



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ  
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΟΠΤΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΚΑΙ ΤΟΥ ΤΥΠΟΥ ΤΩΝ  
ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΠΑΝΩ ΑΠΟ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΧΡΗΣΕΙΣ ΓΗΣ ΜΕ  
ΤΗΝ ΒΟΗΘΕΙΑ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ  
ΤΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ ΑΕΡΟΝΕΤ

ΔΗΜΗΤΡΗΣ Γ. ΚΑΣΚΑΟΥΤΗΣ  
Φυσικός

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ



ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2008

## **ΠΡΟΛΟΓΟΣ - ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ**

Η παρούσα διδακτορική επιχειρεί να συμβάλει στη διάδοση της επιστημονικής γνώσης, όσον αφορά τα αερολύματα και τη φασματική ηλιακή ακτινοβολία. Το περιεχόμενό της αποτελεί σήμερα ένα εκτενές πεδίο έρευνας της διεθνούς επιστημονικής κοινότητας, καθώς το ενδιαφέρον της μελέτης της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής εστιάζεται πλέον στη γνώση του ποσού, των φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, καθώς και του τρόπου που αυτά αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία, προκαλώντας σημαντικές αλλαγές τόσο στα ποσά όσο και στους μηχανισμούς διάδοσής της. Όλα αυτά τα ζητήματα, τα οποία βρίσκονται στο κέντρο του ενδιαφέροντος στο διεθνή επιστημονικό χώρο, έρχεται η παρούσα διατριβή να διερευνήσει για πρώτη φορά, τόσο διεξοδικά, στον ελλαδικό χώρο.

Με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων μελετάται η κύμανση του πεδίου των αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα για μια περίοδο 6 ετών. Έτσι, διακρίνονται διάφοροι τύποι αερολυμάτων και οι οπτικές τους ιδιότητες συσχετίζονται με αέριες μάζες διαφορετικών περιοχών προέλευσης. Εξετάζονται, παράλληλα, οι διευθύνσεις, οι εποχές και οι μετεωρολογικές συνθήκες που ευνοούν την ύπαρξη ορισμένου τύπου αερολυμάτων, ενώ ιδιαίτερης σημασίας και εκτενούς διερεύνησης αποτελούν τα επεισόδια μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Αθήνα. Η παρούσα διατριβή εξετάζει, επίσης, την κλιματολογία και τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων σε παγκόσμια βάση, με τη μελέτη των 4 κύριων τύπων (αερολύματα πυρκαγιών, αστικά/βιομηχανικά αερολύματα, θαλάσσιο άλας και ερημικά σωματίδια) σε 4 επιλεγμένες περιοχές του δικτύου AERONET.

Περαιώνοντας τη διδακτορική διατριβή θα ήταν παράλειψη εκ μέρους μου να μην αναφερθώ σε κάποιους ανθρώπους, που με τη στάση τους με υποστήριξαν όλα αυτά τα (όχι πάντα εύκολα) χρόνια. Ξεκινώντας από το ακαδημαϊκό μου περιβάλλον, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στον κ. Χαράλαμπο Καμπεξίδη, Ερευνητή Α΄, επικεφαλής της Ομάδας Ατμοσφαιρικής Έρευνας στο Ινστιτούτο Ερευνών Περιβάλλοντος και Βιώσιμης Ανάπτυξης του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και μέλος της 3μελούς επιτροπής παρακολούθησης της διδακτορικής διατριβής. Κατ' αρχήν θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου ώστε να ενταχθώ στην Ομάδα Ατμοσφαιρικής Έρευνας και να ξεκινήσω την παρούσα διατριβή. Επίσης, του εκφράζω τις ευχαριστίες μου για την πολύτιμη βοήθεια, κυρίως στις δύσκολες φάσεις της όλης προσπάθειας, καθοδήγηση και αμέριστη συμπαράστασή του. Εκτός από ένα επιβλέποντα καθηγητή κέρδισα ένα συνεργάτη και κυρίως φίλο.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ οφείλω στον κύριο επιβλέποντα της διατριβής, κ. Παύλο Κασσωμένο, Αναπληρωτή Καθηγητή του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, για την όλη στήριξη στην προσπάθεια διεκπεραίωσής της. Ευχαριστώ, επίσης, τον κ. Νίκο Χατζηαναστασίου, Επίκουρο Καθηγητή του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων και μέλος της 3μελούς επιτροπής παρακολούθησης της διδακτορικής διατριβής για τις ιδέες, παροτρύνσεις και την όλη βοήθεια, που απλόχερα μου προσέφερε, στην επιτυχή κατάληξη σημαντικών δημοσιεύσεων της παρούσας διατριβής. Επίσης, δεν μπορώ να παραλείψω τους κ.κ. Ιωάννη Πνευματικό, Αριστείδη Μπαρτζώκα, Ιωάννη Ζιώμα και Δημήτρη Ζευγώλη μέλη της 7μελούς εξεταστικής επιτροπής. Τέλος, ένα μεγάλο ευχαριστώ για την όλη στήριξη, σε σημαντικές και δύσκολες στιγμές, στον Καθηγητή

## ***ΣΥΝΤΟΜΟ ΒΙΟΓΡΑΦΙΚΟ ΣΗΜΕΙΩΜΑ***

Ο συγγραφέας της παρούσας διδακτορικής διατριβής γεννήθηκε στις 22 Μαΐου 1977 στην Αρτα. Σπούδασε Φυσική στο Πανεπιστήμιο Αθηνών κατά την περίοδο 1995-2000 και πραγματοποίησε μεταπτυχιακές σπουδές στο ίδιο Πανεπιστήμιο, στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος κατά την περίοδο 2000-2002, από όπου και εκπόνησε μελέτη σχετική με μετρήσεις και μοντέλα της φασματικής ηλιακής ακτινοβολίας. Από το 2003 είναι μέλος της Ομάδας Ατμοσφαιρικής Έρευνας του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και υποψήφιος Διδάκτορας του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων. Μέχρι στιγμής έχει πραγματοποιήσει 27 δημοσιεύσεις σε επιστημονικά περιοδικά διεθνούς κύρους, ενώ άλλες 12 βρίσκονται υπό κρίση, 11 ανακοινώσεις σε εθνικά και 23 σε διεθνή επιστημονικά συνέδρια με κριτές. Έχει συμμετάσχει σε 2 διεθνή ερευνητικά προγράμματα σχετικά με περιβαλλοντικά θέματα (FORFI και RISCMASS), ενώ έχει υπάρξει κριτής σε 20 εργασίες που υποβλήθηκαν σε 12 διεθνούς κύρους επιστημονικά περιοδικά, σε 2 εργασίες που ανακοινώθηκαν στο 4<sup>ο</sup> Συνέδριο των Εκπαιδευτικών για τις Τεχνολογίες της Πληροφορίας και της Επικοινωνίας στη Διδακτική πράξη, σε 3 εργασίες που υποβλήθηκαν στο διεθνές συνέδριο IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium (IGARSS 2008) και σε 1 διδακτορική διατριβή που κατατέθηκε στο Πανεπιστήμιο Andhra Pradesh της Ινδίας. Έχει σημαντική διδακτική και εργαστηριακή εμπειρία κατά την 3-χρονη θητεία του (2000-2003) ως ωρομίσθιος στο Τμήμα Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών και σε πρακτική άσκηση φοιτητών στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, κατά την περίοδο 2003-2007, ενώ είναι μέλος της 3-μελούς επιτροπής σε 1 προπτυχιακή και 1 μεταπτυχιακή εργασία φοιτητών του Γεωλογικού τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών.

και Ακαδημαϊκό κ. Χρήστο Ζερεφό, Πρόεδρο του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών και μέλος της 7μελούς εξεταστικής επιτροπής.

Ένα πολύ μεγάλο ευχαριστώ οφείλω, επίσης, στον προσωπικό φίλο μου και εξαίρετο συνεργάτη Παναγιώτη Κοσμόπουλο, φοιτητή του Γεωλογικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Αθηνών, ο οποίος στα πλαίσια της πρακτικής του άσκησης στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών με επιβλέποντα τον κ. Καμπεζίδη, συνεργάστηκε στενά μαζί μου σε θέματα ατμοσφαιρικής φυσικής και αερολυμάτων και σε μετέπειτα δημοσιεύσεις. Τέλος, δεν θα ήθελα να παραλείψω τον Πρόεδρο του Φυσικού Τμήματος του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, Καθηγητή κ.Κωνσταντίνο Κοσμίδη, για την εμπιστοσύνη που έδειξε στο πρόσωπό μου και τη στήριξη που παρείχε σε δύσκολες στιγμές.

Καθ' όλη τη διάρκεια της διατριβής, αρκετοί επιστήμονες μου πρόσφεραν τη βοήθειά τους με πολύωρες συζητήσεις, ιδέες, σχόλια, παροχή πειραματικών δεδομένων και πληροφοριών και συνέβαλαν στην ποιοτική αναβάθμιση της διατριβής και των εξ αυτής δημοσιεύσεων. Ευχαριστώ, λοιπόν, θερμά τους κ.κ. Αναστάσιο Αδαμόπουλο, Νίκο Σηφάκη, Παναγιώτη Νάστο, Robert Levy, Alexander Smirnov, Kandalam Badarinath, Shailesh Kumar Kharol, Christian Gueymard, Zoltan Tóth, Lorraine Remer, Alexander Kokhanovsky και Daniela Meloni. Ιδιαίτερη ευγνωμοσύνη οφείλω, επίσης, στις ερευνητικές ομάδες του MODIS και του TOMS για την παροχή δορυφορικών δεδομένων μέσω της ιστοσελίδας (<http://giovanni.gsfc.nasa.gov/>), όπως και στους κύριους ερευνητές 4 σταθμών του AERONET, το Δρ. Brent Holben στην Alta Floresta, το Δρ. Giuseppe Zibordi στην Ispra το Δρ. Rick Wagener στο Nauru και το Δρ. Naif Al-Abadi στο Solar Village.

Τέλος, περίσσεια ευγνωμοσύνη εκφράζω στη μητέρα μου, η οποία συνέβαλε τα μέγιστα, όχι μόνο κατά τα χρόνια της διδακτορικής διατριβής, αλλά και σε κάθε φάση της ακαδημαϊκής μου ζωής μέσα στην υπερδεκαετή πορεία μου. Όσο για τη μνήμη του πατέρα μου, που τόσο πρόωρα έφυγε από τη ζωή, αυτή θα παραμένει άσβεστη σε όλα τα βήματα της ζωής μου, ακόμη και στις δημοσιεύσεις και το ερευνητικό μου έργο.

*Αφιερώνεται στους ανθρώπους, που πιστεύω ότι είχαν τη μεγαλύτερη συμβολή στη διαμόρφωση της προσωπικότητάς μου και συνέβαλαν τα μέγιστα στην επίτευξη αυτού του στόχου...*

*Στην Ηλέκτρα,  
το Μιχάλη  
και τη Μαρία...*

*Αθήνα - Οκτώβριος 2008*

*Δημήτρης Γ. Κασκαούτης*



## **ΠΙΝΑΚΑΣ ΣΥΜΒΟΛΩΝ**

<b><math>I_{\lambda}</math></b>	Φασματική ηλιακή ακτινοβολία
<b><math>I_{o\lambda}</math></b>	Ηλιακή φασματική ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας
<b><math>I_{g\lambda}</math></b>	Ολική ηλιακή ακτινοβολία
<b><math>I_{d\lambda}</math></b>	Διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία
<b><math>I_{b\lambda}</math></b>	Άμεση ηλιακή ακτινοβολία
<b><math>\lambda</math></b>	Μήκος κύματος
<b>m</b>	Μέτρο
<b>km</b>	Χιλιόμετρο ( $10^3$ m)
<b><math>\mu</math>m</b>	Μικρόμετρο ( $10^{-6}$ m)
<b>nm</b>	Νανόμετρο ( $10^{-9}$ )
<b><math>\tau_{\lambda}</math></b>	Ολικό οπτικό βάθος
<b><math>\tau_{a\lambda}</math></b>	Φασματικό οπτικό βάθος αερολυμάτων
<b><math>T_{\lambda}</math></b>	Διαφάνεια της ατμόσφαιρας
<b><math>T_L</math></b>	Συντελεστής θόλωσης Linke
<b><math>T_U</math></b>	Συντελεστής θόλωσης Unsworth-Monteith
<b><math>\tau_D</math></b>	Συντελεστής θόλωσης Davies-Hay
<b>B</b>	Συντελεστής θόλωσης Schüepf
<b><math>a</math></b>	Κυματικός εκθέτης του Ångström
<b><math>\beta</math></b>	Συντελεστής θόλωσης του Ångström
<b>V</b>	Οριζόντια ορατότητα
<b><math>\sigma_{sp}</math></b>	Συντελεστής σκέδασης
<b><math>\sigma_{Ap}</math></b>	Συντελεστής απορρόφησης
<b><math>\sigma_{ext}</math></b>	Συντελεστής εξασθένησης
<b>b</b>	Παράγοντας οπισθοσκέδασης
<b>LR</b>	Λόγος του Lidar
<b>SSA</b>	Λευκαύγεια απλής σκέδασης
<b>g</b>	Συντελεστής ασυμμετρίας
<b>n</b>	Πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης
<b>k</b>	Φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης
<b>UV</b>	Υπεριώδης ακτινοβολία
<b>VIS</b>	Ορατή ακτινοβολία
<b>NIR</b>	Υπέρυθρη ακτινοβολία
<b>Z</b>	Ζενίθια γωνία

## **ΠΙΝΑΚΑΣ ΑΚΡΩΝΥΜΙΩΝ**

<b>ACE</b>	Aerosol Characterization Experiment
<b>AEM</b>	Applications Explorer Mission
<b>AERONET</b>	Aerosol Robotic Network
<b>AI</b>	Aerosol Index
<b>AOD</b>	Aerosol Optical Depth
<b>ARE</b>	Aerosol Radiative Effect
<b>ARM</b>	Aerosol Radiation Measurements
<b>AVHRR</b>	Advanced Very High Resolution Radiometer
<b>BSRN</b>	Baseline Solar Radiation Network
<b>CCCC</b>	Center for Clouds Chemistry and Climate
<b>CCN</b>	Cloud Condensation Nuclei
<b>CLAMS</b>	Coastal Landscape Analysis and Modeling Study
<b>DREAM</b>	Dust Regional Atmospheric Modelling
<b>EARLINET</b>	European Lidar Network
<b>ENVISAT</b>	Environmental Satellite
<b>ERBE</b>	Earth Radiation Budget Experiment
<b>EU</b>	European Union
<b>FM</b>	Fine Mode
<b>FORTH</b>	Foundation for Research and Technology-Hellas
<b>FOV</b>	Field Of View
<b>FWHM</b>	Full Width at Half Maximum
<b>GAW</b>	Global Atmospheric Watch
<b>GOES</b>	Geostationary Operational Environmental Satellite
<b>GTE</b>	Global Tropospheric Experiment
<b>HYSPLIT</b>	Hybrid single-particle Lagrangian Integrated Trajectory
<b>INDOEX</b>	Indian Ocean Experiment
<b>INTEX</b>	Intercontinental Chemical Transport Experiment – North America
<b>IPCC</b>	Intergovernmental Panel on Climate Change
<b>Landsat</b>	Land Satellite
<b>MEDCAPHOT-TRACE</b>	Mediterranean Campaign of Photochemical Tracers Transport and Chemical Evolution
<b>LR</b>	Lidar Ratio
<b>MERIS</b>	Medium Resolution Imaging Spectrometer
<b>Meteosat</b>	Meteorological Satellite
<b>MEIDEX</b>	Mediterranean Israeli Dust Experiment
<b>MFRSR</b>	Multifilter Rotating Shadowband Radiometer
<b>MINOS</b>	Mediterranean Intensive Oxidant Study
<b>MISR</b>	Multiangle Imaging Spectroradiometer
<b>MODIS</b>	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
<b>MPLnet</b>	Multi-Pulsar Lidar network
<b>NASA</b>	National Aeronautics and Space Administration
<b>NCEP</b>	National Center for Environmental Protection

<b>NOAA</b>	National Oceanic Atmospheric Administration
<b>OMI</b>	Ozone Monitoring Instrument
<b>PAR</b>	Photosynthetically Active Radiation
<b>PAUR</b>	Photochemical Active Ultraviolet Radiation
<b>PM</b>	Particulate Matter
<b>PRIDE</b>	Puerto Rico Dust Experiment
<b>SAGE</b>	Stratospheric Aerosol and Gas Experiment
<b>SAFARI</b>	Southern Africa Regional Science Initiative
<b>SAM</b>	Stratospheric Aerosol Measurement
<b>SAMUM</b>	Sahara Mineral Dust Experiment
<b>SCAR-B</b>	Solar Clouds and Radiation – Brazil
<b>SCIAMACHY</b>	Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography
<b>SeaWifs</b>	Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor
<b>SHADE</b>	Sahara Dust Experiment
<b>SME</b>	Solar Mesosphere Explorer
<b>SOAR</b>	Shipboard Oceanographic and Atmospheric Radiation
<b>SPOT-HRVIR</b>	Systeme Probatoire pour l'Observation de la Terre-High Resolution Visible and Infrared
<b>SRA</b>	Standard Radiation Atmosphere
<b>6S</b>	Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum
<b>TARFOX</b>	Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational Experiment
<b>TOA</b>	Top Of Atmosphere
<b>TOMS</b>	Total Ozone Mapping Spectrometer
<b>TRACE-P</b>	Transport and Chemical Evolution over the Pacific
<b>TRMM</b>	Tropical Rainfall Measuring Mission
<b>UAE</b>	United Arab Emirates
<b>UTC</b>	Universal Time Coordinates
<b>ZIMBEE</b>	Zambian International Biomass Burning Emissions Experiment
<b>EAA</b>	Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών
<b>ΥΠΕΧΩΔΕ</b>	Υπουργείο Περιβάλλοντος Χωροταξίας και Δημοσίων Έργων



# ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....</b>	<b>1</b>
1.1 Η ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ .....	1
1.2 ΣΠΟΥΔΑΙΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	6
1.3 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ .....	8
1.4 ΔΙΕΘΝΗ ΔΙΚΤΥΑ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ.....	9
1.5 ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΕΣ «ΕΚΣΤΡΑΤΕΙΕΣ» ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	10
1.6 ΈΡΕΥΝΑ ΕΠΙ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ ΚΑΙ ΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ .....	12
1.7 ΔΟΡΥΦΟΡΟΙ .....	14
1.8 ΔΟΜΗ ΚΑΙ ΣΚΟΠΟΣ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ.....	16
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΘΟΛΩΣΗ... 19</b>	<b>19</b>
2.1 ΓΕΝΙΚΑ.....	19
2.2 ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ.....	19
2.2.1 Άμεση ακτινοβολία ( $I_{b\lambda}$ ).....	20
2.2.2 Διάχυτη ακτινοβολία ( $I_{d\lambda}$ ).....	21
2.2.3 Ολική ακτινοβολία ( $I_{g\lambda}$ ).....	22
2.3 ΕΞΑΣΘΕΝΙΣΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ.....	23
2.3.1 Νόμος των Bouguer-Lambert-Beer.....	23
2.3.2 Η θόλωση στην ατμόσφαιρα.....	25
2.3.3 Οι συντελεστές θόλωσης του Ångström, $\alpha$ και $\beta$ .....	26
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ .....</b>	<b>31</b>
3.1 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΚΑΙ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	31
3.1.1 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων.....	31
3.1.2 Έμμεση επίδραση των αερολυμάτων .....	32
3.1.3 Επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα.....	33
3.2 ΟΠΤΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	36
3.2.1 Οπτικό βάθος των αερολυμάτων.....	36
3.2.2 Κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων.....	37
3.2.3 Λευκαύγεια απλής σκέδασης.....	38
3.2.4 Συντελεστής ασυμμετρίας.....	39
3.2.5 Δείκτης διάθλασης.....	40
3.3 ΤΥΠΟΙ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ .....	40
3.3.1 Ερημικά αερολύματα .....	41
3.3.2 Αστικά-βιομηχανικά αερολύματα.....	43
3.3.3 Αερολύματα καύσεων .....	44
3.3.4 Θαλάσσια αερολύματα.....	45
3.4 ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	48
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΟΝΤΕΛΑ.....</b>	<b>42</b>
4.1 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ AERONET .....	49
4.2 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΟΥ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΟΥ ΔΕΚΤΗ MODIS .....	53
4.3 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΤΟΥ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΟΥ ΔΕΚΤΗ TOMS.....	55

4.4 Το ΜΟΝΤΕΛΟ SMARTS.....	56
4.5 Το ΜΟΝΤΕΛΟ HYSPLIT .....	60
4.6 Το ΜΟΝΤΕΛΟ DREAM .....	61
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ . 63</b>	
5.1 ΣΥΜΒΟΛΗ ΤΩΝ ΟΠΤΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΤΡΟΠΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΗΛΙΑΚΟΥ ΦΑΣΜΑΤΟΣ .....	63
5.2 ΘΕΩΡΗΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΦΑΣΜΑΤΙΚΟΥ ΛΟΓΟΥ ΔΙΑΧΥΤΗΣ-ΠΡΟΣ-ΑΜΕΣΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ .....	66
5.2.1 Εφαρμογές του λόγου διάχυτης/άμεσης ( $I_{diff}/I_{bλ}$ ) ακτινοβολίας.....	66
5.2.2 Μεθοδολογία.....	67
5.2.3 Η επίδραση της θόλωσης και της ζενίθιας γωνίας.....	68
5.2.4 Επίδραση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων.....	78
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΛΕΤΗ ΟΠΤΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΚΑΙ ΤΥΠΟΥ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΕΡΟΝΕΤ..... 87</b>	
6.1 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΣΕ ΔΙΑΦΟΡΕΤΙΚΕΣ ΠΕΡΙΟΧΕΣ....	87
6.1.1 Εισαγωγή.....	87
6.1.2 Περιοχές μελέτης.....	87
6.1.3 Συλλογή των δεδομένων.....	90
6.1.4 Ετήσια διακύμανση του $AOD_{500}$ και του $\alpha_{440-870}$ .....	90
6.1.5 Εποχική μεταβλητότητα των $AOD_{500}$ και $\alpha_{440-870}$ .....	97
6.1.6 Συχνότητα εμφάνισης των $AOD_{500}$ και $\alpha_{440-870}$ .....	99
6.2 ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΔΙΑΦΟΡΩΝ ΤΥΠΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ.....	101
6.2.1 Εισαγωγή.....	101
6.2.2 Ετήσια κύμανση του φασματικού οπτικού βάρους.....	102
6.2.3 Φασματική εξάρτηση του $AOD$ .....	104
6.2.4 Μελέτη της συσχέτισης $AOD$ και $\alpha$ .....	108
6.2.5 Διάκριση και κατάταξη των αερολυμάτων.....	113
6.3 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΑΜΠΥΛΟΤΗΤΑΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΕΞΑΡΤΗΣΗΣ ΤΟΥ ΚΥΜΑΤΙΚΟΥ ΕΚΘΕΤΗ.....	120
6.3.1 Εισαγωγή.....	120
6.3.2 Φασματική μεταβολή του $\alpha$ .....	120
6.3.3 Διερεύνηση της πολωνυμικής συνάρτησης.....	125
6.3.4 Εκτίμηση του $\alpha$ μέσω της πολωνυμικής συνάρτησης.....	133
6.3.5 Μελέτη των σφαλμάτων στους υπολογισμούς.....	135
<b>ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΜΕΣΩ ΔΟΥΦΟΡΙΚΩΝ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ..... 139</b>	
7.1 ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΔΙΑΚΡΙΣΗ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΘΗΝΑΣ.....	139
7.1.1 Εισαγωγή.....	139
7.1.2 Μεθοδολογία.....	140
7.1.3 Κλιματολογία των αερολυμάτων.....	142
7.1.4 Ανάλυση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων.....	148
7.2 ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΟΠΤΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΘΗΝΑΣ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΙΣ ΤΡΟΧΙΕΣ ΤΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ.....	155

7.2.1 Εισαγωγή.....	155
7.2.2. Συχνότητα εμφάνισης και οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων.....	156
7.2.3. Προσδιορισμός της περιοχής προέλευσης των αερίων μαζών.....	159
7.2.4. Συχνότητα εμφάνισης των αερίων μαζών σε κάθε τομέα.....	161
7.2.5. Διερεύνηση των διευθύνσεων για την παρουσία συγκεκριμένου τύπου αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα.....	164
7.2.6. Συσχέτιση αερίων μαζών και οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων.....	173
7.3 ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΣΚΟΝΗΣ ΑΠΟ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΕΣ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ.....	176
7.3.1 Εισαγωγή.....	176
7.3.2 Μεθοδολογία.....	176
7.3.3 Μελέτη των επεισοδίων σκόνης.....	178
7.3.4 Μηχανισμοί μεταφοράς της σκόνης πάνω από την Αθήνα.....	185
7.3.5 Χρήση του ΑΙ στον εντοπισμό επεισοδίων σκόνης.....	192
7.4 ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΕΝΤΟΝΟΥ ΕΠΕΙΣΟΔΙΟΥ ΣΚΟΝΗΣ ΤΗΣ 16-17 <sup>ΗΣ</sup> ΑΠΡΙΛΙΟΥ 2005.....	197
7.4.1 Εισαγωγή.....	197
7.4.2 Συνοπτική κατάσταση στον Ελλαδικό χώρο τον Απρίλιο 2005.....	197
7.4.3 Δορυφορικές παρατηρήσεις την 17 <sup>Η</sup> Απριλίου 2005.....	199
7.4.4. Συνοπτική μετεωρολογική κατάσταση την 17 <sup>Η</sup> Απριλίου 2005.....	202
7.4.5 Οπτικές ιδιότητες της σκόνης κατά τη διεύθυνση μεταφοράς.....	203
7.4.6 Μετρήσεις από το δίκτυο του ΑΕΡΟΝΕΤ στην Κρήτη.....	206
7.4.7 Συγκεντρώσεις σωματιδίων (PM <sub>10</sub> ) στο έδαφος.....	206

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ..... 209**

8.1 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	209
8.1.1 Συμπεράσματα για την ηλιακή ακτινοβολία.....	209
8.1.2 Συμπεράσματα για τα ατμοσφαιρικά αερολύματα.....	211
8.1.3 Συμπεράσματα από τη χρήση δορυφορικών δεδομένων.....	212
8.2 ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ.....	214

## **ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ..... 217**





# ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

## 1.1 Η ατμόσφαιρα της Γης

Η ατμόσφαιρα της Γης είναι ένα μίγμα, το οποίο αποτελείται από αέρια σταθερής (οξυγόνο και άζωτο) και μεταβλητής (υδρατμοί, και διοξείδιο του άνθρακα) περιεκτικότητας. Στα τελευταία μπορούν να προστεθούν και τα διάφορα αιωρούμενα στην ατμόσφαιρα σωματίδια (στερεάς ή υγρής υφής), τα αποκαλούμενα *αερολύματα*. Μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα τα αερολύματα παρουσιάζουν ποικιλία μεγέθους, σχήματος, χημικής σύνθεσης, φυσικών ιδιοτήτων και προέλευσης. Η ακτίνα των σωματιδίων αυτών συνήθως είναι μικρή και δεν υπερβαίνει τα 10-20 μm με αποτέλεσμα να αιωρούνται μέσα στην ατμόσφαιρα για μεγάλα χρονικά διαστήματα. Υπάρχουν όμως και σωματίδια μεγαλύτερων διαστάσεων που, λόγω αυξημένου όγκου και βάρους, στερούνται της ικανότητας αιώρησης με αποτέλεσμα να καταπίπτουν γρήγορα στο έδαφος. Διακρίνονται στα πολύ μικρά σωματίδια διαστάσεων από  $10^{-3}$  έως  $10^{-1}$  μm, ονομαζόμενα *πυρήνες Aitken* που συναντώνται κυρίως σε αστικές περιοχές, στα μεγάλα σωματίδια διαστάσεων από 0,1 μέχρι 1 μm και στα γιγαντοσωματίδια, με ακτίνα μεγαλύτερη του 1 μm, που απαντώνται κυρίως σε αέριες μάζες θαλάσσιας προέλευσης. Τα αερολύματα μπορεί να επιφέρουν αρνητικές επιπτώσεις στην ανθρώπινη υγεία εάν η διάμετρός τους καταστεί μικρότερη των 10 μm· ειδικά τα αεροσωματίδια γύρω στα 2,5 μm είναι εύκολα εισπνεύσιμα και μπορεί να προκαλέσουν βλάβες του αναπνευστικού συστήματος (Hamilton and Mansfield, 1991; EPA, 1996). Τα τελευταία αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία σαν PM<sub>2,5</sub> και σχετίζονται στενά με την ποιότητα του αέρα σε αστικές και βιομηχανικές περιοχές.

Παρόλο που η συγκέντρωσή τους είναι ελάχιστη σε σχέση με ολόκληρη την ατμοσφαιρική μάζα, εντούτοις οι μεταβολές τους μπορούν να επιφέρουν σημαντικές επιπτώσεις τόσο στο κλιματικό σύστημα όσο και στα έμβια όντα. Τα αιωρούμενα σωματίδια παίζουν σημαντικό ρόλο στη δημιουργία και εξέλιξη πολλών φαινομένων μέσα στην ατμόσφαιρα, όπως η δημιουργία των νεφών και της βροχής (καθώς αποτελούν τους βασικούς πυρήνες πάνω στους οποίους συμπυκνώνονται οι υδρατμοί), η αύξηση ή η ελάττωση της θόλωσης και της ατμοσφαιρικής ρύπανσης και η σημαντική συμβολή στην εκδήλωση διαφόρων ηλεκτρικών και οπτικών φαινομένων. Στην πλειοψηφία τους τα αερολύματα είναι φυσικής προέλευσης (ηφαιστειακή και ερημική σκόνη, σωματίδια πυρκαγιών, θαλάσσια σωματίδια). Παράλληλα, οι ανθρώπινες δραστηριότητες (καύση υγρών καυσίμων, βιομηχανικές εκπομπές, επεμβάσεις στο περιβάλλον) παράγουν τέτοια σωματίδια. Σε παγκόσμια κλίμακα τα ανθρωπογενή αερολύματα αποτελούν περίπου το 10% του συνολικού ποσού τους στην ατμόσφαιρα, με το μεγαλύτερο μέρος να βρίσκεται στο Βόρειο Ημισφαίριο και κυρίως πάνω από τις μεγαλουπόλεις και τις βιομηχανικές περιοχές (Warneck, 1988). Πιο συγκεκριμένα, ανάλογα με την προέλευσή τους μπορούν να ταξινομηθούν σε 3 μεγάλες κατηγορίες 1) κονιορτούς 2) χημικές ενώσεις 3) οργανικά συστατικά.

**1) Κονιορτοί.** Αυτοί μπορεί να είναι αερολύματα εδαφικής προέλευσης (σκόνη, κόκκοι άμμου) προερχόμενα κυρίως από τις άνυδρες περιοχές και τις ερήμους της Γης. Ακόμη μπορεί να είναι στάχτη ή αιθάλη προερχόμενες από εκρήξεις ηφαιστειών, βιομηχανικά λύματα, δασικές πυρκαγιές και οικιακές χρήσεις. Τέλος, μπορεί να είναι

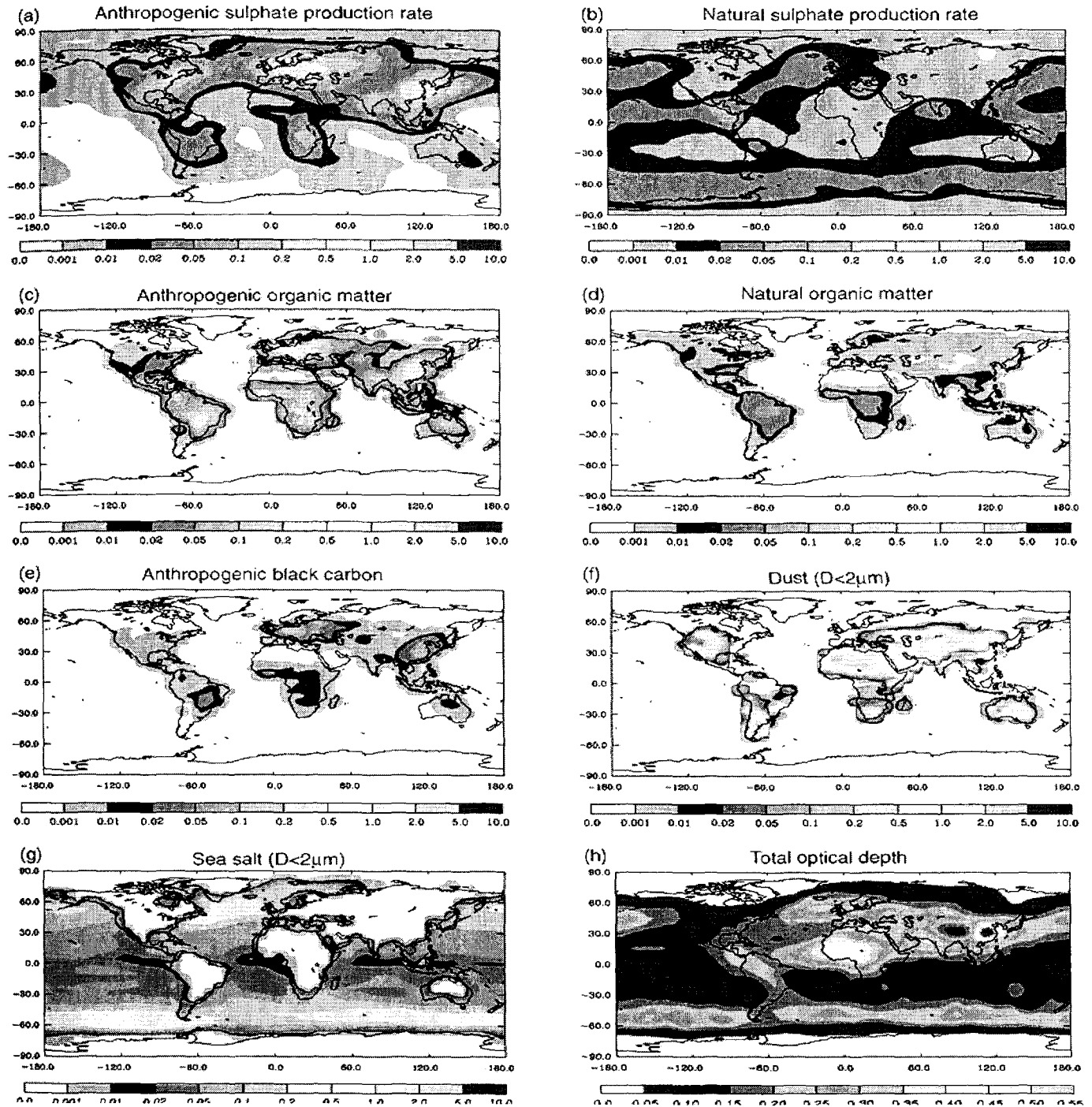
θαλάσσια σωματίδια αποτελούμενα κυρίως από μόρια NaCl προερχόμενα από εξάτμιση ή μεταφορά σταγονιδίων με τον άνεμο.

**2) Χημικές ενώσεις.** Στην κατηγορία αυτή περιλαμβάνονται οι υδρογονάνθρακες ( $C_xH_x$ ) που προέρχονται είτε από τη σήψη των οργανικών ουσιών (φυσικές διεργασίες). Επίσης, χημικές ενώσεις προερχόμενες από βιομηχανικές διεργασίες, καθώς επίσης και υδρογονάνθρακες που δημιουργούνται από τις ατελείς καύσεις των κινητήρων.

**3) Οργανικά αερολύματα.** Τα σωματίδια της κατηγορίας αυτής είναι διάφοροι μικροοργανισμοί (βακτήρια, μύκητες), γύρη από τα άνθη των φυτών καθώς και ενώσεις του οργανικού άνθρακα.

Στην Εικ. 1.1.1 παρουσιάζονται οι κύριες πηγές και οι συγκεντρώσεις διαφόρων τύπων αερολυμάτων, φυσικών και ανθρωπογενών, σε παγκόσμια κλίμακα. Οι Satheesh and Krishna Moorthy (2005) παρουσιάζουν στοιχεία εκπομπών, συγκεντρώσεων και οπτικών βαθών των φυσικών και ανθρωπογενών αερολυμάτων. Οι εκπομπές των φυσικών αερολυμάτων αποτελούν το 89% των συνολικών εκπομπών, ενώ οι συγκεντρώσεις και τα οπτικά τους βάθη αποτελούν αντίστοιχα το 81% και το 52% σε παγκόσμια κλίμακα.

Από μια πρώτη ματιά φαίνεται ότι τα ανθρωπογενούς προέλευσης αερολύματα εντοπίζονται κυρίως στο Βόρειο Ημισφαίριο, και ιδιαίτερα πάνω από τις βιομηχανικές περιοχές (Ευρώπη, ΗΠΑ), αλλά και την τελευταία δεκαετία πάνω από τις αναπτυσσόμενες χώρες της Ανατολικής Ασίας. Αντίθετα, τα φυσικά αερολύματα εντοπίζονται κυρίως πάνω από τις ερημικές περιοχές της Γης, όπου παρατηρούνται μεγάλες τιμές του ολικού οπτικού βάθους. Αξίζει να παρατηρηθεί ότι οι μεγαλύτερες τιμές του ολικού οπτικού βάθους εντοπίζονται στην Ανατολική Ασία, λόγω των συνδυασμένων δράσεων των ανθρωπογενών αερολυμάτων από τα μεγάλα αστικά κέντρα και των φυσικών από τις γειτονικές ερημικές περιοχές. Για το λόγο αυτό εκτεταμένες έρευνες έχουν πραγματοποιηθεί τα τελευταία χρόνια στην περιοχή αυτή μελετώντας τη συγκέντρωση, τους τύπους και τη χημική σύσταση των αερολυμάτων (π.χ. Murayama et al., 2001; Kim et al., 2005; Cheng et al., 2006).



**Εικόνα 1.1.1.** Μέση ετήσια ένταση εκπομπής ( $\text{kg}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{hr}^{-1}$ ) για διάφορους τύπους αερολυμάτων α) μέσος ρυθμός παραγωγής  $\text{H}_2\text{SO}_4$  από ανθρωπογενείς πηγές, β) μέσος ρυθμός παραγωγής  $\text{H}_2\text{SO}_4$  από φυσικές πηγές (διμεθυλοσουλφίδιο και  $\text{SO}_2$  από ηφαίστεια), γ) ανθρωπογενείς πηγές οργανικής ύλης, δ) φυσικές πηγές οργανικής ύλης, ε) ανθρωπογενείς πηγές καπνού, ς) εκπομπές σωματιδίων σκόνης διαμέτρου μικρότερης των  $2\ \mu\text{m}$ , ζ) εκπομπές θαλάσσιων αερολυμάτων διαμέτρου μικρότερης των  $2\ \mu\text{m}$ , η) ολικό οπτικό βάθος μέσω του μοντέλου CHAM/GRANTOUR. Η εικόνα είναι διαθέσιμη στον ιστοτόπο [http://www.grida.no/climate/ipcc\\_tar/wg1/168.htm](http://www.grida.no/climate/ipcc_tar/wg1/168.htm). Οι εκτιμήσεις αυτές προέρχονται από εκτεταμένες έρευνες για τις παγκόσμιες κλιματικές αλλαγές που οφείλονται στην παρουσία των αερολυμάτων και παρουσιάζονται στην έκθεση του IPCC (Climate Change, 2001).

