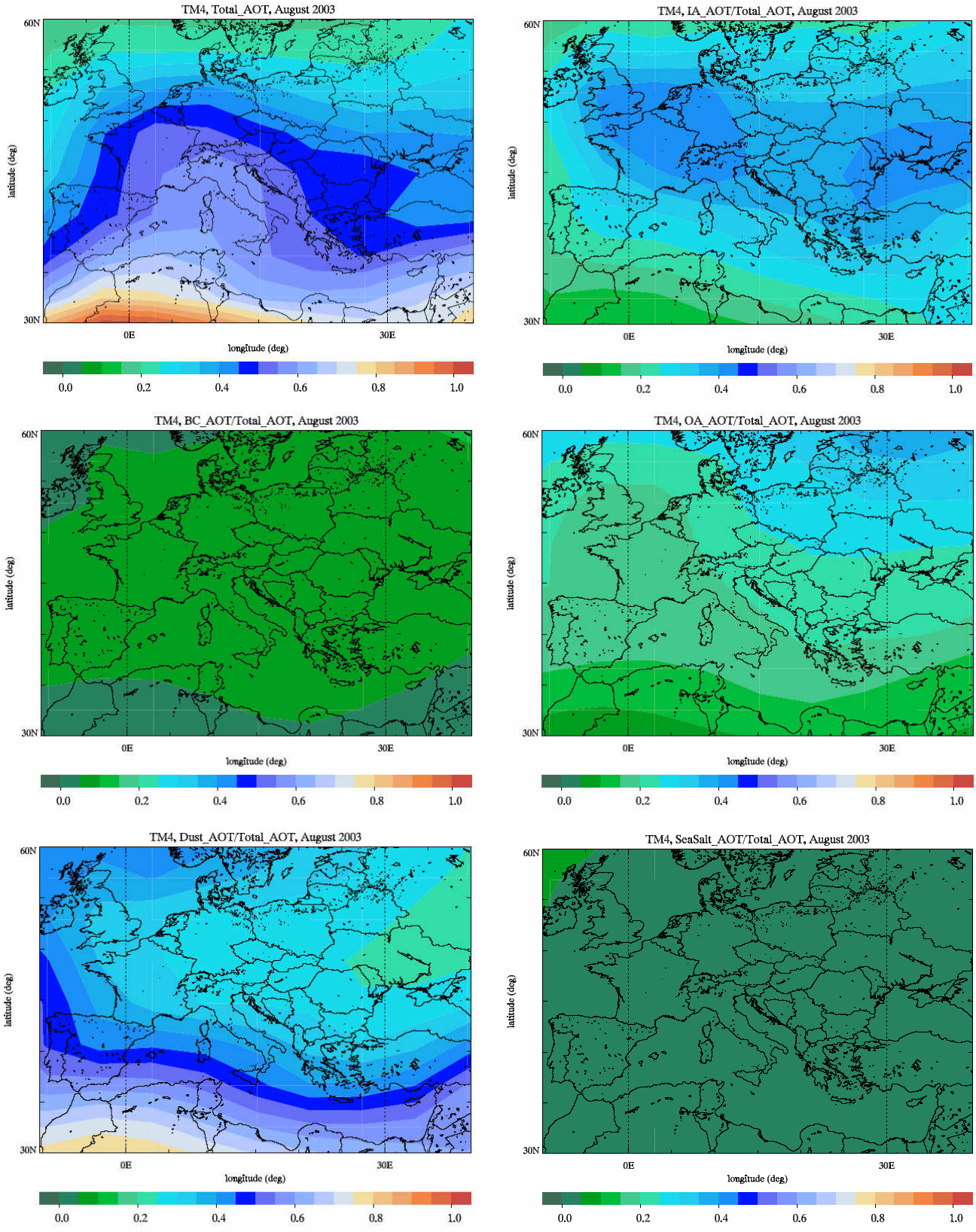
Ο χάρτης του οπτικού πάχους των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για τον Απρίλιο του 2003, παρουσιάζεται στην Εικόνα 8.7. Όπως και το Φεβρουάριο, οι μέγιστες τιμές οπτικού πάχους (~0.6) που παρουσιάζονται στην Ανατολική Μεσόγειο οφείλονται κυρίως στη μεταφορά σκόνης (80%) και σε ένα ποσοστό ~10% στα ανόργανα συστατικά. Στην Κεντρική Μεσόγειο οι τιμές του οπτικού πάχους κυμαίνονται μεταξύ 0.4 - 0.6 και οφείλονται κυρίως στη μεταφερόμενη σκόνη (~60%) και σε ένα ποσοστό (15 - 20%) στα ανόργανα συστατικά.

Τον Αύγουστο προκύπτουν μεγάλες τιμές οπτικού πάχους στην Ανατολική Μεσόγειο (~0.7) λόγω της μεταφοράς της ορυκτής σκόνης από την Αφρική σε ποσοστό ~60% και λόγω της ύπαρξης ανόργανων συστατικών (~25%). Επίσης, στο οπτικό πάχος των αιωρούμενων σωματιδίων στην περιοχή, συμβάλουν τα οργανικά συστατικά και ο μαύρος άνθρακας με ένα ποσοστό ~5%. Στην Κεντρική Ευρώπη, υπολογίζεται μια μέση τιμή οπτικού πάχους 0.5 με αυξημένη τη συνεισφορά των ανόργανων συστατικών (~35%). Η μεταφερόμενη σκόνη φτάνει στα επίπεδα του 50% συμβολής στο συνολικό οπτικό πάχος των αερολυμάτων.

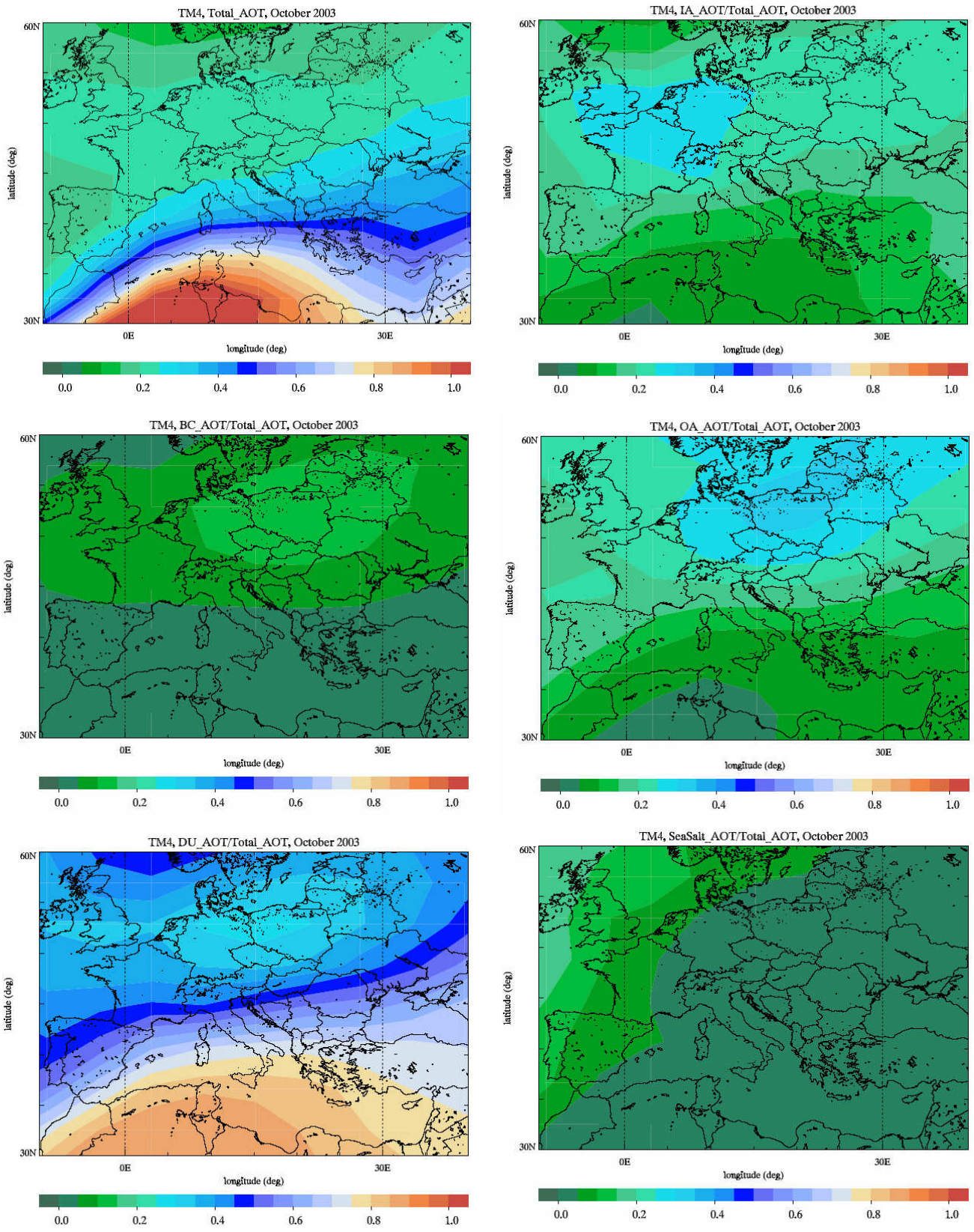
Όπως προαναφέρθηκε, τον Οκτώβριο, οι υψηλές τιμές οπτικού πάχους που υπολογίζονται από το μοντέλο TM4 είναι αναμενόμενες αλλά πολύ πιθανό να είναι και υπερτιμημένες λόγω του ότι το μοντέλο χρησιμοποιεί βάσεις δεδομένων για τις εκπομπές των ενώσεων, προηγούμενου έτους. Το οπτικό πάχος στην Ανατολική Μεσόγειο έχει μια μέση τιμή ~0.7, με τη συνεισφορά της σκόνης σε ποσοστό ~90%. Μεγαλύτερες τιμές (0.8 - 1.0) οπτικού πάχους παρατηρούνται στη θαλάσσια περιοχή ανάμεσα στη Σικελία και τις Αφρικανικές Ακτές λόγω της μεταφερόμενης από την Αφρική ορυκτής σκόνης. Στην Κεντρική Μεσόγειο, υπολογίζεται μια τιμή της τάξης του 0.6 για το οπτικό πάχος, που οφείλεται κυρίως στη σκόνη, αλλά και στα ανόργανα συστατικά (~5 - 10%) και τον οργανικό άνθρακα (~5%). Παρατηρείται επίσης μια συμμετοχή του στοιχειακού άνθρακα στο οπτικό πάχος (~5%) στη βόρεια Ιταλία και Αδριατική. Τέλος, τα μεταφερόμενα από τον Ατλαντικό λόγω των ανέμων, θαλάσσια σωματίδια φαίνονται να επηρεάζουν το οπτικό πάχος στην περιοχή στης βορειοδυτικής Μεσογείου σε ένα ποσοστό της τάξης του 5%.