Τα αερολύματα μπορεί να διακριθούν σε πρωτογενή (άμεσα εκπεμπόμενα στην ατμόσφαιρα) ή σε δευτερογενή (προερχόμενα από τη συμπύκνωση υδρατμών ή σαν προϊόν διεργασίας φωτοχημικών αντιδράσεων ιδιαίτερα πάνω από ρυπασμένες περιοχές). Πάνω από βιομηχανικές περιοχές σχηματίζουν συνήθως ένα λεπτό στρώμα αχλύος, το οποίο μπορεί να διαλυθεί με τον άνεμο ή να ξεπλυθεί από τη βροχή. Εκτός όμως από την κατώτερη τροπόσφαιρα, όπου συναντάται η μέγιστη συγκέντρωσή τους, τα θειούχων ενώσεων αερολύματα, που προέρχονται από ηφαιστειακές εκρήξεις δύναται να εισέλθουν και στη στρατόσφαιρα. Ο χρόνος παραμονής τους στη στρατόσφαιρα είναι αρκετά μεγάλος λόγω της απουσίας υδρατμών ή βροχής, που θα συνέβαλαν ουσιαστικά στον κατακρηνισμό τους, όπως συμβαίνει στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Αποτέλεσμα της μακροχρόνιας παραμονής τους είναι συνήθως μια πλανητική ψύξη, η οποία μπορεί να καταστεί σημαντική μετά από εκρήξεις μεγάλων ηφαιστειών (π.χ. Cracatau, El Chichon, Pinatubo). Ο Πίνακας 1.1.1 συγκεντρώνει τις κύριες πηγές των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Αναλυτική περιγραφή του κάθε τύπου και των ιδιοτήτων τους θα δοθεί στο Κεφάλαιο 3.

*Πίνακας 1.1.1: Βασικός διαχωρισμός και κατηγορίες αερολυμάτων.*

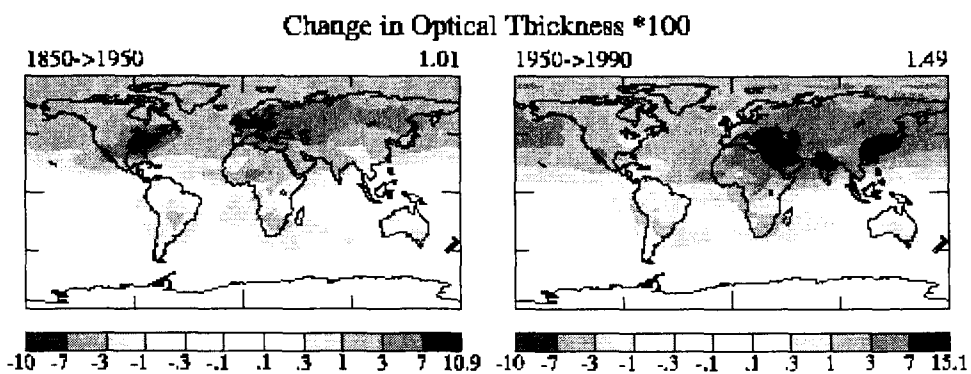
<b>Φυσικά Αερολύματα</b>	<b>Ανθρωπογενή αερολύματα</b>
<b>Πρωτογενή</b> ερημική σκόνη, σκόνη εδάφους, θαλάσσια σωματίδια, οργανικά, ηφαιστειακές ενώσεις	<b>Πρωτογενή</b> βιομηχανική σκόνη, καπνός, σωματίδια καύσεων
<b>Δευτερογενή</b> θειούχες ενώσεις από έμβια όντα, θειούχες ενώσεις από ηφαιστειακά SO <sub>2</sub> , οργανικά αερολύματα (VOC), NO <sub>x</sub>	<b>Δευτερογενή</b> θειούχες ενώσεις από SO <sub>2</sub> , οργανικά από VOC, νιτρικές ενώσεις από NO <sub>x</sub>

Τα αερολύματα μπορούν να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή προέλευσής τους, καθώς ο χρόνος παραμονής τους στην ατμόσφαιρα ποικίλει από μερικές μέρες μέχρι μερικές εβδομάδες (Pandis et al., 1995), ενώ η σύνθεση και η συγκέντρωσή τους είναι πολύ μεταβλητές. Σωματίδια μικρότερης διαμέτρου από 1 μm, γενικά, παρουσιάζουν συγκεντρώσεις που κυμαίνονται από μερικά δέκατα έως εκατοντάδες σωματίδια ανά cm<sup>3</sup>, ενώ για μεγαλύτερα σωματίδια η συγκέντρωση συνήθως μειώνεται σε λιγότερο από 1 σωματίδιο ανά cm<sup>3</sup> (Hsu et al., 1996; Thompson et al., 2001). Τα τελευταία 30 χρόνια ο διαχωρισμός των αερολυμάτων έχει γίνει ανάλογα με την προέλευσή τους, τις οπτικές τους ιδιότητες και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους. Εκτός, δηλαδή, από τον κύριο διαχωρισμό τους σε φυσικά και ανθρωπογενή, τα αερολύματα ταξινομούνται σε ανόργανα ή οργανικά, ανάλογα με τη χημική τους σύσταση. Τα ανόργανα συστατικά τους μπορεί να είναι θειούχα, αμμωνιούχα, νιτρικά, χλωρικά, ιωδιούχα, ή ακόμα και κρυσταλλικά σωματίδια (Murphy et al., 1998; Cox et al., 1999). Αντίθετα, τα οργανικά συστατικά τους, τόσο στις ρυπασμένες αστικές όσο και τις αγροτικές περιοχές, αποτελούνται συνήθως από ένα πολύπλοκο μίγμα οργανικών ενώσεων, δύσκολο συνήθως να προσδιορισθεί και να αναλυθεί (Reilly et al., 1998; Calogirou et al., 1999). Ενώ σήμερα οι φυσικές και χημικές ιδιότητες των ανόργανων σωματιδίων είναι αρκετά γνωστές, λίγα είναι γνωστά για τις ιδιότητες των οργανικών

αερολυμάτων. Προς αυτόν τον τομέα προσανατολίζονται σήμερα εκτεταμένες έρευνες με τα πλέον σύγχρονα μέσα για την εξακρίβωση της σύστασης και των επιπτώσεων τους.

Επιπλέον, λαμβάνουν μέρος σε χημικές αντιδράσεις μέσα στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα το μέγεθος και η σύστασή τους να μην παραμένουν σταθερά. Ο χρόνος παραμονής τους στην ατμόσφαιρα εξαρτάται από μια ποικιλία παραγόντων, και κυρίως από τη βροχή, η οποία ευνοεί την υγρή εναπόθεσή τους, και τον άνεμο, που ευνοεί την ξηρή εναπόθεσή τους. Οι δύο τελευταίοι παράγοντες δρουν ως μέσα καθαρισμού της ατμόσφαιρας των μεγαλουπόλεων. Ο ρόλος, όμως, του ανέμου είναι διττός: μπορεί να δρα ως μέσο καθαρισμού στο αστικό περιβάλλον, αλλά, από την άλλη μεριά, είναι ο κύριος υπεύθυνος για τη μεταφορά των φυσικών αερολυμάτων (π.χ. μεταφορά ερημικής σκόνης). Λόγω της σημαντικής επίδρασης των αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλίμα, η οποία μελετάται στο Κεφάλαιο 3, μεγάλο ενδιαφέρον παρουσιάζει η κλιματολογία τους και οι μεταβολές της συγκέντρωσης (φορτίου) τους σε παγκόσμια κλίμακα.

Στην Εικ. 1.1.2 παρουσιάζεται η μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων από το 1850 μέχρι σήμερα σε παγκόσμια κάλυψη. Οι εξεταζόμενες χρονικές περιόδους είναι η 1850-1950 και η 1950-1990. Από την εικόνα αυτή φαίνεται καθαρά η αυξητική τάση του φορτίου των αερολυμάτων παγκοσμίως, η οποία είναι ιδιαίτερα έντονη κατά την περίοδο 1950-1990 με μέση παγκόσμια αύξηση 1,49, σε σχέση με την προηγούμενη περίοδο 1850-1950, όπου η μέση παγκόσμια αύξηση ήταν 1,01. Η αλματώδης αύξηση του πληθυσμού της Γης, η ανάπτυξη της βιομηχανίας, ο αυξανόμενος αριθμός οχημάτων και οι αυξανόμενες ενεργειακές ανάγκες, έχουν εκτοξεύσει τις εκπομπές των ανθρωπογενών αερολυμάτων. Αυτό είναι ευδιάκριτο καθώς το φορτίο των αερολυμάτων αυξάνεται σημαντικά πάνω από τις μεγάλες αστικές και βιομηχανικές περιοχές του πλανήτη, ενώ δεν υπάρχει σημαντική τάση αύξησής του πάνω από τους ωκεανούς. Μέχρι το 1950 η μέγιστη αύξηση των αερολυμάτων εντοπιζόταν στις τότε βιομηχανικές περιοχές των ΗΠΑ και της Ευρώπης. Τα τελευταία χρόνια η παρουσία ανθρωπογενών αερολυμάτων έχει διευρυνθεί προς τις γοργά αναπτυσσόμενες χώρες της Ασίας, ενώ μια τάση μείωσης διαφαίνεται στις ΗΠΑ και τη Μ. Βρετανία η οποία πιθανότατα οφείλεται στη βελτίωση της ποιότητας των καυσίμων και τη λήψη περιβαλλοντικών μέτρων. Χαρακτηριστικός, επίσης, είναι ο πολύ έντονος διαχωρισμός του βορείου και του νοτίου Ημισφαιρίου όσον αφορά στην τάση αύξησης του ποσού των αερολυμάτων.



Εικόνα 1.1.2. Παγκόσμια κατανομή της μεταβολής του οπτικού βάθους των αερολυμάτων μεταξύ των χρονικών περιόδων 1850-1950 και 1950-1990, (IPCC, 2001).

Η μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα των αερολυμάτων, οι περίπλοκες φυσικές και χημικές τους ιδιότητες, καθώς επίσης και οι πολύπλοκες και ταχύτατες χημικές

αντιδράσεις που υφίστανται κατά την παραμονή τους στην ατμόσφαιρα, καθιστούν τη μελέτη τους ιδιαίτερα δύσκολη, με αποτέλεσμα ακόμα και σήμερα να υπάρχει μεγάλη αβεβαιότητα στο μηχανισμό αλλά και το βαθμό με τον οποίο επηρεάζουν το παγκόσμιο κλίμα. Για το λόγο αυτό απαιτείται ακόμη σημαντική προσπάθεια για την πλήρη κατανόηση της επίδρασης των φυσικών και ανθρωπογενών αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλίμα. Επίσης, δεν είναι πλήρως διαπιστωμένο σε ποιες περιοχές του πλανήτη τα ποσά των αερολυμάτων αυξάνονται, μειώνονται ή παραμένουν αμετάβλητα. Η μελέτη τους σε παγκόσμια κλίμακα καθίσταται ιδιαίτερα δύσκολη και απαιτεί συνεχή καταγραφή τόσο του φορτίου τους όσο και των χαρακτηριστικών τους. Εκτός από τις επιτόπιες μετρήσεις, που γίνονται σε τοπική και μόνο κλίμακα, έχουν αναπτυχθεί τελευταία και παγκόσμια δίκτυα σταθμών, που αποσκοπούν στην καταγραφή των αερολυμάτων και το ρόλο που αυτά παίζουν στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα.

## 1.2 Σπουδαιότητα των αερολυμάτων

Τα τελευταία χρόνια η μελέτη των αερολυμάτων έχει αποκτήσει ιδιαίτερο ενδιαφέρον σε παγκόσμια κλίμακα. Εκτεταμένες μετρήσεις, πειραματικές εκστρατείες και δορυφορικές παρατηρήσεις αποσκοπούν στη μελέτη του ποσού και των ιδιοτήτων τους. Οι μελέτες αυτές καθίστανται ιδιαίτερα σημαντικές λόγω των πολλών εφαρμογών και επιπτώσεων που έχουν τα αερολύματα σε αρκετούς τομείς, όπως:

1) Τα αερολύματα αποτελούν ένα σημαντικό συστατικό της αστικής αχλύος (Mage, 1996). Αρκετές μελέτες έχουν διαπιστώσει την αρνητική επίδρασή τους στην ανθρώπινη υγεία. Μερικές μελέτες (Dockery et al., 1993; Abbey et al., 1999) αναφέρουν ότι η αυξημένη θνησιμότητα μπορεί να σχετίζεται με τα αυξημένα επίπεδα αέριας σωματιδιακής ρύπανσης στις μεγαλουπόλεις καθώς αυτά εισέρχονται στο αναπνευστικό σύστημα. Επίσης, οι Atkinson et al. (1999) σε μια έρευνά τους διαπίστωσαν την ύπαρξη σημαντικής συσχέτισης μεταξύ του αριθμού των αέριων σωματιδίων και των περιστατικών εισαγωγής στα νοσοκομεία του Λονδίνου. Ομοίως, οι Loomis et al. (1989) αναφέρουν ότι στην Πόλη του Μεξικού η θνησιμότητα συσχετιζόταν με τα επίπεδα των μικρών σωματιδίων ( $PM_{2.5}$ ) των προηγούμενων ημερών. Η σημαντικότητα των αερολυμάτων και οι αρνητικές τους επιπτώσεις στην ανθρώπινη υγεία, που έχουν επισημανθεί από σχετικές έρευνες, έχουν πλέον κινήσει το ενδιαφέρον των κυβερνήσεων με αποτέλεσμα να λαμβάνονται πλέον δραστικά μέτρα για τον περιορισμό των συγκεντρώσεών τους. Τέτοια προβλήματα αναφέρονται συχνά και στην Αθήνα, η οποία συγκαταλέγεται μεταξύ των πιο ρυπασμένων πόλεων της Μεσογείου, όπου το «νέφος» περιέχει πλέον μεγάλες συγκεντρώσεις  $PM_{10}$  και  $PM_{2.5}$ , τα οποία συχνά υπερβαίνουν τα θεσπισμένα όρια της Ευρωπαϊκής Ένωσης (Chaloulakou et al., 2003).

2) Κατά την παραμονή τους στην ατμόσφαιρα τα αερολύματα σκεδάζουν και απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία. Η σκέδαση και η απορρόφηση εξαρτάται από τον τύπο, το μέγεθος, τις φυσικές και χημικές τους ιδιότητες, όπως επίσης και από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Αυτή είναι η λεγόμενη «άμεση επίδραση» των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας, το οποίο συμβάλει σημαντικά στις κλιματικές μεταβολές (Charlson et al., 1991; Penner et al., 1994; IPCC, 2001). Η «άμεση επίδραση» αποτελεί σήμερα το πιο πολυμελετημένο αντικείμενο όσον αφορά τα ατμοσφαιρικά αερολύματα. Παρ' όλες τις επίγειες και δορυφορικές παρατηρήσεις, η επίδραση αυτή παρουσιάζει ακόμα μεγάλη αβεβαιότητα όσον αφορά στον ακριβή προσδιορισμό της σε παγκόσμια βάση.

3) Τα αερολύματα παρουσιάζουν και «έμμεση επίδραση», δηλαδή λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης (Cloud Condensation Nuclei, CCN) συμβάλλοντας στο σχηματισμό και την τροποποίηση των νεφών. Όταν η σχετική υγρασία υπερβεί το 100%, τα αερολύματα είναι ικανά να απορροφήσουν υδρατμούς και να μετατραπούν σε υδροσταγόνες, με αποτέλεσμα το σχηματισμό ομίχλης ή νεφών. Τα νέφη με τη σειρά τους ανακλούν την ηλιακή ακτινοβολία και παγιδεύουν την εκπεμπόμενη υπέρυθρη ακτινοβολία της Γης. Κατά αυτόν τον τρόπο «έμμεσα» επηρεάζουν το ισοζύγιο ακτινοβολιών αλλά και τον υδρολογικό κύκλο (Lohmann and Feichter, 2005).

4) Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από έντονα απορροφητικά αερολύματα (π.χ. καπνός) προκαλεί θέρμανση του αέρα, η οποία μπορεί να οδηγήσει σε εξάτμιση των υδροσταγόνων. Αυτή η επίδραση αναφέρεται ως «ημι-έμμεση» (Graßl, 1979; Hansen et al., 1997). Η θέρμανση αυτή μπορεί εν μέρει να αντισταθμίσει την ψύξη που προκαλείται από την άμεση επίδραση των αερολυμάτων. Αντιθέτως, η «ημι-έμμεση» επίδραση μπορεί να οδηγήσει και σε ψύξη ανάλογα με τη θέση που κατέχουν τα απορροφητικά αερολύματα σε σχέση με τα νέφη (Johnson et al., 2004). Όμως, αρκετές έρευνες (π.χ. Lohmann and Feichter, 2005; Penner et al., 2003) αναφέρουν ότι η ημι-έμμεση επίδραση δεν είναι τόσο σημαντική όπως οι δύο προηγούμενες.

5) Τα αερολύματα συνεισφέρουν, επίσης, σημαντικά στις ετερογενείς χημικές αντιδράσεις της ατμόσφαιρας και κυρίως στη στρατόσφαιρα, όπου ο χρόνος παραμονής τους είναι μεγαλύτερος, συμβάλλοντας έτσι μέσω των χημικών αντιδράσεων στη μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος (Wayne, 1991).

6) Αποτελούν την κυριότερη αιτία μείωσης της ορατότητας στις αστικές και βιομηχανικές περιοχές (Janjai et al., 2003).

7) Μέσω της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας θερμαίνουν τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, όπου η συγκέντρωσή τους είναι μεγαλύτερη, συμβάλλοντας έτσι στην τροποποίηση της θερμοβαθμίδας και κατά συνέπεια στη στρωμάτωση της ατμόσφαιρας.

8) Βοηθούν στη μεταφορά μη-πηγικών συστατικών από μια περιοχή σε άλλη.

9) Τις τελευταίες δεκαετίες υπάρχει μεγάλο επιστημονικό ενδιαφέρον για την πιθανή αύξηση της βιολογικά ενεργού υπεριώδους ακτινοβολίας (UV-B) ως άμεσο αποτέλεσμα της μείωσης της στοιβάδας του όζοντος. Όμως, πρόσφατες έρευνες καταλήγουν σε μάλλον αντιφατικά αποτελέσματα, καθώς άλλες αναφέρουν αύξηση και άλλες μια ελαφρά μείωση της ακτινοβολίας UV-B παγκόσμια (Zerefos et al., 1995; Herman et al., 1996). Η υπεριώδης ακτινοβολία B (280-320 nm) απορροφάται έντονα από το στρατοσφαιρικό όζον. Επίσης, άλλα ατμοσφαιρικά συστατικά, όπως τα νέφη, τα αερολύματα και άλλα απορροφητικά αέρια, επηρεάζουν έντονα το ποσό της υπεριώδους ακτινοβολίας που φθάνει τελικά στο έδαφος λόγω των διαδικασιών σκέδασης και απορρόφησης (Madronich, 1992). Εξαιτίας των συνδυασμένων δράσεων των παραπάνω παραγόντων, η UV-B αποτελείται κατά ένα μεγάλο μέρος της από διάχυτη συνιστώσα, ιδιαίτερα πάνω από αστικές περιοχές (Balis et al., 2004a). Η διάχυτη UV-B απορροφάται από το τροποσφαιρικό όζον πολύ πιο έντονα από ό,τι η άμεση UV-B, ιδιαίτερα σε μεγάλα ύψη ηλίου (Bruhl and Krutzen, 1989). Συνεπώς, αυξημένα επίπεδα αερολυμάτων μπορούν να οδηγήσουν σε μείωση της ακτινοβολίας UV-B στο έδαφος και να αντισταθμίσουν την αύξησή της, που συντελείται από τη μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος (Balis et al., 2004b).

### 1.3 Μετρήσεις αερολυμάτων

Λόγω του σημαντικού ρόλου των αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα οι μετρήσεις τους γίνονται πλέον συστηματικότερα και με περισσότερα μέσα, όπως με επίγεια όργανα, όργανα σε πλοία και αεροπλάνα και δορυφορικούς δέκτες. Τα όργανα μέτρησης των αερολυμάτων διακρίνονται σε παθητικά όργανα (μέτρησης της φασματικής ηλιακής ακτινοβολίας), σε ενεργητικά (με παραγωγή παλμών λέιζερ) και σε όργανα μέτρησης του αριθμού και της μάζας τους. Αρχικά οι μετρήσεις αφορούσαν στον αριθμό των αιωρούμενων σωματιδίων και στην κατ' όγκο συγκέντρωσή τους και πραγματοποιούνταν με δειγματολήπτες στο επίπεδο του εδάφους. Οι μετρήσεις αυτές είναι ιδιαίτερα χρήσιμες για τη μελέτη της αέριας ρύπανσης μέσα στις μεγαλουπόλεις καθώς έχουν θεσπιστεί όρια για τη μη υπέρβαση των συγκεντρώσεών τους. Ενώ, όμως, αυτές οι μετρήσεις, οι οποίες γίνονται κοντά στο έδαφος, έχουν ιδιαίτερη σημασία για την υγεία των κατοίκων των μεγαλουπόλεων, εντούτοις δεν αντιπροσωπεύουν το συνολικό ποσό των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. Πρόσφατα, μετρήσεις με τέτοια όργανα άρχισαν να πραγματοποιούνται και στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας τοποθετώντας τέτοιους αναλυτές πάνω σε αεροπλάνα.

Για τον υπολογισμό της ολικής στήλης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, που προκαλεί και την εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας, χρησιμοποιούνται επίγεια και δορυφορικά όργανα μέτρησής της. Τα περισσότερα αυτών είναι παθητικά όργανα, δηλαδή δεν απαιτείται ενέργεια για την καταγραφή της ακτινοβολίας, ενώ ο υπολογισμός του ποσού των αερολυμάτων γίνεται έμμεσα χρησιμοποιώντας τους νόμους εξασθένισης της ακτινοβολίας. Τα όργανα αυτά υπολογίζουν τις ολοκληρωμένες τιμές των ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη. Η κατατομή των ιδιοτήτων των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα μετράται με ενεργητικά όργανα εκπομπής φωτεινής δέσμης (Lidar, Raman-Lidar), τα οποία μετρούν τις ιδιότητες των αερολυμάτων άμεσα.

Τα τελευταία χρόνια τα αερολύματα παρακολουθούνται σε παγκόσμια βάση και καταγράφονται από αισθητήρες εγκατεστημένους σε δορυφόρους με χωρική διακριτική ικανότητα: πολύ χαμηλή (δεκάδες km, όπως οι SCIAMACHY, TOMS), χαμηλή (μερικά km, όπως οι AVHRR, SeaWiFS) και πρόσφατα μέσης (εκατοντάδες μέτρα όπως οι MODIS, MERIS) και υψηλής (δεκάδες μέτρα όπως οι Landsat ETM+, SPOT HRVIR). Οι σύγχρονοι δορυφόροι παρέχουν τη δυνατότητα καταγραφής τόσο του φορτίου όσο και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε διάφορα μήκη κύματος.

Οι μετρήσεις των αερολυμάτων από επίγεια όργανα έχουν σημαντικά πλεονεκτήματα όσον αφορά στις τεχνικές και στις μεθόδους ανάλυσης. Έτσι, καθίστανται κατάλληλα για μια πιο αξιόπιστη, λεπτομερή και συνεχή καταγραφή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε διάφορες τοποθεσίες με χαρακτηριστικούς τύπους αερολυμάτων όπως αστικά-βιομηχανικά αερολύματα, αερολύματα πυρκαγιών ή καύσεων βιομάζας, ερημικά αερολύματα, θαλάσσια αερολύματα (Eck et al., 1999; Holben et al., 2001; Smirnov et al., 2002a, b). Οι επίγειες μετρήσεις χρησιμοποιούνται συχνά και στη βαθμονόμηση και επικαιροποίηση των αντίστοιχων δορυφορικών. Πολλές εργασίες στη διεθνή βιβλιογραφία έχουν ως αντικείμενό τους τη σύγκριση επίγειων και δορυφορικών παρατηρήσεων (Kaufman et al., 2001a; Remer et al., 1997). Η υψηλή ακρίβεια (<10 nm) στις επίγειες φασματικές μετρήσεις ακτινοβολίας επιτρέπει το διαχωρισμό του σήματος των αερολυμάτων από το σήμα που οφείλεται σε μοριακή



σκέδαση και απορρόφηση, την ανάκτηση των οπτικών ιδιοτήτων τους, όπως επίσης και την εκτίμηση των μικροφυσικών χαρακτηριστικών τους ανάλογα με το μέγεθός τους.

Παρόλη τη μεγάλη σημασία τους για την ατμοσφαιρική φυσική, συνεχίζουν να υπάρχουν κάποια κενά στην επιστημονική γνώση γύρω από τα αερολύματα. Αυτά εντοπίζονται κυρίως στην καθ' ύψος κατανομή των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, η οποία είναι απαραίτητη για την κατανόηση των επιδράσεών τους στο κλίμα (Kaufman et al., 1997). Οι μετρήσεις από παθητικά όργανα εδάφους, αν και ακριβείς και σημαντικές στις πληροφορίες για τις φυσικές και οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, δεν μπορούν να καθορίσουν τις τιμές τους καθ' ύψος. Ομοίως, τα όργανα επί αεροσκαφών παρέχουν μετρήσεις των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε συγκεκριμένα ύψη αλλά όχι ταυτόχρονες και έχουν περιορισμένη γεωγραφική κάλυψη. Οι μετρήσεις με ακτίνες λέιζερ (συστήματα lidar) παρέχουν την κατατομή των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα με μεγάλη ανάλυση, επιτρέποντας έτσι ένα ξεκάθαρο διαχωρισμό των σωματιδίων του κατώτερου οριακού στρώματος, που προέρχονται από τοπικές πηγές κυρίως, από αυτά που βρίσκονται σε ανώτερα ύψη και έχουν μεταφερθεί από άλλες περιοχές και συνήθως έχουν διαφορετικές οπτικές και μικροφυσικές ιδιότητες από τα αερολύματα του κατώτερου στρώματος (Mattis et al., 2004). Τα επίγεια όργανα, και ιδιαίτερα τα όργανα τηλεπισκόπησης, επηρεάζονται σημαντικά από την ύπαρξη νεφών. Σε περιπτώσεις ύπαρξης στρώματος νεφών σε κάποιο ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, ο καθορισμός των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων εντός του οριακού στρώματος δεν είναι εφικτός. Οι μετρήσεις των δορυφόρων σε ότι αφορά στα αερολύματα του οριακού στρώματος δεν είναι ακόμα τόσο ακριβείς όσο οι αντίστοιχες επίγειες, διότι αυτές επηρεάζονται σημαντικά από την ύπαρξη νεφών και τη λευκαύγεια του εδάφους (Kaufman et al., 2001b).

#### **1.4 Διεθνή δίκτυα μετρήσεων**

Σε ολόκληρο τον κόσμο λειτουργούν δίκτυα μετρήσεων που καταγράφουν σε καθημερινή βάση ιδιότητες των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων δημιουργώντας έτσι μια συνεχή βάση δεδομένων κλιματολογικής σημασίας. Τα κυριότερα παγκόσμια δίκτυα αναγράφονται στον Πίνακα 1.4.1. Αυτά είναι το Ρομποτικό Δίκτυο Αερολυμάτων (AERONET) και το Ευρωπαϊκό Δίκτυο Lidar για έρευνα στα αερολύματα (EARLINET). Το AERONET χρησιμοποιεί παθητικά όργανα ηλιακής ακτινοβολίας (ηλιοφωτόμετρα CIMEL, Holben et al., 1998). Οι περισσότεροι από τους σταθμούς του AERONET βρίσκονται στη βόρεια Αμερική και την Ευρώπη, ενώ αρκετά πυκνό είναι και το δίκτυο σε περιοχές που χρήζουν ιδιαίτερης μελέτης από πλευράς συγκέντρωσης αερολυμάτων, όπως είναι η περιοχή του Αμαζονίου λόγω της αποψίλωσης και των πυρκαγιών των δασών και η Ανατολική Ασία λόγω της μεγάλης πυκνοκατοίκησης. Στην Ελλάδα υπάρχουν 3 σταθμοί του AERONET, δύο εγκατεστημένοι στην Κρήτη και ένας στη Θεσσαλονίκη. Με το δίκτυο EARLINET πραγματοποιούνται συστηματικές μετρήσεις των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα σε 22 τοποθεσίες 20 Ευρωπαϊκών χωρών. Οι μετρήσεις άρχισαν το Μάιο 2000 και εκτελούνται έκτοτε συστηματικά σε κάθε σταθμό 3 φορές την εβδομάδα. Σταθμοί του δικτύου αυτού στον Ελληνικό χώρο υπάρχουν στην Αθήνα και τη Θεσσαλονίκη.

*Πίνακας 1.4.1. Διεθνή δίκτυα ηλιακής ακτινοβολίας και αερολυμάτων.*

Πρόγραμμα/ Τοποθεσία	Παράμετροι	Ιστοτόποι	Περίοδος
Cape Grim (Τασμανία)	φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, AOD	<a href="http://www.bom.gov.au/inside/cg_baps/index.sjtml">http://www.bom.gov.au/inside/cg_baps/index.sjtml</a>	1976-σήμερα
GAW (22 θέσεις)	φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων,	<a href="http://www.wmo.ch/">http://www.wmo.ch/</a>	1989-σήμερα
BSRN (19 θέσεις)	φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων,	<a href="http://bsrn.ethz.ch/">http://bsrn.ethz.ch/</a>	1992-σήμερα
ARM SGP (Οκλαχόμα)	ακτινοβολία, χημεία, οπτική αερολυμάτων, κάθετα προφίλ	<a href="http://www.arm.gov">http://www.arm.gov</a>	1992-σήμερα
AERONET (~340 θέσεις)	οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων, α-Ångström	<a href="http://aeronet.gsfc.nasa.gov">http://aeronet.gsfc.nasa.gov</a>	1993-σήμερα
EARLINET (22 θέσεις)	οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων, κατατομές	<a href="http://lidarb.dkrz.de/earlinet/">http://lidarb.dkrz.de/earlinet/</a>	2000-σήμερα
NOAA (Barrow, Mauna Loa, Bondville)	οπτικές, χημικές ιδιότητες αερολυμάτων	<a href="http://www.cmdl.noaa.gov">http://www.cmdl.noaa.gov</a>	1994-σήμερα
ARM (Barrow)	ακτινοβολία	<a href="http://www.arm.gov">http://www.arm.gov</a>	1996-σήμερα
ARM TWP (Δυτικός Ειρηνικός)	ακτινοβολία	<a href="http://www.arm.gov">http://www.arm.gov</a>	1997-σήμερα
MPL net (6 θέσεις)	Lidar, κατατομές αερολυμάτων	<a href="http://virl.gsfc.nasa.gov/mpl-net">http://virl.gsfc.nasa.gov/mpl-net</a>	1998-σήμερα
SOAR (8 πλοία)	ροές ακτινοβολίας, ιδιότητες αερολυμάτων	<a href="http://www.gim.bnl.gov/soar/index.html">http://www.gim.bnl.gov/soar/index.html</a>	1998-σήμερα
CCCC (Νότια Καλιφόρνια)	φασματικές ροές, κατατομές, ποσά αερολυμάτων	<a href="http://www-c4.ucsd.edu/">http://www-c4.ucsd.edu/</a>	2000-σήμερα
Kosan (Κορέα)	οπτικές, φυσικές, χημικές ιδιότητες αερολυμάτων	<a href="http://www.cmdl.noaa.gov/aero/net/index.html">http://www.cmdl.noaa.gov/aero/net/index.html</a>	2001- σήμερα

## 1.5 Πειραματικές «εκστρατείες» αερολυμάτων

Οι πολλαπλές επιδράσεις των αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλίμα έχουν κινήσει το ενδιαφέρον των επιστημόνων και για το λόγο αυτό έχουν λάβει χώρα πολλές πειραματικές εκστρατείες τα τελευταία χρόνια σε διάφορες περιοχές της Γης για τον ακριβέστερο προσδιορισμό των επιδράσεών τους. Οι εκστρατείες αυτές αποτελούνται από συνδυασμένες πειραματικές μετρήσεις τόσο με όργανα σε επίγειους σταθμούς, όσο και σε πλοία, αεροπλάνα και δορυφόρους. Τα αποτελέσματα αυτών είναι ιδιαίτερα σημαντικά για τους τύπους, τις φυσικές και οπτικές ιδιότητες αλλά και τις διαδικασίες μεταφοράς των αερολυμάτων από μια περιοχή σε άλλη. Εξάλλου, κύριο μέλημα των πειραματικών αυτών μετρήσεων είναι η παρακολούθηση των αερολυμάτων σε μια ευρύτερη χωρική κλίμακα μακριά από τις πηγές τους και η επίδρασή τους στο παγκόσμιο κλίμα, καθώς μετρήσεις σε τοπική κλίμακα πραγματοποιούνται συστηματικά από επίγεια όργανα. Οι κυριότερες από αυτές τις εκστρατείες αποσκοπούν στη μελέτη των αερολυμάτων που προέρχονται από δασικές πυρκαγιές, ιδίως στην περιοχή του Αμαζονίου (SCAR-B) και τη νότια Αφρική (SAFARI), μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα στον Ατλαντικό Ωκεανό (TARFOX) ή από την Ανατολική Ασία στον Ειρηνικό Ωκεανό

(ACE-Asia), μεταφορά ανθρωπογενών αερολυμάτων πάνω από τη Μεσόγειο (MINOS, PAUR I-II). Οι κυριότερες μέχρι σήμερα πειραματικές εκστρατείες και οι παράμετροι των αερολυμάτων που μετρήθηκαν σε αυτές αναφέρονται στον Πίνακα 1.5.1

*Πίνακας 1.5.1. Πειραματικές εκστρατείες αερολυμάτων (1995-2005).*

Όνομασία/Περιοχή	Παράμετροι	Ιστοτόποι	Περίοδος
SCAR-B (Αμαζονία)	μικροφυσική αερολυμάτων και νεφών	<a href="http://eosweb.larc.nasa.gov/">http://eosweb.larc.nasa.gov/</a>	1995
ACE-1, (N.Ημισφαίριο, Ωκεανοί)	οπτικές, φυσικές, χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, κατατομές, AOD	<a href="http://www.ofps.ucar.edu/projects.html">http://www.ofps.ucar.edu/projects.html</a>	1995
TARFOX (Ανατολικές ΗΠΑ, Ατλαντικός)	οπτικές ιδιότητες, κλιματική επίδραση αερολυμάτων	<a href="http://eosweb.larc.nasa.gov/">http://eosweb.larc.nasa.gov/</a>	1996
GTE W. Pacific (Τροπικοί)	ποσά αερολυμάτων, ιδιότητες	<a href="http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm">http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm</a>	1996
ACE-2 (Βορειανατολικός Ατλαντικός)	οπτικές, φυσικές και χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, ακτινοβολία	<a href="http://www.ofps.ucar.edu/projects.html">http://www.ofps.ucar.edu/projects.html</a> ultra.ei.jrc.it :8181	1997
GTE Tropics B (Τροπικοί)	ποσά αερολυμάτων, ιδιότητες	<a href="http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm">http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm</a>	1999
AEROSOLS99 (Ατλαντικός)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, lidar	<a href="http://saga.pmel.noaa.gov/data/">http://saga.pmel.noaa.gov/data/</a>	1999
INDOEX (Νότια Ασία, Ινδικός Ωκεανός)	μικροφυσική αερολυμάτων και νεφών, ακτινοβολία	<a href="http://www-indoex.ucsd.edu/">http://www-indoex.ucsd.edu/</a>	1999
SAFARI 2000 (Νότια Αφρική)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, κατατομές, ακτινοβολία	<a href="http://www.safari2000.org">www.safari2000.org</a> <a href="http://safari.gecp.virginia.edu/">http://safari.gecp.virginia.edu/</a>	2000
PRIDE (Καραϊβική)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων	<a href="http://geo.arc.nasa.gov/sgg/PRIDE/">http://geo.arc.nasa.gov/sgg/PRIDE/</a>	2000
TRACE-P (Ατλαντικός Ωκεανός)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων	<a href="http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm">http://www-gte.larc.nasa.gov/gte_miss.htm</a>	2001
ACE-Asia (Ανατολική Ασία, Δυτικός Ειρηνικός)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, lidar, κάθετα προφίλ	<a href="http://www.pmel.noaa.gov">http://www.pmel.noaa.gov</a> <a href="http://www.ofps.ucar.edu/projects.html">http://www.ofps.ucar.edu/projects.html</a>	2001
MINOS (Μεσόγειος)	χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, ακτινοβολία	<a href="http://www.mpch-mainz.mpg.de/~reus/">http://www.mpch-mainz.mpg.de/~reus/</a>	2001
CLAMS (Chesapeake bay)	χημεία-μικροφυσική αερολυμάτων και νεφών, ακτινοβολία	<a href="http://snowdog.larc.nasa.gov/clams/">http://snowdog.larc.nasa.gov/clams/</a>	2001

MEIDEX (Ισραήλ)	Οπτικές, φυσικές ιδιότητες αερολυμάτων σκόνης	<a href="http://geophysics.tau.ac.il/meidex/Publications/Paper0/MEIDEX-HITCHIKER.htm">http://geophysics.tau.ac.il/meidex/Publications/Paper0/MEIDEX-HITCHIKER.htm</a>	2001
INTEX-NA (2004) (Δυτικές/Ανατολικές ακτές ΗΠΑ)	μικροφυσική αερολυμάτων και νεφών, ακτινοβολία	<a href="http://geo.arc.nasa.gov/sgg/singh/white_paper.pdf">http://geo.arc.nasa.gov/sgg/singh/white_paper.pdf</a>	2004
UAE (Περσικός Κόλπος)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων,	<a href="http://uae2.gsfc.nasa.gov/">http://uae2.gsfc.nasa.gov/</a>	2004
SAMUM (Σαχάρα)	οπτικές, φυσικές χημικές ιδιότητες αερολυμάτων, AOD	<a href="http://www.tropos.de/samum/scope.html">http://www.tropos.de/samum/scope.html</a>	2005

## 1.6 Έρευνα επί των αερολυμάτων στην περιοχή της Μεσογείου και την Ελλάδα

Με τη χρήση των παγκόσμιων δικτύων και των δορυφορικών δεκτών στα πλαίσια πειραματικών εκστρατειών, αλλά και με τη χρήση παθητικών και ενεργητικών οργάνων σε τοπική κλίμακα, διεξάγεται συστηματική έρευνα επί των αερολυμάτων κατά τα τελευταία χρόνια, η δε γνώση γύρω από αυτά βρίσκεται γενικά σε πολύ καλό επίπεδο. Στην περιοχή της Μεσογείου η έρευνα επί των αερολυμάτων φαίνεται να αποκτά ιδιαίτερη σημασία λόγω της γειτνίασής της τόσο με αστικές, ηπειρωτικές όσο και ερημικές περιοχές. Λόγω της αυξημένης αστικοποίησης και βιομηχανοποίησης των παραθαλάσσιων περιοχών της Μεσογείου, τα ποσά των αερολυμάτων, ιδιαίτερα στην κατώτερη ατμόσφαιρα, αυξάνουν συνεχώς (Lelieveld et al., 2002) οδηγώντας την ηλιακή ακτινοβολία σε σημαντική εξασθένιση (Matthias et al., 2004). Επίσης, υπάρχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον στη Μεσόγειο για την επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία λόγω μεγάλων διαθέσιμων ποσών ακτινοβολίας (σχετικά ανέφελος ουρανός). Καθ' όλη τη διάρκεια του έτους η περιοχή επηρεάζεται από διαφορετικούς τύπους αερίων μαζών, αέριες μάζες από τον Ατλαντικό κατά τις περιόδους έντονης υφασιακής δραστηριότητας, αέριες μάζες εμπλουτισμένες με σημαντικά ποσά βιομηχανικών ρύπων από την Ευρώπη, σωματίδια από τις δασικές πυρκαγιές κατά τη διάρκεια του θέρους, καθώς και αέριες μάζες εμπλουτισμένες με σημαντικά ποσά ερημικής σκόνης από τη Σαχάρα. Συνεπώς, το ενδιαφέρον των επιστημόνων για τη μελέτη των διαφόρων τύπων αερολυμάτων στην περιοχή αυτή είναι ιδιαίτερα αυξημένο. Για το λόγο αυτό έχουν πραγματοποιηθεί σημαντικές έρευνες και πειραματικές εκστρατείες (π.χ. MINOS, PAUR I-II, MEDCHAPHOT-TRACE) (Ziomas, et al., 1998; Lelieveld et al., 2002; Meloni et al., 2003).

Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, που προέρχονται από το δορυφορικό δέκτη AVHRR (Ignatov et al., 1998), κατατάσσουν τη Μεσόγειο ως μια περιοχή με μεγάλα οπτικά βάθη αερολυμάτων, όπως αναφέρουν αρκετές έρευνες (Husar et al., 1997; Prospero et al., 2002), ιδίως κατά τη διάρκεια επεισοδίων μεταφοράς σκόνης. Για το λόγο αυτό τα επεισόδια σκόνης στην περιοχή της Μεσογείου μελετώνται συστηματικά άνω των 20 ετών, κυρίως με τη χρήση δορυφορικών παρατηρήσεων (Dulac et al., 1992; Moulin et al., 1997; Israelevich et al., 2002; Prospero et al., 2002). Επίσης, η μεταφορά ερημικής σκόνης έχει διερευνηθεί διεξοδικά με την ανάλυση δεδομένων μεγάλων

χρονικών περιόδων ή τη μελέτη μεμονωμένων περιπτώσεων χρησιμοποιώντας παθητικά όργανα ηλιακής ακτινοβολίας (Avila et al., 1997; Meloni et al., 2007) ή lidar (di Sarra et al., 2001; Müller et al., 2003; Papayannis et al., 2005). Οι έρευνες αυτές συμφωνούν ότι τα μεγαλύτερα ποσά σκόνης, που εισέρχονται στη Μεσόγειο, εντοπίζονται κατά την καλοκαιρινή περίοδο.

Αντίθετα προς την εκπομπή σκόνης, η οποία είναι εύκολα ανιχνεύσιμη από τους δορυφόρους (Barnaba and Gobbi, 2004), η μελέτη των αερίων μαζών που προέρχονται από την ηπειρωτική Ευρώπη είναι ιδιαίτερα πολύπλοκη λόγω των διαφόρων οργανικών και ανόργανων συστατικών που εμπεριέχουν. Επίσης, τα οπτικά βάθη των ανθρωπογενών ρύπων δεν είναι πάντα τόσο εύκολα ευδιάκριτα από τους δορυφόρους (Barnaba and Gobbi, 2004). Συνεπώς, αντίστοιχες μελέτες για τη μεταφορά ρυπασμένων αερίων μαζών από την Ευρώπη προς τη Μεσόγειο είναι σπάνιες (Balis et al., 2004b; Meloni et al., 2006). Όμως, τα τελευταία χρόνια, έχει διαφανεί ένα αυξημένο ενδιαφέρον προς αυτή την κατεύθυνση. Σε αυτήν συγκαταλέγεται και η προσπάθεια ποσοτικοποίησης της επίδρασης των ανθρωπογενών εκπομπών στο φυσικό υπόβαθρο της Μεσογείου μέσω της πειραματικής εκστρατείας MINOS (Ιούλιος-Αύγουστος 2001). Τα κύρια αποτελέσματα της έρευνας αυτής επισημαίνουν το σημαντικό ρόλο των ανθρωπογενών ρύπων στην ατμόσφαιρα της Μεσογείου κατά τους καλοκαιρινούς μήνες, καθώς έντονη μεταφορά ρυπασμένων αερίων μαζών του Βορείου τομέα λαμβάνει χώρα στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα (Lelieveld et al., 2002). Η χρήση ατμοσφαιρικών μοντέλων στη μελέτη των τροχιών των αερίων ρύπων από την Ευρώπη προς τη Μεσόγειο έχει αποδειχθεί ιδιαίτερα χρήσιμη (Duncan and Bey, 2004; Stohl et al., 2002). Οι Duncan and Bey (2004) επισημαίνουν, παρ' όλα αυτά, την έλλειψη ικανού αριθμού δεδομένων για τη σύγκριση και επιβεβαίωση των μοντέλων. Εντούτοις, εκτενής ανάλυση των τροχιών των αερίων μαζών στη Μεσόγειο κατά τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας MINOS, που παρουσιάζεται από τους Lelieveld et al. (2002), αναδεικνύει μια κυρίαρχη βόρεια ροή σε ύψη κάτω των 4 km, επιβεβαιώνοντας τα αποτελέσματα των Stohl et al. (2002) και Duncan and Bey (2004). Αντίθετα, στη μέση και ανώτερη ατμόσφαιρα, όπου συνήθως λαμβάνει χώρα η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα, οι Lelieveld et al. (2002) διαπίστωσαν ότι οι επικρατούντες άνεμοι ήταν του νοτιοδυτικού τομέα.

Οι Gerasopoulos et al. (2003) πραγματοποίησαν ταυτόχρονες μετρήσεις αερολυμάτων στη Θεσσαλονίκη και την Ουρανούπολη της Χαλκιδικής κατά την περίοδο 1999-2002. Τα αποτελέσματά τους έδειξαν ότι τα ανθρωπογενή αερολύματα είναι υπεύθυνα για το 70% της σκέδασης της ακτινοβολίας. Αναλύοντας την προέλευση των αερίων μαζών διαπίστωσαν ότι τα μεγαλύτερα οπτικά βάθη και οι μεγαλύτεροι συντελεστές σκέδασης αντιστοιχούσαν σε αερολύματα προερχόμενα από τα Ανατολικά Βαλκάνια και την πρώην ΕΣΣΔ, ενώ παρατηρήθηκαν καθαρότερες συνθήκες στα αερολύματα του βορειοδυτικού τομέα. Ανάλυση των φυσικών και χημικών χαρακτηριστικών των αερολυμάτων πραγματοποιήθηκε από τους Kouvarakis et al. (2002) στη Δυτική Κρήτη κατά τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας PAUR II. Αναφέρουν, μεταξύ άλλων, μια μικρή διαφοροποίηση στο συντελεστή σκέδασης των αερολυμάτων για συνθήκες σκόνης ή μη κατά το Μάιο του 1999. Επίσης, συμπεραίνουν ότι το  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  παίζει ένα πολύ σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της περιοχής. Κατά τη διάρκεια της πειραματικής εκστρατείας MINOS στη Φινοκαλιά της Ανατολικής Κρήτης κατά τον Ιούλιο-Αύγουστο

2001, οι Markowicz et al. (2002), με τη χρήση άμεσων μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας, διαπίστωσαν ότι τα αερολύματα προκαλούσαν μια μέση ημερήσια μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας της τάξης των  $17,9 \text{ Wm}^{-2}$ , ενώ ταυτόχρονα αύξαναν κατά  $6,6 \text{ Wm}^{-2}$  την ανακλώμενη ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, προκαλώντας έτσι τόσο επιφανειακή όσο και πλανητική ψύξη.

Πρόσφατα, δημοσιεύτηκε και η πρώτη μελέτη όσον αφορά τα αποτελέσματα των δύο πρώτων ετών λειτουργίας (2003-2004) του σταθμού του AERONET (FORTH-CRETE) που είναι εγκατεστημένος στο Ηράκλειο (Fotiadi et al., 2006). Η ανάλυση αυτή έδειξε ότι τα ποσά και το μέγεθος των αερολυμάτων εξαρτώνται σημαντικά από την εποχή, τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες και την πορεία των αερίων μαζών που φθάνουν στην περιοχή. Η εποχιακή διακύμανση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων παρουσιάζει μέγιστο κατά τους μήνες της Άνοιξης και τις αρχές του φθινοπώρου και ελάχιστο το χειμώνα, ενώ μικρότερου μεγέθους αερολύματα εντοπίζονται κυρίως την καλοκαιρινή περίοδο. Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων επηρεάζονται κυρίως από επεισόδια σκόνης που λαμβάνουν χώρα κατά κύριο λόγο την άνοιξη και κατά δεύτερο το φθινόπωρο. Παρόλα αυτά, σημαντική συμβολή τόσο στις οπτικές ιδιότητες όσο και στη χημική σύνθεση των σωματιδίων έχουν και οι ρυπασμένες αέριες μάζες που φθάνουν στην Κρήτη από την ηπειρωτική Ευρώπη και την Αθήνα, όπως εξάλλου και οι δασικές πυρκαγιές κατά τη θερινή περίοδο.

Την περίοδο 20 Σεπτεμβρίου - 1 Οκτωβρίου 2002 πραγματοποιήθηκε στην Αθήνα η πειραματική εκστρατεία EC ICAROS-NET, μια συνεργασία μεταξύ του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών (ΕΑΑ) και της Ουγγρικής Μετεωρολογικής Υπηρεσίας. Απώτερος σκοπός της προσπάθειας αυτής ήταν η μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων μέσα στο αστικό περιβάλλον με τη χρήση φασματικών μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας. Τα πρώτα αποτελέσματα αυτού του πειράματος, όσον αφορά στα φορτία των αερολυμάτων και στους συντελεστές θόλωσης του Ångström έχουν προσφάτως δημοσιευτεί (Giavis et al., 2005a, b). Και οι δύο αυτές παράμετροι εξαρτώνται σημαντικά από τις εκομπές αερίων ρύπων, τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες και τις τοπικές ροές μέσα στο αστικό περιβάλλον, επιδεικνύοντας σημαντική ενδοημερήσια μεταβολή. Τα φασματικά δεδομένα του ICAROS-NET έχουν χρησιμοποιηθεί και στην παρούσα διατριβή για σύγκριση των αποτελεσμάτων του φασματικού ηλιακού μοντέλου SMARTS 2.9.2 (Gueymard, 1995). Καθώς τα ποσά και οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων παρουσιάζουν μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα έχουν αναπτυχθεί κατά καιρούς διάφορα μοντέλα αυτών για την προσομοίωση της επίδρασής τους στο παγκόσμιο κλίμα (π.χ. Braslaw and Dave, 1973; Shettle and Fenn, 1979; Hess et al., 1998).

## 1.7 Δορυφόροι

Τα τελευταία χρόνια οι δορυφόροι αποτελούν το καλύτερο μέσο και παρέχουν τη μεγαλύτερη δυνατότητα συνεχούς παρακολούθησης και καταγραφής των αερολυμάτων σε παγκόσμια κλίμακα. Οι δορυφόροι καθημερινά παρακολουθούν τη γήινη ατμόσφαιρα, στέλνοντας μετρήσεις και φωτογραφίες από τις οποίες συλλέγονται πολύτιμες πληροφορίες. Όμως, και τα δεδομένα των δορυφορικών παρατηρήσεων εμπεριέχουν αρκετά σφάλματα, κυρίως λόγω των επιδράσεων των νεφών ή για παρατηρήσεις που γίνονται πάνω από επιφάνειες έντονης ανακλαστικότητας, όπως χιονοσκεπείς ή ερημικές εκτάσεις. Για το λόγο αυτό απαιτείται πάντοτε ένας συνδυασμός δορυφορικών και

επίγειων παρατηρήσεων για την ελαχιστοποίηση των σφαλμάτων. Οι επίγειες μετρήσεις, πιο αξιόπιστες, χρησιμοποιούνται για τη δημιουργία αλγορίθμων και τη διόρθωση των δορυφορικών δεδομένων. Συνεπώς, συνδυασμένες πειραματικές μετρήσεις από επίγεια όργανα και δορυφορικές παρατηρήσεις αποτελούν σήμερα την πιο αξιόπιστη λύση για τη μελέτη των πολλαπλών επιδράσεων των αερολυμάτων στη γήινη ατμόσφαιρα. Ένας άλλος έμμεσος τρόπος υπολογισμού των αιωρούμενων σωματιδίων, είναι η χωρική τους αποτύπωση με τη χρησιμοποίηση δορυφορικών εικόνων Meteosat (Dulac et al., 1992), Landsat (Retalis et al., 1999), SPOT (Sifakis and Deschamps, 1992), NOAA-AVHRR (Ignatov and Stowe, 2002) και MODIS (Kaufman et al., 1997). Ο κύριος διαχωρισμός των δορυφόρων γίνεται με βάση τη διακριτική τους ικανότητα. Η ικανότητα αυτή διακρίνεται σε:

1) Χωρική ανάλυση (Spatial Resolution). Είναι η ικανότητα του ανιχνευτή να διακρίνει κοντινά αντικείμενα ή πληροφορίες στην εικόνα. Ποσοτικά ισούται με τη μικρότερη απόσταση που μπορούν να έχουν δύο αντικείμενα ώστε να εμφανίζονται ξεχωριστά.

2) Χρονική ανάλυση (Temporal Resolution). Αυτή έχει σχέση με τη συχνότητα λήψης εικόνων στην ίδια γεωγραφική περιοχή.

3) Ραδιομετρική ανάλυση (Radiometric Resolution). Είναι η ευστάθεια του ανιχνευτή να καταγράφει διαφορές στην ισχύ του σήματος.

4) Φασματική ανάλυση (Spectral Resolution). Η φασματική διακριτική τους ικανότητα περικλείει το εύρος των περιοχών του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, στις οποίες καταγράφει ένας πολυφασματικός ανιχνευτής, καθώς και τον αριθμό των διαύλων που χρησιμοποιούνται.

Μια άλλη διάκριση των δορυφόρων είναι ανάλογα με την τροχιά που ακολουθούν. Έτσι, μπορούν να ακολουθούν πολική τροχιά (π.χ. Terra, Aqua, TRMM), η οποία καλύπτει όλη την επιφάνεια της Γης, με διάρκεια μιας πλήρους περιστροφής γύρω στα 100-105 λεπτά και ύψος τροχιάς περίπου στα 850 km. Μια άλλη κατηγορία αποτελούν οι γεωστάσιμοι δορυφόροι (GOES-8, ENVISAT), οι οποίοι καλύπτουν μια συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή. Το ύψος της τροχιάς τους είναι αρκετά μεγάλο, περίπου 36000 km. Άλλοι δορυφόροι ακολουθούν ηλιοσύγχρονη τροχιά, δηλαδή ο δορυφόρος περνά πάνω από κάθε περιοχή την ίδια τοπική ηλιακή ώρα.

Η μελέτη των στρατοσφαιρικών σωματιδίων ξεκίνησε με μια σειρά δορυφορικών καταγραφών το 1975. Οι πρώτες μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ένα ηλιακό φωτόμετρο χειρός και με τον αισθητήρα SAM κατά τη διάρκεια του Διαστημικού Προγράμματος Apollo-Soyuz. Οι μετρήσεις των σωματιδίων του αέρα λαμβάνονταν στη φασματική περιοχή των 0,83  $\mu\text{m}$ . Τον Οκτώβριο του 1978 τέθηκε σε λειτουργία ο SAM II, ο οποίος ήταν εγκατεστημένος στο δορυφόρο Nimbus 7 και οι μετρήσεις πραγματοποιούνταν στο 1  $\mu\text{m}$  καλύπτοντας τη γεωγραφική περιοχή 64°-80°B και 64°-80°N. Ο δορυφόρος SME τέθηκε σε ηλιοσύγχρονη, σχεδόν πολική, τροχιά τον Οκτώβριο του 1981 και λειτούργησε έως τον Οκτώβριο του 1986 παρέχοντας δεδομένα από μετρήσεις στρατοσφαιρικών σωματιδίων. Οι μετρήσεις αυτές, που κάλυψαν και την έκρηξη του ηφαιστείου El Chichon τον Απρίλιο του 1982, γίνονταν στη φασματική περιοχή των 0,44  $\mu\text{m}$ . Δορυφορικές μετρήσεις αερολυμάτων πραγματοποιήθηκαν και από τον αισθητήρα SAGE του δορυφόρου AEM-B. Ο αισθητήρας SAGE λειτούργησε από το Φεβρουάριο του 1979 έως το Νοέμβριο του 1981 παρέχοντας μετρήσεις στα μήκη κύματος 0,45  $\mu\text{m}$  και 1,02  $\mu\text{m}$  στη γεωγραφική περιοχή 75°B-75°N. Ο αισθητήρας SAGE

Η του δορυφόρου ERBE παρέχει καταγραφές σωματιδίων από τον Οκτώβριο του 1984, έχοντας σχεδόν παγκόσμια κάλυψη (80°B-80°N). Οι δίαυλοι καταγραφής βρίσκονται στα μήκη κύματος 0,38 μm, 0,45 μm, 0,53 μm και 1,02 μm.

Δύο δέκτες εγκατεστημένοι στο δορυφόρο Terra της NASA παρέχουν την καλύτερη μέτρηση των αερολυμάτων σήμερα. Ο δέκτης MISR διαθέτει 9 ξεχωριστές κάμερες που συλλέγουν μια παγκόσμια εικόνα της φωτεινής κάθε φορά πλευράς της Γης. Οι κάμερες καταγράφουν σε 9 διαφορετικές κατευθύνσεις και σε 4 μήκη κύματος παράγοντας ένα πολύπλευρο και πολυφασματικό σύνολο δεδομένων. Με τα δεδομένα αυτά καθίσταται δυνατός ο ακριβής υπολογισμός του μεγέθους, της ποσότητας και της σύστασης των αερολυμάτων ιδιαίτερα πάνω από τους ωκεανούς, όπου η μέτρησή τους με επίγεια όργανα καθίσταται ιδιαίτερα δύσκολη. Επίσης, με τα δορυφορικά αυτά δεδομένα είναι πλέον δυνατή η διάκριση των αερολυμάτων και η διαπίστωση της πηγής προέλευσής τους. Τα δορυφορικά δεδομένα χρησιμοποιούνται και ως παράμετροι εισαγωγής στα διάφορα πλανητικά μοντέλα που εξετάζουν το ρόλο των αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλίμα.

Ο πιο ευρέως χρησιμοποιούμενος σήμερα δορυφορικός δέκτης είναι ο MODIS που βρίσκεται στους δορυφόρους Terra από τις 18 Δεκεμβρίου 1999, και Aqua, από τις 4 Μαΐου 2002. Οι καθημερινές πολυφασματικές μετρήσεις του αποσκοπούν τόσο στον καθορισμό της ποσότητας των αερολυμάτων όσο και στο διαχωρισμό τους ανάλογα με την πηγή προέλευσής τους (έρημοι, δασικές πυρκαγιές, βιομηχανία, φωτοχημικοί ρύποι). Ο δέκτης αυτός έχει επίσης την ικανότητα να ειδοποιεί τους επιστήμονες για εκρήξεις ηφαιστειών, ώστε να επιτυγχάνεται γρήγορη και άμεση παρακολούθηση και καταγραφή των ηφαιστειακών αερολυμάτων. Παρέχει, επίσης, πληροφορίες όσον αφορά στην ένταση και έκταση των δασικών πυρκαγιών, βοηθώντας στην πιο ακριβή μελέτη των αερολυμάτων που προέρχονται από αυτές. Επιπλέον, έχει την ικανότητα παρακολούθησης της παγκόσμιας νεφοκάλυψης σε καθημερινή σχεδόν βάση, όπως επίσης και των ιδιοτήτων των νεφών (μέγεθος σταγόνων, λευκαύγεια) συμβάλλοντας, έτσι, σημαντικά στην κατανόηση και ποσοτικοποίηση του ρόλου των αερολυμάτων στη μικροφυσική των νεφών. Εκτενής περιγραφή του MODIS, των χρήσεών του, των αλγορίθμων για τον υπολογισμό των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και νεφών και των συγκρίσεων των αποτελεσμάτων με επίγειες παρατηρήσεις παρέχεται σε πλήθος εργασιών (π.χ. Kaufman and Tanre, 1998; Chu et al., 2002, Remer et al., 2002, 2005; Levy et al., 2007a, b).

## 1.8 Δομή και σκοπός της διατριβής

Στα πλαίσια της παρούσας διδακτορικής διατριβής γίνεται προσπάθεια για την πληρέστερη κατανόηση των διαδικασιών που συντελούνται μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα, οι οποίες συμβάλλουν στην τροποποίηση του ηλιακού φάσματος που φθάνει στο έδαφος, έχοντας ως αποτέλεσμα τη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολιών αλλά και του ενεργειακού ισοζυγίου.

Το Κεφάλαιο 2 αναφέρεται στην εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα λόγω των διαδικασιών απορρόφησης και σκέδασης και παρέχεται το βασικό θεωρητικό υπόβαθρο όσον αφορά στις τροποποιήσεις των φασμάτων των τριών συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας (ολικής, διάχυτης και άμεσης) τόσο με τη ζενίθια γωνία όσο και τη θόλωση. Επίσης, αναφέρονται οι συντελεστές θόλωσης που έχουν προταθεί και χρησιμοποιηθεί κατά καιρούς, ενώ ιδιαίτερη έμφαση δίδεται στους



συντελεστές θόλωσης του Ångström, οι οποίοι αποτελούν ένα σημαντικό τμήμα της μελέτης.

Στο Κεφάλαιο 3 παρέχεται η βασική γνώση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων, αναλύεται εκτενώς η άμεση και έμμεση επίδρασή τους στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα και αναφέρονται αναλυτικά οι διάφοροι τύποι, οι οπτικές και φυσικές ιδιότητές τους.

Στο Κεφάλαιο 4 περιγράφονται οι διαδικασίες των δορυφορικών μετρήσεων (MODIS και TOMS), και το φασματοφωτόμετρο CIMEL του AERONET με το οποίο λήφθηκαν τα δεδομένα που αποτέλεσαν τη βάση της διατριβής αυτής, όπως επίσης και η μεθοδολογία υπολογισμού του φασματικού οπτικού βάθους των αερολυμάτων και των συντελεστών θόλωσης του Ångström. Περιγράφεται, επίσης, το φασματικό ηλιακό μοντέλο SMARTS που χρησιμοποιήθηκε στην προσομοίωση των συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας. Εκτενής περιγραφή πραγματοποιείται και για άλλα δύο μοντέλα που ευρέως χρησιμοποιούνται στη διατριβή αυτή, όπως το μοντέλο HYSPLIT που καθορίζει τις τροχιές των αερίων μαζών και το μοντέλο DREAM που προβλέπει την εκπομπή και μεταφορά της σκόνης από τις ερημικές περιοχές της Γης.

Στο Κεφάλαιο 5 μελετάται η τροποποίηση του ηλιακού φάσματος με τη χρήση του φασματικού μοντέλου SMARTS και δίνεται το βασικό θεωρητικό υπόβαθρο της τροποποίησης της φασματικής ηλιακής ακτινοβολίας από τη ζενίθια γωνία και τα ατμοσφαιρικά αερολύματα.

Στο Κεφάλαιο 6 μελετάται η κλιματολογία, οι φυσικές και οπτικές ιδιότητες των 4 βασικών τύπων αερολυμάτων (αερολύματα πυρκαγιών, αστικού/βιομηχανικοί ρύποι, θαλάσσια και ερημικά σωματίδια). Τα δεδομένα ελήφθησαν από το παγκόσμιο δίκτυο AERONET σε 4 τοποθεσίες χαρακτηριστικές των παραπάνω τύπων, ώστε να διακριθούν και να μελετηθούν οι διαφορετικές ιδιότητες αυτών (φασματική μεταβολή του οπτικού βάθους και του κυματικού εκθέτη του Ångström), καθώς και οι επιδράσεις στις τιμές αυτών από επεισόδια πυρκαγιών, αστικής θόλωσης και ερημικής σκόνης.

Στο Κεφάλαιο 7 γίνεται χρήση δορυφορικών δεδομένων από το δέκτη MODIS πάνω από την Αθήνα και μελετάται η διαχρονική μεταβολή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων για την περίοδο 2000-2005. Πραγματοποιείται διάκριση των τριών βασικών τύπων αερολυμάτων (αστικά/βιομηχανικά, θαλάσσια και ερημικά) και μελετώνται οι οπτικές ιδιότητες κάθε τύπου ανάλογα με την εποχή. Ένα σημαντικό τμήμα αυτού του Κεφαλαίου αποτελεί η ανάλυση των οπτικών ιδιοτήτων κάθε τύπου αερολύματος και η συσχέτιση αυτών με την προέλευση των αερίων μαζών. Με τη χρήση των δορυφορικών δεδομένων εντοπίζονται τα επεισόδια εκπομπής Αφρικανικής σκόνης, τα οποία μελετώνται εκτενώς ως προς την κλιματολογία τους, τους μηχανισμούς εκπομπής και μεταφοράς.

Το Κεφάλαιο 8 συγκεντρώνει τα κύρια συμπεράσματα της διατριβής και ταυτόχρονα παρουσιάζει προτάσεις για μελλοντική έρευνα των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, οι κύριοι στόχοι της διατριβής συνοψίζονται στους εξής:

- Μελέτη της φασματικής κατανομής της ηλιακής ακτινοβολίας και τροποποίησή της κάτω από διάφορες ζενίθιες γωνίες και ποσά αερολυμάτων.
- Μελέτη των φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των 4 βασικών τύπων αερολυμάτων. Μελετάται λεπτομερώς η φασματική μεταβολή του οπτικού τους βάθους και μέσω

συσχετίσεων γίνεται μια προσπάθεια διάκρισης του τύπου των αερολυμάτων. Καθώς τα δεδομένα έχουν ληφθεί από το AERONET και καλύπτουν χρονική περίοδο 3 ετών σε 4 χαρακτηριστικές τοποθεσίες, η ανάλυσή τους επιτρέπει τη διάκριση των οπτικών και φυσικών ιδιοτήτων του κάθε τύπου.

- Με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων MODIS πραγματοποιείται μια κλιματολογική μελέτη του ποσού και της σύστασης των αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα για μια ευρεία περίοδο 6 ετών. Εντοπίζονται οι κυρίαρχοι τύποι αερολυμάτων και ερευνώνται οι μετεωρολογικές καταστάσεις και οι τροχιές των αερίων μαζών που ευνοούν την ύπαρξη ορισμένων τύπων.
- Με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων MODIS και των μοντέλων HYSPLIT και DREAM μελετώνται οι μηχανισμοί μεταφοράς και οι οπτικές ιδιότητες της σκόνης από τη Σαχάρα σε μια περίοδο 6 ετών και εντοπίζονται μερικά έντονα επεισόδια μεταφοράς σκόνης.

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗ ΘΩΛΩΣΗ**

Στο Κεφάλαιο αυτό παρέχονται κάποιες εισαγωγικές γνώσεις για την ηλιακή ακτινοβολία και τις διαδικασίες εξασθένησης αυτής κατά τη διαδρομή της μέσα στη γήινη ατμόσφαιρα, χωρίς να γίνεται επέκταση στις μαθηματικές σχέσεις που διέπουν αυτές τις διαδικασίες. Αναφέρονται οι διαδικασίες της εξασθένησης (σκέδαση και απορρόφηση) που η ηλιακή ακτινοβολία υφίσταται, όπως επίσης και οι διάφοροι δείκτες θόλωσης που έχουν κατά καιρούς χρησιμοποιηθεί. Ιδιαίτερη αναφορά γίνεται για τους συντελεστές θόλωσης του Ångström που χρησιμοποιούνται ευρέως στη διατριβή αυτή.

### **2.1 Γενικά**

Η ηλιακή ακτινοβολία, που φτάνει στην επιφάνεια της Γης σαν άμεση ή διάχυτη, αποτελεί τη θεμελιώδη ενέργεια για τις μετεωρολογικές μεταβολές, το βασικό παράγοντα διαμόρφωσης των κλιμάτων και είναι η κύρια πηγή ζωής για τον πλανήτη. Οι αυξανόμενες εφαρμογές της ηλιακής ενέργειας έχουν δώσει το έναυσμα για τη διερεύνηση των ποσών της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχονται οι διάφορες περιοχές της Γης. Επίσης, με την αυξανόμενη χρήση των φασματικών τεχνικών, όπως τα φωτοβολταϊκά κύτταρα για παραγωγή ηλεκτρικής ενέργειας και η χρήση επιλεκτικών απορροφητών στους θερμικούς συλλέκτες, το ενδιαφέρον δεν περιορίζεται πια μόνο στο ολικό ποσό της ενέργειας που φθάνει στην επιφάνεια της Γης, αλλά εστιάζεται κυρίως στη φασματική σύνθεση της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως και στην τροποποίηση του ηλιακού φάσματος κάτω από διάφορες ατμοσφαιρικές και κλιματολογικές συνθήκες. Στις αστικές και βιομηχανικές περιοχές οι φωτοχημικοί ρύποι, που προέρχονται από τη δράση της υπεριώδους ακτινοβολίας, επηρεάζουν δραστικά το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος. Τα δευτερογενή σωματίδια, που προέρχονται από τις φωτοχημικές αντιδράσεις, προκαλούν απορρόφηση και σκέδαση της άμεσης ακτινοβολίας. Γενικά, τα φυσικής προέλευσης σωματίδια (σκόνη, καπνός κ.α.) και τα ανθρωπογενή έχουν διαφορετικές επιδράσεις στην ένταση και τη φασματική κατανομή της ηλιακής ροής. Αυτό μπορεί να έχει σημαντικές συνέπειες στις διεργασίες που εξαρτώνται κυρίως από τη φασματική σύνθεση του ηλιακού φωτός όπως π.χ. την ανάπτυξη των φυτών και τη φωτοσύνθεση, καθώς επίσης και βιολογικές συνέπειες σε ανθρώπους και ζώα. Συνεπώς, η εκτενής μελέτη του ηλιακού φάσματος μπορεί να αποτελέσει την απαραίτητη διερεύνηση της ποιότητας του αέρα.

### **2.2 Ηλιακή ακτινοβολία**

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι σχεδόν η μόνη πηγή ενέργειας για τη Γη, ενώ πολλές από τις παρατηρούμενες μεταβολές στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα οφείλονται σε αυτή. Ως εκ τούτου, το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας, καθώς και η φασματική της σύνθεση, παρουσιάζουν ιδιαίτερο ενδιαφέρον τόσο στη μετεωρολογία και τη φυσική της ατμόσφαιρας όσο και σε πολλές άλλες ενεργειακές εφαρμογές. Το ποσό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης πάνω από ένα τόπο σε μια ορισμένη χρονική στιγμή εξαρτάται από:

- (α) την ηλιακή δραστηριότητα, η οποία επηρεάζει την τιμή της ηλιακής σταθεράς,
- (β) την απόσταση Γης-Ηλίου,

(γ) το γεωγραφικό πλάτος του τόπου,

(δ) την εποχή, και

(ε) την ώρα της ημέρας.

Μελετώντας την κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης σε σχετικές μονάδες, προκύπτει ότι ένα ποσοστό περίπου 30% επιστρέφει στο διάστημα λόγω ανάκλασης και σκέδασης από τα μόρια της ατμόσφαιρας, τα νέφη και το έδαφος, ενώ 20% απορροφάται από τα ατμοσφαιρικά συστατικά ( $O_2$ ,  $O_3$ ,  $H_2O$ ,  $CO_2$ , οξείδια του αζώτου, ενώσεις του θείου, απορροφητικά αερολύματα) καθώς και από τα νέφη. Αυτό που τελικά φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους είτε πρωτογενώς, είτε δευτερογενώς κατόπιν πολλαπλών σκεδάσεων μέσα στην ατμόσφαιρα, είναι περίπου το 50% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Η γνώση της φασματικής κατανομής και των φασματικών συντελεστών εξασθένισης της ηλιακής ακτινοβολίας κάτω από ειδικές περιβαλλοντικές συνθήκες είναι απαραίτητη για αρκετούς λόγους όπως:

- τις εφαρμογές της ηλιακής ακτινοβολίας σαν εναλλακτική πηγή ενέργειας (εκτίμηση φασματικών ιδιοτήτων των απορροφητών και ανακλαστήρων),
- τη βιολογία και τη γεωργία, καθώς η φασματική ποιότητα του φυσικού φωτός αποτελεί σημαντικό οικολογικό παράγοντα,
- τον ενεργειακό σχεδιασμό κτιρίων και τον υπολογισμό του θερμικού ισοζυγίου,
- την ατμοσφαιρική χημεία για πληρέστερη κατανόηση μερικών ατμοσφαιρικών φωτοχημικών αντιδράσεων,
- την ατμοσφαιρική φυσική, ώστε να εξακριβωθεί ο μηχανισμός μερικών διεργασιών της ατμοσφαιρικής απορρόφησης και σκέδασης της ακτινοβολίας και η μελέτη των αερολυμάτων.

Οι μελέτες που αναφέρονται στη σωματιδιακή ατμοσφαιρική ρύπανση γενικά, συσχετίζουν τις συγκεντρώσεις των αερίων ρύπων και σωματιδίων με τις εκάστοτε επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες που ευνοούν ή όχι τη διασπορά και διάχυση τέτοιων ρυπαντών. Ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες που εμφανίζονται να παίζουν σημαντικό ρόλο στο γενικότερο πρόβλημα της ρύπανσης είναι η ηλιακή ακτινοβολία και οι διάφορες συνιστώσες της, οι οποίες μελετώνται διεξοδικά πιο κάτω. Τέτοιες μελέτες όμως σπανίζουν στη βιβλιογραφία αν και η σημασία της παραμέτρου της ηλιακής ακτινοβολίας έχει αποδειχθεί ότι παίζει σημαντικό ρόλο στις διάφορες διεργασίες που αναπτύσσονται ειδικά στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα. Περισσότερη σημασία έχει δοθεί στο ρόλο της θόλωσης από τα ανθρωπογενή αερολύματα κατά τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας. Εξάλλου, η κατανόηση του φαινομένου της αλληλεπίδρασης μεταξύ της ηλιακής ακτινοβολίας και της ατμοσφαιρικής ρύπανσης είναι σημαντική και από τη σκοπιά της ηλιακής ακτινοβολίας ως εναλλακτικής πηγής ενέργειας.

### 2.2.1 Άμεση ακτινοβολία ( $I_b$ )

Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει κατά τη διεύθυνση του Ήλιου σε μια επιφάνεια ονομάζεται άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται από αστρονομικούς παράγοντες, όπως η τιμή της ηλιακής σταθεράς, η απόσταση Γης-Ήλιου, η απόκλιση και το ύψος του Ήλιου, από γεωγραφικούς παράγοντες, όπως το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, το υψόμετρο και τέλος από την απορρόφηση και σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα. Για τη εκτίμηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο θα πρέπει να ληφθεί υπόψη το ύψος του ηλίου ( $h$ ). Έτσι αν  $I_b$  είναι

η μετρούμενη άμεση ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ηλιακές ακτίνες, τότε η αντίστοιχη τιμή σε οριζόντιο επίπεδο I δίνεται από τη σχέση:

$$I_{\lambda} = I_{\beta\lambda} \cdot \eta \cdot \mu \cdot h \quad (2.2.1)$$

Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία μειώνεται σημαντικά κάτω από συνθήκες αυξημένης θόλωσης, λόγω σκέδασης. Η μείωση είναι ιδιαίτερα σημαντική στην υπεριώδη και την ορατή περιοχή του φάσματος, ενώ η επίδραση της θόλωσης στο υπέρυθρο δεν είναι τόσο έντονη, Σχ. 2.2.1. Επίσης, η επίδραση της θόλωσης στο άμεσο ηλιακό φάσμα είναι πιο έντονη για μεγάλες ζενίθιες γωνίες. Το φάσμα της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας παρουσιάζει τις μέγιστες τιμές του στην ορατή περιοχή γύρω στα 500 nm. Το μέγιστο του φάσματος μειώνεται αυξανόμενης της θόλωσης, και το άμεσο φάσμα (και το μέγιστό του) μετατοπίζεται προς μεγαλύτερα μήκη κύματος λόγω του ότι η εξασθένιση της ακτινοβολίας εντός της ατμόσφαιρας είναι εντονότερη στα μικρά  $\lambda$  (ερυθρή μετατόπιση). Η μετατόπιση αυτή γίνεται ακόμα πιο αισθητή λόγω εξάρτησης του άμεσου ηλιακού φάσματος από τη ζενίθια γωνία. Συνεπώς, όταν η ακτινοβολία διατρέχει μεγαλύτερη διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα, όπως κατά τη στιγμή της ανατολής και της δύσης του Ηλίου θα εμπλουτίζεται σε ενέργεια μεγάλων μηκών κύματος, γεγονός στο οποίο οφείλεται και το κόκκινο χρώμα του ουρανού κατά την ανατολή και τη δύση του Ηλίου.

### 2.2.2 Διάχυτη ακτινοβολία ( $I_{d\lambda}$ )

Η διάχυτη ακτινοβολία είναι η ηλιακή ακτινοβολία που μετράται σε ένα σημείο της επιφάνειας της Γης κατόπιν σκεδάσεως από τα ατμοσφαιρικά συστατικά και τα νέφη. Είναι δηλαδή η ακτινοβολία όλων των διευθύνσεων του ουράνιου θόλου (sky or diffuse sky radiation) και οφείλεται στην πολλαπλή ή διάχυτη ανάκλαση στα μόρια της ατμόσφαιρας. Η διάχυτη ακτινοβολία σε οριζόντια επιφάνεια εξαρτάται από:

α) τη ζενίθια γωνία του ήλιου,  $Z$  (αυξανόμενης της  $Z$  η διάχυτη ακτινοβολία ελαττώνεται),

β) τη διαφάνεια της ατμόσφαιρας (αύξηση της διαφάνειας συνεπάγεται μείωση της διάχυτης ακτινοβολίας),

γ) τη λευκαύγεια του εδάφους, (αύξηση της λευκαύγειας συνεπάγεται αύξηση της διάχυτης ακτινοβολίας καθώς ευνοούνται οι πολλαπλές σκεδάσεις μεταξύ επιφάνειας-ατμόσφαιρας), και

δ) τη νέφωση, ανάλογα με το είδος και το πάχος των νεφών. Έτσι τα ανώτερα νέφη προκαλούν ελαφρά αύξηση της διάχυτης και τα μέσα νέφη αρκετή, ενώ τα κατώτερα νέφη μειώνουν τα ποσά της διάχυτης εκπομπής που φτάνουν στο έδαφος.

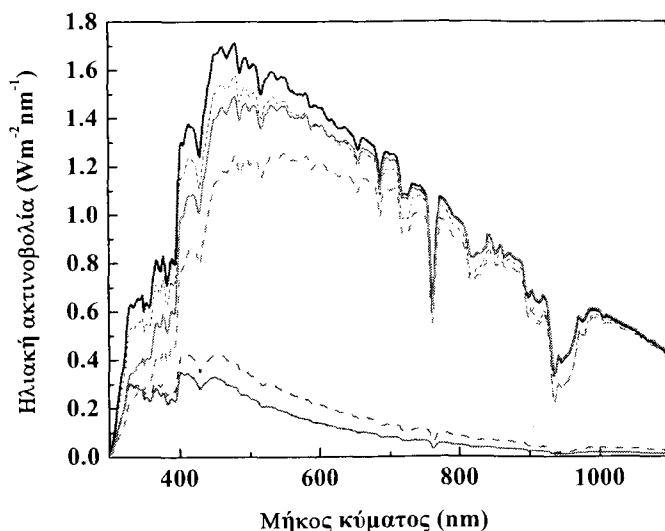
Η διάχυτη ακτινοβολία παρουσιάζει σαφή ημερήσια πορεία με μέγιστο κατά την αληθή μεσημβρία. Η μέγιστη ημερήσια τιμή της εξαρτάται από την κατάσταση της ατμόσφαιρας, δηλαδή από τα επίπεδα θόλωσης και την εποχή. Κάτω από συνθήκες ανέφελου ουρανού και μεγάλης διαφάνειας ισούται περίπου με το 1/10 της άμεσης ακτινοβολίας. Το ποσοστό όμως αυτό αυξάνει αυξανόμενης της θόλωσης και της νέφωσης.