Εικόνα 8.7- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Απρίλιο του 2003.*



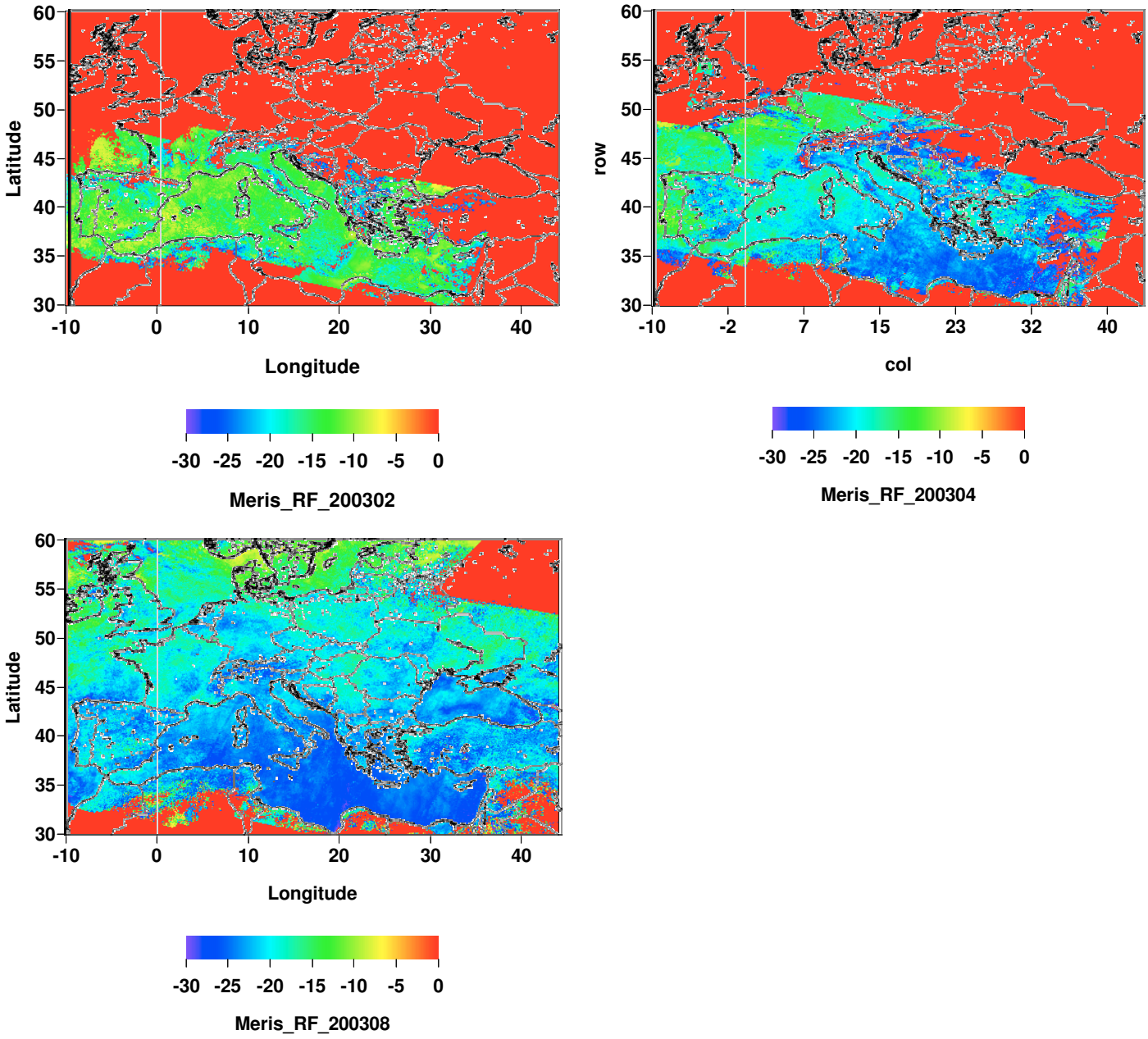
Εικόνα 8.8- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Αύγουστο του 2003.*



Εικόνα 8.9- *Οπτικό πάχος και συμμετοχή των διαφόρων συστατικών των αερολυμάτων σε αυτό έτσι όπως υπολογίζεται από το παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τον Οκτώβριο του 2003.*

8.2 ΔΙΑΤΑΡΑΧΗ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟΥ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ

Χρησιμοποιώντας το ανακτηθέν οπτικό πάχος *(δ_A)* από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS (που έχουν την καλύτερη ανάλυση σε σχέση με τα αντίστοιχα των άλλων αισθητήρων) για τους τέσσερις υπό μελέτη μήνες, υπολογίστηκε η διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου, *(ΔF)*, λόγω της ύπαρξης των αερολυμάτων, στα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας στην περιοχή της Μεσογείου (Εικόνα 8.10).



Εικόνα 8.10- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, ΔF (W m^{-2}), έτσι όπως υπολογίζεται από το ανακτηθέν από τα δεδομένα MERIS οπτικό πάχος λόγω της ύπαρξης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (στα 443 nm) για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003.*

Ο υπολογισμός αυτός έγινε υπολογιστικά όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 5.4, υποθέτοντας ότι όλο το οπτικό πάχος των αερολυμάτων προκαλείται από σκεδάζοντα σωματίδια. Αυτή η υπόθεση υπερεκτιμά τη ψύξη της ατμόσφαιρας από τα αερολύματα καθόσον μερικά συστατικά τους, με κύριο το στοιχειακό άνθρακα αλλά και την "κόκκινη σκόνη" απορροφούν ακτινοβολία, επιφέροντας έτσι θέρμανση στην κολώνα της ατμόσφαιρας αν και σκιάζουν την επιφάνεια της γης, όπως και τα υπόλοιπα συστατικά, μειώνοντας έτσι την επιφανειακή θερμοκρασία και την εξάτμιση του επιφανειακού νερού.

Τα μεγαλύτερα σφάλματα στον υπολογισμό της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου απορρέοντα από αυτή την υπόθεση αναμένονται στις περιοχές και τις περιόδους όπου τόσο ο στοιχειακός άνθρακας, όσο και η ορυκτή σκόνη έχουν μεγάλη συμμετοχή στο οπτικό πάχος του ατμοσφαιρικού αερολύματος (βλέπε συζήτηση κατανομών των συστατικών των αερολυμάτων υπολογισμένων με το μοντέλο TM4, Εικόνες 8.6 - 8.9).