Το μεγαλύτερο ποσό της διάχυτης ακτινοβολίας αποτελείται από ακτινοβολία της ορατής περιοχής του φάσματος. Η φασματική κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας διαφέρει λίγο από την αντίστοιχη της άμεσης με το μέγιστο της έντασης να εντοπίζεται σε μικρότερα μήκη κύματος 425-450 nm. Από το Σχ. 2.2.1 είναι εμφανή τα δύο μέγιστα του διάχυτου φάσματος. Για καθαρές συνθήκες το πρώτο μέγιστο υπερισχύει, όταν όμως η θόλωση αυξάνεται, το δεύτερο μέγιστο γίνεται συγκρίσιμο με το πρώτο ή και ακόμα

μεγαλύτερο. Αυτό συμβαίνει επειδή η αέρια θόλωση επηρεάζει το διάχυτο φάσμα, όχι μόνο αυξάνοντάς το, αλλά ταυτόχρονα μετατοπίζοντάς το προς μεγαλύτερα μήκη κύματος, Σχ. 2.2.1. Συνεπώς, αύξηση της θόλωσης συνεπάγεται αύξηση της έντασης του διάχυτου φάσματος με τις μεγαλύτερες αυξήσεις να λαμβάνουν χώρα στην υπέρυθρη περιοχή. Η συμπεριφορά του δηλαδή, ως προς την έντασή του, κάτω από μεταβαλλόμενες ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι ακριβώς η αντίθετη από αυτή του άμεσου φάσματος.

### 2.2.3 Ολική ακτινοβολία ( $I_{\sigma}$ )

Η ολική ηλιακή ακτινοβολία είναι το άθροισμα της άμεσης και της διάχυτης συνιστώσας σε οριζόντια επιφάνεια. Είναι ο κύριος παράγοντας που ρυθμίζει το ποσό της ροής της θερμότητας προς την επιφάνεια της Γης. Η ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας εξαρτάται από το ύψος του Ηλίου, αυξανόμενη με αυτό, καθώς και από τη διαφάνεια της ατμόσφαιρας αυξανόμενη επίσης με την αύξηση της διαφάνειας. Η νέφωση, το είδος της, η διάταξή της στον ουράνιο θόλο σε σχέση με τον Ήλιο, αποτελούν βασικό ρυθμιστικό παράγοντα της ποσότητας της ολικής ακτινοβολίας. Γενικά, εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες από τους οποίους εξαρτώνται η άμεση και η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία. Η αέρια θόλωση επηρεάζει την ολική ακτινοβολία που φθάνει στο έδαφος, μειώνοντας το ποσό της και μετατοπίζοντας το φάσμα προς μεγαλύτερα μήκη κύματος. Η μείωση αυτή δεν είναι τόσο έντονη, Σχ. 2.2.1, όσο στην άμεση ακτινοβολία, καθώς στην ολική συνεισφέρει και η διάχυτη, η οποία αυξάνει με τη θόλωση. Καθώς η άμεση μετράται σε επίπεδο κάθετο προς τις ηλιακές ακτίνες, σε μεγάλες ζενίθιες γωνίες η τιμή της είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της ολικής.



**Σχήμα 2.2.1.** Φασματική κατανομή των 3 συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας για καθαρή (συνεχής γραμμή) και θολή ατμόσφαιρα (διακεκομμένη γραμμή) στην περιοχή της Αθήνας. Μπλε για την ολική, κόκκινο για την άμεση και πράσινο για τη διάχυτη. Τα φάσματα μετρήθηκαν για  $Z=20^\circ$  (Μάιος, 1995). Πηγή: Διπλωματική εργασία Δ. Γ. Κασκαούτη "Σύγκριση φασμάτων συνιστωσών ηλιακής ακτινοβολίας: Μετρήσεις vs Μοντέλα". Παν. Αθηνών 2002.

## 2.3 Εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας

### 2.3.1 Νόμος των Bouguer-Lambert-Beer

Η εξασθένιση της μονοχρωματικής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα περιγράφεται από το νόμο του Bouguer (ή νόμο του Lambert ή του Beer). Σύμφωνα με το νόμο αυτό η εξασθένιση της ακτινοβολίας κατά τη διέλευσή της από ένα μέσο είναι ανάλογη με τη διαδρομή μέσα στο μέσο αυτό και την πυκνότητα του μέσου:

$$I_{b\lambda} = I_{o\lambda} \exp(- \int k_{\lambda} \rho dl) \quad (2.3.1)$$

$I_{b\lambda}$ , η ένταση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος

$I_{o\lambda}$ , η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας

$k_{\lambda}$ , ο ολικός συντελεστής εξασθένισης

$\rho$ , η πυκνότητα του ατμοσφαιρικού στρώματος

$dl$ , η διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα.

Το γινόμενο  $\rho dl$  είναι η μάζα στη μονάδα επιφάνειας του υλικού που προκαλεί την εξασθένιση. Ονομάζεται αέρια μάζα και είναι συνάρτηση της ζενίθιας γωνίας. Το ολοκλήρωμα του εκθέτη της παραπάνω εξίσωσης, από την επιφάνεια του εδάφους ως το όριο της ατμόσφαιρας:

$$\tau_{\lambda} = \int k_{\lambda} \quad (2.3.2)$$

είναι συνάρτηση των οπτικών ιδιοτήτων του υλικού και των γεωμετρικών διαστάσεών του και ονομάζεται ολικό οπτικό πάχος ή βάθος (Total Optical Thickness or Depth). Το ολικό οπτικό βάθος μπορεί επίσης να γραφεί σαν άθροισμα των επιμέρους οπτικών βαθών που οφείλονται στις διεργασίες απορρόφησης και σκέδασης:

$$\tau_{\lambda} = \tau_{R\lambda} + \tau_{a\lambda} + \tau_{H_2O\lambda} + \tau_{O_3\lambda} + \tau_{mg\lambda} + \tau_{NO_2\lambda} \quad (2.3.3)$$

$\tau_{R\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω μοριακής σκέδασης Rayleigh

$\tau_{a\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω σκέδασης και απορρόφησης των αερολυμάτων

$\tau_{H_2O\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω απορρόφησης των υδρατμών

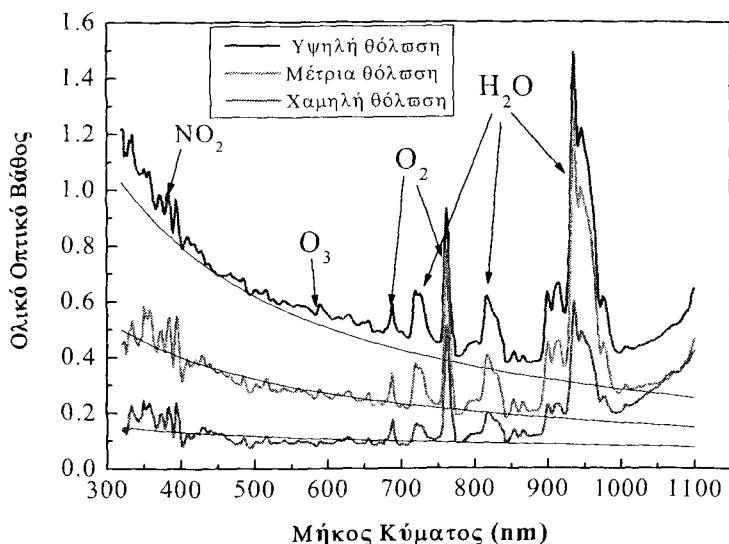
$\tau_{O_3\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω απορρόφησης του  $O_3$

$\tau_{mg\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω απορρόφησης των ατμοσφαιρικών αερίων ( $O_2$ ,  $N_2$ )

$\tau_{NO_2\lambda}$  : οπτικό βάθος λόγω απορρόφησης του  $NO_2$

Η υπέρθεση όλων των επιμέρους οπτικών βαθών δημιουργεί το φασματικό ολικό οπτικό βάθος. Μερικές χαρακτηριστικές περιπτώσεις του φαίνονται στο Σχ. 2.3.1. Εδώ να αναφερθεί, ότι από τα ολικά οπτικά βάθη έχει αφαιρεθεί η συνεισφορά της μοριακής σκέδασης,  $\tau_{R\lambda}$ . Το εναπομείναν οπτικό βάθος,  $\tau_{\lambda} - \tau_{R\lambda}$ , διεθνώς ονομάζεται μειωμένο οπτικό βάθος (Cachorro et al., 2000). Τα ολικά φασματικά οπτικά βάθη υπολογίστηκαν από φασματικές μετρήσεις άμεσης ακτινοβολίας στην Αθήνα (Μάιος, 1995). Πρόκειται για 3 χαρακτηριστικές περιπτώσεις χαμηλής, μέτριας και υψηλής θόλωσης. Αυξημένα επίπεδα θόλωσης αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες τιμές οπτικών βαθών, ενώ διακρίνονται καθαρά οι ζώνες απορρόφησης των ατμοσφαιρικών αερίων.

Από το Σχ. 2.3.1 γίνεται φανερό ότι η σκέδαση των αερολυμάτων είναι συνεχής, αν και εξαρτάται έντονα από το μήκος κύματος, ενώ η απορρόφηση των διαφόρων ατμοσφαιρικών αερίων λαμβάνει χώρα σε στενές φασματικές ζώνες. Ένα άλλο χαρακτηριστικό των φασματικών οπτικών βαθών είναι η έντονη κύμανσή τους που αναδεικνύεται στην υπεριώδη περιοχή, για  $\lambda < 400$  nm. Αυτή οφείλεται στη μορφή του άμεσου ηλιακού φάσματος και αυξάνεται από τις ανακρίβειες των οργάνων μέτρησης στην εν λόγω φασματική ζώνη, οι οποίες είναι πιο έντονες κάτω από καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες (Kaskaoutis et al., 2006a).



**Σχήμα 2.3.1.** Φασματικά ολικά οπτικά βάθη από τα οποία έχει αφαιρεθεί η επίδραση της σκέδασης Rayleigh, στην περιοχή της Αθήνας (Μάιος, 1995) κάτω από διάφορες συνθήκες θόλωσης. Πηγή: Διπλωματική εργασία Δ. Γ. Κασκαούτη "Σύγκριση φασμάτων συνιστωσών ηλιακής ακτινοβολίας: Μετρήσεις vs Μοντέλα". Παν. Αθηνών 2002.

Αναλυτικά, οι ζώνες απορρόφησης για τα κυριότερα αέρια της ατμόσφαιρας είναι:

**Οξυγόνο ( $O_2$ ).** Το οξυγόνο απορροφά έντονα την ακτινοβολία στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος, όπου η ατμόσφαιρα είναι σχεδόν αδιαφανής λόγω της παρουσίας του. Στο ορατό η απορρόφηση είναι πολύ μικρότερη σε σύγκριση με το υπεριώδες και περιορίζεται σε δύο στενές φασματικές ζώνες (616-666 nm και 754-774 nm).

**Όζον ( $O_3$ ).** Το όζον παρουσιάζει μεγάλη απορροφητική ικανότητα στο υπεριώδες τμήμα του φάσματος και ιδιαίτερα στην περιοχή 200-320 nm (ζώνη Hartley-Huggins), με μέγιστη απορρόφηση στα 260 nm. Στο ορατό απορροφά στην περιοχή 430-750 nm (ζώνη Chappuis), με μέγιστη απορρόφηση γύρω στα 600 nm. Στο υπέρυθρο οι περισσότερες ζώνες απορρόφησης του καλύπτονται από τις αντίστοιχες των υδρατμών και του διοξειδίου του άνθρακα και δεν επηρεάζουν την ηλιακή ακτινοβολία.

**Διοξείδιο του Αζώτου ( $NO_2$ ).** Το οξείδιο του αζώτου είναι ρύποι που προκαλούνται στις αστικές και βιομηχανικές περιοχές και απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία στο υπεριώδες και ορατό τμήμα του φάσματος (300-700 nm). Η πιο έντονη απορρόφηση λαμβάνει χώρα γύρω από τα 400 nm με συνεχόμενη μείωση καθώς το μήκος κύματος αυξάνει. Γενικά, το οπτικό βάθος που προκαλείται από την απορρόφηση του  $NO_2$  είναι



αρκετά μικρότερο από αυτό των άλλων αερίων (π.χ. υδρατμών και  $O_2$ ) συγκρινόμενο μόνο με αυτό του όζοντος στη ζώνη Chappuis (Kaskaoutis et al., 2007a).

**Υδρατμοί ( $H_2O$ ).** Οι υδρατμοί απορροφούν το μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας στο μακρινό υπέρυθρο. Ωστόσο υπάρχουν και έντονες ζώνες απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας στις περιοχές 680-746 nm, 786-844 nm, 872-1014 nm, όπως και από τα 2000 nm και μετά. Στα επίγεια όργανα μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας (π.χ. CIMEL, MFRSR) το μήκος κύματος των 940 nm, όπου λαμβάνει χώρα έντονη απορρόφηση των υδρατμών, χρησιμοποιείται στον υπολογισμό του ποσού τους στην ατμόσφαιρα.

**Διοξείδιο του άνθρακα ( $CO_2$ ).** Το  $CO_2$  είναι το σημαντικότερο θερμοκηπιακό αέριο καθώς απορροφά έντονα τη γήινη ακτινοβολία (μεγάλου μήκους κύματος). Στο ηλιακό φάσμα απορροφά μετά τα 2000 nm, όπου η ένταση της ακτινοβολίας είναι πλέον πολύ μικρή. Συνεπώς, δε θεωρείται ότι συμβάλλει σημαντικά στην απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

Το ολικό οπτικό βάθος είναι υπεύθυνο για την εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, οι δε τιμές του και η φασματική κατανομή του είναι αντίστοιχα υπεύθυνες για τα ποσά και τη φασματική σύνθεση της ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος. Η φασματική κατανομή του ολικού οπτικού βάθους εξαρτάται από τον τύπο και τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, και κυρίως από το συντελεστή  $\alpha$  του Ångström και την κατανομή μεγέθους των σωματιδίων. Είναι φανερό ότι η γαλάζια φασματική καμπύλη, που αντιστοιχεί σε υψηλή θόλωση, παρουσιάζει μια σαφή και συνεχή μείωση με το μήκος κύματος, ενώ η φασματική μεταβολή στην πράσινη (χαμηλή θόλωση) είναι μάλλον ουδέτερη. Αυτό οφείλεται στη διαφορετική σύσταση της ατμόσφαιρας σε κάθε φάσμα, στο κατ' όγκο ποσοστό των μικρών σωματιδίων σε σχέση με τα μεγάλα, όπως επίσης και στην ενεργή ακτίνα και ικανότητα σκέδασης των αερολυμάτων (Schuster et al., 2006). Στα ολικά οπτικά βάθη, που προέκυψαν από μετρήσεις άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας χρησιμοποιώντας το νόμο των Bouguer-Lambert-Beer, έχει προσαρμοσθεί και μια θεωρητική καμπύλη, η οποία εκφράζει τη σκέδαση των αερολυμάτων μέσω της ημιεμπειρικής εξίσωσης του Ångström, η οποία θα παρουσιαστεί παρακάτω. Η κλίση δε της καμπύλης των φασματικών οπτικών βαθών εξαρτάται από την τιμή του  $\alpha$ -Ångström, αυξανόμενη για μεγαλύτερες τιμές του  $\alpha$ . Το πηλίκο της προσπίπτουσας στο έδαφος ακτινοβολίας,  $I_\lambda$ , προς αυτήν στο όριο της ατμόσφαιρας,  $I_{o\lambda}$ , ονομάζεται διαπερατότητα ή διαφάνεια της ατμόσφαιρας και ισούται με:

$$T_\lambda = \frac{I_\lambda}{I_{o\lambda}} < 1 \quad (2.3.4)$$

Από τα παραπάνω προκύπτει ότι ο νόμος του Beer μπορεί να εκφραστεί και ως:

$$T_\lambda = \exp(-m\tau_\lambda) \quad (2.3.5)$$

### 2.3.2 Η θόλωση στην ατμόσφαιρα

Η διαφάνεια της ατμόσφαιρας είναι συνάρτηση των επιμέρους διαφανειών των συστατικών της, τα οποία προκαλούν την εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας. Η διαφάνεια συνδέεται άμεσα με το οπτικό βάθος του κάθε ατμοσφαιρικού συστατικού, σύμφωνα με τη σχέση (2.3.5) ενώ εξαρτάται άμεσα από την αέρια μάζα. Ένα μεγάλο

μέρος αυτής της εξασθένησης οφείλεται στην παρουσία των αερολυμάτων, που ουσιαστικά ορίζει τη θόλωση της ατμόσφαιρας.

Οι υδρατμοί, τα ατμοσφαιρικά αερολύματα και οι κάθε είδους αέριοι ρύποι προκαλούν την ατμοσφαιρική θόλωση. Γενικά, κάθε απόκλιση από τη μοριακή σκέδαση Rayleigh προκαλεί θόλωση έχοντας ως άμεσο αποτέλεσμα την τροποποίηση του χρώματος του ουρανού από το κυανό. Στις μεγαλουπόλεις και πάνω από βιομηχανικές περιοχές συχνά προκαλείται αιθαλομίχλη και ένα καφεόχρου χρώματος φωτοχημικό νέφος κάνει την εμφάνισή του, γεγονός πολύ συνηθισμένο για την ατμόσφαιρα της Αθήνας μέχρι το τέλος της παρασμένης 10ετίας (Kambezidis et al., 1995). Η σκέδαση Rayleigh είναι συνεχής και ανεξάρτητη από τη σύσταση της ατμόσφαιρας και αποτελεί κατά κάποιο τρόπο το υπόβαθρο για κάθε άλλο είδος εξασθένησης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Γι' αυτό η εντελώς καθαρή και ξηρή ατμόσφαιρα ή ατμόσφαιρα Rayleigh λαμβάνεται σαν μέτρο θόλωσης της ατμόσφαιρας.

Η θόλωση θεωρείται ως αντιπροσωπευτικός δείκτης του ποσού των αερολυμάτων. Μπορεί να ορισθεί ως η μειωμένη διαφάνεια της ατμόσφαιρας προκαλούμενη από την απορρόσηση και σκέδαση της ακτινοβολίας μέσα σε αυτή. Συνεπώς, το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας, που φθάνει τελικά στο έδαφος, εξαρτάται από την αέρια θόλωση και το ποσό των αερίων ρυπαντών. Η γνώση της ατμοσφαιρικής θόλωσης είναι σημαντική σε αρκετά θέματα όπως, 1) η επίδραση της ρυπασμένης ατμόσφαιρας στον καιρό και το κλίμα, 2) η μελέτη της αέριας ρύπανσης και των ανταλλαγών ενέργειας, 3) η διόρθωση των δορυφορικών εικόνων ειδικά πάνω από ρυπασμένες περιοχές και, 4) η προσομοίωση της φασματικής ηλιακής ακτινοβολίας η οποία είναι χρήσιμη στο σχεδιασμό των φωτοβολταϊκών και άλλων θερμικών συλλεκτών.

Η θόλωση της ατμόσφαιρας εκφράζεται με διάφορους τρόπους που προκύπτουν από τα αποτελέσματα ακτινομετρικών παρατηρήσεων και για το λόγο αυτό οι αντίστοιχες σχέσεις είναι ημ εμπειρικές. Διάφορες τεχνικές έχουν προταθεί για τον καθορισμό της ατμοσφαιρικής θόλωσης και χρησιμοποιούνται διάφοροι δείκτες τόσο για το χαρακτηρισμό των ατμοσφαιρικών συνθηκών όσο και για μια πρώτη προσέγγιση ποσοτικοποίησης των αερολυμάτων (D' Almeida et al., 1991). Μεταξύ αυτών είναι ο δείκτης θόλωσης του Linke,  $T_L$ , (Linke, 1922), των Unsworth-Monteith,  $T_U$ , (Unsworth-Monteith, 1972), των Davies-Hay,  $t_D$ , (Davies and Hay, 1980), ο συντελεστής Schuepp,  $B$ , (Schuepp, 1949), ο συντελεστής θόλωσης του Ångström,  $\beta$ , (Ångström, 1929) και η οριζόντια ορατότητα,  $V$  (McClatchey and Selby, 1972). Οι δείκτες αυτοί, παρόλο που έχουν διαφορετικούς ορισμούς, εντούτοις αποσκοπούν όλοι στο να αναδείξουν την παρέκκλιση της εξεταζόμενης ατμόσφαιρας από τις συνθήκες της μοριακής σκέδασης, δηλαδή αποτελούν εμπειρικές εκφράσεις της σκέδασης Mie.

### 2.3.3 Οι συντελεστές θόλωσης του Ångström, $\alpha$ και $\beta$

Οι πιο ευρέως χρησιμοποιούμενοι συντελεστές θόλωσης είναι αυτοί του Ångström (1929, 1961). Από αυτούς τους συντελεστές ο  $\beta$  είναι αυτός που εκφράζει το ποσό των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, ενώ ο  $\alpha$  σχετίζεται με την κατανομή του μεγέθους τους. Έχει όμως επικρατήσει διεθνώς να αναφέρονται και οι δύο μαζί ως «συντελεστές θόλωσης του Ångström». Η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα αερολύματα λόγω σκέδασης και απορρόφησης είναι μια συνεχής συνάρτηση του μήκους κύματος. Καθώς οι δύο αυτές διαδικασίες είναι δύσκολο να διαχωρισθούν, ο Ångström

συμπεριέλαβε και τις δύο σε μια απλή ημιεμπειρική σχέση που περιγράφει τη διαφάνεια της ατμόσφαιρας λόγω της εξασθένησης των αερολυμάτων:

$$T_{αλ} = \exp\{-(\beta\lambda^{-\alpha})m\} \quad (2.3.6)$$

όπου ο συντελεστής  $\beta$  καλείται συντελεστής θόλωσης του Ångström,  $\alpha$  είναι ο λεγόμενος κυματικός εκθέτης,  $m$  η αέρια μάζα, ενώ το μήκος κύματος  $\lambda$  εκφράζεται σε  $\mu\text{m}$ . Για  $\lambda=1 \mu\text{m}$  και  $m=1$  προκύπτει  $T(\lambda=1)=\exp(-\beta)$ , δηλαδή το  $\beta$  παριστάνει το συντελεστή εξασθένησης της ακτινοβολίας λόγω των αερολυμάτων ανά μονάδα οπτικής μάζας και για  $\lambda=1 \mu\text{m}$ , και συνεπώς ορίζεται ως το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στα 1000 nm. Η σχέση (2.3.6) μπορεί να ξαναγραφεί ώστε να αναφέρεται στο οπτικό βάθος:

$$\tau_{αλ}=\beta\lambda^{-\alpha} \quad (2.3.7)$$

Ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$ , ο οποίος εκφράζει την εξάρτηση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων από το μήκος κύματος, είναι στενά συσχετιζόμενος με την κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων αυξανόμενος όσο το μέγεθος αυτών μικραίνει, ή όσο αυξάνεται το ποσοστό των μικρών προς τα μεγάλα σωματίδια. Η πρώτη περίπτωση αναφέρεται στη μεταβολή της ενεργής (ή της μέσης) ακτίνας των αερολυμάτων, ενώ η δεύτερη στο ποσοστό αριθμού ή όγκου των μικρών σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Τιμές του  $\alpha < 1$  υποδηλώνουν κατανομή μεγέθους με σημαντικό ποσοστό μεγάλων σωματιδίων (ακτίνων  $> 0,5 \mu\text{m}$ ), χαρακτηριστικές αερολυμάτων ερημικής και θαλάσσιας προέλευσης (Smirnov et al., 2002b; Masmoudi et al., 2003), ενώ τιμές  $\alpha > 2$  είναι χαρακτηριστικές κατανομών μεγέθους όπου κυριαρχούν τα μικρά σωματίδια, π.χ. σωματίδια καπνού (Reid et al., 1999). Οι Kaufman et al. (1992) έδειξαν ότι ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$  μπορεί να αποτελέσει ένα καλό δείκτη του ποσοστού των μικρών σωματιδίων, ακτίνων στην περιοχή 0,057-0,21  $\mu\text{m}$ , σε σχέση με τα μεγάλα, 1,8-4  $\mu\text{m}$ . Ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$  υπολογίζεται εύκολα με τη χρήση φασματικών οργάνων (Holben et al., 1998). Τα τελευταία χρόνια η χρήση του έχει αυξηθεί σημαντικά στους αλγόριθμους των δορυφορικών δεκτών για διάφορες εφαρμογές (Nakajima and Higurashi, 1998; Ignatov and Stowe, 2002). Έτσι, ο κυματικός εκθέτης χρησιμοποιείται ευρέως για το χαρακτηρισμό των θαλάσσιων αερολυμάτων σε νησιωτικές περιοχές (Smirnov et al., 2002b, 2003), για την ανάδειξη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων από πυρκαγιές στη Νότια Αμερική και Αφρική (Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b; 2003) και των αστικών αερολυμάτων στην Ασία (Eck et al., 2005).

Οι συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$ , όπως περιγράφονται στη σχέση (2.3.7), θεωρούνται ανεξάρτητοι από το μήκος κύματος. Αυτή η θεώρηση, όμως, αποτελεί στην ουσία μια πρώτη προσέγγιση καθώς έχει αποδειχθεί ότι τόσο το  $\alpha$  όσο και το  $\beta$  εξαρτώνται σημαντικά από τη φασματική περιοχή που επιλέγεται κάθε φορά για τον καθορισμό τους (Cachorro et al., 2001; Jacovides et al., 2005). Η ημιεμπειρική σχέση του Ångström βασίζεται στην κατανομή μεγέθους των σωματιδίων, όπως αυτή περιγράφεται από το νόμο του Junge (1955):

$$\frac{dN}{d(\ln r)} = cr^{-\nu} \quad (2.3.8)$$

όπου  $dN$  είναι η αριθμητική συγκέντρωση των σωματιδίων με ακτίνα μεταξύ  $r$  και  $r + dr$ , ενώ η ακτίνα των σωματιδίων ολοκληρώνοντας τη σχέση (2.3.8) παίρνει τιμές από 0 έως 1  $\mu\text{m}$ . Ο εκθέτης καθορίζεται από την κλίση της καμπύλης κατανομής των ακτίνων, ενώ ο συντελεστής είναι μια σταθερά που σχετίζεται με τη συνολική μάζα των σωματιδίων και τα φυσικά χαρακτηριστικά τους. Η κατανομή του Junge αποτελεί μια λογαριθμική κατανομή ενός μεγίστου, που στη διεθνή βιβλιογραφία αναφέρεται ως «μονοτροπική κατανομή». Σύμφωνα με τη θεωρία του Mie για σφαιρικά μη-απορροφητικά σωματίδια ακτίνων μεταξύ 0,1  $\mu\text{m}$  και 1  $\mu\text{m}$  και για  $a > 1$ , ο κυματικός εκθέτης  $a$  σχετίζεται με το συντελεστή μέσω της σχέσης  $a \approx \nu - 2$  (Tomasi et al., 1983). Η απλότητα αυτής της σχέσης έχει βρει σημαντική απήχηση (π.χ. Stephens, 1994; Seinfeld and Pandis, 1997). Όμως, η εγκυρότητα αυτής της σχέσης προϋποθέτει ότι ο νόμος του Junge ισχύει για την περιοχή ακτίνων όπου λαμβάνει χώρα ισχυρή εξασθένιση και οι φασματικές μεταβολές του δείκτη διάθλασης δεν επιφέρουν σημαντικές μεταβολές στο συντελεστή εξασθένισης της θεωρίας Mie, με αποτέλεσμα η σχέση αυτή να μην εφαρμόζεται σε όλους τους τύπους αερολυμάτων (Dellago and Horvath, 1993; Tomasi et al., 1983). Επιπλέον, η σχέση  $a \approx \nu - 2$  δεν ισχύει για μικρές τιμές του  $a$  ( $a < 1$ ) ή για απορροφητικά αερολύματα (Junge, 1955; Tomasi et al., 1983; Cachorro and de Frutos, 1995). Συνεπώς, κάθε παρέκκλιση της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων από το νόμο του Junge επιφέρει ανακρίβειες στην αναπαραγωγή του φασματικού οπτικού τους βάθους μέσω της ημιεμπειρικής προσέγγισης του Ångström, με αποτέλεσμα η σχέση αυτή να αποτελεί μια πρώτη προσέγγιση, όχι πάντα έγκυρη σε μια εκτεταμένη φασματική περιοχή (Kaskaoutis and Kambezidis, 2006). Αυτό σημαίνει ότι οι συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$ , που υπολογίζονται σε μια φασματική περιοχή μπορεί να είναι εντελώς διαφορετικοί σε μια άλλη (Cachorro et al., 2001; Kaskaoutis and Kambezidis, 2008a). Εξ' αιτίας της αποδεδειγμένης φασματικής μεταβολής των συντελεστών  $\alpha$  και  $\beta$  ο Shifrin (1995) προχώρησε στον ακόλουθο ορισμό, τροποποίηση ουσιαστικά της σχέσης (2.3.7):

$$\tau_{\alpha\lambda} = \beta_{\lambda} (\lambda / \lambda_0)^{-\alpha(\lambda)} \quad (2.3.9)$$

Από την (2.3.9) προκύπτει ότι τα  $\alpha$  και  $\beta$  παρουσιάζουν εξάρτηση από το μήκος κύματος. Από διαφορίση της παραπάνω σχέσης το  $\alpha_{\lambda}$  ισούται τώρα με:

$$\alpha_{\lambda} = \frac{-\partial \ln \tau_{\alpha\lambda}}{\partial \ln(\lambda / \lambda_0)} + \frac{\partial \ln \beta_{\lambda}}{\partial \ln(\lambda / \lambda_0)} \quad (2.3.10)$$

Ο Ångström παρατήρησε, από πολυάριθμες μετρήσεις του  $\tau_{\alpha\lambda}$  στο ορατό και υπέρυθρο φάσμα (0,35-1  $\mu\text{m}$ ), ότι ο δεύτερος όρος του δεξιού μέλους της (2.3.10) είναι κοντά στο 0, ενώ ο πρώτος όρος σχεδόν πάντα σταθερός. Αυτό σημαίνει ότι η συσχέτιση του  $\ln \tau_{\alpha\lambda}$  με το  $\ln \lambda$  για δεδομένο  $\Delta\lambda$  είναι ευθεία, ενώ η κλίση αυτής,  $\alpha(\Delta\lambda)$ , χαρακτηρίζει τη μέση μεταβολή του  $\ln \tau_{\alpha\lambda}$  με το  $\lambda$ . Στην περίπτωση, όμως, που το  $\alpha_{\lambda}$  δεν είναι σταθερό, το  $\alpha(\Delta\lambda)$  μπορεί να διαφέρει σημαντικά από το  $\alpha_{\lambda}$ , όπως έχει διαπιστωθεί από σχετικές έρευνες (π.χ. Eck et al., 1999). Εάν, λοιπόν, οι δύο δεξιοί όροι της σχέσης (2.3.10) είναι περίπου σταθεροί εντός μιας συγκεκριμένης περιοχής  $\Delta\lambda$  και ταυτόχρονα τεθεί  $\lambda_0 = 1 \mu\text{m}$ , η εξίσωση (2.3.10) μεταπίπτει στην απλή της μορφή, την (2.3.7). Αυτή η μορφή ισχύει και συνεπώς οι παράμετροι  $\alpha$  και  $\beta$  θεωρούνται «ανεξάρτητοι» ο ένας του άλλου. Η σχέση

του Ångström κρίνεται κατάλληλη για σχετικά στενές φασματικές ζώνες. Όταν η φασματική περιοχή ευρύνεται, παρατηρούνται σημαντικές ανακρίβειες που επιφέρουν μη πιστή προσομοίωση του  $\tau_{\omega}$  μέσω της (2.3.7). Αυτό συστήνει τη θεώρηση μιας πιο πολύπλοκης κατανομής μεγέθους των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων αρκετά διαφορετικής από τη θεωρητική κατανομή του Junge.

Οι King and Byrne (1976) έδειξαν ότι η κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων τυπικά δεν ακολουθεί το νόμο του Junge, αλλά και οι ακτίνες τους δεν λαμβάνουν τιμές μεταξύ 0 και 1. Αυτή η ασυμφωνία οδηγεί σε καμπυλότητα της γραμμικής εξίσωσης που προκύπτει από τη λογαρίθμηση της σχέσης (2.3.7),  $\ln\tau_{\omega} = -\alpha \ln\lambda + \ln\beta$ . Το γεγονός αυτό δημιουργεί φασματική εξάρτηση του  $\alpha$ , οι τιμές του οποίου προκύπτουν διαφορετικές ανάλογα με τη φασματική περιοχή που επιλέγεται για τον καθορισμό του, λόγω της διαφορετικής κλίσης της καμπύλης του  $\ln\tau_{\omega}$  σε σχέση με το  $\ln\lambda$ . Η φασματική καμπυλότητα του  $\alpha$  περιέχει σημαντικές πληροφορίες, όσον αφορά στην κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων. Η καμπύλη αυτή βρίσκεται άλλοτε κυρτή και άλλοτε κοίλη, ενώ σε μερικές περιπτώσεις προσεγγίζει κατά πολύ την ευθεία. Ο τύπος και το μέγεθος της καμπυλότητας έχει αποδειχθεί ότι εξαρτώνται άμεσα από τον τύπο και την κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων. Έτσι, η θετική καμπυλότητα (κυρτή) αναδεικνύει κατανομές μεγέθους με σημαντική συνεισφορά των μεγάλων σωματιδίων, ενώ η αρνητική (κοίλη) προϋποθέτει κατανομές αερολυμάτων όπου κυριαρχούν τα μικρά σωματίδια (Kaufman, 1993; Eck et al., 1999, 2001b; Reid et al., 1999).

Όσον αφορά το  $\beta$ , πρόκειται για τον πιο πολυμελετημένο σήμερα συντελεστή θόλωσης και πολλές εργασίες (Cachorro et al., 2000; Kambezidis et al., 2001; Jacovides et al., 2005) έχουν επικεντρωθεί στον προσδιορισμό της ατμοσφαιρικής θόλωσης μέσω αυτού. Ο  $\beta$  μπορεί να υπολογισθεί από τις φασματικές διαφάνειες των αερολυμάτων σε δύο μήκη κύματος (Ångström, 1961) και είναι ανεξάρτητος από την αέρια μάζα (Grenier et al., 1994). Εκτός από την άμεση σχέση τους με την ατμοσφαιρική θόλωση και το μέγεθος των αερολυμάτων, οι συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$  μπορούν να μεταβληθούν και κατά τη διάρκεια της ημέρας εξαιτίας κυρίως των μεταβολών στη θερμοκρασία, οι οποίες προκαλούν την εξάτμιση ή τη συμπύκνωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Οι μεταβολές αυτές μπορούν να αυξήσουν ή να μειώσουν το μέγεθος των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και επομένως τις τιμές των παραμέτρων  $\alpha$  και  $\beta$ . Σε παρόμοια συμπεράσματα κατέληξε και αντίστοιχη μελέτη στη Θεσσαλονίκη (Gerasopoulos et al., 2003). Αρκετές τεχνικές έχουν προταθεί κατά καιρούς για τον υπολογισμό των δύο αυτών παραμέτρων, οι οποίοι εξακολουθούν να απολαμβάνουν της εμπιστοσύνης της επιστημονικής κοινότητας. Η μέθοδος του Ångström (1961), στην οποία χρησιμοποιούνται οπτικά φίλτρα ευρέως φάσματος καθώς και η μέθοδος του Volz (1959), που χρησιμοποιεί οπτικά φίλτρα στενού φασματικού εύρους, βασίζονται στη παραδοχή ότι ούτε ο  $\alpha$  ούτε ο  $\beta$  εξαρτώνται από το μήκος κύματος.



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΑ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΑ**

Στο Κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η βασική γνώση όσον αφορά στα ατμοσφαιρικά αερολύματα. Αναπτύσσεται αναλυτικά η επίδραση που προκαλούν στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα, αναφέρονται οι οπτικές και φυσικές τους ιδιότητες, όπως επίσης οι διάφοροι τύποι, οι πηγές και τα χαρακτηριστικά αυτών.

### **3.1 Αλληλεπίδραση ακτινοβολίας και αερολυμάτων**

Η εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα μέσω των διαδικασιών σκέδασης και απορρόφησης εξετάστηκε στο προηγούμενο Κεφάλαιο. Εδώ δίδεται μια πιο λεπτομερής περιγραφή της επίδρασης των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων στην εισερχόμενη στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία, μια επίδραση που είναι διττή (άμεση και έμμεση) και οδηγεί σε σημαντικές τροποποιήσεις του ισοζυγίου ακτινοβολιών αλλά και του ενεργειακού ισοζυγίου. Η επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία είναι μια πολύπλοκη και με μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα διαδικασία, καθώς οι οπτικές ιδιότητές τους, που καθορίζουν τις διαδικασίες σκέδασης και απορρόφησης, είναι διαφορετικές για κάθε τύπο σωματιδίων, ενώ παράλληλα παρουσιάζουν έντονη μεταβολή με το μήκος κύματος και τη σχετική υγρασία.

#### **3.1.1 Άμεση επίδραση των αερολυμάτων**

Η ηλιακή ακτινοβολία, που εισέρχεται στη γήινη ατμόσφαιρα, εξασθενεί μέσω των διαδικασιών σκέδασης και απορρόφησης από τα διάφορα ατμοσφαιρικά συστατικά. Ως «άμεση επίδραση αερολυμάτων» αναφέρεται η εξασθένιση της ακτινοβολίας που οφείλεται στην παρουσία τους και η οποία προκαλεί την ατμοσφαιρική θόλωση. Η κατανόηση και ο υπολογισμός της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στη ροή της ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα απαιτεί τη γνώση των οπτικών τους ιδιοτήτων και κυρίως του φασματικού οπτικού βάθους, της λευκαύγειας απλής σκέδασης, του συντελεστή ασυμμετρίας και του δείκτη διάθλασης (Haywood and Boucher, 2000). Τα αερολύματα σε παγκόσμια κλίμακα προκαλούν ψύξη στην επιφάνεια της γης, λόγω της ικανότητάς τους να σκεδάζουν και να απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία. Από σχετικές έρευνες σε παγκόσμια βάση πιστεύεται ότι η ψύξη από τα αερολύματα μπορεί να αντισταθμίσει, τουλάχιστον μερικώς, την παγκόσμια θέρμανση που προκαλείται από την αύξηση του CO<sub>2</sub> (IPCC, 2001). Αντιθέτως, λόγω της απορροφητικής τους ικανότητας παρατηρείται μια θέρμανση της ατμόσφαιρας, η οποία είναι πιο έντονη στα κατώτερα στρώματα λόγω της μεγαλύτερης συγκέντρωσης αερολυμάτων. Το μέγεθος της θέρμανσης εξαρτάται από την απορροφητική ικανότητα των σωματιδίων, την καθ' ύψος κατανομή τους καθώς και από άλλες φυσικές ιδιότητες αυτών που σχετίζονται με τη γεωμετρία της σκέδασης και τη χημική τους σύσταση. Η σημαντικότητα της «άμεσης επίδρασης» εξαρτάται από το μέγεθος, τη σύσταση, τις φυσικές και χημικές ιδιότητες των αερολυμάτων, όπως επίσης και από τη λευκαύγεια του εδάφους. Αποτελέσματα αρκετών ερευνών, όσον αφορά στην άμεση επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών και κατ' επέκταση στο κλίμα, παρουσιάζονται από τους Satheesh and Krishna Moorthy (2005).