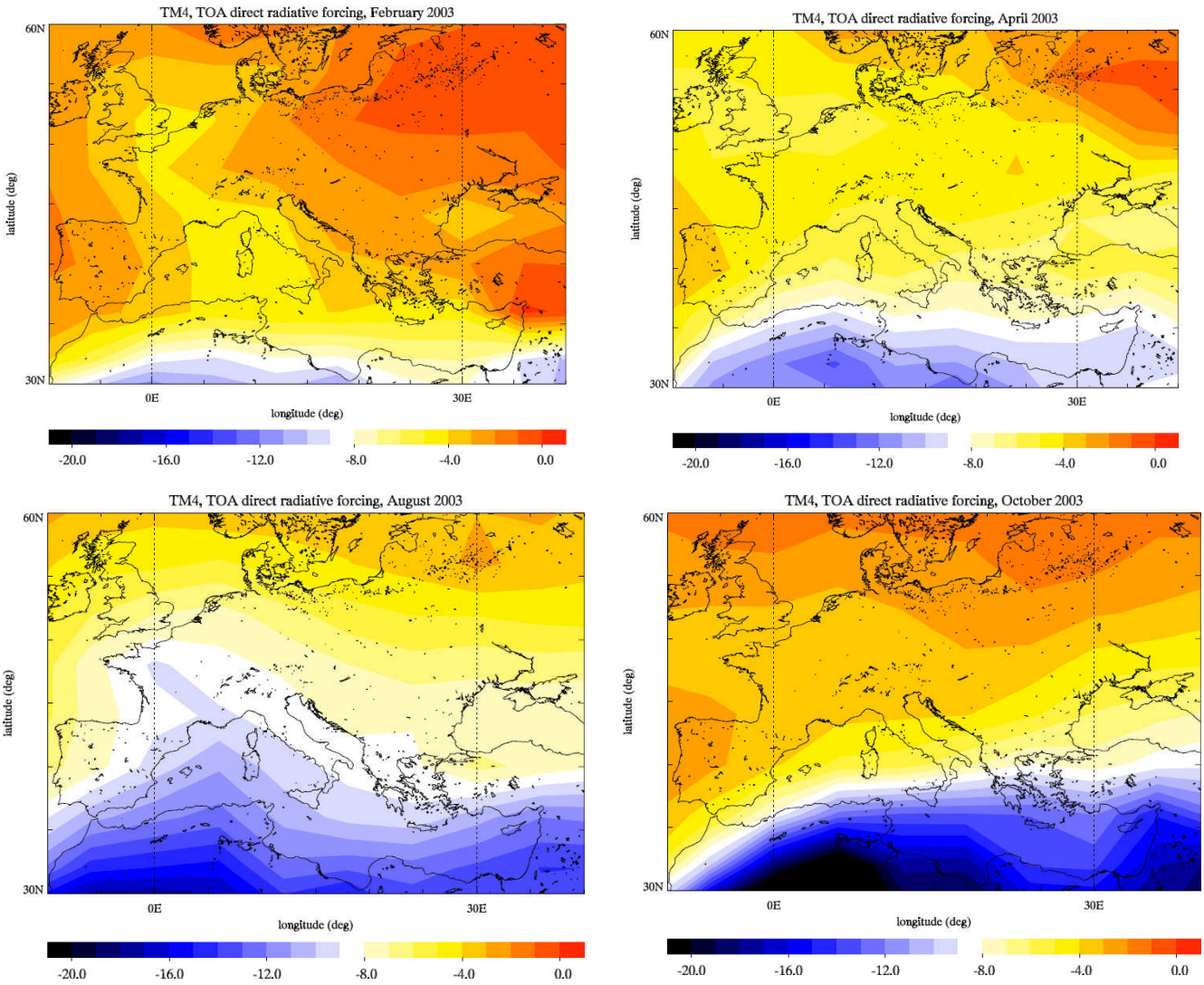
Λαμβάνοντας υπόψη αυτούς τους περιορισμούς, παρατηρούμε στην Εικόνα 8.10 σημαντική επίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε όλη την έκταση της Μεσογείου. Συγκεκριμένα, προκαλούν, λόγω σκέδασης, απώλεια ενέργειας (αρνητική τιμή ΔF) τουλάχιστον -5 W/m^2.

Η μικρότερη επίδραση υπολογίζεται για τους μήνες Φεβρουάριο και Οκτώβριο και κυμαίνεται από -5 έως -20 W/m^2 τόσο πάνω από τη θάλασσα, όσο και πάνω από τα ηπειρωτικές περιοχές της Ευρώπης και Ασίας που την περιβάλλουν.

Κατά τους ανοιξιάτικους μήνες, η σκέδαση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα είναι μεγαλύτερη, προκαλώντας απώλεια ενέργειας, ΔF, περίπου ίση με -25 W/m^2 στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου και χαμηλότερη απώλεια, μεταξύ -10 και -25 W/m^2, στη δυτική λεκάνη και πάνω από την Ισπανία.

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, όπως προαναφέρθηκε, η μείωση της βροχόπτωσης και η αυξημένη φωτοχημική δραστηριότητα, έχουν ως αποτέλεσμα την ύπαρξη ψηλών ποσοτήτων αερολυμάτων στη Νότια Ευρώπη και σε όλη τη Μεσόγειο θάλασσα, με αποτέλεσμα ακόμη μεγαλύτερη επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας. Οι υπολογιζόμενες τιμές ΔF κυμαίνονται μεταξύ -15 και -25 W/m^2 πάνω από την ξηρά και μεταξύ -20 και -30 W/m^2 πάνω από τη θάλασσα.

Παρόμοιοι υπολογισμοί της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας πραγματοποιήθηκαν και με το τρισδιάστατο μοντέλο TM4, το οποίο διαχωρίζει τα συστατικά των αερολυμάτων που σκεδάζουν την ακτινοβολία από εκείνα που την απορροφούν. Τα αποτελέσματα παρουσιάζονται στην Εικόνα 8.11.



Εικόνα 8.11- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, έτσι όπως υπολογίζεται από το 3-διάστατο παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003.*

Λόγω χαμηλότερης χωρικής ευκρίνειας του τρισδιάστατου παγκόσμιου μοντέλου χημείας και μεταφοράς TM4 σε σχέση με εκείνη του αισθητήρα MERIS, οι τιμές οπτικού πάχους που υπολογίζονται από το μοντέλο είναι μικρότερες από εκείνες που ανακτώνται με τη χρήση της μεθόδου BAER από τα δεδομένα του αισθητήρα (Εικόνες 8.1 και 8.5). Συνεπώς, η επίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας, έτσι όπως υπολογίζεται από το TM4, είναι μικρότερη από εκείνη που προκύπτει από το ανακτηθέν, από τα δεδομένα MERIS, οπτικό πάχος (Εικόνες 8.10 και 8.11).

Η μικρότερη διαταραχή στο ενεργειακό ισοζύγιο (σε αντιστοιχία με τους υπολογισμούς από τα δεδομένα MERIS) υπολογίζεται και από τα αποτελέσματα του TM4 για το μήνα Φεβρουάριο (~4 W/m^2). Για το μήνα Οκτώβριο, που όπως προαναφέρθηκε (Εικόνα 8.5), το

μοντέλο TM4 υπολογίζει μεγαλύτερες τιμές οπτικού πάχους από ότι τα δεδομένα των αισθητήρων MERIS (Εικόνα 8.1) και SeaWiFS (Εικόνα 8.2), υπολογίζεται διαταραχή στο ενεργειακό ισοζύγιο της τάξης του -16 W/m^2 στην Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο.

Στην ίδια περιοχή, κατά τους ανοιξιάτικους μήνες, η διαταραχή υπολογίζεται περίπου ίση με -8 W/m^2, ενώ το καλοκαίρι παρατηρείται μεγαλύτερη επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο (από -10 έως -14 W/m^2).

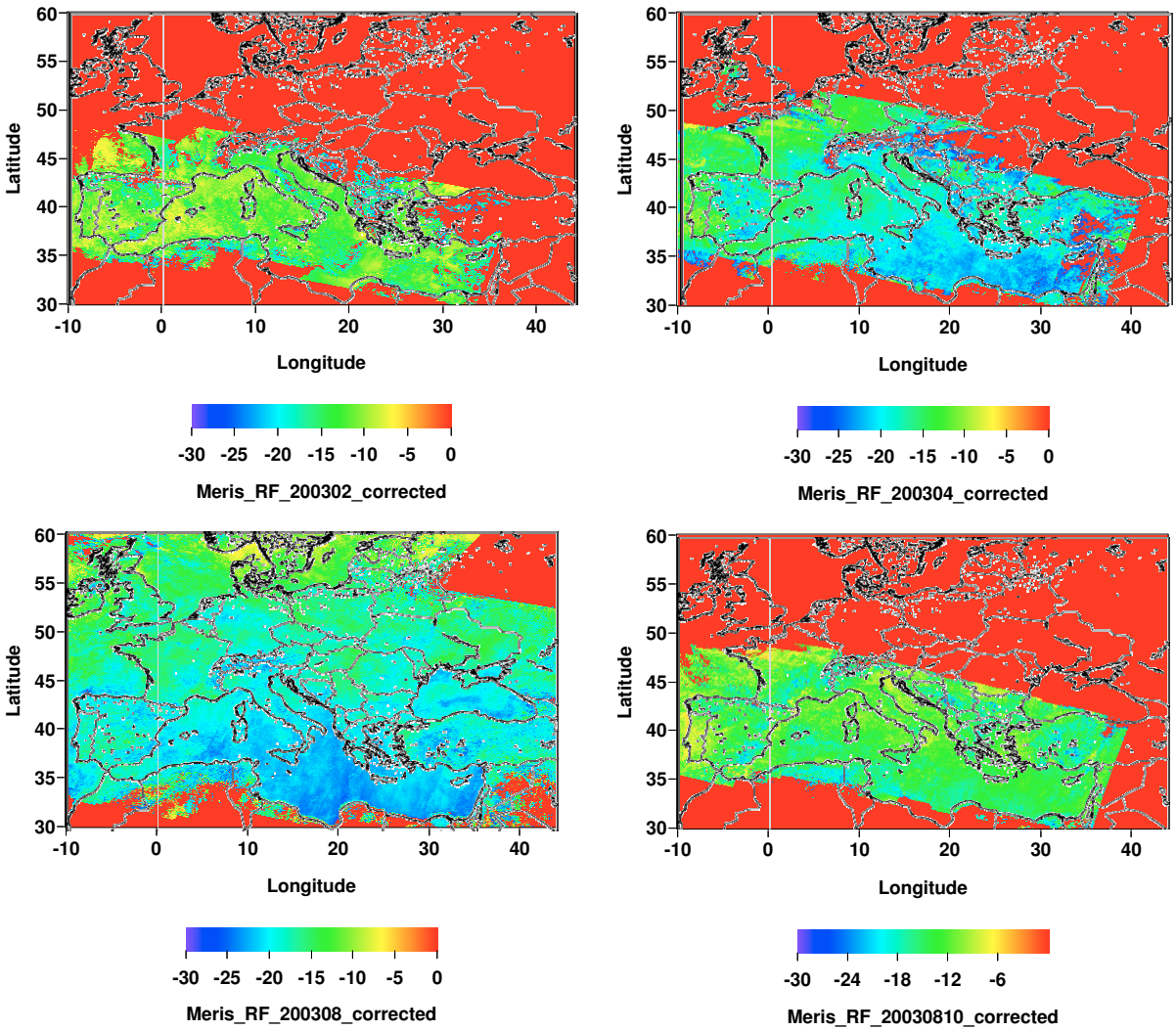
Τα παραπάνω αποτελέσματα είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη χρήση μετρήσεων οπτικού πάχους στην περιοχή (Φινοκαλιά), καθόσον για τη χρονική περίοδο Μαρτίου 2001-Ιουνίου 2002, υπολογίζεται διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου στα άνω στρώματα της ατμόσφαιρας που κυμαίνεται από -2.3 W/m^2 (το χειμώνα) έως -12.6 W/m^2 (το καλοκαίρι), *Vrekoussis et al. (2005)*.

Οι υπολογισμοί της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου από το TM4, ακολουθούν την εποχική διακύμανση των υπολογισμών που προκύπτουν από το ανακτηθέν από τα δεδομένα MERIS οπτικό πάχος. Επίσης, παρόλο που το μοντέλο υποδεικνύει μικρότερη επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ατμόσφαιρας, το γενικό συμπέρασμα από τα αποτελέσματα του μοντέλου και εκείνα που προκύπτουν από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS είναι ότι τα ατμοσφαιρικά αερολύματα στην περιοχή προκαλούν ψύξη της ατμόσφαιρας.

Όπως προαναφέρθηκε, ο υπολογισμός της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου που προκαλείται από τα αερολύματα, με τη χρήση του ανακτηθέντος οπτικού πάχους (δ_A) από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS, πραγματοποιήθηκε με την υπόθεση ότι όλο το οπτικό πάχος των αερολυμάτων προκαλείται από σωματίδια. Λαμβάνοντας υπόψη της κατανομές των συστατικών των αερολυμάτων έτσι όπως υπολογίζονται από το μοντέλο TM4 (Εικόνα 8.6-8.9) προσεγγίστηκε η κατανομής της διαταραχής του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας μέσω 2-διάστατου συντελεστή για την ατμοσφαιρική κολώνα, ο οποίος εκφράζει το ποσοστό της ακτινοβολίας που αποσβένεται λόγω της σκέδασης.

Ο συντελεστής αυτός προκύπτει από τους υπολογισμούς του μοντέλου TM4 για τη διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου που προκαλείται από τα αερολύματα, προσδιορίζοντας τη διαταραχή που προκαλεί ο στοιχειακός άνθρακας, λόγω απορρόφησης, στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας.

Έτσι, με τη βοήθεια αυτού του συντελεστή και της Εξίσωσης 5.6, προκύπτουν τα αποτελέσματα για τη διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου χρησιμοποιώντας το ανακτηθέν οπτικό πάχος (δ_A) από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS (Εικόνα 8.12).



Εικόνα 8.12- *Διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας, ΔF (W m^{-2}), έτσι όπως υπολογίζεται από το ανακτηθέν από τα δεδομένα MERIS οπτικό πάχος λόγω της ύπαρξης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (στα 443 nm) για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003, διορθωμένο με το συντελεστή σκέδασης που προέκυψε από τα αποτελέσματα του μοντέλου TM4.*

Έτσι, λαμβάνοντας υπόψη και την ακτινοβολία που απορροφάται από τα ατμοσφαιρικά αερολύματα προκύπτει, για τους μήνες Φεβρουάριο και Οκτώβριο η μικρότερη επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο που κυμαίνεται από -5 έως -15 W/m^2. Για το μήνα Απρίλιο, υπολογίζεται για την Ανατολική Μεσόγειο απώλεια ενέργειας περίπου ίση με -23 W/m^2 και για τη Δυτική διαταραχή ενεργειακού ισοζυγίου που κυμαίνεται μεταξύ -10 και -16 W/m^2.

Τον Αύγουστο οι υπολογιζόμενες τιμές κυμαίνονται μεταξύ -10 και -20 W/m^2 πάνω από την ξηρά και τη Δυτική Μεσόγειο και από –10 έως -25 W/m^2 πάνω από την Κεντρική και Ανατολική Μεσόγειο.

9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ

Στόχος της παρούσας μελέτης ήταν η εκτίμηση του σχηματισμού των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου καθώς τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, επιδρούν στην ανθρώπινη υγεία, τη χημεία της ατμόσφαιρας και το κλίμα του πλανήτη μας. Εκτιμήθηκε επίσης η επίδραση τους στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας στη Μεσόγειο. Η μελέτη επικεντρώθηκε στη χρονική περίοδο 2002 και 2003. Δόθηκε έμφαση στα περιστατικά μεταφοράς σκόνης από την Αφρική και ρυπαντών από Κεντρική-Βορειοδυτική Ευρώπη και τα Βαλκάνια, ενώ μελετήθηκαν και επεισόδια πυρκαγιών στον Ελλαδικό χώρο που πραγματοποιήθηκαν τον Ιούλιο του 2000 και τον Αύγουστο του 2007.

Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκαν ανακτήσεις του οπτικού πάχους από δορυφορικά δεδομένα διαφορετικών αισθητήρων σε διαφορετικές χωρικές αναλύσεις. Για τις ανακτήσεις αυτές εφαρμόστηκε η μέθοδος BAER, που έχει αναπτυχθεί στο Πανεπιστήμιο Βρέμης. Μελετήθηκε η ευαισθησία του ανακτημένου με τη μέθοδο αυτή οπτικού πάχους των αερολυμάτων στις παραμέτρους εισόδου και κυρίως στην ανάκλαση από την επιφάνεια της γης και στη μέθοδο αποκλεισμού των σύννεφων, τα οποία δρουν παρεμποδιστικά για τις ανακτήσεις του οπτικού πάχους των αερολυμάτων.

Μια σειρά από δοκιμές με την μέθοδο BAER μας επέτρεψαν να βελτιστοποιήσουμε τις ανακτήσεις του οπτικού πάχους κατά τη περίπτωση φαινομένων μεταφοράς σκόνης στη περιοχή της Μεσογείου, κύρια με τη χρήση κατάλληλων πινάκων αναφοράς. Επίσης βελτιώθηκε και αυτοματοποιήθηκε ο αποκλεισμός σύννεφων με τη χρήση ενός δεύτερου περιοριστικού παράγοντα, του λόγου R των ανακλάσεων που μετρούνται από τις ζώνες

μήκους κύματος 1 και 2 του αισθητήρα. Τέλος, οι πίνακες αναφοράς βελτιώθηκαν ώστε να λαμβάνουν υπ' όψη τους τη μεταβολή του NDVI το οποίο προηγουμένως θεωρείτο ότι παραμένει σταθερό και ίσο με τη μονάδα για περιοχές πυκνής βλάστησης. Αυτές οι βελτιώσεις είχαν σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία της νέας μορφής της μεθόδου BAER της v2006, η οποία και χρησιμοποιήθηκε τελικώς για την ανάκτηση των αποτελεσμάτων που παρουσιάζονται στα στην παρούσα μελέτη.

Στη συνέχεια, ανακτήθηκε το οπτικό πάχος των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (AOT) μέσω των δεδομένων από τους δορυφορικούς αισθητήρες MERIS και SeaWiFS. Οι δύο αυτοί δορυφορικοί αισθητήρες παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον για τις μελέτες τροποσφαιρικής χημείας και κλιματικών αλλαγών καθόσον έχουν καλή ευκρίνεια (πολλές ζώνες μήκους κύματος) σε μήκη κύματος μεταξύ 400 και 900 nm στα οποία μπορούμε να παρατηρήσουμε τα αερολύματα, ταυτόχρονα με άλλες περιβαλλοντικής σημασίας παραμέτρους όπως η βλάστηση και η χλωροφύλλη. Επίσης ο αισθητήρας MERIS είναι τοποθετημένος πάνω στο ευρωπαϊκό δορυφόρο ENVISAT, ο οποίος φιλοξενεί και τον αισθητήρα SCIAMACHY, που χρησιμοποιείται για την ανίχνευση αερίων ενδιαφέροντος για την τροποσφαιρική χημεία όπως το όζον, το μονοξείδιο του άνθρακα, η φορμαλδεύδη, η γλυοξάλη και το μεθάνιο. Είναι επομένως ιδιαίτερα διαφωτιστική για τη τροποσφαιρική χημεία η ταυτόχρονη παρατήρηση της αέριας και της σωματιδιακής φάσης της τροπόσφαιρας.