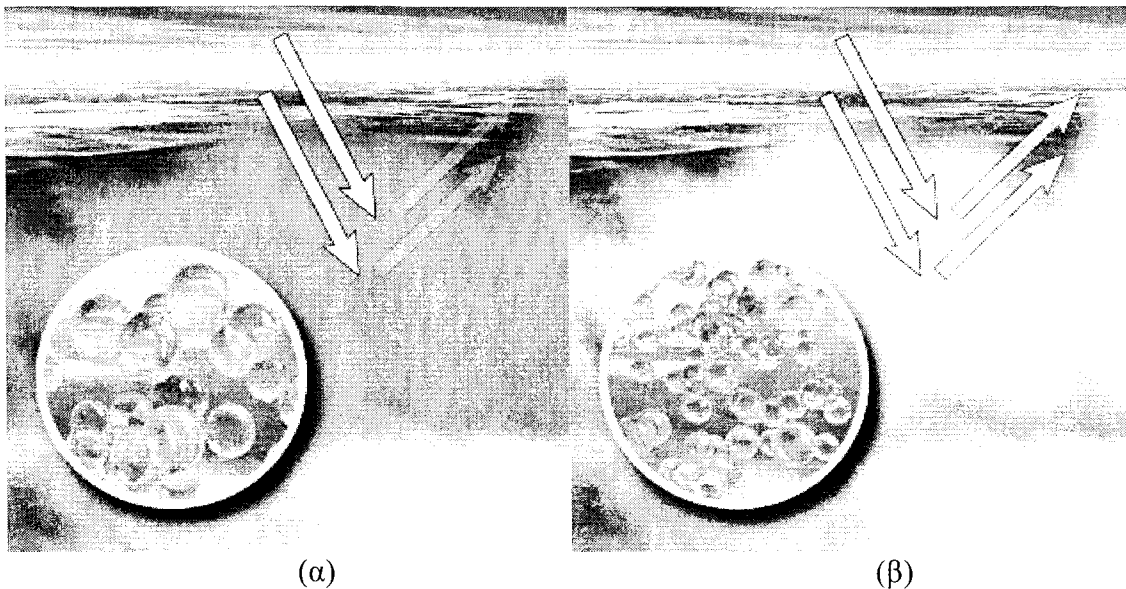
### 3.1.2 Έμμεση επίδραση των αερολυμάτων

Τα αερολύματα προκαλούν επίσης μια έμμεση επίδραση στο κλίμα μέσω των αλλαγών στις μικροφυσικές ιδιότητες των νεφών (λευκαύγεια, χρόνος ζωής, υδρολογικός κύκλος). Τα νέφη αποτελούν ένα πολύ σημαντικό ρυθμιστή του κλίματος και του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας καθώς καλύπτουν περίπου το 60% της επιφάνειας του πλανήτη.

Τα αερολύματα λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης για τη δημιουργία των υδροσταγόνων στα νέφη. Ο σχηματισμός των υδροσταγόνων θα ήταν πολύ δύσκολος χωρίς την παρουσία αερολυμάτων τα οποία αποτελούν τους πρωταρχικούς πυρήνες συμπύκνωσης των υδροσταγονιδίων. Δεν είναι όμως όλα τα αερολύματα ικανά να αποτελέσουν πυρήνες συμπύκνωσης. Για να συμβεί αυτό θα πρέπει οι διαστάσεις τους να είναι μεγαλύτερες ενός κρίσιμου μεγέθους (~1 μm) και να είναι επίσης υγροσκοπικά (Hoppel et al., 1994). Αύξηση του αριθμού των αερολυμάτων μέσα στο νέφος έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία αυξημένου αριθμού υδροσταγονιδίων μικρότερου όμως μεγέθους, καθώς μεγαλύτερος αριθμός σωματιδίων προσροφά την ίδια ποσότητα υδρατμών (Han et al., 1998). Όμως, η συσχέτιση μεταξύ του αριθμού των αερολυμάτων και του αριθμού των σταγόνων δεν είναι απλή και εξαρτάται από αρκετούς παράγοντες, όπως η χημική σύσταση των αερολυμάτων, η κατανομή του μεγέθους τους και ο υπερκορεσμός του νέφους (Clarke, 1993; Ramanathan et al., 2001). Η αύξηση του αριθμού των αερολυμάτων μειώνει τον υπερκορεσμό, καθώς όσο περισσότερες σταγόνες δημιουργούνται η διαθεσιμότητα του νέφους σε νερό μειώνεται με αποτέλεσμα να μειώνεται και ο υπερκορεσμός (Ramanathan et al., 2001). Η παρουσία υδροσταγονιδίων μικρότερου μεγέθους και βάρους έχει ως αποτέλεσμα το δυσκολότερο κατακρημνισμό τους με συνέπεια τη μείωση των ποσών βροχής στο έδαφος και την αύξηση του χρόνου ζωής του νέφους. Η αυξημένη συγκέντρωση υδροσταγόνων στα νέφη, σε συνδυασμό με το μεγαλύτερο χρόνο ζωής τους, συμβάλλει στην αύξηση της ανακλαστικότητας των νεφών, με αποτέλεσμα μεγαλύτερο ποσό ηλιακής ακτινοβολίας να ανακλάται πίσω στο διάστημα προκαλώντας επιφανειακή ψύξη. Συνεπώς, τα αερολύματα επηρεάζουν τη μικροφυσική των νεφών και παρουσιάζουν δυναμική τροποποίησης της συχνότητας εμφάνισης, του πάχους, της ανακλαστικότητάς τους αλλά και της βροχόπτωσης. Η έμμεση επίδραση των αερολυμάτων μπορεί να παρουσιαστεί μέσω των Εικ. 3.1.1α, β.

Στην Εικ. 3.1.1α παρουσιάζεται ένα νέφος με χαμηλή περιεκτικότητα αερολυμάτων και λίγες υδροσταγόνες μεγάλου μεγέθους. Ένα τέτοιο νέφος δεν σκεδάζει έντονα την ηλιακή ακτινοβολία, και επιτρέπει σε μεγάλο τμήμα της να φθάσει μέχρι το έδαφος. Αντιθέτως, η μεγάλη περιεκτικότητα αερολυμάτων στο νέφος παρέχει τους απαραίτητους πυρήνες συμπύκνωσης για το σχηματισμό πολύ μικρών σταγονιδίων, Εικ. 3.1.1β. Σε αυτή την περίπτωση περίπου το 90% της ορατής ακτινοβολίας ανακλάται πίσω στο διάστημα. Αξίζει να παρατηρηθεί και η διαφορά στη λευκαύγεια των νεφών μεταξύ των δύο περιπτώσεων, η οποία είναι μεγαλύτερη στην Εικ. 3.1.1β, όπως φαίνεται από τα εντονότερα βέλη (ανάκλασης).





**Εικόνα 3.1.1.** Η έμμεση επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα μέσω της τροποποίησης των μικροφυσικών ιδιοτήτων των νεφών. Η εικόνα πάρθηκε από το <http://terra.nasa.gov/FactSheets/Aerosols/>

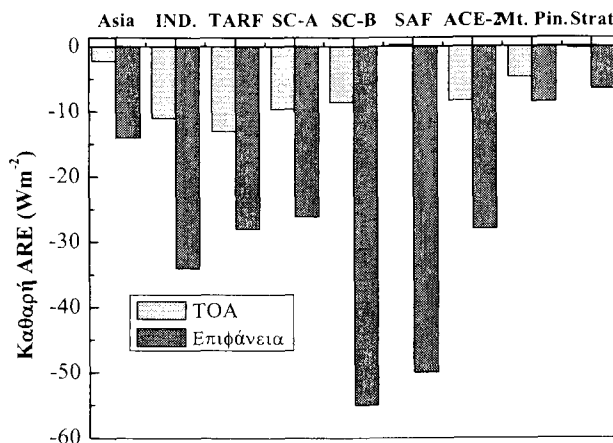
### 3.1.3 Επίδραση των αερολυμάτων στο κλίμα

Τα τελευταία χρόνια οι έρευνες που αφορούν στο περιβάλλον, έχουν στραφεί κυρίως προς την ποιότητά του, την ατμόσφαιρα και τα ύδατα, αλλά και προς την κατεύθυνση των κλιματικών αλλαγών που συντελούνται από την εκπομπή των αερίων του θερμοκηπίου και τη μείωση της στοιβάδας του όζοντος οδηγώντας σε πλανητική θέρμανση. Ο ρόλος των αερολυμάτων στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα είναι ιδιαίτερα σημαντικός λόγω της άμεσης και έμμεσης επίδρασης αυτών στην ηλιακή ακτινοβολία. Οι κύριες διαδικασίες, που καθορίζουν το κλιματικό σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας, είναι η θέρμανση από την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και η ψύξη από την εκπεμπόμενη γήινη (υπέρυθρη) ακτινοβολία (Charlson et al., 1991). Κάθε διαδικασία που διαταράσσει το ισοζύγιο ακτινοβολιών αναφέρεται ως «διαταραχή ακτινοβολίας» και συμβάλλει στην κλιματική αλλαγή (IPCC, 2001). Παρ' όλο που οι διαδικασίες αυτές μπορεί να προέρχονται και από τη δράση εξωτερικών παραγόντων, όπως αλλαγές στην ηλιακή δραστηριότητα, εδώ θα μελετηθεί μόνο η επίδραση των αερολυμάτων.

Με το διεθνή όρο «διαταραχή ακτινοβολίας των Αερολυμάτων» (Aerosol Radiative Effect, ARE) εννοούμε τη δυναμική τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολιών και του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας που προκαλείται από τα ατμοσφαιρικά αερολύματα (Russell et al., 1999). Η ARE αναφέρεται τόσο στην μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία όσο και στην εκπεμπόμενη από τη Γη υπέρυθη ακτινοβολία και λαμβάνεται ως η διαφορά των ροών ακτινοβολίας με,  $F_a$ , και χωρίς,  $F$ , την παρουσία αερολυμάτων,  $ARE = F_a - F$ . Αντίθετα με την κλιματική αλλαγή, που προκαλούν τα αέρια του θερμοκηπίου, των οποίων η επίδραση αναφέρεται στην απορρόφηση της μεγάλης μήκους κύματος ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα, η ARE αναφέρεται κυρίως στην μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (Christopher et al., 2003). Αυτό συμβαίνει επειδή η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη της γήινης, και συνεπώς οι όποιες μεταβολές συντελούνται από την παρουσία των αερολυμάτων καθορίζονται κυρίως από αλλαγές στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία. Το άθροισμα των επιδράσεων στην ηλιακή και τη γήινη ακτινοβολία

καθορίζει την καθαρή ARE. Όμως εντελώς διαφορετικές είναι οι συνεισφορές των δύο ακτινοβολιών στην καθαρή ARE ανάλογα με τον τύπο και κυρίως το μέγεθος των αερολυμάτων (Kinne and Pueschel, 2001). Έτσι, η παρουσία ενός στρώματος σκόνης σε μεγάλο ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα δρα ως θερμοκηπικό αέριο στην υπέρυθη ακτινοβολία, οδηγώντας σε πλανητική θέρμανση. Αντιθέτως, τα μικρότερου μεγέθους αερολύματα δεν επηρεάζουν σημαντικά την υπέρυθη ακτινοβολία με αποτέλεσμα η καθαρή ARE να οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στην ηλιακή ακτινοβολία. Αυτό που πάντα λαμβάνει χώρα ανεξάρτητα από τον επικρατώντα τύπο αερολυμάτων είναι μια μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος (λόγω σκέδασης και απορρόφησης) επιφέροντας επιφανειακή ψύξη (αρνητικές τιμές ARE), καθώς επίσης και μια θέρμανση της ατμόσφαιρας (θετικές τιμές ARE) λόγω απορρόφησης της ακτινοβολίας από τα αερολύματα (Miller et al., 2004). Η ARE υπολογίζεται στην επιφάνεια της γης, μέσα στο ατμοσφαιρικό στρώμα και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Top Of Atmosphere, TOA), η οποία προκύπτει από το άθροισμα των άλλων δύο. Αρνητικές τιμές της ARE στην TOA συνεπάγονται πλανητική ψύξη, ενώ αντίστοιχες θετικές, θέρμανση. Συνεπώς, η ARE στην κορυφή της ατμόσφαιρας είναι αυτή που καθορίζει την κλιματική αλλαγή στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας.

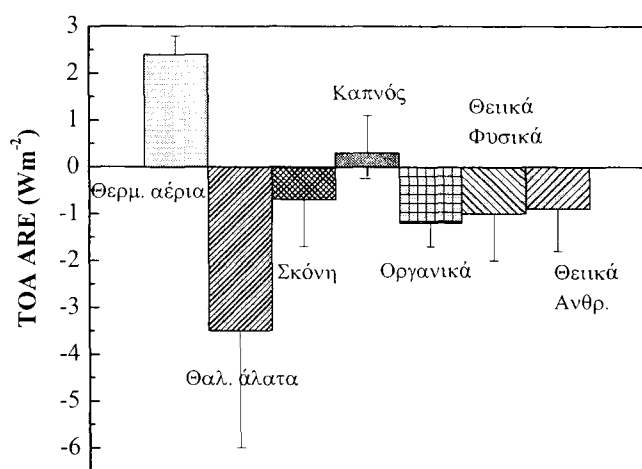
Τα αποτελέσματα μερικών σημαντικών πειραματικών εκστρατειών όσον αφορά την ARE παρουσιάζονται στο Σχ. 3.1.1. Εμφανής είναι η μεγάλη αβεβαιότητα τόσο της ARE στο έδαφος όσο και την TOA, καθώς οι διαφορές στα αποτελέσματα είναι ιδιαίτερα σημαντικές.



**Σχήμα 3.1.1.** Αποτελέσματα διαφόρων πειραματικών εκστρατειών για την ARE στην επιφάνεια και την κορυφή της ατμόσφαιρας. Τα δεδομένα είναι από τους Kinne and Pueschel (2001). Οι εκστρατείες αυτές αφορούν μίγμα ανθρωπογενών και φυσικών αερολυμάτων (Asia, ACE-2), αστικά/βιομηχανικά αερολύματα (TARFOX, SCAR-A, INDOEX), αερολύματα πυρκαγιών (SCAR-B, SAFARI), ηφαιστειακά αερολύματα (Mt. Pinatubo, Stratospheric).

Σχεδόν όλοι οι τύποι αερολυμάτων οδηγούν σε απώλειες ακτινοβολίας επιφέροντας μια πλανητική ψύξη. Στην TOA οι απώλειες αυτές είναι σημαντικά μικρότερες από ό,τι στην επιφάνεια. Να επισημανθεί εδώ, ότι οι παραπάνω τιμές της ARE είναι κατά πολύ μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες σε παγκόσμια κλίμακα, καθώς οι πειραματικές εκστρατείες έχουν λάβει χώρα σε περιοχές με μεγάλα ποσά αερολυμάτων αλλά και τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται αναφέρονται συνήθως σε απουσία νεφών. Οι

συγκρίσεις των διαφόρων τύπων αερολυμάτων αναδεικνύουν σημαντικά συμπεράσματα. Οι μεγαλύτερες μειώσεις στην επιφάνεια λαμβάνουν χώρα για απορροφητικά σωματίδια πυρκαγιών, ενώ οι μικρότερες για παρουσία μη απορροφητικών (θεικών-ηφαιστειακών) σωματιδίων. Οι μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ επιφάνειας και TOA εντοπίζονται για απορροφητικά αερολύματα, όπου λαμβάνει χώρα σημαντική θέρμανση της ατμόσφαιρας. Η πλανητική ψύξη ενισχύεται από μειώσεις στην απορροφητική ικανότητα των αερολυμάτων, στην ανακλαστικότητα της επιφάνειας και στο ύψος του στρώματος των αερολυμάτων. Επειδή η ARE εξαρτάται κύρια από το οπτικό βάθος των αερολυμάτων σε αρκετές περιπτώσεις χρησιμοποιείται και ο όρος «απόδοση ARE» που ισοδυναμεί με την ARE ανά μονάδα οπτικού βάθους. Στο Σχ. 3.1.2 παρέχονται μέσες τιμές της ARE σε μορφή ραβδογραμμάτων για διάφορους τύπους αερολυμάτων. Οι τιμές αυτές είναι αποτέλεσμα πληθώρας ερευνών που έχουν γίνει σε παγκόσμια κλίμακα από το 1993 έως το 2004. Αναλυτική περιγραφή όλων των ερευνών και αποτελεσμάτων δίδεται στους Satheesh and Krishna Moorty (2005).



**Σχήμα 3.1.2.** Σύγκριση της δυναμικής θέρμανσης των θερμοκηπικών αερίων με την ARE διαφόρων τύπων αερολυμάτων. Τα ραβδογράμματα παρουσιάζουν μέσες τιμές διαφόρων πειραματικών εκστρατειών και μελετών που υπάρχουν στη βιβλιογραφία. Οι τιμές πάρθηκαν από τους Satheesh and Krishna Moorty (2005), όπου υπάρχει αναφορά στην πηγή όλων των δεδομένων.

Από το Σχήμα αυτό παρατηρείται ότι γενικά η παρουσία των αερολυμάτων τείνει να αμβλύνει τη δυναμική θέρμανσης που προκαλείται από τα θερμοκηπικά αέρια. Εμφανής είναι η μεγάλη αβεβαιότητα στον καθορισμό της ARE από τα φυσικά κυρίως αερολύματα (θαλάσσια άλατα και σκόνη). Αυτό οφείλεται στη δυσκολία μετρήσεών τους πάνω από τους ωκεανούς, όπως επίσης και στην ελλιπή γνώση των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης. Ο μοναδικός τύπος αερολυμάτων, που φαίνεται να οδηγεί σε πλανητική θέρμανση, είναι τα πολύ απορροφητικά σωματίδια καπνού. Να σημειωθεί ότι οι τιμές αυτές της ARE μπορούν να επηρεασθούν σημαντικά όχι μόνο από αλλαγές στα χαρακτηριστικά και στο ποσό των αερολυμάτων, αλλά και από εξωγενείς παράγοντες (ανακλαστικότητα επιφάνειας, νέφη, άνεμο).

## 3.2 Οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων

Με τον όρο οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων νοούνται οι ιδιότητες εκείνες που καθορίζουν την αλληλεπίδραση των αερολυμάτων, θεωρούμενων ως σωματίδια, με την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία. Οι ιδιότητες αυτές καθορίζουν κυρίως τη σκέδαση και την κατανομή της γύρω από το σωματίδιο. Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων μεταβάλλονται τόσο χωρικά όσο και χρονικά λόγω του μικρού χρόνου παραμονής τους στην ατμόσφαιρα. Μερικές από τις οπτικές ιδιότητες προκύπτουν άμεσα από μετρήσεις, ενώ άλλες (δευτερεύουσες) προκύπτουν από επεξεργασία των αρχικών ή υπολογίζονται μέσω μοντέλων. Οι μετρούμενες (συντελεστής σκέδασης,  $\sigma_{sp}$ , συντελεστής απορρόφησης,  $\sigma_{Ap}$ , συντελεστής οπισθοσκέδασης,  $b$ , συντελεστής εξασθένησης,  $\sigma_{ext}$ , οπτικό βάθος,  $\tau_{αλ}$ ) αντιπροσωπεύουν το ποσό των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, ενώ οι υπολογιζόμενες οπτικές ιδιότητες (λευκαύγεια απλής σκέδασης, SSA, συντελεστής ασυμμετρίας,  $g$ , κατανομή μεγέθους,  $\alpha$ -Ångström, λόγος οπίσθιας προς ολική σκέδαση, LR) χαρακτηρίζουν τον τύπο, το μέγεθος και τη σύσταση των αερολυμάτων. Είναι σημαντικό να τονισθεί ότι όλες οι οπτικές ιδιότητες είναι ιδιαίτερα μεταβλητές τόσο με το μήκος κύματος όσο και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Ιδιαίτερες έρευνες έχουν γίνει πάνω στην επίδραση της σχετικής υγρασίας στις τιμές και τη φασματική κατανομή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων (Hänel, 1976; Horvath, 1996; Tang, 1996). Σε αυτή την κατεύθυνση οι Collaud Coen et al. (2004) αναφέρουν ότι αυξημένη σχετική υγρασία αυξάνει τις τιμές της λευκαύγειας απλής σκέδασης, ενώ παράλληλα μειώνει τη φασματική της μεταβολή. Επίσης, η απορρόφηση ή η εξάτμιση υδρατμών από τα αερολύματα κάτω από αλλαγές στα ποσά της σχετικής υγρασίας είναι δυνατόν να επηρεάσει σημαντικά τις ιδιότητες σκέδασης αυτών. Από τις οπτικές και φυσικές ιδιότητες των αερολυμάτων, στη συνέχεια παρουσιάζονται μόνο εκείνες που χρησιμοποιήθηκαν ή αναφέρονται εκτενώς στην παρούσα διατριβή.

### 3.2.1 Οπτικό βάθος των αερολυμάτων

Το οπτικό βάθος των αερολυμάτων (AOD) είναι ο κανονικοποιημένος συντελεστής εξασθένησης της άμεσης ακτινοβολίας που οφείλεται στη σκέδαση και την απορρόφηση των αερολυμάτων. Αντιπροσωπεύει την κάθετη στήλη του ποσού τους, από το έδαφος ως την κορυφή της ατμόσφαιρας, υπεύθυνη για την εξασθένηση και τη φασματική τροποποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας. Συνδέεται στενά με την κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων (Bohren and Huffman, 1983; Seinfeld and Pandis, 1997) μέσω της σχέσης ορισμού του:

$$AOD_{\lambda} = \int_0^{\infty} Q_{SP} \left( \frac{2\pi r}{\lambda}, ri \right) \pi r^2 n(r) dr \quad (3.2.1)$$

όπου ο  $\left( \frac{2\pi r}{\lambda}, ri \right)$  είναι η ικανότητα σκέδασης η οποία υπολογίζεται από τη θεωρία του Mie,  $ri$  ο δείκτης διάθλασης,  $r$  η ακτίνα των σωματιδίων και  $n(r)$  η συνάρτηση της αριθμητικής πυκνότητας των σωματιδίων στην αέρια στήλη, που δίδεται από τη σχέση:

$$n(r) = \int_0^{\infty} \nu(H, r) dH \quad (3.2.2)$$

όπου  $\nu(H, r)$  είναι η κατατομή των αερολυμάτων και  $H$  το ύψος τους μέσα στην κάθετη ατμοσφαιρική στήλη.

Το AOD αποτελεί ίσως τη σημαντικότερη ιδιότητα των αερολυμάτων δηλώνοντας το φορτίο τους στην ατμόσφαιρα και αποτελώντας ταυτόχρονα ένα μέτρο της αέριας θόλωσης. Το οπτικό βάθος παρουσιάζει έντονη εξάρτηση με το μήκος κύματος, η οποία ποικίλει ανάλογα με τον τύπο, το μέγεθος και τις φυσικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Συνεπώς, το φασματικό AOD είναι μια κύρια παράμετρος στη μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Το οπτικό βάθος παρουσιάζει μια συνεχή μείωση με το μήκος κύματος, λαμβάνοντας τις μέγιστες τιμές του στα μικρά  $\lambda$ , όπου η σκέδαση είναι εντονότερη (βλέπε Σχ. 2.3.1). Παρ' όλα αυτά, έχει παρατηρηθεί μερικές φορές και μια αύξησή του με το μήκος κύματος σε μερικές στενές φασματικές ζώνες στο ορατό και το υπέρυθρο (Cachorro et al., 2001; Adeyewa and Balogun, 2003), γεγονός που αναφέρεται σαν «ανώμαλη εξασθένιση». Λόγω της έντονης φασματικής του εξάρτησης, για το χαρακτηρισμό των ατμοσφαιρικών συνθηκών χρησιμοποιείται συνήθως η τιμή του AOD στα 500 nm. Η τιμή αυτή κυμαίνεται από 0,05, που χαρακτηρίζεται ως τιμή υποβάθρου (Smirnov et al., 2003), και μπορεί να ξεπεράσει το 1,5 σε συνθήκες έντονης θόλωσης κυρίως από σωματίδια καπνού (Reid et al., 1998).

Η μελέτη της φασματικής μεταβολής του οπτικού βάθους καθίσταται ιδιαίτερα σημαντική σε πολλές περιπτώσεις, όπως η παραμετροποίηση των επιδράσεων των αερολυμάτων στην ακτινοβολία, η ανάκτηση των οπτικών τους ιδιοτήτων από δορυφορικές παρατηρήσεις και ο προσδιορισμός του τύπου και των πηγών προέλευσής τους. Έχουν γίνει αρκετές εργασίες μέχρι σήμερα αποσκοπώντας στη μελέτη της φασματικής εξάρτησης των διαφόρων τύπων αερολυμάτων (Ångström, 1929; Holben et al., 1991; Kaufman et al., 1992). Η φασματική μεταβολή του AOD καθορίζεται από τον κυματικό εκθέτη  $\alpha$  του Ångström και η εξάρτηση αυτή έχει χρησιμοποιηθεί από διάφορους ερευνητές (π.χ. Fouquart et al., 1987) για τον καθορισμό του μεγέθους των αερολυμάτων.

### 3.2.2 Κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων

Μια από τις κυριότερες φυσικές ιδιότητες των αερολυμάτων είναι η κατανομή τους ανάλογα με το μέγεθός τους. Η κατανομή αυτή μπορεί να εκφρασθεί ως προς τον αριθμό ( $dN/d\ln r$ ), τον όγκο ( $dV/d\ln r$ ), ή τη μάζα ( $dM/d\ln r$ ), όπου  $N$  ο αριθμός,  $V$  ο όγκος,  $M$  η μάζα και  $r$  η ακτίνα των αερολυμάτων. Μέσω αυτής της κατανομής γίνεται ο διαχωρισμός των αερολυμάτων σε μικρά και σε μεγάλα σωματίδια σύμφωνα με την ακτίνα τους. Η κατανομή του αριθμού των αερολυμάτων σε σχέση με το μέγεθός τους έχει υπολογισθεί με προσέγγιση να ακολουθεί την απλή λογαριθμική κατανομή του Junge (βλέπε Κεφάλαιο 2). Όμως, η κατανομή των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων δεν αντιπροσωπεύεται από μια λογαριθμική μείωση που ορίζει ο νόμος του Junge και πολλές μελέτες έχουν δείξει ότι μια λογαριθμική συνάρτηση δύο μεγίστων είναι η πιο κατάλληλη για την περιγραφή της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων (Whitby, 1978; Eck et al., 1999; Smirnov et al., 2002a). Η κατανομή ως προς τον όγκο, γενικά, περιγράφεται από τη σχέση:

$$\frac{dV(r)}{d \ln r} = \sum_{i=1}^n \frac{C_V}{\sqrt{2\pi\sigma}} \exp\left[-\frac{(\ln r - \ln r_V)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (3.2.3)$$

όπου  $C_V$  είναι η κατ' όγκο συγκέντρωση,  $r_V$  είναι η ενδιάμεση ή η γεωμετρική μέση ακτίνα,  $\sigma$  η διακύμανση ή το πλάτος κύμανσης της επικρατούσας ακτίνας και  $n$  είναι ο αριθμός των λογαριθμικών μεγίστων ( $n=1$  για τη θεωρητική κατανομή του Junge). Οι αναλυτικές συναρτήσεις των παραπάνω δίδονται στους Dubovik et al. (2002). Συνήθως, στις περισσότερες μελέτες χρησιμοποιείται η κατ' όγκο συγκέντρωση επειδή οι οπτικές επιδράσεις των αερολυμάτων σχετίζονται περισσότερο με τον όγκο παρά με τον αριθμό τους (Whitby, 1978; Sheinfeld and Pandis, 1998). Από πολλές εργασίες προκύπτει ότι η κατανομή μεγέθους των φυσικών αερολυμάτων περιέχει 2 μέγιστα (δι-τροπική), ένα για τα μικρά, με μέση ακτίνα  $r = 0,1-0,3 \mu\text{m}$ , και ένα για τα μεγάλα ( $r = 1-10 \mu\text{m}$ ) σωματίδια (Eck et al., 1999; Dubovik et al., 2002; Smirnov et al., 2002a). Έχουν παρατηρηθεί όμως και κατανομές με τρία μέγιστα (Masmoudi et al., 2003). Τα μέγιστα της κατανομής, ιδιαίτερα στα μικρά σωματίδια, μετατοπίζονται προς μεγαλύτερες ακτίνες όσο το οπτικό βάθος των αερολυμάτων αυξάνει (Dubovik et al., 2002; Eck et al., 2005). Η αύξηση του μεγέθους των μικρών αερολυμάτων για μεγάλα επίπεδα σχετικής υγρασίας είναι ένα από τα πιθανά αίτια για τη μετατόπιση του μεγίστου. Αντίθετα, η αύξηση του μεγέθους των μεγάλων αερολυμάτων κάτω από συνθήκες υψηλής θόλωσης, αν και υπαρκτή στις περισσότερες περιπτώσεις, δεν είναι τόσο έντονη (Dubovik et al., 2002).

Η κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων προκύπτει από αλγορίθμους (Dubovik et al., 1999; Dubovik and King, 2000) έχοντας σαν παραμέτρους εισαγωγής το οπτικό βάθος των αερολυμάτων μαζί με ισο-αζιμουθιακές μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας σε 4 μήκη κύματος από το ηλιοφωτόμετρο CIMEL του δικτύου AERONET. Οι αλγόριθμοι αυτοί υπολογίζουν δύο μέγιστα, διαχωρίζοντας τα σωματίδια σε μικρά και μεγάλα, θεωρώντας ως κατώφλι την ακτίνα των  $0,6 \mu\text{m}$ . Η ακρίβεια υπολογισμού της κατανομής του μεγέθους, όπως και των άλλων οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, είναι μεγαλύτερη κάτω από συνθήκες υψηλής θόλωσης, ενώ τα σφάλματα υπολογισμού αυξάνουν σημαντικά για καθαρές συνθήκες (Dubovik et al., 2000).

### 3.2.3 Λευκαύγεια απλής σκέδασης

Η λευκαύγεια απλής σκέδασης αποτελεί μια από τις σημαντικότερες φυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων καθώς αποτελεί ένα μέτρο της απορροφητικότητας τους στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία. Ορίζεται ως ο λόγος της ικανότητας απορρόφησης προς τη συνολική ικανότητα εξασθένισης (απορρόφηση και σκέδαση) με τα μη απορροφώντα σωματίδια να έχουν τιμή 1.

$$SSA = \frac{\text{συντελεστής σκέδασης}}{\text{συντελεστής εξασθένισης}} = \frac{\sigma_{sp}}{\sigma_{sp} + \sigma_{Ap}} \quad (3.2.4)$$

όπου  $\sigma_{sp}$  και  $\sigma_{Ap}$  είναι οι συντελεστές σκέδασης και απορρόφησης των αερολυμάτων. Συνεπώς, ο όρος  $(1-SSA)$  εκφράζει το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από τα αερολύματα. Η απορρόφηση αυτή θερμαίνει την κατώτερη

ατμόσφαιρα συμβάλλοντας στην τροποποίηση του ενεργειακού ισοζυγίου και στην κλιματική αλλαγή. Η τιμή της SSA εξαρτάται κυρίως από το δείκτη διάθλασης και το μέγεθος των σωματιδίων (Dubovik et al., 2002). Από τον ορισμό της SSA συνεπάγεται ότι για τον υπολογισμό της είναι απαραίτητη η ταυτόχρονη γνώση του συντελεστή απορρόφησης και σκέδασης των σωματιδίων. Άμεσες μετρήσεις των συντελεστών απορρόφησης και σκέδασης απαιτούν τη γνώση της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων και του δείκτη διάθλασης και συνεπάγονται τη χρήση εξειδικευμένων χημικών και οπτικών οργάνων (Conant et al., 2003; Höller et al., 2003). Εξαιτίας των δυσκολιών που προκύπτουν στη συλλογή μεγάλου όγκου δεδομένων από τέτοια όργανα, λόγω και του περιορισμένου αριθμού τους παγκοσμίως, γίνεται συνεχής προσπάθεια τελευταία για τον υπολογισμό της SSA μέσω εναλλακτικών μεθόδων.

Τα πιο σύγχρονα όργανα για τον έμμεσο υπολογισμό της SSA χρησιμοποιούνται από το παγκόσμιο δίκτυο του AERONET και περιλαμβάνουν συνδυασμένες μετρήσεις άμεσης και ισο-αζιμουθιακής ακτινοβολίας. Από τα δεδομένα αυτά η SSA υπολογίζεται μέσω του αλγόριθμου (Dubovik et al., 1999; Dubovik and King, 2000). Η ακρίβεια υπολογισμού της εξαρτάται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, με τα σφάλματα να αυξάνονται σημαντικά για χαμηλές συνθήκες θόλωσης. Το σφάλμα στον υπολογισμό της SSA στα 440 nm από τα δεδομένα του AERONET κυμαίνεται μεταξύ 0,03 και 0,07 εξαρτώμενο από τον τύπο και το οπτικό βάθος των αερολυμάτων (Dubovik et al., 2000). Επίσης, έχουν προταθεί έμμεσοι τρόποι για τον υπολογισμό της SSA από μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας χρησιμοποιώντας άλλοτε φάσματα ολικής ηλιακής ακτινοβολίας (Kylling et al., 1998; Kazantzidis et al., 2001), ή το λόγο άμεσης/διάχυτης σε επιλεγμένα μήκη κύματος (King, 1979; Balis et al., 2004a; Bais et al., 2005) ή μετρήσεις ακτινοβολίας από δορυφόρους (Herman et al., 1999; King et al., 2003).

Ένας άλλος έμμεσος τρόπος υπολογισμού της SSA είναι μέσω σύγκρισης της μετρούμενης ακτινοβολίας PAR με τις εκτιμήσεις μοντέλων στην περιοχή 400-700 nm. Η μέθοδος αυτή έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως (Eck et al., 1998, 2001b, Schafer et al., 2002) για τον υπολογισμό της SSA στο μέσο της ορατής περιοχής, ~550 nm, χρησιμοποιώντας το μοντέλο 6S (Vermeete et al., 1997). Πιο πρόσφατα, οι Eck et al. (2003) χρησιμοποίησαν το λόγο διάχυτη/ολική (ποσοστό διάχυσης) σε συνδυασμό με τις εκτιμήσεις του μοντέλου 6S για τον υπολογισμό τόσο της τιμής όσο και της φασματικής μεταβολής της SSA για αερολύματα πυρκαγιών.

### 3.2.4 Συντελεστής ασυμμετρίας

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διαδρομή της μέσα στην ατμόσφαιρα αλληλεπιδρά με τα μόρια του αέρα και τα αερολύματα. Αποτέλεσμα αυτής της αλληλεπίδρασης είναι η σκέδαση της ακτινοβολίας προς διάφορες κατευθύνσεις. Ο συντελεστής ασυμμετρίας,  $g$ , αποτελεί ένα μέτρο της κατανομής της σκέδασης στο χώρο. Ορίζεται ως ο συνημιτονοειδής βαρυκεντρικός μέσος της συνάρτησης φάσης. Η συνάρτηση φάσης για τη σκέδαση των σωματιδίων (Bohren and Huffman, 1983) υπολογίζεται μέσω της θεωρίας του Mie για σφαιρικά σωματίδια χρησιμοποιώντας την τμηματική προσέγγιση των Wu et al. (1996). Οι τιμές της συνάρτησης φάσης εξαρτώνται έντονα από τη γωνία σκέδασης και μειώνονται όσο η γωνία αυξάνει. Συσχέτιση των δύο αυτών μεγεθών δίδεται στους Dubovik et al. (2002) για σφαιρικά και σφαιροειδή σωματίδια. Για απόλυτα συμμετρική σκέδαση (σκέδαση Rayleigh) ο συντελεστής  $g$  είναι 0, για απόλυτα εμπρόσθια σκέδαση παίρνει την τιμή 1, ενώ γίνεται -1 για περίπτωση τέλει

οπισθοσκέδασης. Συνεπώς, η αριθμητική πυκνότητα και το μέγεθος των αερολυμάτων αποτελούν τους παράγοντες που κύρια επηρεάζουν την τιμή του  $g$ . Ο συντελεστής σκέδασης αυξάνει με το μέγεθος των σωματιδίων, ενώ πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ τους, 0,97, έχει βρεθεί από τους Kikas et al. (2001). Καθώς η σκέδαση της ακτινοβολίας από τα αιωρούμενα σωματίδια εξαρτάται έντονα από το μήκος κύματος, αυτό έχει ανάλογη συνέπεια και στο  $g$ . Η εξάρτηση αυτή είναι διαφορετική ανάλογα με τον τύπο, το μέγεθος και τις φυσικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές του  $g$  παρουσιάζουν μείωση με το μήκος κύματος υποδηλώνοντας πιο συμμετρική σκέδαση στα μεγάλα μήκη κύματος (Kikas et al., 2001).

Ο συντελεστής ασυμμετρίας υπολογίζεται μέσω αλγορίθμων, ο πιο διαδεδομένος των οποίων είναι αυτός των Dubonik and King (2000) που χρησιμοποιείται στις περισσότερες έρευνες αλλά και από το δίκτυο του AERONET. Η ακρίβεια υπολογισμού του εξαρτάται από τις συνθήκες θόλωσης, από την ακρίβεια των χρησιμοποιούμενων μοντέλων καθώς και τις θεωρήσεις σφαιρικής συμμετρίας των αερολυμάτων που λαμβάνονται στους αλγόριθμους.

### 3.2.5 Δείκτης διάθλασης

Ο δείκτης διάθλασης εκφράζει τη διάθλαση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά την αλληλεπίδρασή της με ένα διαφανές μέσο, μόρια αέρα ή αερολύματα. Εκφράζεται ως μιγαδικός αριθμός με ένα πραγματικό και ένα φανταστικό μέρος, για αυτό στη διεθνή ορολογία αναφέρεται ως μιγαδικός δείκτης διάθλασης. Το πραγματικό μέρος,  $n$ , αναφέρεται στη σκέδαση ενώ το φανταστικό,  $k$ , στην απορρόφηση των σωματιδίων. Και τα δύο παρουσιάζουν φασματική εξάρτηση. Όμως, στα μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας (0,28-4  $\mu\text{m}$ ) το πραγματικό μέρος μεταβάλλεται ελάχιστα με το μήκος κύματος, ενώ γενικά πιο έντονη φασματική εξάρτηση παρουσιάζει το φανταστικό μέρος. Οι τιμές του δείκτη διάθλασης εξαρτώνται επίσης έντονα από τον τύπο των αερολυμάτων, το μέγεθός τους, τη χημική τους σύσταση και την απορροφητική τους ικανότητα. Σύμφωνα με την ηλεκτρομαγνητική θεωρία (Bohren and Huffman, 1983) ο  $n$  αυξάνει αυξανόμενη της σκέδασης για ένα καθορισμένο τύπο σωματιδίων, ενώ ο  $k$  αποκτά μεγαλύτερες τιμές όσο η απορρόφηση των αερολυμάτων αυξάνει. Τυπικές τιμές κύμανσης του  $k$  είναι μεταξύ 1,36 και 1,55, ενώ του  $n$  από 0,0006 έως 0,008 (Dubonik et al., 2002). Όπως οι προαναφερθείσες οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, έτσι και ο δείκτης διάθλασης υπολογίζεται συνήθως μέσω του αλγορίθμου Dubonik and King (2000). Αρκετά χρόνια πριν, οι Herman et al. (1975) χρησιμοποίησαν το λόγο διάχυτη/άμεση ακτινοβολία συγκρίνοντας τις τιμές αυτού με τις αντίστοιχες μοντέλων για να καθορίσουν το δείκτη διάθλασης της ερημικής σκόνης. Η μέθοδός τους βασίσθηκε στην ευαισθησία της διάχυτης ακτινοβολίας από την απορρόφηση της σκόνης και την ασθενή εξάρτηση του πραγματικού μέρους του δείκτη διάθλασης, οδηγώντας έτσι σε ένα ακριβή προσδιορισμό του δείκτη διάθλασης αν η λευκαύγεια του εδάφους είναι γνωστή.

## 3.3 Τύποι αερολυμάτων

Στην ενότητα αυτή περιγράφονται οι κυριότεροι τύποι αερολυμάτων που συναντούνται στην ατμόσφαιρα. Η διαφορετικότητα των τύπων οφείλεται κατά κύριο λόγο στις διαφορετικές πηγές προέλευσης, φυσικές και ανθρωπογενείς, όπως επίσης και τις φυσικοχημικές μετατροπές που αυτά υφίστανται κατά την παραμονή τους στην



ατμόσφαιρα. Έτσι, τα αστικά/βιομηχανικά αερολύματα μπορούν να υποστούν μετατροπές στη χημική τους σύσταση κάτω από την έντονη δράση της υπεριώδους ακτινοβολίας, οι οποίες οδηγούν στην παραγωγή δευτερογενών αερολυμάτων φωτοχημικής προέλευσης. Η σύσταση και το μέγεθος των υδατοδιαλυτών αερολυμάτων είναι πολύ ευαίσθητα στις μεταβολές της σχετικής υγρασίας (Day and Malm, 2001), ενώ οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων καύσης εξαρτώνται σημαντικά τόσο από τη φύση του καυσίμου όσο και το χρόνο παρέλευσης της καύσης (Eck et al., 1998). Αποτέλεσμα των διαφορετικών τύπων και χημικών συστάσεων των αερολυμάτων είναι η διαφορετική αλληλεπίδρασή τους με την ηλιακή ακτινοβολία, ιδιαίτερα στα μικρά μήκη κύματος. Εξάλλου, οι Balis et al. (2004a) διαπίστωσαν ότι ακόμα και για σταθερή ποσότητα όζοντος και αερολυμάτων η ακτινοβολία UV-B που φθάνει στο έδαφος, παρουσιάζει διαφορές ακόμα και πάνω από 10%, οι οποίες οφείλονται στους διαφορετικούς τύπους αερολυμάτων. Συνεπώς, ο ακριβής καθορισμός του τύπου των αερολυμάτων είναι ιδιαίτερα επιτακτικός για μελέτες που αφορούν τις οπτικές τους ιδιότητες και την επίδρασή τους στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα. Η γνώση του ακριβούς τύπου αερολυμάτων σε μια περιοχή είναι, επίσης, σημαντική και για την προσομοίωση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσω φασματικών μοντέλων (π.χ. SPCTRAL2, SMARTS).

Στην περιοχή της Μεσογείου και ιδιαίτερα στον Ελλαδικό χώρο 3 είναι οι κύριοι τύποι των επικρατούντων αερολυμάτων: 1) θαλάσσια αερολύματα, που παράγονται από τη συνδυασμένη δράση της εξάτμισης και του ανέμου, 2) ηπειρωτικά αερολύματα φυσικής και ανθρωπογενούς προέλευσης, και 3) ερημικά αερολύματα προερχόμενα από τη Σαχάρα. Στη συνέχεια αναλύονται οι διάφοροι τύποι αερολυμάτων και τονίζονται οι χαρακτηριστικές οπτικές ιδιότητες του καθενός που μπορούν να αποτελέσουν σημείο διάκρισης μεταξύ των τύπων.

### 3.3.1 Ερημικά αερολύματα

Κάθε χρόνο μεγάλες ποσότητες σκόνης εκπέμπονται στην ατμόσφαιρα κατά τις περιόδους ισχυρών ανέμων πάνω από τις ερημικές περιοχές της Γης μεταφερόμενες σε μεγάλες αποστάσεις (Prospero and Carlson, 1972; Prospero et al., 2002; Ginoux et al., 2004). Αποτέλεσμα αυτού είναι τα σωματίδια σκόνης να αποτελούν τον κύριο τύπο αερολυμάτων πάνω από τους ωκεανούς (Prospero et al., 1989), ενώ αποτελούν και τον κύριο τύπο πάνω από τη Μεσόγειο (Barnaba and Gobbi, 2004). Τα σωματίδια αυτά είναι συνήθως μεγάλου μεγέθους, ακτίνων από 0,1 έως ~100 μm, με αποτέλεσμα να καθιζάνουν κοντά στην πηγή προέλευσής τους, ενώ τα πιο μικρά μπορούν να αιωρούνται για αρκετές εβδομάδες μεταφερόμενα σε πολύ μεγάλες αποστάσεις (Satheesh and Krishna Moorthy, 2005). Η Σαχάρα αποτελεί την κύρια πηγή φυσικής σκόνης παγκοσμίως, μεταφερόμενη κυρίως προς την Μεσόγειο και τον Ατλαντικό Ωκεανό (Prospero and Carlson, 1972; Rodriguez et al., 2001; Bonasoni et al., 2004). Εξάλλου, οι υψηλότερες συγκεντρώσεις των σωματιδίων σκόνης παγκόσμια εντοπίζονται πάνω από τον ισημερινό και τον κεντρικό Ατλαντικό κατόπιν εκπομπής τους από τη Σαχάρα. Η ροή εκπομπής των ερημικών αερολυμάτων που μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις, είναι της τάξης των 1500 Tg yr<sup>-1</sup> (Wafers and Jaenicke, 1990), ενώ ο D' Almeida (1986) υπολόγισε ότι η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα προς την Ευρώπη είναι της τάξης των 80-120 Mt yr<sup>-1</sup>. Στη Νότια Ευρώπη η μεταφορά ερημικής σκόνης προκαλεί πάνω από 20 υπερβάσεις των θεσπισμένων από την EU ορίων των σωματιδίων PM<sub>10</sub> καθ' έτος (Rodriguez et al., 2001; Gerasopoulos et al., 2006).

Η απορροφητική ικανότητα της σκόνης παρουσιάζει μεγάλη κύμανση άμεσα εξαρτημένη από τη μεταλλειολογία και τη χημική σύσταση των αερολυμάτων. Πρόσφατες έρευνες (Haywood et al., 2003) έδειξαν ότι η απορροφητική ικανότητα των ερημικών αερολυμάτων δεν είναι τόσο έντονη όσο πιστευόταν στο παρελθόν (Hess et al., 1998; Kaufman et al., 2001a), αλλά και οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων σκόνης που χρησιμοποιούνται σε διάφορα μοντέλα εμπεριέχουν σημαντικά σφάλματα (Kaufman et al., 2001a; Haywood et al., 2003). Για παράδειγμα, οι τιμές της SSA, που χρησιμοποιούν διάφορα μοντέλα (WMO, 1983; Koepke et al., 1997; Hess et al., 1998) για την προσομοίωση των ερημικών αερολυμάτων, κυμαίνονται από 0,63 μέχρι 0,87 στα 500 nm, ενώ οι μετρήσεις έχουν καταλήξει σε μεγαλύτερες τιμές, SSA=0,95 για ολόκληρο το φάσμα (Fouquart et al., 1987). Αυτές οι διαφορές επιφέρουν σημαντικές αβεβαιότητες αναλογιζόμενοι ότι ακόμα και πολύ μικρότερες διαφορές, π.χ. από το 0,95 στο 0,85, θα μετατρέψει την κλιματική επίδραση από σημαντική ψύξη σε θέρμανση (Hansen et al., 1997). Σημαντικές αβεβαιότητες επίσης, αναφέρονται από τους Claquin et al. (1998) όσον αφορά την επίδραση της ερημικής σκόνης στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα. Για τη βελτίωση της επιστημονικής γνώσης γύρω από τις οπτικές ιδιότητες και τις επιδράσεις της ερημικής σκόνης πραγματοποιήθηκε στη Σαχάρα η πειραματική εκστρατεία SHADE (Haywood et al., 2003). Συνεπώς, απαιτούνται πρόσθετες μετρήσεις των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης καθώς και της κατατομής αυτής, ώστε να μειωθούν οι αβεβαιότητες για την κλιματική της επίδραση. Πρόσφατα, έχουν αναπτυχθεί πολλά μαθηματικά μοντέλα αποσκοπώντας στην καλύτερη μελέτη των διαδικασιών παραγωγής, μεταφοράς και κλιματικής επίδρασης των ερημικών αερολυμάτων (Zender et al., 2003; Ginoux et al., 2004; Tegen et al., 2004). Επίσης τα δεδομένα του δορυφόρου TOMS χρησιμοποιούνται ευρέως για τη μελέτη της κατανομής των ερημικών αερολυμάτων σε παγκόσμια κλίμακα (Torres et al., 1998).

Καθώς τα αερολύματα σκόνης αποτελούν τον κύριο τύπο αερολυμάτων, είναι φυσικό να παίζουν τον πρωταρχικό και κυρίαρχο ρόλο στην ARE σε παγκόσμια κλίμακα. Ενώ η επίδρασή τους στο ισοζύγιο ακτινοβολιών του πλανητικού συστήματος είναι αρνητική (Diaz et al., 2001; Myhre et al., 2003), εντούτοις μεγάλη αβεβαιότητα υπάρχει στον καθορισμό του μεγέθους της ARE, μια αβεβαιότητα που οφείλεται στα διαφορετικά γεωμετρικά σχήματα των ερημικών αερολυμάτων (Kalashnikova and Sokolic, 2002), στις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης (Sokolik and Toon, 1999), στη χρονική και καθ' ύψος μεταβλητότητά τους και κυρίως στη διαφορετική χημική τους σύσταση. Εκτός από τη σημαντική και αδιαμφισβήτητη επίδρασή τους στο κλίμα, τα αερολύματα σκόνης επηρεάζουν σημαντικά την οξύτητα των κατακρημνισμάτων (βροχή ή χιόνι) (Collaud Coen et al., 2004). Επιπλέον, δυσμενείς επιπτώσεις αυτών στην υγεία, λόγω του αυξημένου αριθμού αιωρούμενων σωματιδίων, έχουν αναφερθεί σε αρκετές εργασίες (Avila et al., 1997; Rodriguez et al., 2001; Prospero et al., 2002). Η σκόνη παίζει επίσης ένα σημαντικό ρόλο στις βιολογικές διαδικασίες των θαλασσών καθώς το σίδηρο, που περιέχει, αποτελεί τροφή για το φυτοπλαγκτόν ενισχύοντας έτσι την παραγωγή των φυσικών θεικών αερολυμάτων (Falkowski et al., 1998). Από συνδυασμένες επίγειες και δορυφορικές μετρήσεις διαπιστώθηκε ότι τα αερολύματα σκόνης προερχόμενα από τη Σαχάρα και τις γύρω περιοχές έχουν πολύ χαμηλή απορροφητικότητα στο ορατό φάσμα (Kaufman et al., 2001a), ενώ παρουσιάζουν μεγαλύτερη απορρόφηση στην υπεριώδη περιοχή (Balis et al., 2004a). Οι Balis et al. (2004a) αναφέρουν ότι η υπεριώδης ακτινοβολία είναι σχεδόν κατά 5% μικρότερη κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου σκόνης

από τη Σαχάρα, συγκρινόμενη με παρόμοιες συνθήκες θόλωσης χωρίς σκόνη. Συνεπώς, καθώς τα σωματίδια σκόνης απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία τροποποιούν το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης, έτσι ώστε για ένα σύνθητες επεισόδιο σκόνης υπολογίζεται ότι η κατώτερη τροπόσφαιρα (1,5-3,5 km) θερμαίνεται κατά 0,2 °K. Για 30 παρόμοια επεισόδια το χρόνο η θέρμανση υπολογίζεται σε περίπου 6 °K ανά έτος (Alpert et al., 1998). Επιπλέον, έχει βρεθεί πρόσφατα ότι οι αέριες μάζες προερχόμενες από τη Σαχάρα μπορούν να παίξουν κρίσιμο ρόλο στην καταστολή της τροπικής κυκλωνικής δραστηριότητας στο Βόρειο Ατλαντικό (Dunion and Velden, 2004).

Κύρια χαρακτηριστικά των ερημικών αερολυμάτων είναι οι μεγάλες τιμές του AOD, συνήθως πάνω από 0,7 στα 500 nm, σε συνδυασμό με τις μικρές τιμές του συντελεστή  $\alpha$  του Ångström, συνήθως μικρότερες του 0,4 (Dubovik et al., 2002; Smirnov et al., 2002a). Και οι δύο αυτοί παράμετροι παρουσιάζουν πολύ μικρή μεταβολή με το μήκος κύματος (Eck et al., 1999). Η κατανομή μεγέθους αναδεικνύει σημαντική υπερίσχυση των αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων, (Dubovik et al., 2002; Smirnov et al., 2002a), ενώ και οι τιμές του συντελεστή ασυμμετρίας είναι ιδιαίτερα μεγάλες, αναδεικνύοντας έντονη εμπρόσθια σκέδαση. Η πιο μεταβλητή οπτική ιδιότητα των σωματιδίων σκόνης είναι η λευκαύγεια απλής σκέδασης, άμεσα εξαρτώμενη από τη χημική σύσταση της σκόνης. Η αύξηση των τιμών της SSA με το μήκος κύματος είναι χαρακτηριστικό γνώρισμα των μεγάλων σωματιδίων σκόνης, με τη αύξηση αυτή να εξαρτάται σημαντικά από το μέγεθος και τη χημική σύσταση των σωματιδίων (Sokolik and Toon, 1999; Quijano et al., 2000). Στηριζόμενοι σε αυτή την ιδιότητα οι Collaud Coen et al. (2004) ανέπτυξαν μια νέα μέθοδο για τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης που έφθαναν στις Ελβετικές Άλπεις.

### 3.3.2 Αστικά-βιομηχανικά αερολύματα

Αυτός ο τύπος αερολυμάτων εντοπίζεται πάνω από αστικές περιοχές και αποτελείται από αερολύματα προερχόμενα από τις βιομηχανίες, τις καύσεις, τις κεντρικές θερμάνσεις και τα αυτοκίνητα. Κύρια συστατικά των αστικών αερολυμάτων αποτελούν κυρίως οι αζωτούχες και θεικές ενώσεις. Σε συνδυασμό με την έντονη δράση της ηλιακής ακτινοβολίας προκαλούν διάφορες φωτοχημικές αντιδράσεις μέσα στην ατμόσφαιρα και συμβάλλουν στην παραγωγή του τροποσφαιρικού όζοντος. Συνήθως παραμένουν μέσα στο οριακό στρώμα των μεγαλουπόλεων χωρίς να ανέρχονται σε μεγάλο ύψος και να διανύουν μεγάλες αποστάσεις, όπως τα αντίστοιχα σωματίδια σκόνης. Όμως κάτω από ιδανικές μετεωρολογικές συνθήκες μπορούν να εισρεύσουν στις υπερκείμενες αέριες μάζες και να μεταφερθούν σε μεγάλες αποστάσεις συμβάλλοντας έτσι στη διασυννοριακή ρύπανση. Συνεπώς, η επίδραση των ανθρωπογενών αερολυμάτων δεν περιορίζεται μόνο πάνω από τις αστικές και βιομηχανικές περιοχές του πλανήτη, αλλά μπορεί να είναι σημαντική και υπεράνω θαλάσσιων ή ηπειρωτικών περιοχών μακριά από βιομηχανικά κέντρα.

Γενικώς πρόκειται για σωματίδια μικρών διαστάσεων και με έντονη απορροφητική ικανότητα λόγω και των αυξημένων ποσών οργανικού άνθρακα που εμπεριέχουν. Υφίστανται έντονες φυσικοχημικές μετατροπές με αποτέλεσμα ο ακριβής καθορισμός των οπτικών τους ιδιοτήτων να απαιτεί συνεχή και λεπτομερή καταγραφή. Επιπλέον, η ακριβής γνώση της χημικής τους σύστασης και των φωτοχημικών αντιδράσεών τους θα οδηγήσει σε μια ακριβέστερη αριθμητική, μέσω μοντέλων, πρόβλεψη της αέριας ρύπανσης και της ποιότητας του αέρα στις μεγαλουπόλεις. Τα

ανθρακικά αερολύματα είναι το κύριο συστατικό των ανθρωπογενών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και παρουσιάζουν σημαντική απορρόφηση στο ορατό τμήμα του φάσματος (Latha and Badarinath, 2005a). Αυξημένες ποσότητες τέτοιου είδους αερολυμάτων προκαλούν σημαντική μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος και κυρίως της φωτοσυνθετικά ενεργού ακτινοβολίας (PAR, 400-700 nm).

Η κατανομή του μεγέθους τους καθορίζεται κύρια από την παρουσία μικρών σωματιδίων, των οποίων η συγκέντρωση είναι 2 με 3 φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των μεγάλων (Dubovik et al., 2002). Αποτέλεσμα αυτού είναι οι οπτικές ιδιότητες των αστικών αερολυμάτων να καθορίζονται κύρια από αυτές των μικρών σωματιδίων (Remer and Kaufman, 1998; Dubovik et al., 2002). Το μεγάλο ποσοστό μικρών σωματιδίων αυξάνει τις τιμές του  $\alpha$ , οι οποίες κυμαίνονται από 1,2 μέχρι 2,3 σε διάφορες αστικές περιοχές παγκοσμίως (Dubovik et al., 2002). Η κυριαρχία της σκέδασης των μικρών σωματιδίων εξηγείται και από το γεγονός ότι στη φασματική περιοχή 440-1020 nm η ακτινοβολία σκεδάζεται πολύ εντονότερα από τα μικρά παρά από τα μεγάλα σωματίδια (Bohren and Huffman, 1983). Συνεπώς, η SSA και ο  $g$  των αστικών αερολυμάτων μειώνονται έντονα με το μήκος κύματος. Οι Lyamani et al. (2004) αναφέρουν επίσης ότι τα αυξημένα επίπεδα βιομηχανικής ρύπανσης προκαλούν μείωση τόσο των τιμών της SSA όσο και του  $g$ , υποδηλώνοντας μείωση στην εμπρόσθια σκέδαση και ταυτόχρονα αύξηση στην απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας.

### 3.3.3 Αερολύματα καύσεων

Τα αερολύματα καύσεων αποτελούν ένα ιδιαίτερο τύπο αερολυμάτων λόγω του μεγάλου ποσοστού σωματιδίων καπνού που περιέχουν. Τα αερολύματα αυτά, διεθνώς ονομαζόμενα αερολύματα καπνιάς, προέρχονται από κάθε λογής καύσεις, φυσικές και ανθρωπογενείς και αποτελούν τον κυριότερο τύπο απορροφητικών αερολυμάτων (Crutzen and Andreae, 1990; Jacobson, 2001). Παρόλο που οι εργαστηριακές αναλύσεις μπορούν να διαχωρίσουν τα σωματίδια καπνού προερχόμενα από καύσεις βιομάζας από τα αντίστοιχα από ορυκτά καύσιμα, ο διαχωρισμός τους στην ατμόσφαιρα είναι πολύ δύσκολος και γενικά πιστεύεται ότι το σημαντικότερο ποσοστό του καπνού προέρχεται από ανθρωπογενείς πηγές (Sathhesh and Krishna Moorty, 2005). Καθώς στην προηγούμενη ενότητα περιγράφηκαν οι ιδιότητες των αστικών αερολυμάτων εδώ θα αναφερθούν οι αντίστοιχες που προέρχονται από φυσικές καύσεις. Με τον όρο αερολύματα καπνιάς αναφέρονται τα αερολύματα που προέρχονται κυρίως από τις πυρκαγιές στα δάση του Αμαζονίου και τις σαβάνες της Αφρικής. Πρόσφατες έρευνες έχουν τονίσει τη μεγάλη επίδραση του μαύρου καπνού στη δυναμική τροποποίησης του κλίματος (Hansen et al., 2000; Houghton et al., 2001). Εξάλλου, αρκετές μελέτες (Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b, 2003) και πειραματικές εκστρατείες (SCAR-B, SAFARI, ZIMBEE) έχουν γίνει προς αυτή την κατεύθυνση. Οι επιδράσεις του καπνού στο παγκόσμιο κλίμα είναι σημαντικές λόγω της μεγάλης απορροφητικής του ικανότητας, αποτελεί δε και το μοναδικό είδος αερολυμάτων που μπορεί να οδηγήσει σε πλανητική θέρμανση (Jacobson, 2001).

Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων καύσης βιομάζας ποικίλουν ανάλογα με το μηχανισμό παραγωγής τους, τη φύση του καυσίμου και το χρόνο παρέλευσης της καύσης. Εκτενείς έρευνες στη Νότια Αφρική και τη Βραζιλία έδειξαν μεγάλες διαφορές στα χαρακτηριστικά της καύσης μεταξύ των πυρκαγιών στα οικοσυστήματα της σαβάνας και αυτών που συμβάλλουν στην αποψίλωση των δασών του Αμαζονίου. Τα κυριότερα

χαρακτηριστικά των αερολυμάτων σε περιοχές πυρκαγιών είναι τα μεγάλα οπτικά βάθη σε συνδυασμό με το μεγάλο ποσοστό παρουσίας μικρών σωματιδίων (Dubovik et al., 2002) που προσδίδει και πολύ μεγάλες τιμές του  $a > 2$  (Kaufman et al., 1992). Λόγω της έντονης απορροφητικότητάς τους χαρακτηρίζονται από τις μικρότερες τιμές SSA από κάθε άλλο είδος αερολύματος, οι δε εξασθενίσεις που προκαλούν στην ηλιακή ακτινοβολία είναι ιδιαίτερα μεγάλες (Eck et al., 1998). Σημαντικές διαφορές στις απορροφητικές τους ικανότητες και το μέγεθός τους (Dubovik et al., 2002) προκύπτουν ανάλογα με τη φάση της πυρκαγιάς, έντονη καύση ή πυρκαγιά που σιγοκαίει συνήθως χωρίς φλόγα. Στη σαβάνα σχεδόν το 85% ανήκει στην πρώτη κατηγορία, ενώ για πυρκαγιές αποψίλωσης το ποσοστό αυτό είναι 50% ή και ακόμη μικρότερο (Reid et al., 1999). Αποτέλεσμα αυτού είναι ότι το 15-20% των αερολυμάτων προερχόμενα από την έντονη καύση είναι μαύρος καπνός, ενώ στη σιγοκαίουσα φάση το ποσοστό αυτό είναι μόλις 3%, με συνέπεια τα αερολύματα των πυρκαγιών από τις σαβάνες να είναι πιο απορροφητικά (Eck et al., 2001b, 2003; Dubovik et al., 2002). Οι Reid and Hobbs (1998) αναφέρουν μεγαλύτερα μεγέθη αερολυμάτων παραγόμενα από τη σιγοκαίουσα φάση. Επίσης, το μέγεθος των μικρών αερολυμάτων καύσης αυξάνει όσο αυξάνει το οπτικό βάθος (Dubovik et al., 2002) κυρίως λόγω των διαδικασιών συσσωμάτωσης. Η θετική συσχέτιση μεταξύ μεγέθους και οπτικού βάθους, που παρατηρήθηκε σε αρκετές εργασίες, είναι αποτέλεσμα συσσωμάτωσης και συμπύκνωσης των αερολυμάτων καύσης (Reid et al., 1998, 1999). Η απορροφητική ικανότητα και το μέγεθος των αερολυμάτων καύσης εξαρτώνται όμως και από άλλους παράγοντες, όπως η περιεκτικότητα του καυσίμου σε υγρασία, η θερμοκρασία και η σχετική υγρασία (Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b; Jacobson et al., 2001). Συνεπώς, τα αερολύματα είναι μικρότερα σε μέγεθος και πολύ πιο απορροφητικά στην αρχή της πυρκαγιάς, καθώς αργότερα η αλληλεπίδρασή τους με τη σχετική υγρασία μπορεί να αυξήσει το μέγεθός τους και να μειώσει την απορροφητική τους ικανότητα. Επίσης, η SSA των αερολυμάτων καύσης βιομάζας παρουσιάζει έντονη μεταβολή (μείωση) με το μήκος κύματος, όπως εξάλλου μικρότερες τιμές παρουσιάζει και ο  $g$  στα μεγάλα μήκη κύματος (Dubovik et al., 2002).

### 3.3.4 Θαλάσσια αερολύματα

Γενικά τα θαλάσσια αερολύματα δεν αποτελούν τον κύριο τύπο πάνω από κάθε θαλάσσια επιφάνεια. Καθώς ο κεντρικός και Βόρειος Ατλαντικός επηρεάζεται έντονα από εκπομπές Αφρικανικής σκόνης, ο Βόρειος Ειρηνικός από αντίστοιχες εκπομπές ηπειρωτικών αερολυμάτων (Kinne and Pueschel, 2001), η Μεσόγειος και ο Βόρειος Ινδικός από βιομηχανικές και ερημικές εκπομπές (Ramachandran and Jayaraman, 2003; Meloni et al., 2006), τα θαλάσσιου τύπου αερολύματα εντοπίζονται κυρίως στο Νότιο Ειρηνικό και Νότιο Ινδικό ωκεανό. Κύρια χαρακτηριστικά τους είναι η μικρή συγκέντρωσή τους σε κάθετη ατμοσφαιρική στήλη και το πολύ μικρό οπτικό βάθος. Χαρακτηριστικά, το οπτικό βάθος του καθαρά θαλάσσιου τύπου αερολύματος, 0,05 στα 500 nm, χρησιμοποιείται ως τιμή κατωφλίου για το χαρακτηρισμό των καθαρών συνθηκών, ώστε με βάση την τιμή αυτή να υπολογίζονται οι συνεισφορές των άλλων τύπων αερολυμάτων (Smithson et al., 2003). Ακόμη χαμηλότερες τιμές οπτικού βάθους, 0,02 στα 630 nm, υπολογίσθηκαν στον Ινδικό Ωκεανό από συνδυασμένες μετρήσεις δορυφόρων και πλοίων (Rajeev et al., 2000). Η κατανομή του μεγέθους τους αναδεικνύει εντονότερη παρουσία μεγάλων παρά μικρών σωματιδίων, ενώ οι τιμές του  $a$  είναι γενικά μικρές. Η απορροφητική τους ικανότητα είναι σχεδόν μηδενική, με αποτέλεσμα οι τιμές

της SSA να πλησιάζουν το 1. Επίσης, η αυξημένη παρουσία θαλάσσιων αερολυμάτων αυξάνει την εμπρόσθια σκέδαση καθώς οι τιμές του  $g$  είναι αρκετά μεγάλες. Αξίζει δε να σημειωθεί ότι οι πειραματικά μετρούμενες τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των θαλάσσιων αερολυμάτων (Dubovik et al., 2002), μη επηρεαζόμενων από άλλες εκπομπές, συμφωνούν με τις αντίστοιχες διαφόρων μοντέλων (Shettle and Fenn, 1979; WMO, 1983; Koepke et al., 1997; Hess et al., 1998). Τα θαλάσσια αερολύματα μπορούν να διακριθούν σε δύο μεγάλες κατηγορίες ανάλογα με τον τρόπο παραγωγής τους, τη χημική τους σύσταση και τις επιδράσεις τους στο κλίμα. Στα ανόργανα σωματίδια θαλάσσιου άλατος ή αχλύος και τις θεικές ενώσεις παραγόμενες από τη θάλασσα. Λόγω των διαφορετικών τους οπτικών ιδιοτήτων και των μεγάλων διαφορών που παρουσιάζουν οι επιδράσεις τους στο παγκόσμιο κλίμα (βλέπε Σχ. 3.1.2) οι δύο αυτοί τύποι εξετάζονται ξεχωριστά.

### **Θαλάσσια αχλύς**

Αυτός ο τύπος αερολυμάτων είναι καθαρά φυσικής προέλευσης αποτελούμενος από σωματίδια θαλάσσιου άλατος που εισέρχονται στην ατμόσφαιρα κατά τον έντονο κυματισμό της θάλασσας ή από την πρόσκρουση των κυμάτων πάνω στις ακτές. Αποτελεί την κυριότερη εκπομπή από τις αλληλεπιδράσεις ωκεανού-ατμόσφαιρας κυριαρχώντας πάνω από θαλάσσιες περιοχές μη επηρεαζόμενες από άλλους τύπους αερολυμάτων. Σε αντίθεση με τα αστικά αερολύματα, των οποίων η συγκέντρωση μειώνεται με την επίδραση των ισχυρών ανέμων, το ισχυρό πεδίο ανέμου πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές εμπλουτίζει την ατμόσφαιρα με θαλάσσια αερολύματα. Αποτελούν ένα σημαντικό ποσοστό των φυσικών αερολυμάτων καθώς η παραγωγή τους εκτιμάται από 1000 έως 10.000 Tg yr<sup>-1</sup> (Winter and Chylek, 1997), ενώ το ποσοστό τους κυμαίνεται μεταξύ 30 και 75% του συνόλου των φυσικών αερολυμάτων. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές και εκτενείς έρευνες για την εξάρτηση της ταχύτητας του ανέμου με τη συγκέντρωση των αερολυμάτων θαλάσσιου άλατος στο θαλάσσιο οριακό στρώμα. Οι περισσότερες από αυτές τις έρευνες, οι οποίες αναφέρονται στους Satheesh and Krishna Moorty (2005), καταλήγουν σε μια εκθετικού τύπου συσχέτιση μεταξύ των δύο μεγεθών της μορφής:

$$C=C_0 \exp(bU) \quad (3.2.5)$$

όπου  $C$  είναι ο αριθμός ή η συγκέντρωση των αερολυμάτων για ταχύτητα ανέμου  $U$ ,  $C_0$  ο αριθμός ή η συγκέντρωση για μηδενική ταχύτητα ανέμου και  $b$  ο λεγόμενος «δείκτης ανέμου». Παρόλη τη σπουδαιότητά τους, λίγες είναι οι πειραματικές εκστρατείες που έχουν γίνει για τον προσδιορισμό των ιδιοτήτων και των κλιματικών επιδράσεων των αερολυμάτων θαλάσσιου άλατος και μόνο οι ACE-1 και ACE-2 κατέληξαν σε κάποια συμπεράσματα για τη δράση τους.

Η κλιματική επίδραση των αερολυμάτων θαλάσσιου άλατος είναι πολύ σημαντική, καθώς, όπως φαίνεται στο Σχ. 3.1.2 και επιβεβαιώνεται από τους Winter and Chylek (1997), η πλανητική ψύξη, που αυτά επιφέρουν, μπορεί να ισοσκελίσει την αντίστοιχη θέρμανση των θερμοκηπικών αερίων. Όμως, υπάρχει πολύ μεγάλη αβεβαιότητα στην κλιματική επίδρασή τους, κυρίως λόγω της έλλειψης δεδομένων για ισχυρούς ανέμους, οπότε οι μετρήσεις καθίστανται δύσκολες. Εξάλλου, οι ισχυροί άνεμοι αυξάνουν τόσο τη SSA όσο και το οπτικό βάθος των αερολυμάτων θαλάσσιου άλατος τα οποία ενισχύουν την ARE στην κορυφή της ατμόσφαιρας (εντονότερη ψύξη) (Satheesh and Loubin, 2003).

Πρόκειται για αερολύματα με αμελητέα απορροφητική ικανότητα, η λευκαύγεια απλής σκέδασης είναι περίπου μονάδα και σχεδόν ανεξάρτητη από το μήκος κύματος, ενώ το μέγεθός τους είναι αρκετά μεγάλο προσδίδοντας τιμές του κυματικού εκθέτη  $\alpha$  του Ångström κοντά στο 0,2-0,4 (Dubovik et al., 2002). Η κατανομή του μεγέθους τους χαρακτηρίζεται από μια έντονη συνεισφορά αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων με ταυτόχρονη απουσία μικρών αερολυμάτων. Η έντονη σκέδαση, που προκαλούν στην ηλιακή ακτινοβολία, είναι κυρίως εμπρόσθια, ενώ η χαρακτηριστική τιμή του συντελεστή ασυμμετρίας για τα θαλάσσια αερολύματα είναι περίπου 0,75, μη παρουσιάζοντας σημαντική εξάρτηση από το μήκος κύματος. Σε θαλάσσιο περιβάλλον η σχετική συνεισφορά των μεγάλων σωματιδίων, αν και πολύ μεταβλητή (Smithson et al., 2002b), είναι υψηλότερη από αυτή σε αστικό περιβάλλον και μικρότερη από εκείνη για ερημική σκόνη. Εξαιτίας των διακυμάνσεων τόσο στις μετεωρολογικές συνθήκες (ηλιακή ακτινοβολία, σχετική υγρασία, ταχύτητα ανέμου), όσο και τις εκπομπές άλλων αερολυμάτων (ερημική σκόνη, βιομηχανικοί ρύποι, κ.α.) παρατηρείται σημαντική μεταβλητότητα γενικά στο ποσοστό της παρουσίας μικρών/μεγάλων σωματιδίων πάνω από θαλάσσιο περιβάλλον. Στον Ατλαντικό και το Δυτικό Ειρηνικό, όπου έχουν πραγματοποιηθεί οι περισσότερες έρευνες, η συνεισφορά των μικρών αερολυμάτων στο ολικό οπτικό βάθος έχει βρεθεί να φθάνει το 70% (Kaufman et al., 2001b; Kaufman et al., 2002).

### **Θειικά θαλάσσια αερολύματα**

Εκτός από τα μεγάλοι μεγέθους θαλάσσια αερολύματα, αρκετές έρευνες εντοπίζουν έντονη παραγωγή μικρών αερολυμάτων πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες (Fitzerald, 1991; Russell et al., 1994). Από μετρήσεις της χημικής σύστασης των σωματιδίων πάνω από καθαρά θαλάσσιο περιβάλλον, οι Clarke et al. (1987) έδειξαν ότι περίπου το 99% των σωματιδίων, ακτίνας μικρότερης των 0,2  $\mu\text{m}$ , συμπεριφέρονταν ως θεικές ενώσεις διαφόρων οργανικών και μη τύπων, ενώ σωματίδια ακτίνων άνω των 0,25  $\mu\text{m}$  συμπεριφερόταν ως ανόργανα σωματίδια θαλάσσιου άλατος. Συνεπώς, ένας πρώτος διαχωρισμός των δύο τύπων θαλάσσιων αερολυμάτων γίνεται με βάση το μέγεθός τους.

Κύρια πηγή των φυσικών θεικών αερολυμάτων πάνω από τους ωκεανούς είναι το διμεθυλοσουλφίδιο (DMS,  $\text{CH}_3\text{-S-CH}_3$ ) (Charlson et al., 1987; Fitzgerald, 1991). Σχεδόν όλοι οι τύποι του θαλάσσιου φυτοπλαγκτόν απελευθερώνουν DMS με τη μορφή ατμών, το οποίο οξειδώνεται με διάφορες ρίζες, OH,  $\text{NO}_3$ , IO προς παραγωγή σωματιδίων  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{SO}_4$  και άλλων ενώσεων (Fitzerald, 1991; Russell et al., 1994). Τα θειικά αυτά σωματίδια παίζουν ένα σημαντικότερο ρόλο στο θαλάσσιο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα δρώντας ως πυρήνες συμπύκνωσης (Charlson et al., 1987; Clarke, 1993). Εκτενείς μετρήσεις έδειξαν ότι οι συγκεντρώσεις του DMS είναι μεγαλύτερες το καλοκαίρι, ειδικά πάνω από τους τροπικούς ωκεανούς (Andreae, 1985; Bates et al., 1987). Συνεπώς, η παραγωγή του DMS αυξάνει με την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας των ωκεανών, με αποτέλεσμα οι θερμότερες και αλμυρότερες περιοχές αυτών να έχουν το μεγαλύτερο ρυθμό παραγωγής DMS και εισαγωγής του στην ατμόσφαιρα (Russell et al., 1994).

Μια αύξηση στην εκπομπή DMS αυξάνει την αριθμητική πυκνότητα των θεικών αερολυμάτων πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες και συνεπώς τον αριθμό των νεφικών σταγόνων, με αποτέλεσμα την αύξηση της λευκαύγειας των νεφών (Charlson et al., 1987). Η κλιματική επίδραση των θαλάσσιων θεικών αερολυμάτων είναι μικρότερη από την αντίστοιχη των σωματιδίων θαλάσσιου ύδατος (Σχ. 3.1.2) ενώ εμπεριέχει και

μικρότερη αβεβαιότητα. Η αβεβαιότητα αυτή οφείλεται κυρίως στη δυσκολία διαχωρισμού των φυσικών και ανθρωπογενών θεικών αερολυμάτων που μεταφέρονται πάνω από τους ωκεανούς. Εξάλλου, λίγες μελέτες έχουν γίνει προς την κατεύθυνση αυτή (Savoie et al., 2002). Η λιγότερο αρνητική ARE οφείλεται κυρίως στη μεγαλύτερη απορροφητική ικανότητα των θεικών από τα ανόργανα θαλάσσια σωματίδια και στο μικρότερο οπτικό βάθος τους, καθώς η πλειοψηφία των θαλάσσιων αερολυμάτων αποτελείται από μεγάλα σωματίδια θαλάσσιου άλατος.

### 3.4 Προσομοίωση αερολυμάτων

Η μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα των αερολυμάτων, οι διαφορετικοί τύποι καθώς και η έντονη μεταβολή των οπτικών τους ιδιοτήτων καθιστούν τη μελέτη τους ιδιαίτερα δύσκολη. Καθώς μετρήσεις αυτών και πειραματικές εκστρατείες δεν είναι δυνατόν να διεξάγονται συνεχώς, έχουμε καταφύγει στην προσομοίωση των αερολυμάτων βασιζόμενοι στην κατάταξή τους ανάλογα με τον τύπο τους. Τα μοντέλα ηλιακής ακτινοβολίας καταφεύγουν σε μοντελοποίηση των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων για την προσομοίωση των ατμοσφαιρικών συνθηκών. Η ακριβής γνώση των συγκεντρώσεων αλλά και των οπτικών ιδιοτήτων τους καθίσταται ιδιαίτερα σημαντική για τον ακριβή υπολογισμό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος και την πιστή αναπαράσταση του ηλιακού φάσματος. Οι οπτικές ιδιότητες, που συνήθως χρησιμοποιούνται, είναι το οπτικό βάθος, ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$ , η SSA και ο  $g$ . Τα περισσότερα μοντέλα (Braslau and Dave, 1973; Shettle and Fenn, 1979; WMO, 1983; d'Almeida et al., 1991; Koepke et al., 1997; Hess et al., 1998) συνδυάζουν τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων με φυσικά και χημικά χαρακτηριστικά (μέγεθος σωματιδίων, σχήμα, χημική σύσταση). Καθώς η ακριβής γνώση των οπτικών ιδιοτήτων δεν είναι πάντα εύκολη και απαιτεί τη χρήση συγκεκριμένων οργάνων, τα διάφορα μοντέλα αερολυμάτων χρησιμοποιούν μερικές σταθερές τιμές ανάλογα με τον τύπο των αερολυμάτων. Καθώς τα αερολύματα παρουσιάζουν έντονη χωρική και χρονική μεταβλητότητα, όπως επίσης και χημικές μετατροπές κατά την παραμονή τους στην ατμόσφαιρα, η θεώρηση σταθερών τύπων μοντέλων αποτελεί απλά μια πρώτη προσέγγιση και δεν αντικατοπτρίζει πλήρως τον τύπο και τα οπτικά χαρακτηριστικά των επικρατούντων αερολυμάτων. Οι μεγαλύτερες ανακρίβειες μεταξύ μετρήσεων και μοντέλων εντοπίζονται στην περίπτωση των μοντέλων σκόνης, τα οποία θεωρούν πολύ μεγαλύτερη απορροφητική ικανότητα από την πραγματική. Εξάλλου, λόγω της διαφορετικής χημικής της σύστασης, ανάλογα με την περιοχή προέλευσης, η μοντελοποίηση της απορρόφησης της σκόνης είναι ιδιαίτερα δύσκολη (Claquin et al., 1998; Sokolik and Toon, 1999). Αυτό προκαλεί και τις μεγαλύτερες αβεβαιότητες στη μοντελοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας και κυρίως της διάχυτης συνιστώσας, η οποία σχετίζεται άμεσα με τις διαδικασίες σκέδασης. Η βελτίωση των μοντέλων των αερολυμάτων με πρόσθετα δεδομένα από επίγειες μετρήσεις κρίνεται απαραίτητη για την εγκυροποίηση των αλγόριθμων των δορυφορικών παρατηρήσεων, οι οποίοι βασίζονται σε θεωρήσεις των οπτικών παραμέτρων για κάθε τύπο αερολύματος (Kaufman et al., 1997; King et al., 1999; Levy et al., 2007a, b).