Το ανακτηθέν οπτικό πάχος (AOT) συγκρίθηκε με δεδομένα επίγειων μετρήσεων από το διεθνές δίκτυο ηλιοφωτομέτρων AERONET, με το έτοιμο προϊόν AOT από τον δορυφορικό αισθητήρα MODIS, μικρότερης γεωγραφικής ευκρίνειας αλλά διαθέσιμο στο διαδίκτυο από την NASA και με τα αποτελέσματα του 3-διάστατου παγκόσμιας κλίμακας μοντέλου TM4 του Ε.ΠΕ.ΧΗ.ΔΙ., που είναι ικανό να περιγράψει όλα τα κύρια συστατικά των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα.

Για την καλύτερη κατανόηση των αποτελεσμάτων, οι ανακτηθείσες τιμές οπτικού πάχους αερολυμάτων (AOT) συνδυάζονται με συνεχείς παρατηρήσεις, κυρίως εδάφους, με τα αποτελέσματα τρισδιάστατων συζευγμένων προσομοιώσεων χημείας και μεταφοράς παγκόσμιας κλίμακας και άλλα διαθέσιμα δορυφορικά αποτελέσματα (έτοιμα προϊόντα).

Για την αξιολόγηση της δυνατότητας της προσέγγισης BAER στην ανάκτηση του οπτικούς πάχους στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου κατά τη διάρκεια σημαντικών επεισοδίων σκόνης και τον καθορισμό της επίδρασης που έχουν τα επεισόδια αυτά στα επίπεδα του οπτικού πάχους της περιοχής, μελετήθηκαν τα επεισόδια σκόνης που επηρέασαν την Ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του έτους 2002 και του καλοκαιριού του έτους 2003.

Το ανακτηθέν οπτικό πάχος από τους αισθητήρες MERIS (442.5 nm) και SeaWiFS (443nm) που αφορά τα κύρια επεισόδια σκόνης στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου για την περίοδο Ιούλιο-Σεπτέμβριο 2003, συγκρίθηκε με τα δεδομένα από οκτώ διαφορετικούς σταθμούς AERONET, που καλύπτουν την περιοχή της Μεσογείου για τέσσερις μήνες του έτους 2003, οι οποίοι αντιστοιχούν στις τέσσερις εποχές του έτους (Φεβρουάριος, Απρίλιος, Αύγουστος και Οκτώβριος). Η επιλογή των σταθμών αυτών πραγματοποιήθηκε με βάση τη διαθεσιμότητα των παρατηρήσεων οπτικού πάχους του ηλιοφωτόμετρου στη βάση δεδομένων του AERONET, λαμβάνοντας υπόψη τη γεωγραφική τους θέση, έτσι ώστε να καλύπτεται το μεγαλύτερο μέρος της Μεσογείου. Οι συγκρίσεις έγιναν χρησιμοποιώντας τα δεδομένα των σταθμών του AERONET που αντιστοιχούν στην ακριβή ώρα παρατήρησης του δορυφόρου, καθόσον τα αερολύματα παρουσιάζουν μεγάλες χρονικές διακυμάνσεις στη διάρκεια της ημέρας. Οι συγκρίσεις αυτές έδειξαν σχετικά καλή συμφωνία για τις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης, με το MERIS να υπερεκτιμά τα AOT σχετικά με τις μετρήσεις του AERONET κατά 1-38% ανάλογα με την περιοχή και την ημέρα (συνολικά υπερεκτίμηση κατά 10%) και το SeaWiFS να τις υποεκτιμά ως 15% ή να τις υπερεκτιμά ως 16% ανάλογα με τη περιοχή και την ημέρα (συνολικό αποτέλεσμα υποεκτίμηση κατά 3%).

Συγκρίνοντας τις περιπτώσεις των επεισοδίων σκόνης με τις περιπτώσεις καθαρής ατμόσφαιρας παρατηρήθηκαν περίπου 20% υψηλότερες τιμές AOT υπό την επίδρασης της ορυκτής σκόνης. Για τις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης ανακτήθηκαν επίσης υψηλότερες τιμές συντελεστή Ångström πάνω από την Κρήτη (1.5 - 2) από ότι περιμέναμε, αλλά αυτές είναι σε συμφωνία με τα δεδομένα του δικτύου AERONET και εξηγούνται από την ύπαρξη μικρού μεγέθους σωματιδίων σκόνης που έχουν μεγάλο χρόνο ζωής, ώστε να μεταφερθούν από την Αφρική μέχρι την περιοχή που μετρούνται.

Τα δεδομένα SeaWiFS χρησιμοποιήθηκαν επίσης για την ανάκτηση των επιπέδων σωματιδιακών ρύπων κοντά στην επιφάνεια (PM_{10}). Οι περιβαλλοντικές επιπτώσεις των σωματιδίων και η επίδρασή τους στην ανθρώπινη υγεία είχαν ως αποτέλεσμα τη θέσπιση ανωτάτων ορίων έκθεσης τόσο από την Ευρωπαϊκή Ένωση όσο και από τον Αμερικανικό οργανισμό περιβάλλοντος (EPA). Η ανάκτηση των συγκεντρώσεων των σωματιδίων στην επιφάνεια (PM_{10}) από δορυφορικά δεδομένα είναι ένας νέος τομέας έρευνας. Αναμένεται ότι η παρακολούθηση των επιπέδων των PM_{10} από το διάστημα θα επιτρέψει πληρέστερη γεωγραφική παρατήρηση της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και της χρονικής μεταβολής της. Γενικά παρατηρήθηκε σχετικά καλή συμφωνία ανάμεσα στο ανακτηθέν από τα δεδομένα του SeaWiFS PM_{10} και στις επιφανειακές μετρήσεις για επεισόδια σκόνης. Αντίθετα, η

ευαισθησία της δορυφορικής τεχνικής σε συνδυασμό με τον αλγόριθμο BAER δεν είναι ακόμη επαρκής για ανακτήσεις PM_{10} σε περιπτώσεις σχετικά καθαρής ατμόσφαιρας.

Επομένως η παρούσα μελέτη έδειξε ότι η ανάκτηση PM_{10} από δορυφορικά δεδομένα είναι προς στιγμή δυνατή μόνο για μεγάλες τιμές οπτικού πάχους. Η ανάκτηση του PM_{10} είναι ένας τομέας όπου ο αλγόριθμος BAER χρειάζεται βελτίωση. Επίσης αξίζει να σημειωθεί ότι αν και σημαντικές βελτιώσεις επήλθαν στην ανάκτηση του οπτικού πάχους στα πλαίσια της παρούσας εργασίας, ο αλγόριθμος BAER χρειάζεται περαιτέρω μετατροπές τόσο στην μέθοδο αποκλεισμού των σύννεφων όσο και στην διόρθωση του σήματος για την ανάκλαση από τις διάφορες επιφάνειες εδάφους. Τέλος κρίνεται αναγκαία η τροποποίηση της μεθόδου ώστε να επιτρέπει την αυτόματη επιλογή του πίνακα αναφοράς για επεισόδια σκόνης.

Η εποχική διακύμανση του AOT όπως παρατηρήθηκε με τους αισθητήρες SeaWiFS, MERIS και MODIS παρουσιάζει κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού τα υψηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους (μέγιστες τιμές από 0.5 έως 0.7 από το MERIS) από ότι κατά τη διάρκεια των άλλων εποχών. Η ανάκτηση των δεδομένων του MERIS, ο αισθητήρας με την καλύτερη χωρική ανάλυση, δίνει χαμηλές τιμές οπτικού πάχους το μήνα Φεβρουάριο (κάτω από 0.5) οι οποίες αυξάνονται στα επίπεδα του 0.5 τον Απρίλιο. Κατά τη διάρκεια του Αυγούστου παρατηρούνται ακόμη υψηλότερα επίπεδα οπτικού πάχους με τη μέγιστη τιμή να φτάνει το 0.7. Τα δεδομένα MODIS αποτελούν αναφορά των ανακτηθέντων τιμών οπτικού πάχους σε διεθνές επίπεδο, παρόλα αυτά οι παρατηρήσεις του MODIS αποκλίνουν κατά -22 έως +18% από τις παρατηρήσεις AERONET. Αξίζει να σημειωθεί ότι τα μεγάλα επεισόδια σκόνης, που επηρέασαν την περιοχή της Μεσογείου στα τέλη του Αυγούστου 2003 δε συμπεριλαμβάνονται σε αυτή την ανάλυση. Αυτά τα επεισόδια αλλάζουν δραστικά το μέσο οπτικό πάχος όπως αναφέρεται παραπάνω.

Η παρατηρούμενη αυτή εποχικότητα είναι σε συμφωνία με την ανάλυση των παρατηρήσεων του AERONET και των επίγειων μετρήσεων για το PM_{10} στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου καθώς και με τα αποτελέσματα του 3-διάστατου παγκόσμιας κλίμακας μοντέλου μεταφοράς και χημείας TM4. Τα αιωρούμενα σωματίδια που μεταφέρονται στη λεκάνη της Μεσογείου κυρίως από τη βόρεια Ευρώπη και τα Βαλκάνια και τα μόρια σκόνης που προέρχονται από την Αφρική συμβάλλουν στις παρατηρούμενες υψηλές τιμές οπτικού πάχους στην περιοχή. Λεπτομερέστερη σύγκριση των δορυφορικών δεδομένων με τα αποτελέσματα του TM4 αναδεικνύει την αναγκαιότητα για συζευγμένο με το TM4 υπολογισμό των εκπομπών των σωματιδίων ορυκτής σκόνης στηριζόμενο στα μετεωρολογικά δεδομένα της εκάστοτε χρονιάς.

Μελετώντας τα σημαντικά επεισόδια πυρκαγιών στην περιοχή κατά τη διάρκεια των θερινών μηνών του έτους 2000 και 2007, προκύπτει ότι οι έντονες πυρκαγιές αυξάνουν το οπτικό πάχος στην περιοχή της Μεσογείου έως και 75% επιφέροντας περιστασιακά εξίσου σημαντική επίδραση με αυτή των μεγάλων επεισοδίων ορυκτής σκόνης φυσικής προέλευσης.

Η διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου της ατμόσφαιρας υπολογίστηκε τόσο με βάση το οπτικό πάχος που ανακτήθηκε από τον αισθητήρα MERIS όσο και από το 3-διάστατο παγκόσμιο μοντέλο χημείας και μεταφοράς, TM4, για τους μήνες Φεβρουάριο, Απρίλιο, Αύγουστο και Οκτώβριο 2003. Το TM4 μας επέτρεψε να διακρίνουμε το κλάσμα των σωματιδίων που απορροφούν, πληροφορία αναγκαία για τη σωστή εκτίμηση της ενεργειακής διαταραχής από τα αερολύματα.

Παρατηρείται σημαντική επίδραση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε όλη την έκταση της Μεσογείου. Συγκεκριμένα, προκαλούν, λόγω σκέδασης, απώλεια ενέργειας (αρνητική τιμή ΔF) τουλάχιστον -5 W/m^2, με μια εποχική διακύμανση που υποδεικνύει τη μέγιστη διαταραχή κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών. Οι εκτιμήσεις αυτές απορρέουν τόσο από τα αποτελέσματα του μοντέλου, όσο και από τα αποτελέσματα που προκύπτουν από το ανακτηθέν, από τα δεδομένα του αισθητήρα MERIS, οπτικό πάχος.

Η μικρότερη επίδραση υπολογίζεται από τα δεδομένα του αισθητήρα, για τους μήνες Φεβρουάριο και Οκτώβριο και κυμαίνεται από -5 έως -15 W/m^2 τόσο πάνω από τη θάλασσα, όσο και πάνω από τα ηπειρωτικές περιοχές της Ευρώπης και Ασίας που την περιβάλλουν. Τα αποτελέσματα του μοντέλου υποδεικνύουν την ελάχιστη διαταραχή (-4 W/m^2) στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια του μήνα Φεβρουαρίου.

Κατά τους ανοιξιάτικους μήνες, η σκέδαση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα είναι μεγαλύτερη, προκαλώντας απώλεια ενέργειας, ΔF, περίπου ίση με -23 W/m^2 στην ανατολική λεκάνη της Μεσογείου και χαμηλότερη απώλεια, μεταξύ -10 και -16 W/m^2, στη δυτική λεκάνη και πάνω από την Ισπανία. Η διαταραχή που προκαλούν τα αερολύματα στο ενεργειακό ισοζύγιο, για τη εποχή αυτή, υπολογίζεται από το μοντέλο περίπου ίση με -8 W/m^2.

Κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού, η μείωση της βροχόπτωσης και η αυξημένη φωτοχημική δραστηριότητα, έχουν ως αποτέλεσμα την ύπαρξη ψηλών ποσοτήτων αερολυμάτων στη Νότια Ευρώπη και σε όλη τη Μεσόγειο θάλασσα, με αποτέλεσμα ακόμη μεγαλύτερη επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας. Οι υπολογιζόμενες τιμές ΔF κυμαίνονται μεταξύ -10 και -20 W/m^2 πάνω από την ξηρά και μεταξύ -10 και -25 W/m^2 πάνω

από τη θάλασσα. Για την περίοδο αυτή παρατηρείται και από το μοντέλο TM4 η μεγαλύτερη διαταραχή στο ενεργειακό ισοζύγιο από τα αερολύματα (από -10 έως -14 W/m^2).

10. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ansmann A., U. Wandinger, A. Wiedensohler and U. Leiterer: *Lindenberg Aerosol Characterization Experiment 1998 (LACE 98): Overview, J. Geophys. Res. 107(D21)*, 8129, doi:10.1029/2000JD000233, 2002.

Balis D., V. Amiridis, S. Kazadzis, A. Papayannis, G. Tsaknakis, S. Tzortzakis, N. Kalivitis, M. Vrekoussis, M. Kanakidou, N. Mihalopoulos, G. Chourdakis, C. Pérez, J. Baldasano & M. Drakakis: *Optical characteristics of desert dust over the East Mediterranean during summer: a case study, Annales Geophysicae, 24*, 807-821, 2006.

Bardouki H., H. Liakakou, C. Economou, J. Smolik, V. Zdimal, K. Eleftheriadis, M. Lazaridis, and N. Mihalopoulos: *Chemical composition of size resolved atmospheric aerosols in the Eastern Mediterranean during summer and winter, Atmospheric Environment, 37*, 195–208, 2003.

Crutzen P.J., Andreae M.O., Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. *Science*, 250, 1669-1678, 1990.

Crutzen, P. J. and Zimmermann, P. H.: *The changing photochemistry of the troposphere, Tellus 43AB*, 136–151, 1991.

D'Almeida G. A., P. Koepke, and E. P. Shettle: *Global Climatology and Radiative Characteristics, 561 pp.*, *A. Deepak*, *Hampton, Va*., 1991.

Deepak A., M. A. Box, and G. P. Box: *Retrieval of aerosol size distribution from scattering and extinction measurements in the presence of multiple scattering, in Remote Sensing of Atmospheres and Ocean, edited by A. Deepak,* pp. 95– 113, Academic, San Diego, Calif., 1980.

Dentener, F., Kinne, S., Bond, T., Boucher, O., Cofala, J., Generoso,S., Ginoux, P., Gong, S., Hoelzemann, J. J., Ito, A., Marelli, L., Penner, J. E., Putaud, J.-P., Textor, C., Schulz, M., van der Werf, G. R., and Wilson, J.: *Emissions of primary aerosol and precursor gases in the years 2000 and 1750, prescribed data-sets for AeroCom, Atmos. Chem. Phys*., 6, 4321–4344, 2006.

Deuze J. L., M. Herman, P. Goloub, D. Tanre, and A. Marchand: *Characterization of aerosol over ocean from POLDER/ADEOS-1, Geophys. Res. Lett., 26*, 1421–1424, 1999.

Eck T. F., B. N. Holben, J. S. Reid, O. Dubovik, A. Smirnov, N. T. O'Neill, I. Slutsker, and S. Kinne: *Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols, J. Geophys. Res., 104*, 31,333– 31,349, 1999.

Escadafal R., and H. Bohbot: *Changes in arid Mediterranean ecosystems on the long term and Earth observation, annual report, CAMELEO Proj*., UK, 1999.

Fraser R. S.:*Satellite measurements of mass of Sahara dust in the atmosphere, Appl. Optics, 15*, 2471-2479, 1976.

Fraser R. S., Y. Kaufman, and R. Mahoney: *Satelite measurements of aerosol mass and transport, Atmos. Environ., 18,* 2577-2584, 1984.

Gasso S., and D. A. Hegg*: Comparison of columnar aerosol optical properties measured by MODIS airborne simulator with in-situ measurements*: *A case study, Remote Sens. Environment, 66,* 138-152, 1998.

Gasso S., and D. A. Hegg: *On the retrieval of columnar aerosol mass and CCN concentration by MODIS, J Geophys. Res.,* doi: 10.1029/2002JD002382, 2003.

Geogdzhayev I. V., M. I. Mishchenko, W. B. Rossow, B. Cairns, and A. A. Lacis: *Global two-channels AVHRR retrievals of aerosol properties over oceans for the period of NOAA-9 observations and preliminary retrievals using NOAA-7 and NOAA-11 data, J. Atmos. Sci., 59*, 262– 278, 2002.

Gerasopoulos E., G. Kouvarakis, M. Vrekoussis, M. Kanakidou and N. Mihalopoulos*, Ozone variability in the marine boundary layer of the Eastern Mediterranean based on 7-year observations, J. Geophys. Res.,* 110, D15309, doi:10.1029/2005JD005991, 2005.

Gibson, R., Kallberg, P., and Uppala, S.: *The ECMWF re-analysis (ERA) project, ECMWF newsletter, 73,* 7–17, 1997.

Ginoux, P., M. Chin, I. Tegen, J. M. Prospero, B. Holben, O. Dubovik, and S.-J. Lin, *Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model*, J. Geophys. Res., 106, 20,255 – 20,273, 2001.

Ginoux, P. , J. M. Prospero, O. Torres and M. Chin: *Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation, Environmental Modelling & Software, Volume 19, Issue 2*, February 2004.

Ginoux, P., L. W. Horowitz, V. Ramaswamy, I. V. Geogdzhayev, B. N. Holben, G. Stenchikov, and X. Tie *Evaluation of aerosol distribution and optical depth in the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory coupled model CM2.1 for present climate, J. Geophys. Res.*, 111, D22210, doi:10.1029/2005JD006707, 2006.

Goloub P., D. Tanre´, J. L. Deuze´, M. Herman, A. Marchand, and F. M. Breon: *Validation of the first algorthm applied for the aerosol properties over the oceans using POLDER/ADEAOS measurements, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 37*, 1586– 1595, 1999.

Gordon H. R.: *Atmospheric correction of ocean color imagery in the Earth Observing System era, J. Geophys. Res., 102*, 17,081– 17,106, 1997.

Hänel G.: *Parameterization of the influence of relative humidity on optical aerosol properties, Aerosols Clim. Eff., A. Deepak Publication, Hampton,* 117-122, 1984.

Ganzeveld, L. and Lelieveld, J. *Dry deposition parameterization in a chemistry general circulation model and its influence on the distribution of reactive trace gases. J. Geophys. Res. 100*, 20999-21012, 1995.

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. 100,* 8873-8892, 1995.

Hänel G.: *Parameterization of the influence of relative humidity on optical aerosol properties, Aerosols Clim. Eff., A. Deepak Publ., Hampton*, 117-122, 1984.

Herman J. R., P. K. Bhartia, O. Torres, C. Hsu, and C. Seftor: *Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data, J. Geophys. Res., 102*, 16,911 -16,922, 1997.

Herman M., J. L. Deuze, C. Devaux, P. Golub, F. M. Breon, and D. Tanre: *Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements, J. Geophys. Res., 102*, 17,039– 17,049, 1997.

Holben B. N., T. F. Eck, K. Slutsker, D. Tanr/e, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenu, I. Jankowiak, and A.: *AERONET-a federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Rem. Sens. Environ., 66*, 1–16, 1998.

Holben B. N., et al.: *An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET, J. Geophys. Res., 106*, 12,067– 12,097, 2001.

Husar R. B., J. M. Prospero, and L. L. Stowe: *Charaterization of troposperic aerosols over the oceans with the NOAA AVHRR optical thickness product, J. Geophys. Res., 102*, 16,889– 16,909, 1997.

IPCC: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 2007.

Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)], *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 2007.

Kalberer M., D. Paulsen, M. Sax, M. Steinbacher, J. Dommen, A. S. H. Prevot, R. Fisseha, E. Weingartner, V. Frankevich, R. Zenobi, and U. Baltensperger: *Identification of Polymers as Major Components of Atmospheric Organic Aerosols, Science, vol. 303*, 2004.

Kalivitis N., *PhD thesis,* University of Crete, Greece, 2006.

Kalivitis N., E. Gerasopoulos, M. Vrekoussis, G. Kouvarakis, N. Kubilay, N. Hatzianastassiou, I. Vardavas, and N. Mihalopoulos: *Dust transport over the Eastern Mediterranean from TOMS, AERONET and surface measurements, J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2006JD007510, 2007.

Kanakidou, M., Singh, H. B., Valentin, K. M., and Crutzen, P. J. *A two -dimensional study of ethane and propane oxidation in the troposphere. J. Geophys. Res. 96*, 15395–15413, 1991.

Kaufman Y. J., R. S. Fraser, and R. A. Ferrare: *Satelite measurements of large scale air pollutio, Methods, J. Geophys. Res.,* D95,9895-9909, 1990.

Kaufman Y. J., D. Tanr/e, H. R. Gordon, T. Nakajima, J. Lenoble, R. Frouin, H. Grassl, B. M. Herman, M. D. King and P. M. Teillet: *Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, J. Geophys. Res., 102*, 16 815–16 830, 1997.

Kaufman Y. J., D. Tanre, L. A. Remer, E. F. Vermote, A. Chu, and B. N. Holben: *Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectrometer, J. Geophys. Res., 102*, 17,051– 17,067, 1997.

Kaufman Y. J., B. N. Holben, D. Tanre´, I. Slutsker, A. Smirnov, and T. F. Eck: Will aerosol measurements from Terra and Aquapolar orbiting satellites represent the daily aerosol abundance and properties?, Geophys. Res. Lett., 27, 3861– 3864, 2000.

Kiehl, J. T. and Briegleb, B. P. (1993) The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. Science, 260, 311-314.

Knapp K. R., and L. L. Stowe: *Evaluating the potential for retrieving aerosol optical depth over land from AVHRR Pathfinder atmosphere data, J. Atmos. Sci., 59*, 279–293, 2002.

Kokhanovsky A. A.: Reflection *and transmission of polarized light by optically thick weakly absorbing random media, J. Opt. Soc. Am., 18,* 883–887, 2001.

Kokhanovsky A.A., von W. Hoyningen-Huene, and J. P. Burrows: *Atmospheric aerosol load from space, IEEE T. Geosci. Remote Sensing, 42(4),* 824-832, 2004.

Kokhanovsky A.A., von W. Hoyningen-Huene, H. Bovensmann, and J. P. Burrows: *The determination of the atmospheric optical thickness over Western Europe using SeaWiFS imagery, Atmos. Res., 81,* 176-185, 2006

Kokhanovsky A.A., F.-M. Breon, A. Cacciari, E. Carboni, D. Diner, W. Di Nicolantonio, R.G. Grainger, W.M.F. Grey, R. Höller, K.-H. Lee, Z. Li, P.R.J. North, A.M. Sayer, G.E. Thomas, and W. von Hoyningen-Huene: *Aerosol remote sensing over land: A comparison of satellite retrievals using different algorithms and instruments, Atmospheric Research 85,* 372-394, 2007.

Kourtidis Kostas A., Ziomas I., Zerefos C., Kosmidis E., Symeonidis P., Christophilopoulos P., Karathanassis S. and Mploutsos A.: *Benzene, toluene, ozone, NO_2 and SO_2 measurements in an urban street canyon in Thessaloniki, Greece Atmospheric Environment, Volume 36, Issue 34,* Pages 5355-5364, 2002.

Kouvarakis, G., K. Tsigaridis, M. Kanakidou, and N. Mihalopoulos, *Temporal variations of surface regional background ozone over Crete Island in the southeast Mediterranean. J. Geophys. Res., 105*, D4, 4399–4408, JD900984, 2000.

Le Treut, H., R. Somerville, U. Cubasch, Y. Ding, C. Mauritzen, A. Mokssit, T. Peterson and M. Prather: *Historical Overview of Climate Change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)], *Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA*, 2007.

Lee K. H., J. E. Kim, Y. J. Kim, J. Kim, and von W. Hoyningen-Huene: *Impact of smoke aerosol from Russian Forest Fires on atmospheric environment over Korea during May, Atmospheric Environment, 39*, 85-99, 2003.

Lee K. H., Y. J. Kim, and von W. Hoyningen-Huene: *Estimation of regional aerosol optical thickness from satellite observations during the 2001 ACE-Asia IOP, J. Geophys. Res., 109,* D19S16, doi:10.1029/2003JD004126, 2004.

Lelieveld J., H. Berresheim, et al.: *Global air pollution crossroads over the Mediterranean. Science 298*, 794–799, 2002.

Lim, H. J., Carlton, A. G. and Turpin, B. J. Isoprene forms secondary organic aerosol through cloud processing: Model simulations. Environ. Sci. Technol. 39, 4441-4446, 2005.

Liousse, C., Penner, J. E., Chuang, C., Walton, J. J., Eddleman, H., and Cachier, H.: A global three-dimensional model study of carbonaceous aerosols, J. Geophys. Res., 101, 19411-19432, 1996.

Lohmann U., and J. Feichter: *Global indirect aerosol effects: a review, Atmospheric Chemistry and Physics,* 5, 715-737, 2005.

Mahowald M. N., and C. Luo: *A less dusty future?, Geophysical Research Letters, vol. 30,* doi: 10.1029, 2003.

Mahowald M. N., M. Yosjioka, W. Collins, A. Conley, D. Fillmore, and D. Coleman: *Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum,pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates, Geophysical Research Letters, vol. 33,* doi: 10.1029, 2006.

Mihalopoulos N., E. Stephanou, M. Kanakidou, S. Pilitsidis, and P. Bousquet: *Troposheric aerosol ionic composition above the Eastern Mediterranean area. Tellus 49B*, 314–326, 1997.

Mihalopoulos N., V.M. Kerminen, M. Kanakidou, H. Berresheim and J. Sciare: *Formation of particulate sulfur species (sulfate and methanesulfonate) during summer over the Eastern Mediterranean: A modelling approach Atmospheric Environment, Volume 41, Issue 32, October,* 6860-6871, 2007.

Millan M. M., Salvador R., Mantilla E., Kallos G., Photooxidant dynamics in the Mediterranean basin in summer: Results form European research projects, J. Geophys. Res., 102, 8811-8823, 1997.

Moulin C., F. Guillard, F. Dulac, and C. E. Lambert: *Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using METEOSAT ISCCP-B2 data, J. Geophys. Res., 102*, 16,947–16,958, 1997.

Nakajima T., and M. Tanaka: *Algorithms for radiative intensity calculations in moderately thick atmospheres using a truncation approximation, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 40*, 51-69, 1988.

Nakajima T., and A. Higurashi: *AVHRR remote sensing of aerosol optical properties in the Persian Gulf region, summer 1991, J. Geophys. Res., 102*, 16,935– 16,946, 1997.

Olbert C.: *Atmospheric correction for CASI data using an atmospheric radiative transfer model, Can. J. Remote Sens., 24*, 114–127, 1998.

Olivier, J. G. J., Bouwman, A. F., Van der Maas, C. W. M., Berdowski, J. J. M, Veldt, C. Bloos, J. P. J., Visschedijk, A. J. H., Zandveld, P. Y. J. and Haverlag, J. L. (1996) Description of EDGAR Version 2.0. A set of global emission inventories of greenhouse gases and ozone-depleting substances for all anthropogenic and most natural sources on a per country basis and on 1°x1° grid. RIVM/TNO report, December 1996. RIVM, Bilthoven, RIVM report nr. 771060 002. [TNO MEP report nr. R96/119].

Orlanski I.: *A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows, Journal of Computational Physics*, *Volume 21, Issue 3*, *July 1976*, 251-269, 1975.

Poisson, N., Kanakidou, M., and Crutzen, P. J.: Impact of Non Methane Hydrocarbons on tropospheric chemistry and particular the oxidizing power of the global troposphere: 3-Dimensional Modelling results, J. Atmos. Chem., 36, 157-230, 2000.

Pollack J. B., and J. N. Cuzzi: *Scattering by nonspherical particles of size comparable to the wavelength: A semiempirical theory and its application to tropospheric aerosol, J. Atmos. Sci., 37*, 868– 881, 1980.

Ravishankara A.: *Heterogeneous and Multiphase Chemistry in the Troposphere, Science, vol. 276,* 1997.

Richter, A., Burrows, J. P., Nüß, H., Granier, C, Niemeier, U. (2005): Increase in tropospheric nitrogen dioxide over China observed from space, Nature, 437, 129-132, doi: 10.1038/nature04092, 2005.

Roberts, J. M. *Reactive odd-nitrogen in the atmosphere, in H. B. Singh (ed.), Composition, Chemistry, and Climate of the Atmosphere. Van Nostrand Reinold Publ., New York, 176–215,* 1995.

Robinson A. et al: *Rethinking Organic Aerosols: Semivolatile Emissions and Photochemical Aging, Science, vol. 315*, 1259, 2007.

R.R. Rogers and M.K. Yau, *A Short Course in Clouds Physics, Pergamon,* United Kingdom, 1994

Rozanov V. V., D. Diebel, R. J. D. Spurr, and J. P. Burrows: *GOMETRAN: A radiative transfer model for the satellite project GOME, the planeparallel version, J. Geophys. Res., 102*, 16,683–16,695, 1997.

Rozanov V. V., M. Buchwitz, K.-U. Eichmann, R. de Beek, and J. P. Burrows: *SCIATRAN—A new radiative transfer model for geophysical applications in the 240– 2400 nm spectral region: The pseudo-spherical version, Adv. Space Res., 29*, 1831– 1835, 2002.

Sander R., and P.J. Crutzen: *Journal of Geophysical Research: Model study Indicating halogen activation and ozone destruction in polluted air masses transported to the sea,* 101D: 9121-9138, 1996.

Seinfeld J. H. and S. N. Pandis: *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, New York, NY: John Wiley & Sons, Inc., 1998.

Tanre´ D., L. A. Remer, Y. J. Kaufman, S. Mattoo, P. V. Hobbs, J. M. Livingston, P. B. Russell, and A. Smirnov: *Retrieval of aerosol optical thickness and size distribution over ocean from the MODIS airborne simulator during TARFOX, J. Geophys. Res., 104*, 2261–2278, 1999.

Tegen, I., Hollrig, P., Chin, M., Fung, I., Jacob, D. and Penner, J.: *Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results. J. Geophys. Res. 102*, 23895-23915, 1997.

Textor C. et al: *The effect of harmonized emission on aerosol properties in global models-an AeroCom experiment, Atmospheric Chemistry and Physics*, 7,4489-4501, 2007.

Torres O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmed, and J. Gleason: *Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis, J. Geophys. Res., 103*, 17,099–17,110, 1998.

Torres O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Sinyuk, P. Ginoux, and B. Holben: *A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparisons to AERONET measurements, J. Atmos. Sci., 59*, 398– 413, 2002.

Tsigaridis, K.: *3-D simulations of the impact of organic aerosol on the chemistry and the radiative forcing of the atmosphere, PhD thesis,* University of Crete, Greece, 2003.

Tsigaridis, K. and Kanakidou, M.: *Global modeling of secondary organic aerosol in the troposphere: a sensitivity analysis, Atmos. Chem. Phys. 3, 1849-1869*, 2003.

Tsigaridis, K., Krol, M., Dentener, F. J., Balkanski Y., Lathiere J., Metzger S., Hauglustaine, D. A., and Kanakidou, M.: *Change in global aerosol composition since preindustrial times, Atmos. Chem. Phys., 6,* 5143–5162, 2006.

Tsigaridis, K., and Kanakidou, M.: *Secondary organic aerosol importance in the future atmosphere, Atmos. Environ, doi:10.1016/j.atmosenv*.2007.03.045, 2007.

Uhlig E.-M., and von W. Hoyningen-Huene: *Correlation of atmospheric extinction coefficient with the concentration of particulate matter in a polluted urban area, Atmos. Res., 30,* 181-195, 1993.

van der Meer F., and S. M. de Jong: *Improving the results of spectral unmixing of Landsat Thematic Mapper imagery by changing orthogonality of the end-members, Int. J. Remote Sens., 21*, 2781–2797, 2000.

Veefkind J. P., G. de Leeuw, P. A. Durkee, P. B. Russell, P. V. Hobbs, and J. M. Livingston: *Aerosol optical depth retrieval using ATSR-2 and AVHRR data during TARFOX, J. Geophys. Res., 104*, 2253– 2260, 1999.

Vogt, R., Crutzen ,P.J., and Sander, R., 1996: *A mechanism for halogen release srom sea-salt aerosol in the remote marine boundary layer, Nature* **383**, 327-330.

von Hoyningen-Huene W., M. Stettler, and M. Weller: *Determination of climate-relevant aerosol parameters in the vicinity of an industrial region in eastern Germany, Meteorol. Z. N. F., 5*, 269–278, 1996.

von Hoyningen-Huene W., and P. Posse: *Nonsphericity of aerosol particles and their contribution to radiative forcing, J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer, 52*, 651– 688, 1997.

von Hoyningen-Huene W., K. Wenzel, and S. Schienbein: *Radiative properties of desert dust and its effect on radiative balance, J. Aerosol Sci., 30*, 489– 502, 1999.

von Hoyningen-Huene W., M. Freitag, and J. P. Burrows: *Retrieval of spectral aerosol optical thickness from multiwavelength space-borne sensors, Adv. Space Res., 29*, 1765–1777, 2002.

von Hoyningen-Huene W., M. Freitag, and J. P. Burrows: *Retrieval of aerosol optical thickness over land surfaces from top-of-atmosphere radiance, J. Geophys. Res.*, 108, 4260, doi:10.1029/2001JD002018, 2003.

von Hoyningen-Huene W., Kokhanovsky, A. A., M. Wuttke, M. Buchwitz, S. Noel, K. Gerilowski, J. P. Burrows, B. Latter, R. Siddans, and B. J. Kerridge: *Validation of SCIAMACHY top-of-atmosphere reflectance for aerosol remote sensing using MERIS L1 data, Atmos. Chem. Phys. Discussions, 6*, 673-699, 2005.

von Hoyningen-Huene W., A. A. Kokhanovsky, J. P. Burrows, V. Bruniquel-Pinel, P. Regner, and F. Baret: *Simultaneous determination of aerosol and surface chracteristics from MERIS top-of-atmosphere reflectance, Adv. in Space Res., 37*, 2172-2177, 2006.

von Hoyningen-Huene W., A. A. Kokhanovsky and J. P. Burrows: *Retrieval of particulate matter from MERIS observations, Adv. Environmental Monitoring*, 190-202, 2007

Vrekoussis M., E. Liakakou, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, P.J. Ctutzen, and J. Lelieveld.: *Formation of HNO_3 and NO_3 - in the anthropogenically-influenced eastern Mediterranean marine boundary layer, Geophys. Res. Letter, 33*, L05811, doi:10.1029/ 2005GL025069, 2006.

Vrekoussis M., E. Liakakou, M. Kocak, N. Kubilay, K. Oikonomou, J. Sciare, N. Mihalopoulos: *Seasonal variability of optical properties of aerosols in the Eastern Mediterranean, Atmospheric Environment 39*, 7083-7094, 2006.

Zimmermann G.: *MOS ground truth program - Instruments - Campaigns - Results, paper presented at 2nd International Workshop on MOS-IRS and Ocean Colour, Dtsch. Luft- und Raumfahrt*, Berlin, 10 – 12 June, 1998.

Wesely, M. L.: *Parameterization of surface resistances to gaseous dry deposition in regional scale numerical models*, Atmos. Environ., 23, 1293–1304, 1989.

Γεντεκάκης, Ι.Β.: *Ατμοσφαιρική Ρύπανση: Επιπτώσεις, Έλεγχος και Εναλλακτικές Τεχνολογίες, Εκδόσεις ΤΖΙΟΛΑ*, Πάτρα, 1999.

http://earthobservatory.nasa.gov

http://www.iup.physik.uni-bremen.de/schiamchy/instrument/modes/index.html

http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/SeaWiFS/.

http://earth.esa.int/.

http://modis.gsfc.nasa.gov

http://aeronet.gsfc.nasa.gov

http://www.ecmwf.int/research/era/ERA-15

http://www.geiacenter.org

http://www.cmdl.noaa.gov/ccgg/flask.html