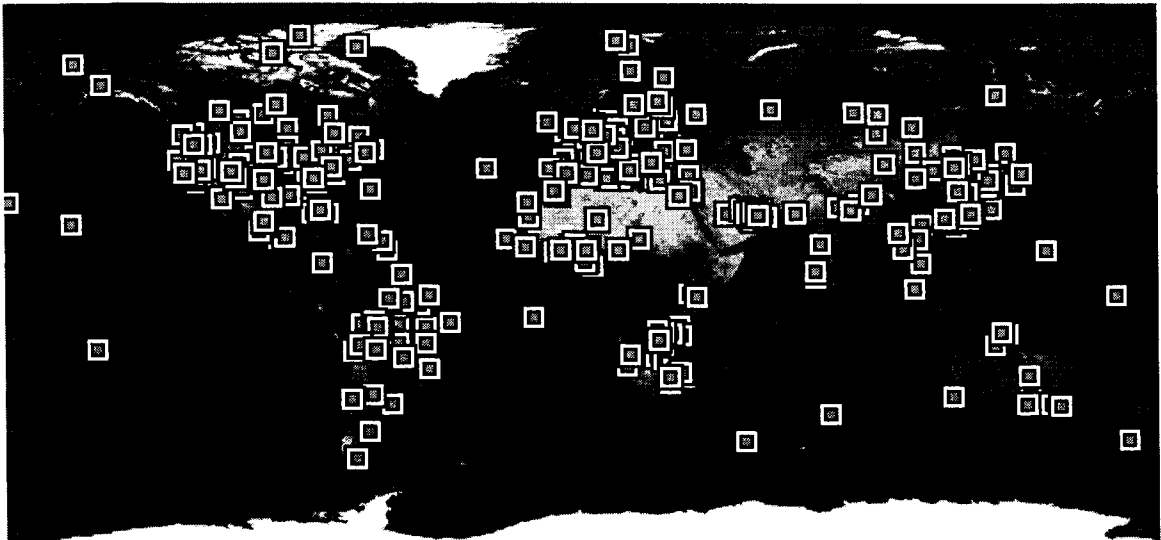


## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΜΟΝΤΕΛΑ

Στο Κεφάλαιο αυτό περιγράφονται οι διαδικασίες των μετρήσεων και τα όργανα μέσω των οποίων ελήφθησαν τα δορυφορικά και επίγεια δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή. Περιγράφεται επίσης η βασική μεθοδολογία και οι τεχνικές υπολογισμού των διαφόρων παραμέτρων που χρησιμοποιούνται, όπως το AOD και ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$ . Εκτός από τις μετρήσεις, στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε ευρέως το φασματικό ηλιακό μοντέλο SMARTS, όπως επίσης και τα μοντέλα HYSPLIT και DREAM, τα οποία περιγράφονται αναλυτικά στο Κεφάλαιο αυτό.

### 4.1 Μετρήσεις του δικτύου AERONET

Το παγκόσμιο δίκτυο του AERONET έχει υιοθετήσει σαν όργανο φασματικής μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας το φασματοφωτόμετρο CIMEL. Όργανα αυτού του δικτύου υπάρχουν σε περισσότερες από 300 τοποθεσίες σε παγκόσμια κάλυψη, οι οποίες φαίνονται στην Εικ. 4.1.1.



*Εικόνα 4.1.1. Παγκόσμιος χάρτης των τοποθεσιών των οργάνων CIMEL του δικτύου AERONET.*

Πλήθος εργασιών βασιζόμενες στα δεδομένα του AERONET περιγράφουν λεπτομερώς τις αρχές λειτουργίας, την ακρίβεια, τη βαθμονόμηση και τα χαρακτηριστικά αυτού του οργάνου. Μια σύντομη περιγραφή του δίδεται και εδώ. Το CIMEL λαμβάνει μετρήσεις άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας και διάχυτες μετρήσεις του ουρανού καλύπτοντας τις φασματικές περιοχές 340-1020 nm και 440-1020 nm, αντίστοιχα. Οι μετρήσεις της άμεσης ακτινοβολίας πραγματοποιούνται σε 8 φασματικά κανάλια, τα 340, 380, 440, 500, 675, 870, 940 και 1020 nm. Τα 7 από τα παραπάνω χρησιμοποιούνται για την εξαγωγή του AOD, ενώ αυτό των 940 nm για τον υπολογισμό του ποσού του υετίσιμου ύδατος. Το FWHM των παραπάνω καναλιών είναι 10 nm, εκτός των 340 nm και 380 nm στα οποία είναι 2 nm και 4 nm, αντίστοιχα. Η βαθμονόμηση των οργάνων πραγματοποιείται σε καθαρές ωκεάνιες συνθήκες στο Αστεροσκοπείο Mauna Loa της Χαβάη χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Langley. Τα προϊόντα του AERONET (AOD και

α<sub>440-870</sub>) παρέχονται σε 3 κατηγορίες (level 1,0, 1,5, στα οποία έχει γίνει φιλτράρισμα από την επίδραση των νεφών (cloud-screening) σύμφωνα με τη μέθοδο των Smirnov et al. (2000) και 2,0, στα οποία έχει γίνει επιπλέον ποιοτικός έλεγχος. Σε όλες τις τοποθεσίες, που χρησιμοποιούνται στην παρούσα διατριβή, τα δεδομένα ανήκουν στην κατηγορία 2,0, και αυτό αποτέλεσε ένα σημαντικό κριτήριο για την επιλογή τους. Ένα άλλο κριτήριο επιλογής ήταν τα δεδομένα των φασματικών AOD να παρέχονται και στα 7 φασματικά κανάλια του φασματοφωτόμετρου CIMEL.

Το ολικό φασματικό AOD δίδεται από το νόμο εξασθένισης των Bouguer-Lambert-Beer που περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 2. Η σχέση (2.3.1) μπορεί να γραφεί ως:

$$\tau_{\lambda} = -\frac{1}{m} \ln\left(\frac{I_{b\lambda}}{I_{0\lambda}}\right) \quad (4.1.1)$$

όπου  $I_{b\lambda}$  και  $I_{0\lambda}$  είναι αντίστοιχα η άμεση ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος και στην κορυφή της ατμόσφαιρας (διορθωμένη στην πραγματική απόσταση Γης-Ηλίου) και  $m$  είναι η απόλυτη αέρια μάζα, δηλαδή η συνολική διαδρομή που διανύει η ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα μέχρι το σημείο μέτρησης. Στο  $m$  απαιτείται πάντα μια διόρθωση ανάλογα με το υψόμετρο του τόπου καθώς αυτή που υπολογίζεται μέσω εξισώσεων δεν είναι η απόλυτη αλλά η σχετική αέρια μάζα  $m_r$ , η οποία είναι συνάρτηση της ζενίθιας γωνίας  $z$ . Η πιο ευρέως διαδεδομένη σχέση υπολογισμού του  $m_r$  είναι των Kasten and Young (1989) που χρησιμοποιείται και στην παρούσα εργασία και ισούται με:

$$m_r = [\cos z + 0,5057(96,079 - z)^{-1,64}]^{-1} \quad (4.1.2)$$

Η σχέση αυτή μπορεί να απλοποιηθεί στην  $m_r = \cos z^{-1}$  για ζενίθιας γωνίες μικρότερες των 85°, καθώς οι διαφορές που προκύπτουν τότε στον υπολογισμό του  $m_r$  είναι μικρότερες του 0,1% (Martinez-Lozano et al., 1998; Utrillas et al., 2000). Η διόρθωση της απόλυτης αέριας μάζας γίνεται μέσω της πίεσης μεταξύ του σημείου μέτρησης και της πίεσης αναφοράς στην επιφάνεια της θάλασσας. Συνεπώς, ισχύει:

$$m = m_r \frac{P}{P_0} \quad (4.1.3)$$

όπου  $P$  είναι η πίεση στο σημείο μέτρησης και  $P_0=1013,25$ . Συνεπώς, τα σφάλματα στον υπολογισμό του  $\tau_{\lambda}$  προέρχονται από σφάλματα των  $m$ ,  $I_{\lambda}$  και  $I_{0\lambda}$  και εκτιμώνται μέσω της μεθόδου διάδοσης των σφαλμάτων. Ως τιμή της πίεσης λαμβάνεται η κλιματική σε κάθε σταθμό του AERONET (Eck et al., 2005).

Τα σφάλματα στο  $m_r$  είναι αμελητέα για ζενίθιας γωνίες κάτω των 85° όπου μπορεί να χρησιμοποιηθεί η απλοποιημένη σχέση των Kasten and Young (1989) με ακρίβεια. Τα σφάλματα στο  $m$  προέρχονται από τη σχέση (4.1.3) λόγω σφαλμάτων υπολογισμού της πίεσης. Από σχετική μελέτη στην Αθήνα (Kaskaoutis et al., 2006b), υπολογίστηκε ότι μεταβολές της τάξης του 10% στην πίεση προκαλούν κατά μέσο όρο

μια μεταβολή της τάξης του 0,04% στο  $\tau_{R\lambda}$ , με συνέπεια να υπάρχουν μηδενικές επιπτώσεις στην τιμή του  $\tau_{a\lambda}$ , ενώ στην υπεριώδη περιοχή οι μεταβολές αυτές μπορεί να φθάσουν και το 1%. Καθώς, λοιπόν, η πίεση  $P$  μπορεί με ακρίβεια να μετρηθεί, συνάγεται ότι οι πιθανές ανακρίβειες στο  $m$  λόγω των μετρήσεων της πίεσης ή της απλοποιημένης σχέσης των Kasten and Young (1989) είναι πολύ μικρές με αποτέλεσμα να επιφέρουν αμελητέα σφάλματα στο  $\tau_\lambda$ , συνήθως κάτω του 1% (Martinez-Lozano et al., 1998). Συνεπώς, τα κύρια σφάλματα στον υπολογισμό του  $\tau_\lambda$  προέρχονται από πειραματικά σφάλματα στη μέτρηση του  $I_\lambda$  και σφάλματα υπολογισμού του  $I_{0\lambda}$  μέσω της μεθόδου Langley (Adeyewa and Balogun, 2003). Συνεπώς, η αξιοπιστία των φασματοραδιομέτρων παίζει τον κυρίαρχο ρόλο στην ακρίβεια υπολογισμού του  $\tau_\lambda$ . Οι Smirnov et al. (2002a) αναφέρουν ότι τα σφάλματα του CIMEL στον υπολογισμό του  $\tau_\lambda$  κυμαίνονται στην περιοχή 0,01-0,03. Ομοίως, αναφέρουν ότι τα σφάλματα αυτά εξαρτώνται έντονα από τη φασματική περιοχή, παρουσιάζοντας μεγαλύτερες τιμές στη UV, όπως επίσης και από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, εμφανίζοντας μεγαλύτερες τιμές στις χαμηλές θολώσεις. Επίσης, στη μέτρηση της άμεσης ακτινοβολίας εισέρχονται και ανακρίβειες λόγω της περιήλίας ακτινοβολίας, που δεν αποκόπτεται εντελώς από το άνοιγμα του οργάνου (το FOV του CIMEL είναι 2,1).

Τα σφάλματα στον υπολογισμό του AOD προέρχονται από τα αντίστοιχα σφάλματα του  $\tau_\lambda$  καθώς και από σφάλματα στους υπολογισμούς των οπτικών βαθών των υδρατμών και των άλλων ατμοσφαιρικών αερίων. Ειδικά η αφαίρεση του οπτικού βάθους των υδρατμών προκαλεί σημαντικά σφάλματα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2008a), και για το λόγο αυτό τα 940 nm χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό του ποσού των υδρατμών και όχι του AOD (Smirnov et al., 2002a). Σε ζώνες μη έντονης απορρόφησης το σφάλμα του AOD είναι παρόμοιο με το αντίστοιχο του  $\tau_\lambda$  προερχόμενο κύρια από σφάλματα στις μετρήσεις της ακτινοβολίας, καθώς τα σφάλματα λόγω σκέδασης Rayleigh, απορρόφησης του  $O_3$  και του  $NO_2$  είναι μία τάξη μεγέθους μικρότερα. Για τον υπολογισμό του AOD απαιτείται πάντα μια διόρθωση (αφαίρεση του οπτικού βάθους του  $O_3$ ) καθώς αυτό συνεισφέρει κατά μέσο όρο 8% στο  $\tau_\lambda$  στη ζώνη Chappuis σύμφωνα με τους Pedròs et al. (2003). Οι ίδιοι συγγραφείς αναφέρουν ότι η συνεισφορά του  $O_3$  στο ολικό οπτικό βάθος είναι μόλις 4% στα 500 nm. Το AERONET λαμβάνει κλιματικές τιμές της ποσότητας  $O_3$  σε κάθε περιοχή. Σε πρόσφατη έρευνα για την Αθήνα (Kaskaoutis et al., 2007a) βρέθηκε ότι στην Chappuis περιοχή (500-700 nm), που περιλαμβάνει δύο μήκη κύματος του CIMEL (500 και 675 nm), διαφορές της ποσότητας του  $O_3$  της τάξης του 10% προκαλούν μεταβολή στο AOD της τάξης του 0,6% στα 500 nm και 675 nm. Το AERONET δε λαμβάνει υπόψη τη συνεισφορά του  $NO_2$ , η οποία, όμως, μέσα σε ένα αστικό περιβάλλον μπορεί να γίνει πολύ σημαντική (~5%, κατά μέσο όρο στην περιοχή 500-700 nm) κάτω από ειδικές ατμοσφαιρικές συνθήκες έντονης ρύπανσης (Kaskaoutis et al., 2007a). Από όλα αυτά διαπιστώνεται ότι το σφάλμα υπολογισμού του AOD καθορίζεται κύρια από τα σφάλματα των οργάνων, τα οποία είναι μεγαλύτερα στη UV. Τα σφάλματα αυτά προκαλούν περαιτέρω ανακρίβειες στους υπολογισμούς των παραμέτρων θόλωσης του Ångström. Οι τυπικές αβεβαιότητες στους υπολογισμούς των AOD είναι της τάξης των  $\pm 0,01$  με  $\pm 0,02$ , όπως αναφέρεται σε όλες τις εργασίες που χρησιμοποιούν το CIMEL. Στο CIMEL δεν πραγματοποιείται διόρθωση λόγω ανταλλαγών θερμότητας, ενώ τα σφάλματα, που οφείλονται σε αυτά τα αίτια, είναι αρκετά μικρά. Παρόλα αυτά, το κανάλι των 1020 nm παρουσιάζει σημαντική

αβεβαιότητα της τάξης των  $0,25 \pm 0,05\%$  °C, με αποτέλεσμα να κρίνεται απαραίτητη μια διόρθωση (Holben et al., 1998).

Ενώ το AERONET δίδει την τιμή του κυματικού εκθέτη  $\alpha$  υπολογισμένη στην περιοχή 440-870 nm, εντούτοις η τιμή αυτή υπολογίστηκε μέσω δύο μεθόδων με τη χρήση των τιμών του AOD του AERONET σε διάφορες φασματικές περιοχές, οι οποίες αναφέρονται στο Κεφάλαιο 6. Η μέθοδος Volz (1959) στηρίζεται στην εφαρμογή της εξίσωσης (2.3.7) χρησιμοποιώντας φασματικές μετρήσεις σε δύο κοντινά μήκη κύματος,  $\lambda_1$  και  $\lambda_2$ . Ο κυματικός εκθέτης  $\alpha$  υπολογίζεται τότε μέσω της σχέσης:

$$\alpha = -\frac{d \ln \tau_{\alpha}}{d \ln \lambda} = -\frac{\ln\left(\frac{\tau_{\alpha 2}}{\tau_{\alpha 1}}\right)}{\ln\left(\frac{\lambda_2}{\lambda_1}\right)} \quad (4.1.4)$$

Από αυτή την εξίσωση ο  $\alpha$  ισούται με την αρνητική τιμή της πρώτης παραγώγου του οπτικού βάθους,  $d \ln \tau_{\alpha}$ , προς την παράγωγο του μήκους κύματος,  $d \ln \lambda$ , σε λογαριθμική κλίμακα. Η σχέση (4.1.4) χρησιμοποιείται ευρέως ελλείψει πολυφασματικών δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας, όταν δηλαδή διατίθενται όργανα όπως CIMEL ή MFRSR τα οποία μετρούν την ηλιακή ακτινοβολία σε συγκεκριμένα μήκη κύματος. Η εφαρμογή αυτής της μεθόδου μπορεί να επιφέρει μεγάλες διακυμάνσεις στις τιμές του  $\alpha$  ιδίως όταν χρησιμοποιούνται στενές φασματικές ζώνες για τον καθορισμό του (Kaskaoutis and Kambezidis, 2008a). Τα σφάλματα στον υπολογισμό του  $\alpha$  προέρχονται από τα αντίστοιχα σφάλματα στα  $\tau_{\alpha 1}$  και  $\tau_{\alpha 2}$  και είναι μεγαλύτερα στην υπεριώδη περιοχή. Σημαντικές ανακρίβειες προκύπτουν σε συνθήκες χαμηλής θόλωσης λόγω της αυξημένης αβεβαιότητας των οργάνων.

Η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων χρησιμοποιείται ευρύτατα για τον υπολογισμό των παραμέτρων  $\alpha$  και  $\beta$  κυρίως εξ' αιτίας της απλότητάς της (Cachorro et al., 2000; Kaskaoutis and Kambezidis, 2008a). Η μέθοδος αυτή συνίσταται στην παρεμβολή μιας γραμμικής εξίσωσης πάνω στα σημεία της συσχέτισης του  $\tau_{\alpha \lambda}$  με το  $\lambda$  σε λογαριθμικές συντεταγμένες. Πιο συγκεκριμένα, η εξίσωση (2.3.7) μπορεί να γραφεί στη μορφή:

$$\ln \tau_{\alpha \lambda} = -\alpha \ln \lambda + \ln \beta \quad (4.1.5)$$

Στην παραπάνω σχέση, η κλίση της ευθείας δίδει το  $\alpha$  ενώ η τεταγμένη το  $\ln \beta$ . Ο υπολογισμός των  $\alpha$  και  $\beta$  μέσω της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων σε μια καθορισμένη φασματική περιοχή είναι η πιο ακριβής μέθοδος, καθώς περιορίζεται η έντονη φασματική εξάρτηση. Βέβαια, η εξάρτηση από τη χρησιμοποιούμενη φασματική περιοχή είναι και σε αυτή την περίπτωση εμφανής (Cachorro et al., 2001; Jacovides et al., 2005). Τα σφάλματα στον υπολογισμό των  $\alpha$  και  $\beta$  μέσω της (4.1.5) εξαρτώνται από τη φασματική περιοχή, το όργανο μέτρησης, τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, τις φυσικές ιδιότητες καθώς και τον τύπο των αερολυμάτων (Pedrós et al., 2003). Τα σφάλματα αυτά προέρχονται από το γεγονός ότι η (4.1.5) δεν είναι πάντοτε ευθεία αλλά δημιουργεί καμπυλότητα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2006). Η απόκλιση από την ευθεία, και η εμφάνιση της καμπυλότητας, οφείλεται στο γεγονός ότι η σχέση του Ångström βασίζεται στην κατανομή του Junge, η οποία δεν ισχύει για τα φυσικά αερολύματα και, επιπλέον, στη θεώρηση ότι τα  $\alpha$  και  $\beta$  είναι ανεξάρτητα του  $\lambda$ .

Συνεπώς, η προσαρμογή μιας δευτεροβάθμιας πολυωνυμικής συνάρτησης (4.1.6) στη φασματική μεταβολή του  $\tau_{αλ}$  με το  $\lambda$  σε λογαριθμικές συντεταγμένες συνιστά πολύ μεγαλύτερη ακρίβεια (Eck et al., 2001b). Εξάλλου, η φασματική καμπυλότητα του  $\tau_{αλ}$  και του  $\alpha$  παρέχει πολύ σημαντικές πληροφορίες όσον αφορά στην κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων (Eck et al., 1999, O' Neil et al., 2001).

$$\ln \tau_{αλ} = \alpha_2 \ln \lambda^2 + \alpha_1 \ln \lambda + \alpha_0 \quad (4.1.6)$$

Η καλή προσαρμογή της γραμμικής εξίσωσης πάνω στις τιμές των  $\tau_{αλ}$  εξαρτάται από την καμπυλότητα της πολυωνυμικής συνάρτησης, η οποία εκφράζεται μέσω του συντελεστή του δευτεροβάθμιου όρου,  $\alpha_2$ . Για την ποσοτικοποίηση της καμπυλότητας οι Eck et al. (1999) πρότειναν την εισαγωγή της δεύτερης παραγώγου του  $\ln \tau_{αλ}$  με το  $\ln \lambda$ , μια τεχνική που ακολουθήθηκε και σε επόμενες μελέτες (Eck et al., 2001a, b, 2005; Pedrós et al., 2003). Η εισαγωγή της ίδιας παραμέτρου ακολουθείται και στην παρούσα διατριβή. Η δεύτερη παράγωγος είναι ένα μέτρο του ρυθμού μεταβολής της κλίσης του  $\tau_{αλ}$  συναρτήσει του μήκους κύματος και δίδεται από τη σχέση:

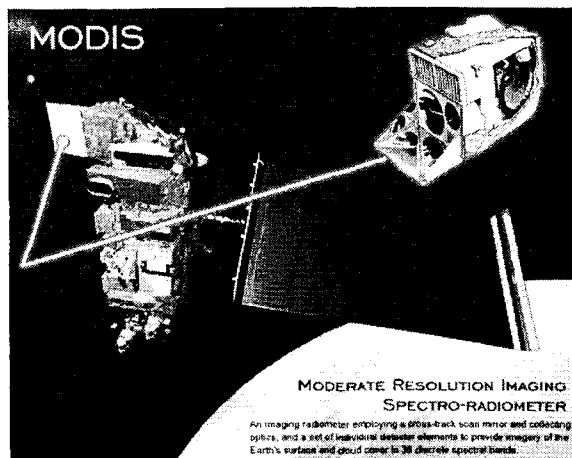
$$\dot{\alpha} = \frac{d\alpha}{d \ln \lambda} = - \frac{d \left( \frac{d \ln \tau_{αλ}}{d \ln \lambda} \right)}{d \ln \lambda} = - \frac{2\alpha_2 \ln \lambda - \alpha_1}{d \ln \lambda} = -2\alpha_2 \quad (4.1.7)$$

Η σχέση (4.1.7) χρησιμοποιήθηκε στον υπολογισμό της δεύτερης παραγώγου ( $\dot{\alpha}$ ) με τις τιμές των  $\tau_{αλ}$  στα μήκη κύματος του CIMEL, ενώ για την εφαρμογή της πολυωνυμικής σχέσης αρκούν 3 τιμές αυτών. Οι Shuster et al. (2006) αναφέρουν ότι στη διμεγίστη κατανομή αερολυμάτων η καμπυλότητα ( $\alpha_2$ ) προκύπτει αρνητική με την έντονη παρουσία μικρών αερολυμάτων, η οποία μπορεί να μετατραπεί σε θετική με αύξηση του ποσοστού των μεγάλων σωματιδίων. Αυτό επιβεβαιώνεται τόσο με θεωρητικούς υπολογισμούς μέσω της θεωρίας Mie όσο και από πειραματικά δεδομένα του δικτύου AERONET. Παρόλα αυτά, θετικές καμπυλότητες είναι δυνατόν να προκύψουν και για κατανομές μεγέθους των αερολυμάτων στα οποία κυριαρχεί η παρουσία μικρών σωματιδίων (Schuster et al., 2006). Η μελέτη της καμπυλότητας και της φασματικής μεταβολής του  $\tau_{αλ}$  για διάφορους τύπους αερολυμάτων παγκόσμια παρουσιάζεται στο Κεφάλαιο 6. Τα μήκη κύματος που χρησιμοποιούνται κάθε φορά για τον υπολογισμό του  $\alpha$ , των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  ή του  $\dot{\alpha}$  δηλώνονται για κάθε περίπτωση στο Κεφάλαιο 6.

## 4.2 Μετρήσεις του δορυφορικού δέκτη MODIS

Ο δέκτης MODIS (Εικ. 4.2.1) εγκατεστημένος στους δορυφόρους πολικής τροχιάς Terra και Aqua της NASA παρακολουθεί τη γήινη ατμόσφαιρα, καλύπτοντας ένα ευρύ φάσμα (36 φασματικές ζώνες) στο ορατό και στο υπέρυθρο, με διαστάσεις που κυμαίνονται από 250 m (σε 2 φασματικές ζώνες), 500 m (σε 5 φασματικές ζώνες) και 1000 m (σε 29 φασματικές ζώνες). Ο Terra διασχίζει τον Ισημερινό από Βορρά προς Νότο, ενώ ο Aqua από Νότο προς Βορρά με αντίστοιχες ώρες διέλευσης 10:30 και 13:30 (Levy et al., 2007a). Τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή, βασίζονται σε δεδομένα δορυφορικών παρατηρήσεων του δέκτη MODIS εγκατεστημένου στο δορυφόρο Terra της NASA. Ο δέκτης αυτός είναι ο πλέον χρησιμοποιούμενος από την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα, όσον αφορά στη μελέτη των ατμοσφαιρικών

αερολυμάτων, την επίδρασή τους στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα, όπως επίσης και την παρακολούθηση ακραίων φυσικών φαινομένων (π.χ. τυφώνων, τροπικών κυκλώνων) και φυσικών καταστροφών (δασικών πυρκαγιών, πλημμυρών, εκρήξεων ηφαιστειών).



Εικόνα 4.2.1. Ο δορυφορικός δέκτης MODIS.

Ο MODIS παρέχει τη δυνατότητα υπολογισμού του οπτικού βάθους των αερολυμάτων σε ημερήσια βάση, τόσο πάνω από την ξηρά όσο και τη θάλασσα, μέσω ενός αλγορίθμου που περιγράφεται εκτενώς στους Kaufman and Tanre (1998). Τα προϊόντα των παρατηρήσεων αποθηκεύονται στο δικτυακό τόπο του MODIS <http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products.html> από όπου διατίθενται στο ευρύ επιστημονικό κοινό. Εκτενής περιγραφή των δύο αλγορίθμων, των διαφόρων μοντέλων αερολυμάτων που χρησιμοποιούν, των διαδικασιών απαλοιφής δεδομένων με έντονη επίδραση νεφών ή επιφανειακής ανακλαστικότητας καθώς και λεπτομερής σύγκριση των αποτελεσμάτων με τα επίγεια του δικτύου AERONET δίδονται στους Remer et al. (2005) και Levy et al. (2007a, b). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκαν δύο είδη δεδομένων, α) το  $AOD_{550}$  και, β) το ποσοστό των μικρών σωματιδίων στο οπτικό βάθος (FM). Τα δύο δεδομένα δίδονται στο επίπεδο 5 (collection 5, C005), όπου τα σφάλματα έχουν μειωθεί σημαντικά, καθώς πρόσφατες μελέτες (Levy et al., 2007a, b) έχουν δείξει πολύ καλύτερη συμφωνία με τα επίγεια από ότι το προηγούμενο επίπεδο 4 (collection 4, C004) (Remer et al., 2005). Παρόλα αυτά, τα σφάλματα είναι διαφορετικά για δεδομένα πάνω από στεριά ( $\pm 0,05 \pm 0,2 AOD$ , Chu et al., 2002) και πάνω από θάλασσα ( $\pm 0,03 \pm 0,05 AOD$ , Remer et al., 2002), ενώ σε μερικές περιπτώσεις μπορούν να γίνουν σημαντικά. Εκτενείς έρευνες διαπίστωσαν ότι τα σφάλματα αυτά μπορούν να αυξηθούν για αερολύματα σκόνης, λόγω του μη σφαιρικού σχήματός τους (Remer et al., 2002; Levy et al., 2003), όπως επίσης και σε παράκτιες περιοχές λόγω προβλημάτων στους δύο αλγόριθμους που χρησιμοποιούνται πάνω από στεριά και θάλασσα (Chu et al., 2003). Επίσης, συγκρίσεις των δεδομένων του MODIS με τα αντίστοιχα δεδομένα του AERONET σε παγκόσμια κλίμακα (Chin et al., 2004) δείχνουν μια τάση υπερεκτίμησης του AOD από τον MODIS. Όμως, οι τελευταίες δημοσιεύσεις (Remer et al., 2005; Levy et al., 2007a, b) ανέδειξαν μια υπερεκτίμηση του MODIS για μικρές τιμές του AOD και μια αντίστοιχη υποεκτίμηση για μεγάλες.

Αρχικά, ο διαχωρισμός μεταξύ μικρών και μεγάλων σωματιδίων γινόταν μόνο πάνω από τη θάλασσα. Όμως, οι Chu et al. (2003) έδειξαν ότι η εξαγωγή του FM είναι δυνατή και πάνω από στεριά, συγκρίνοντας τις ακτινοβολίες στα 470 και 660 nm. Η

εξαγωγή του FM πάνω από τη στεριά γίνεται συγκρίνοντας ακτινοβολίες από δύο μοντέλα αερολυμάτων, αντιπροσωπευτικά μικρών και μεγάλων σωματιδίων. Συγκρίνοντας δεδομένα του MODIS και του AERONET στη Μεσόγειο οι Remer et al. (2002) διαπίστωσαν ότι οι παράμετροι οι σχετιζόμενοι με το μέγεθος των σωματιδίων, όπως ο FM, εξάγονται με ακρίβεια  $\pm 25\%$ . Αξίζει να αναφερθεί ότι σχετικές μελέτες σύγκρισης των δεδομένων του MODIS που σχετίζονται με το μέγεθος των σωματιδίων, όπως το FM και το  $\alpha$ -Ångström, σπανίζουν στη διεθνή βιβλιογραφία και μόνο πρόσφατα παρουσιάστηκε μια πρώτη (Levy et al., 2007b), η οποία δείχνει πολύ μεγαλύτερες αβεβαιότητες στον καθορισμό αυτών των παραμέτρων από τις αντίστοιχες που αφορούν στο AOD.

Τα δεδομένα του Terra-MODIS (AOD<sub>550</sub> και FM) συλλέχθηκαν πάνω από την Αθήνα για μια περίοδο 6 ετών (από 26 Φεβρουαρίου 2000 έως 31 Δεκεμβρίου 2005), με χωρική ανάλυση  $1^\circ \times 1^\circ$  (Level 2). Για την αποφυγή πρόσθετων ανακρίβειών, τα δεδομένα αφορούν μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM σε 4 εικονοστοιχεία καλύπτοντας την περιοχή  $36.5^\circ$ - $38.5^\circ$ B και  $22.5^\circ$ N- $24.5^\circ$ E. Ο συνολικός αριθμός των δεδομένων ανέρχεται σε 1804, τα οποία παρουσιάζονται λεπτομερέστερα στο Κεφάλαιο 7. Τα περισσότερα δεδομένα αφορούν την καλοκαιρινή περίοδο και τα λιγότερα το χειμώνα, λόγω εμπόδισης των παρατηρήσεων από τη νέφωση. Διακοπές στη χρονοσειρά των δεδομένων οφείλονται κυρίως στην παρουσία νεφών πάνω από την περιοχή, όπως και σε σφάλματα των δορυφορικών δεκτών. Η πιο εκτενής περίοδος έλλειψης δεδομένων είναι 15 ημέρες (από τις 15 έως τα τέλη Ιουνίου 2001). Άλλες εκτενείς περιόδους χωρίς καταγραφή δεδομένων είναι 6-18/8/2000, 19-28/3/2002 και 17-26/12/2003.

### 4.3 Μετρήσεις του δορυφορικού δέκτη TOMS

Ο δείκτης αερολυμάτων (Aerosol Index, AI) αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής της εξασθένισης της ακτινοβολίας από τη μοριακή σκέδαση Rayleigh μέσω απορρόφησής της από τα αερολύματα και είναι ιδιαίτερα ευαίσθητος στην παρουσία έντονων απορροφητών (όπως σκόνης και καπνού) ιδίως στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος. Πλεονέκτημά του είναι η καταγραφή των απορροφητικών αερολυμάτων ακόμα και πάνω από περιοχές έντονης ανακλαστικότητας (όπως έρημοι και χιονοσκεπείς εκτάσεις), όπου οι δορυφορικοί δέκτες (π.χ. MODIS) παρουσιάζουν μεγάλη αβεβαιότητα. Ο AI έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα από την επιστημονική κοινότητα σε πλήθος εφαρμογών, όπως η διάκριση απορροφητικών και μη σωματιδίων πάνω από αστική περιοχή (Koukouli et al., 2006), η παρακολούθηση της έκτασης και των επιδράσεων των δασικών πυρκαγιών (Eck et al., 2001b, 2003), η μελέτη των εκπομπών σκόνης (Alpert et al., 2004). Ο AI ορίζεται ως η διαφορά των άμεσων φασματικών ακτινοβολιών στα 360 και 331 nm εντός της ατμόσφαιρας με παρουσία αερολυμάτων από την ιδανική μοριακή ατμόσφαιρα Rayleigh:

$$AI = -100[\log_{10}(I_b 360 / I_{b331})_{\text{μετρ.}} - \log_{10}(I_b 360 / I_{b331})_{\text{θεωρ.}}] \quad (4.3.1)$$

όπου  $I_b$  είναι η άμεση ακτινοβολία, ενώ οι δείκτες μετρ. και θεωρ. αναφέρονται στην μετρούμενη πραγματική ατμόσφαιρα (με την παρουσία αερολυμάτων) και στη θεωρητική ιδανική ατμόσφαιρα χωρίς την παρουσία αερολυμάτων. Καθώς ο υπολογισμός της  $I_b$  στα 360 nm χρησιμοποιεί τιμές ανακλαστικότητας στα 331 nm, η παραπάνω σχέση μπορεί να απλοποιηθεί στην εξής:

$$AI = 100 \log_{10} (I_b 360_{\text{μετρ}} / I_b 360_{\text{θεωρ.}}) \quad (4.3.2)$$

Ο ΑΙ εντοπίζει κυρίως τα αερολύματα σκόνης, καπνού, καθώς και τα ηφαιστειακά σωματίδια πάνω από όλες τις επιφάνειες. Μπορεί, επίσης, να διαφοροποιηθεί σημαντικά, ανάλογα με την απορροφητική ικανότητα των σωματιδίων στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος, παρέχοντας θετικές τιμές για έντονα απορροφητικά αερολύματα (σκόνη, καπνός) και αρνητικές για μη απορροφητικά (θαλάσσιο άλας και θειικά αερολύματα). Μηδενικές τιμές του ΑΙ είναι αντιπροσωπευτικές της έντονης παρουσίας νεφών (Torres et al., 1998). Ο ΑΙ αποτελεί τη μοναδική παράμετρο συνεχούς καταγραφής των ατμοσφαιρικών απορροφητικών αερολυμάτων (Andreae, 1995) και δίδεται μέσω αλγορίθμων βασισμένων σε παρατηρήσεις δορυφορικών δεκτών, όπως ο TOMS (Εικ. 4.3.1), ο οποίος ήταν εγκατεστημένος σε αρκετούς δορυφόρους (π.χ. Nimbus-7, Meteor 3, ADEOS, Earth-Probe). Πρόσφατα, ο δέκτης TOMS έχει αντικατασταθεί από τον OMI, ο οποίος είναι εγκατεστημένος στο δορυφόρο Aura της NASA (Ahmad et al., 2003). Στα πλαίσια της παρούσας διατριβής οι τιμές του ΑΙ για την περιοχή της Αθήνας λήφθηκαν κατά την περίοδο 26 Φεβρουαρίου 2000 - 31 Δεκεμβρίου 2005 χρησιμοποιώντας τη νεότερη έκδοση 8 του αλγορίθμου του ΑΙ μέσω της ιστοσελίδας ([http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols\\_v8.html](http://toms.gsfc.nasa.gov/aerosols/aerosols_v8.html)). Ο ΑΙ, όπως και τα AOD<sub>550</sub> και FM, είναι διαθέσιμος σε ημερήσια βάση έχοντας χωρική ανάλυση 1°×1.25°. Οι τιμές του ΑΙ πάνω από την Αθήνα αφορούν τις μέσες τιμές του δείκτη σε μια περιοχή κάλυψης από 36.5°-38.5°N και 22.5°-24.0°E.



*Εικόνα 4.3.1. Ο δορυφορικός δέκτης TOMS του δορυφόρου Earth-Probe.*

#### 4.4 Το μοντέλο SMARTS

Το μοντέλο αυτό προτάθηκε από τον Gueymard (1995) και αποτελείται από επιμέρους παραμετροποιήσεις των διαφόρων διαδικασιών εξασθένησης που συμβαίνουν μέσα στην ατμόσφαιρα. Βασίζεται πάνω σε μια εκτενή επανάληψη των αλγορίθμων που χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της άμεσης ακτινοβολίας μέσω του μοντέλου SMARTS (Gueymard, 1993). Στην έκδοση (2.9.2) περιλαμβάνονται πιο ακριβείς συναρτήσεις διαφάνειας για πολλά ατμοσφαιρικά συστατικά καθώς επίσης και διορθώσεις ανάλογα με τις επιδράσεις της θερμοκρασίας και της σχετικής υγρασίας. Επίσης, χρησιμοποιούνται μεγαλύτερης φασματικής ανάλυσης συντελεστές απορρόφησης των ατμοσφαιρικών αερίων που προέρχονται από φασματοσκοπικά δεδομένα. Στον κώδικα συμπεριλαμβάνονται παραμετροποιήσεις του κυματικού εκθέτη



του Ångström και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων για διάφορα μοντέλα αυτών συναρτήσει του μήκους κύματος και της σχετικής υγρασίας. Επίσης, η θόλωση των αερολυμάτων μπορεί να υπολογισθεί από δεδομένα ορατότητας μέσω εξισώσεων που συσχετίζουν την ορατότητα με το AOD στα 500 nm και το συντελεστή θόλωσης  $\beta$  του Ångström (Gueymard, 2003). Το μοντέλο υπολογίζει το ηλιακό φάσμα (ολικό, διάχυτο και άμεσο) σε οριζόντια και κεκλιμένη επιφάνεια για συνθήκες ανέφελου ουρανού. Οι φασματικές ακτινοβολίες υπολογίζονται από φασματικές συναρτήσεις διαφάνειας των κύριων διαδικασιών εξασθένησης, όπως η σκέδαση Rayleigh, η εξασθένηση των αερολυμάτων, η απορρόφηση από το  $O_3$ , τους υδρατμούς, τα αναμειγμένα αέρια ( $O_2$  και  $N_2$ ), και από διάφορους άλλους αέριους ρυπαντές (π.χ.  $NO_2$ ,  $NO$ ,  $SO_2$ ,  $CO$ ,  $CH_4$  κ.α.). Η τελευταία έκδοση του μοντέλου περιλαμβάνει τις επιδράσεις των παραπάνω αερίων ρύπων, οι οποίες αγνοούνται από άλλους παρεμφερείς κώδικες. Επίσης, υπολογίζει το φωτισμό, την περιήλια ακτινοβολία καθώς και τις διαφάνειες, τα οπτικά βάθη και τις οπτικές ιδιότητες διαφόρων τύπων αερολυμάτων. Οι φασματικοί υπολογισμοί γίνονται σε 2002 μήκη κύματος, με φασματική ανάλυση 0,5 nm από τα 280 έως τα 400 nm, με 1 nm για την περιοχή 400-1700 nm και 5 nm από τα 1705 έως τα 4000 nm. Το μοντέλο είναι γραμμένο σε γλώσσα FORTRAN και διαθέσιμο από τη διεύθυνση <http://redc.nrel.gov/solar/models/SMARTS/>.

Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιείται η έκδοση του μοντέλου SMARTS 2.9.2. Η έκδοση αυτή επιτρέπει την εισαγωγή μετεωρολογικών δεδομένων εδάφους (πίεση, θερμοκρασία, σχετική υγρασία) ή την επιλογή 10 διαφορετικών ατμοσφαιρών αναφοράς εάν τα δεδομένα εδάφους δεν είναι διαθέσιμα. Η θόλωση της ατμόσφαιρας υπολογίζεται χρησιμοποιώντας ως δεδομένα εισαγωγής είτε παραμέτρους αερολυμάτων, π.χ. AOD στα 500 nm ή  $\beta$ , είτε στοιχεία ορατότητας. Τα οπτικά χαρακτηριστικά των αερολυμάτων περιγράφονται χρησιμοποιώντας ως δεδομένα εισαγωγής δύο τιμές για τον κυματικό εκθέτη του Ångström,  $\alpha_1$  για  $\lambda < 500$  nm και  $\alpha_2$  για  $\lambda > 500$  nm, τη λευκαύγεια απλής σκέδασης και το συντελεστή ασυμμετρίας. Εάν οι παράμετροι αυτοί δεν είναι διαθέσιμοι, τότε τα αερολύματα μοντελοποιούνται μέσω των 9 μοντέλων αερολυμάτων, που περιγράφονται στη συνέχεια. Για την καλύτερη σύγκριση πειραματικών και θεωρητικών δεδομένων ο Gueymard (1995) τόνισε το πόσο σημαντική είναι η συμπερίληψη της περιήλιας ακτινοβολίας στους υπολογισμούς, η οποία απορρίπτεται από το μικρό άνοιγμα θέασης του φασματοραδιομέτρου ή ηηλιομέτρου. Αυτή η περιήλια διάχυτη ακτινοβολία λαμβάνεται υπ' όψη στο SMARTS σε αντίθεση με άλλα απλούστερα φασματικά μοντέλα, π.χ. SPCTRAL2. Το SMARTS είναι σήμερα το λεπτομερέστερο και ακριβέστερο φασματικό μοντέλο ακτινοβολίας. Συγκρινόμενο με άλλα φασματικά μοντέλα, επιτυγχάνει μια αύξηση σε ακρίβεια και ανάλυση του ηλιακού φάσματος (Tadros et al., 2005), αύξηση της φασματικής ανάλυσης από πλέον ακριβείς υπολογισμούς διαφάνειας, εισαγωγή μεγαλύτερης ακρίβειας συντελεστών διαφάνειας για όλες τις διαδικασίες ατμοσφαιρικής εξασθένησης θεωρώντας την επίδραση της θερμοκρασίας και υγρασίας, προσθήκη του  $NO_2$  στους απορροφητές για πρώτη φορά, χρησιμοποίηση υψηλής ακρίβειας συντελεστών απορρόφησης από πρόσφατα φασματοσκοπικά δεδομένα και τέλος παρέχει τη δυνατότητα εξομάλυνσης των εκτιμώμενων ακτινοβολιών με τη χρησιμοποίηση φίλτρων. Η αναλυτική περιγραφή των συναρτήσεων διαφάνειας του μοντέλου SMARTS που περιγράφεται στον Gueymard (1995), ξεφεύγει από τα πλαίσια της παρούσας διατριβής.

Η έκδοση του SMARTS (2.9.2) συμπεριλαμβάνει 9 μοντέλα αερολυμάτων για την προσομοίωση των ατμοσφαιρικών συνθηκών, ενώ η τελευταία έκδοση του μοντέλου (2.9.5) χρησιμοποιεί 11 μοντέλα αερολυμάτων. Τα μοντέλα αερολυμάτων που χρησιμοποιούνται στο φασματικό κώδικα SMARTS 2.9.2 είναι τα εξής:

A) 4 που προτείνονται από τους Shettle and Fenn (1979): Rural-αγροτικό (SFR), Urban-αστικό (SFU), Maritime-θαλάσσιο (SFM) και Tropospheric-τροποσφαιρικό (SFT).

B) 2 που προτείνονται από τους Braslau and Dave (1973): BDC (τύπος αερολύματος C) και BDL (τύπος αερολύματος L) και αναφέρονται σε συνθήκες αρκτικής ομίχλης.

Γ) 3 αναφερόμενα σε σταθερές ατμόσφαιρες ακτινοβολίας (SRA, WMO, 1983): αστικό-Urban (SU), ηπειρωτικό-Continental (SC) και ωκεάνιο-Maritime (SM).

Οι τιμές των οπτικών ιδιοτήτων του κάθε μοντέλου αερολυμάτων δίδονται στον Πίνακα 4.4.1.

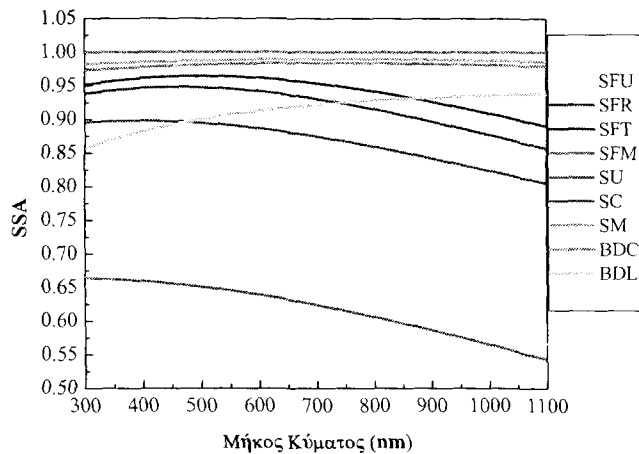
**Πίνακας 4.4.1.** Τιμές οπτικών ιδιοτήτων των διαφόρων μοντέλων αερολυμάτων που χρησιμοποιεί το μοντέλο SMARTS.  $\alpha_1$ :  $\lambda < 500$  nm,  $\alpha_2$ :  $\lambda > 500$  nm,  $SSA_{500}$ : λευκαύγεια απλής σκέδασης στα 500 nm,  $g_{500}$ : συντελεστής ασυμμετρίας στα 500 nm. Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν σε σχετική υγρασία 53,6%.

Μοντέλο	$\alpha_1$	$\alpha_2$	Μέσο $\alpha$	$SSA_{500}$	$g_{500}$
SFU	0,8563	1,2037	1,0300	0,6536	0,6783
SFR	0,9403	1,3412	1,1407	0,9476	0,6480
SFT	1,0045	1,5522	1,2784	0,9648	0,6466
SFM	0,5273	0,6539	0,5906	0,9876	0,7442
SU	1,1170	1,3580	1,2375	0,6512	0,5971
SC	0,9810	1,2200	1,1005	0,8947	0,6384
SM	0,2805	0,2004	0,2404	0,9820	0,6992
BDC	-0,3110	0,2650	-0,0230	1,0000	0,8042
BDL	-0,3110	0,2650	-0,0230	0,8999	0,8042

Τα παραπάνω μοντέλα αερολυμάτων μπορούν να διακριθούν γενικά σε 3 κατηγορίες: α) στα αστικά, SFU και SU, β) τα αγροτικά SFR, SFT και SC, και γ) τα θαλάσσια SFM, SM και τα μοντέλα αστικής ομίχλης BDC, BDL. Η διάκριση βασίζεται στη φασματική κατανομή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων, όπου στις δύο πρώτες κατηγορίες αυτή εκφράζει μια έντονη εξάρτηση, εκθετική μείωση, από το μήκος κύματος, ενώ στη δεύτερη η εξάρτηση αυτή είναι αμελητέα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2008b). Ειδικά στα μοντέλα BDL και BDC το οπτικό βάθος αυξάνει με το μήκος κύματος μέχρι τα 500 nm, εκφράζοντας μια «ανώμαλη» φασματική συμπεριφορά, η οποία εξηγεί και τις αρνητικές τιμές του  $\alpha_1$  των μοντέλων αυτών (βλέπε Πίνακα 4.4.1), ενώ η οπτική συμπεριφορά και το μέγεθος τέτοιου τύπου αερολυμάτων έχει μελετηθεί από τους (Weller et al., 2000). Η φασματική κατανομή του οπτικού βάθους καθορίζεται από τις τιμές των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  για  $\lambda < 500$  nm και  $\lambda > 500$  nm, αντίστοιχα.

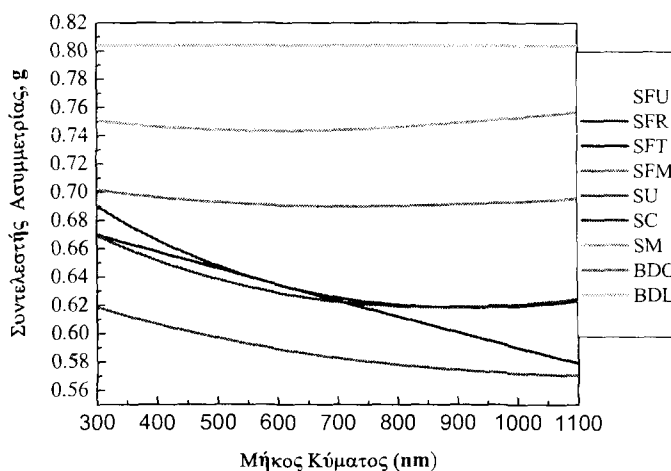
Στα Σχ. 4.4.1 και 4.4.2 φαίνονται οι φασματικές κατανομές των κύριων οπτικών ιδιοτήτων των μοντέλων αυτών, SSA και g, αντίστοιχα. Οι φασματικές μεταβολές των SSA και g των 9 μοντέλων αερολυμάτων δίδονται για τιμή οπτικού βάθους στα 500 nm,  $AOD_{500}=0,405$ ,  $\beta=0,21$  και σχετική υγρασία 53,6%. Αξίζει να αναφερθεί ότι οι τιμές και η φασματική εξάρτηση της SSA και του g, μεταβάλλονται λίγο ανάλογα με τα επίπεδα θόλωσης και σχετικής υγρασίας, ενώ ανεξάρτητες από τη σχετική υγρασία είναι οι τιμές για τα μοντέλα SU, SC και SM. Τα μοντέλα αυτά μπορούν να διακριθούν γενικά σε 3 κατηγορίες, α) αστικά μοντέλα (πράσινη απόχρωση), β) αγροτικά μοντέλα (μπλε

απόχρωση), και  $\gamma$ ) θαλάσσια μοντέλα και μοντέλα των Braslau and Dave (κόκκινη απόχρωση).



**Σχήμα 4.4.1.** Φασματική κατανομή της SSA για τα 9 μοντέλα αερολυμάτων που συμπεριλαμβάνει ο φασματικός κώδικας SMARTS 2.9.2.

Στο Σχ. 4.4.1 παρουσιάζεται η φασματική κατανομή της SSA, όπου από τις τιμές και τη φασματική εξάρτηση διακρίνονται εύκολα οι 3 κατηγορίες μοντέλων. Έτσι, τα αστικά μοντέλα έχουν μικρές τιμές SSA, οι οποίες μειώνονται με το μήκος κύματος, ενώ στα υπόλοιπα οι τιμές της SSA είναι κατά πολύ μεγαλύτερες. Η διαφορά μεταξύ της δεύτερης και τρίτης κατηγορίας έγκειται στη φασματική εξάρτηση της SSA, η οποία είναι αμελητέα ή και ελαφρά αυξανόμενη με το μήκος κύματος για τα μοντέλα της τρίτης κατηγορίας. Συνεπώς, τα μοντέλα που περιγράφουν αστικές συνθήκες θεωρούν έντονη παρουσία απορροφητικών αερολυμάτων, ενώ στα θαλάσσια η απορροφητική ικανότητα των σωματιδίων θεωρείται σχεδόν μηδενική.



**Σχήμα 4.4.2.** Φασματική κατανομή του  $g$  για τα 9 μοντέλα αερολυμάτων που συμπεριλαμβάνει ο φασματικός κώδικας SMARTS 2.9.2.

Η φασματική κατανομή του  $g$  (Σχ. 4.4.2) διαχωρίζει έντονα τα μοντέλα της τρίτης κατηγορίας από τα υπόλοιπα, λόγω των μεγάλων τιμών αυτού και της μη φασματικής

εξάρτησης, που αντιπροσωπεύουν αυξημένα επίπεδα εμπρόσθιας σκέδασης. Οι διαφορές από τα υπόλοιπα μοντέλα είναι πιο έντονες στα μεγάλα μήκη κύματος, με αποτέλεσμα η θεώρησή τους να οδηγεί σε αυξημένα επίπεδα εμπρόσθιας σκέδασης κυρίως στην εγγύς υπέρυθρη φασματική περιοχή. Αξίζει να σημειωθεί, ότι τα δύο μοντέλα των Braslau and Dave (1973) συστήνουν ίδιες τιμές για το συντελεστή ασυμμετρίας,  $g$ . Στα μοντέλα της πρώτης και δεύτερης κατηγορίας ο  $g$  παρουσιάζει γενικά μείωση με το μήκος κύματος, η οποία είναι πιο έντονη στα αστικά μοντέλα, όπου το αυξημένο ποσοστό μικρότερων σωματιδίων οδηγεί σε σημαντική μείωση τόσο του  $g$  όσο και της SSA με το μήκος κύματος. Αυτό εξάλλου, επιβεβαιώνεται και από σχετικές μετρήσεις σε διάφορες αστικές περιοχές παγκοσμίως (Dubovik et al., 2002; Lyamani et al., 2004).

#### 4.5 Το μοντέλο HYSPLIT

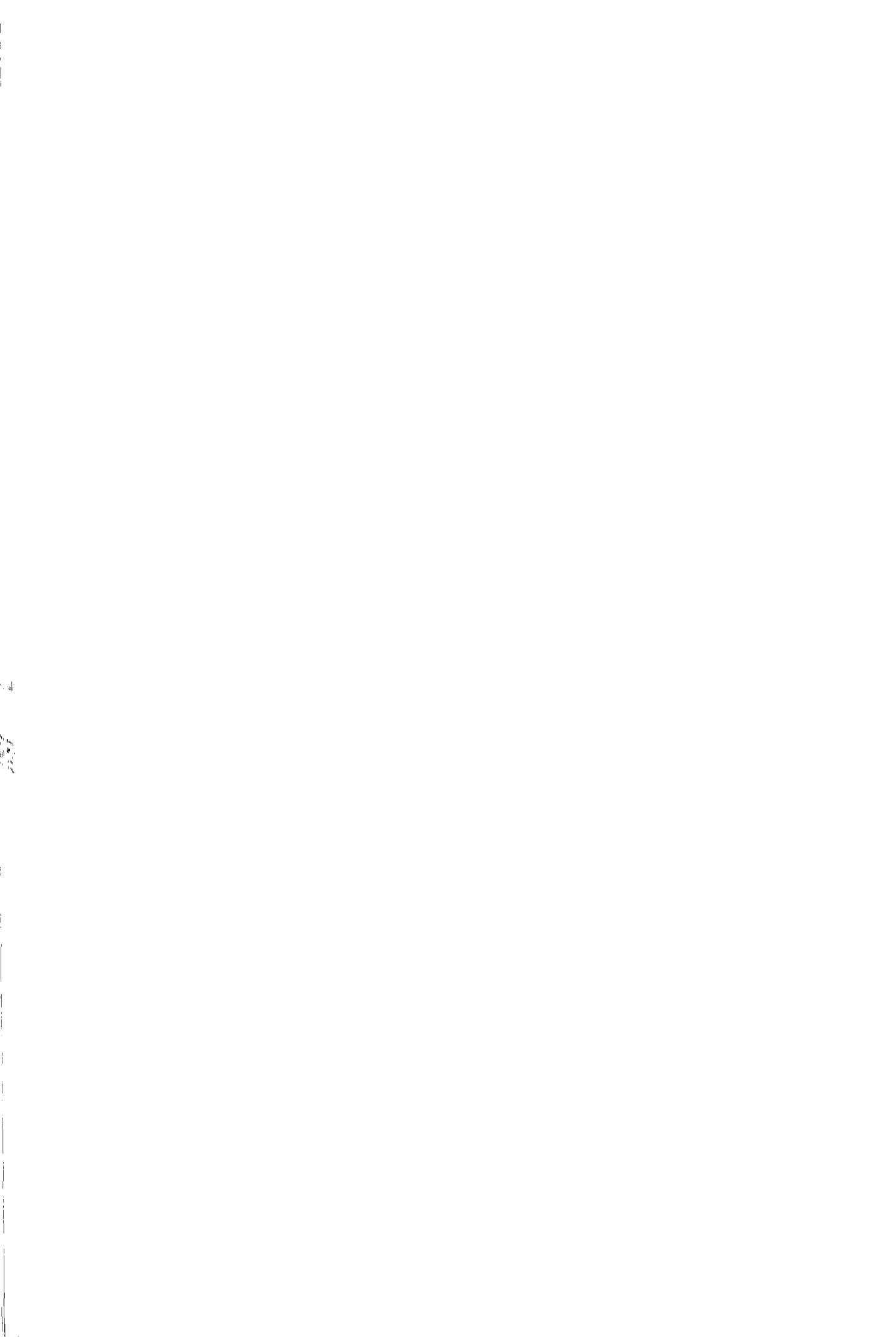
Το μοντέλο HYSPLIT αναπτύχθηκε στο American Research Laboratory του NOAA (ARL-NOAA) και έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα από την επιστημονική κοινότητα καθώς αποτελεί ένα πολύ εύχρηστο εργαλείο για τη μελέτη της τροχειοδεικτικής κίνησης των αερίων μαζών. Η χρήση του είναι ελεύθερη στο ευρύ επιστημονικό κοινό μέσω της ιστοσελίδας (<http://www.arl.noaa.gov/ready/open/hysplit4.html>), όπου δίδεται και η αναλυτική περιγραφή του. Το μοντέλο αυτό υπολογίζει τις τροχιές κίνησης των αερίων μαζών, που φθάνουν σε ένα τόπο, με αποτέλεσμα να χρησιμοποιείται ευρύτατα για τη μελέτη του τύπου και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πάνω από μία περιοχή. Ως παράμετροι εισαγωγής χρησιμοποιούνται το καθ' ύψος πεδίο των ανέμων και άλλες μετεωρολογικές μεταβλητές ανακτώμενες από το NCEP. Σε επιχειρησιακή βάση, η χρήση του είναι αρκετά απλή. Ο χρήστης αρχικά επιλέγει την ημερομηνία και την περιοχή μελέτης (μέσω γεωγραφικών συντεταγμένων). Κατόπιν υπάρχει η δυνατότητα επιλογής του τρόπου κίνησης των αερίων μαζών (εμπρόσθια ή οπίσθια). Για τη μελέτη του τύπου και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων χρησιμοποιείται η ανάλυση των οπισθοτροχιών, μέσω των οποίων διαπιστώνεται η περιοχή προέλευσης των αερίων μαζών. Οι κινήσεις και οι τροχιές των αερίων μαζών μπορούν να μελετηθούν μέχρι και 13 ημέρες (315 ώρες) πριν την ημερομηνία ενδιαφέροντος. Συνήθως, η επιλογή της διάρκειας κίνησης των αερίων μαζών κυμαίνεται στις 3-5 ημέρες. Εξάλλου, μια εκτενής ανάλυση από τους Pace et al. (2006) έδειξε ότι η χρονική διάρκεια της τροχιάς των αερίων μαζών δεν επηρεάζει τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων στον τόπο ενδιαφέροντος. Στο μοντέλο υπάρχει επίσης η δυνατότητα χρήσης 3 επιπέδων μέσα στην ατμόσφαιρα (καθοριζόμενων από το υψόμετρο ως προς την επιφάνεια της θάλασσας, ή από το έδαφος, ή από την πίεση) για την εξαγωγή των τροχιών των αερίων μαζών, γεγονός το οποίο βοηθά σημαντικά στη μελέτη της κατακόρυφης μεταφοράς των αερίων μαζών. Συνεπώς, οι μετακινούμενες αέριες μάζες σε διαφορετικά επίπεδα μπορεί να προέρχονται από διαφορετικές περιοχές, καθιστώντας δύσκολο σε αυτή την περίπτωση τον καθορισμό της περιοχής προέλευσής τους. Το γεγονός αυτό αποτελεί και το σημαντικότερο πρόβλημα κατά τη χρησιμοποίηση του μοντέλου HYSPLIT στον καθορισμό της περιοχής προέλευσης των αερίων μαζών, και μέσω αυτής τη μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων (Pace et al., 2006). Κατά καιρούς, έχουν αναπτυχθεί διάφορες τεχνικές για την ταυτοποίηση της περιοχής προέλευσης των αερίων μαζών, λαμβάνοντας υπόψη το χρόνο διέλευσης της αέριας μάζας πάνω από μία περιοχή (Gerasopoulos et al., 2003) ή τις αλληλεπιδράσεις της με το ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα (Pace et al., 2006; Meloni et al., 2007). Χάρη στην απλότητά του το μοντέλο

HYSPLIT χρησιμοποιείται ευρύτατα και είναι αποδεκτό από το σύνολο της διεθνούς επιστημονικής κοινότητας. Στην παρούσα διατριβή πραγματοποιείται εκτενής χρήση του μοντέλου αυτού για τη διαπίστωση συγκεκριμένων περιοχών ως πηγών προέλευσης των αερίων μαζών που ευνοούν την ύπαρξη ορισμένων τύπων αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα.

#### 4.6 Το μοντέλο DREAM

Το μοντέλο DREAM είναι ένα περιοχικό μοντέλο σχεδιασμένο κατάλληλα ώστε να προσομοιάζει ή και να προβλέπει τον κύκλο της σκόνης μέσα στην ατμόσφαιρα, από τη στιγμή της εκπομπής της μέχρι την εναπόθεσή της. Βασίζεται στο σύστημα μοντέλων SKIRON/Eta καθώς και Eta/ECEP (Nickovic et al., 2001; Perez et al., 2006). Στους κώδικες του μοντέλου γίνεται επίλυση των διαφορικών μη-γραμμικών εξισώσεων Euler συνέχειας της μάζας της σκόνης. Οι εξισώσεις, που χρησιμοποιούνται, προσομοιάζουν τις κύριες διαδικασίες του ατμοσφαιρικού κύκλου της σκόνης (παραγωγή, διάχυση, μεταφορά και εναπόθεση) λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων. Σε επιχειρησιακή βάση χρησιμοποιούνται 4 βασικοί τύποι σωματιδίων σκόνης με διεθνή ονομασία clay (άργιλος), small silt (μικρή ιλύς), large silt (μεγάλη ιλύς) και sand (άμμος) με τυπικές ακτίνες 0,73  $\mu\text{m}$ , 6,1  $\mu\text{m}$ , 18  $\mu\text{m}$  και 38  $\mu\text{m}$ . Κατά την εκπομπή τους στην ατμόσφαιρα, τα αερολύματα σκόνης καθοδηγούνται από τις διάφορες ατμοσφαιρικές μεταβλητές του μοντέλου, όπως οι τυρβώδεις κινήσεις στο κατώτερο οριακό στρώμα κατά τις διαδικασίες εκπομπής της σκόνης, από το πεδίο των ανέμων στην ατμόσφαιρα κατά τη διάρκεια μεταφοράς της, από θερμοδυναμικές διαδικασίες, από τη βροχόπτωση και από χαρακτηριστικά του εδάφους (π.χ. φυτοκάλυψη). Σε μια μεγάλης κλίμακας μεταφορά, μόνο οι δύο πρώτοι τύποι σωματιδίων εξακολουθούν να αιωρούνται στην ατμόσφαιρα, καθώς η «ζωή» τους είναι μεγαλύτερη των 12 ωρών περίπου. Αντίθετα, τα μεγαλύτερα σωματίδια καθιζάνουν κοντά στην πηγή εκπομπής τους.

Μία από τις κυριότερες παραμέτρους ακρίβειας του μοντέλου είναι η χρήση των αρχικών μεταβλητών στις εξισώσεις συνέχειας της μάζας. Ανακρίβειες στις αρχικές μεταβλητές οδηγούν σε σημαντικά σφάλματα σε όλες τις διαδικασίες του κύκλου της σκόνης στην ατμόσφαιρα (π.χ. σημείο εκπομπής, συγκέντρωση σωματιδίων, περιοχή κίνησης, διαδικασίες εναπόθεσης). Για το λόγο αυτό ιδιαίτερη έμφαση δίδεται στην περιοχή και το ποσό εκπομπής της σκόνης, μέσω κατάλληλων μεταβλητών στους κώδικες του μοντέλου όπως, ο τύπος του εδάφους, η φυτοκάλυψη και το είδος της βλάστησης, η υγρασία του εδάφους και η τυρβώδης κατάσταση της κατώτερης ατμόσφαιρας. Το μοντέλο DREAM παρέχει καθημερινή ενημέρωση (μέσω χαρτών) για τη μεταφορά της σκόνης στην περιοχή της Μεσογείου, την Ανατολική Ασία και την Ιβηρική χερσόνησο. Μέσω των χαρτών αυτών παρέχονται πληροφορίες για το φορτίο της σκόνης ( $\text{g m}^{-2}$ ), τη συγκέντρωσή της ( $\mu\text{g m}^{-3}$ ), την κάθετη μεταφορά αυτής, καθώς και για την ξηρή και υγρή εναπόθεση ( $\text{mg m}^{-2}$ ). Στην παρούσα διατριβή η χρήση των χαρτών αυτών μέσω της ιστοσελίδας (<http://www.bsc.es/projects/earthscience/DREAM/>) αποτέλεσε ένα σημαντικό εργαλείο στη μελέτη των επεισοδίων σκόνης πάνω από την Αθήνα και στη σύγκρισή τους με αντίστοιχα δορυφορικά δεδομένα και μετρήσεις εδάφους.



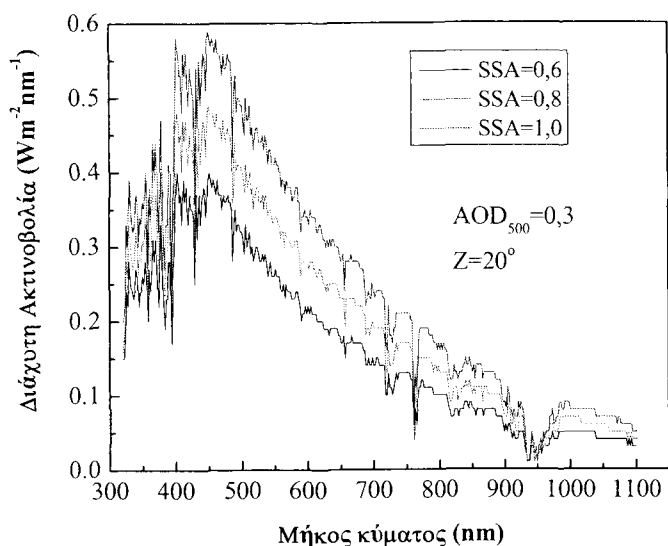
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

Στο Κεφάλαιο αυτό μελετάται η εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα και η αλληλεπίδρασή της με τα αερολύματα με τη χρήση του φασματικού μοντέλου SMARTS 2.9.2. Οι κύριοι σκοποί αυτού του Κεφαλαίου αποτελούνται από τη μελέτη της κατανομής των 3 συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας, ολικής, διάχυτης και άμεσης, για διάφορες ζενίθιες γωνίες και επίπεδα θόλωσης, καθώς και τη μελέτη των φασματικών λόγων των ακτινοβολιών.

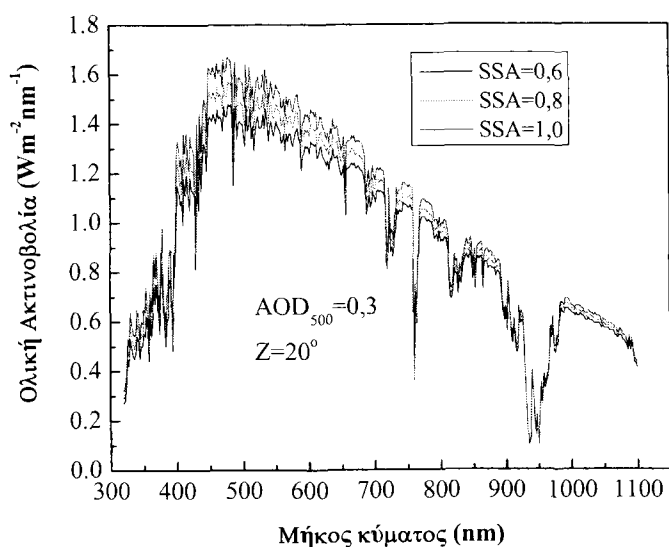
### 5.1 Συμβολή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην τροποποίηση του ηλιακού φάσματος

Η τροποποίηση του ηλιακού φάσματος κατά τη διαδρομή της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα εξαρτάται από πολλούς παράγοντες στους οποίους τον κυρίαρχο ρόλο κατέχουν η ζενίθια θέση του ήλιου στον ουρανό και η θόλωση της ατμόσφαιρας. Η επίδραση της θόλωσης συζητήθηκε στο Κεφάλαιο 2. Παρόλο που τα αυξημένα ποσά αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα επιδρούν σημαντικά στην κατανομή του ηλιακού φάσματος, σημαντικό ρόλο σε αυτήν παίζουν οι οπτικές ιδιότητες και το μέγεθός τους. Το μέγεθος και οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων επηρεάζουν έντονα τη γεωμετρία της σκέδασης και συνεπώς τη διάχυτη συνιστώσα, ενώ οι επιδράσεις τους στην άμεση και την ολική δεν είναι τόσο έντονες. Σημαντική επίδραση στη διάχυτη ακτινοβολία έχει η απορροφητική ικανότητα των αερολυμάτων, που εκφράζεται μέσω της SSA. Όσο η τιμή της SSA αυξάνει, τα αιωρούμενα σωματίδια μετατρέπονται σε εντονότερους σκεδαστές, κυρίως στα μικρά μήκη κύματος. Αποτέλεσμα αυτού είναι η αύξηση του διάχυτου φάσματος ακόμα και στην ίδια ζενίθια γωνία και κάτω από τις ίδιες συνθήκες θόλωσης. Αυτό φαίνεται ξεκάθαρα στο Σχ. 5.1.1, όπου παρουσιάζεται το διάχυτο φάσμα για ίδιες συνθήκες θόλωσης ( $AOD_{500}=0,3$  και  $Z=20^\circ$ ). Τα φάσματα αυτά αποτελούν θεωρητικές εκτιμήσεις του μοντέλου SMARTS 2.9.2 θεωρώντας 3 διαφορετικές τιμές της SSA και διατηρώντας σταθερές όλες τις άλλες οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Τα φάσματα καλύπτουν την περιοχή 320-1100 nm, καθώς σε μικρότερα και μεγαλύτερα μήκη κύματος οι ακτινοβολίες είναι αρκετά χαμηλές με αποτέλεσμα οι διαφορές μεταξύ των φασμάτων να μην είναι διακριτές. Από το Σχ. 5.1.1 είναι εμφανής η αύξηση του διάχυτου φάσματος με την παρουσία λιγότερο απορροφητικών αερολυμάτων, όπου η εξασθένιση της ακτινοβολίας οφείλεται κυρίως στη σκέδαση ( $SSA=0,8$ ) ή αποκλειστικά μόνο σε αυτή ( $SSA=1,0$ ). Αντιθέτως, για  $SSA=0,6$  ένα μεγάλο ποσοστό της εξασθένισης της ακτινοβολίας μέσω αερολυμάτων, η οποία αποτυπώνεται στην τιμή του AOD, οφείλεται στην απορρόφηση αυτών με αποτέλεσμα το διάχυτο φάσμα, που είναι προϊόν σκέδασης, να εμφανίζεται ελαττωμένο.

Η SSA επηρεάζει και το ολικό φάσμα, αυξάνοντάς το όταν οι τιμές της αυξάνουν, Σχ. 5.1.2. Βέβαια, αυτή η αύξηση δεν είναι τόσο έντονη όσο στην περίπτωση της διάχυτης συνιστώσας, καθώς στην ολική συμβάλλει και η άμεση, η οποία, πρακτικά, ελάχιστα επηρεάζεται από τις τιμές της SSA. Τα αποτελέσματα του μοντέλου SMARTS συμφωνούν με εκείνα άλλων ερευνητών χρησιμοποιώντας διαφορετικά μοντέλα (π.χ. UVSPEC, Bais et al., 2005; Meloni et al., 2006).



**Σχήμα 5.1.1.** Τροποποίηση του διάχυτου φάσματος για ίδια ζενίθια γωνία και συνθήκες θόλωσης, αλλά για διαφορετικές τιμές της SSA. Οι φασματικές καμπύλες παρήχθησαν μέσω του φασματικού μοντέλου SMARTS.

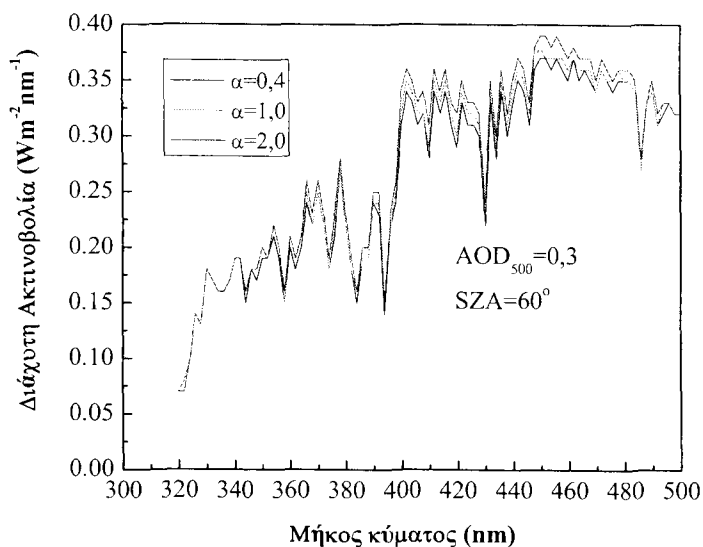


**Σχήμα 5.1.2.** Τροποποίηση του ολικού φάσματος για ίδια ζενίθια γωνία και συνθήκες θόλωσης, αλλά διαφορετικές τιμές της SSA. Οι φασματικές καμπύλες παρήχθησαν μέσω του φασματικού μοντέλου SMARTS.

Το μέγεθος των αερολυμάτων, όπως αυτό εκφράζεται μέσω του συντελεστή  $\alpha$  του Ångström, φαίνεται να επηρεάζει την κατανομή του ηλιακού φάσματος. Το μέγεθος των σωματιδίων κατέχει σημαντικό ρόλο στις διαδικασίες σκέδασης και εξασθένησης της ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, καθώς, σύμφωνα με τους Molnár and Mészáros (2001), το 80% περίπου της σκέδασης οφείλεται στα μικρά σωματίδια. Καθώς οι διαδικασίες σκέδασης είναι πιο έντονες στα μικρότερα μήκη κύματος, η μελέτη της επίδρασης του μεγέθους των σωματιδίων στη διανομή του ηλιακού φάσματος μελετάται μέχρι τα 500 nm. Για μεγαλύτερα μήκη κύματος οι διαφορές στα φάσματα είναι

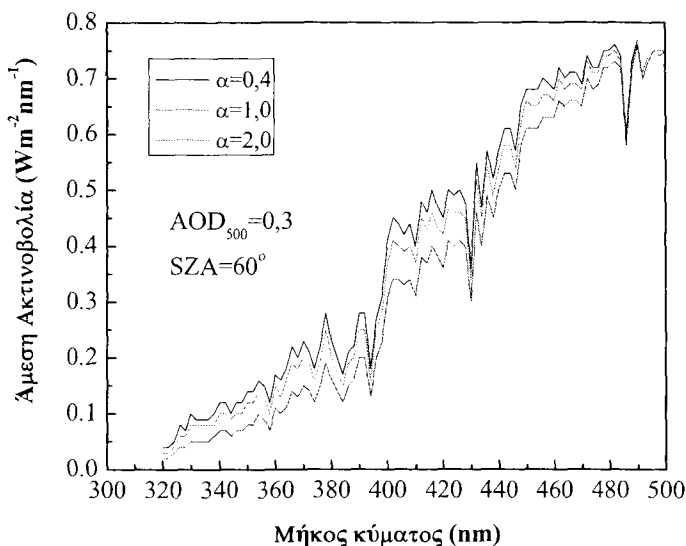


αμελητέες. Και σε αυτή την περίπτωση τα φάσματα έγκεινται στις εκτιμήσεις του μοντέλου SMARTS θεωρώντας σταθερές όλες τις άλλες ιδιότητες των αερολυμάτων εκτός του  $\alpha$ . Τα επόμενα Σχήματα αναφέρονται σε  $Z=60^\circ$ ,  $SSA=0,9$  και  $g=0,7$ . Ο συντελεστής  $\alpha_1$  ( $\alpha$  για  $\lambda < 500$  nm) λαμβάνει τις τιμές 0,4, σωματίδια μεγάλου μεγέθους (ερημική σκόνη ή θαλάσσια αερολύματα), 1,0 για περίπου συμμετρική κατανομή μεγάλων και μικρών σωματιδίων και 2,0 για έντονη παρουσία μικρών αερολυμάτων (καπνός, φωτοχημική ρύπανση). Στο Σχ. 5.1.3 δίδεται το διάχυτο φάσμα για τις 3 τιμές του  $\alpha$ .



**Σχήμα 5.1.3.** Τροποποίηση του διάχυτου φάσματος για ίδια ζενίθια γωνία και συνθήκες θόλωσης, αλλά διαφορετικό μέγεθος αερολυμάτων σύμφωνα με το μοντέλο SMARTS.

Στο Σχήμα αυτό διακρίνεται μια πολύ μικρή αύξηση της διάχυτης συνιστώσας, που προκαλείται από σωματίδια μικρότερου μεγέθους. Αυτό συμβαίνει επειδή η αυξημένη παρουσία τούτων προκαλεί εντονότερη σκέδαση, κάτι που επιβεβαιώνεται και από τους Molnár and Mészáros (2001). Βέβαια, οι μεταβολές είναι πολύ μικρές, σημαντικά μικρότερες από αυτές που οφείλονται σε διαφορές της SSA. Οι διαφορές γίνονται εντονότερες στην περίπτωση της άμεσης συνιστώσας, Σχ. 5.1.4, όπου η φασματική καμπύλη είναι μικρότερη για μεγάλες τιμές του  $\alpha$  (μικρά σωματίδια) λόγω της αυξημένης σκεδαστικής τους ικανότητας. Ίδια συμπεριφορά με την άμεση παρουσιάζει και το ολικό φάσμα, η οποία όμως μειώνεται λιγότερο καθώς η μείωση της άμεσης αντισταθμίζεται, εν μέρει, από την αύξηση της διάχυτης όσο το μέγεθος των αερολυμάτων μειώνεται.



**Σχήμα 5.1.4.** Τροποποίηση του άμεσου φάσματος για ίδια ζενίθια γωνία και συνθήκες θόλωσης, αλλά διαφορετικό μέγεθος αερολυμάτων σύμφωνα με το μοντέλο SMARTS.

Πιθανές μεταβολές στο συντελεστή ασυμμετρίας  $g$  τροποποιούν το ηλιακό φάσμα, αλλά όχι με την ίδια ένταση. Συνεπώς, αύξηση της τιμής του  $g$  έχει ως αποτέλεσμα αύξηση της εμπρόσθιας σκέδασης και, κατά συνέπεια, του διάχυτου φάσματος. Το ολικό φάσμα επηρεάζεται ελάχιστα, ενώ καμία μεταβολή δεν παρατηρείται στην άμεση ακτινοβολία, όπως και στην περίπτωση της SSA. Τα φάσματα που προκύπτουν μέσω του μοντέλου SMARTS για διαφορετικές τιμές του  $g$  είναι παρόμοια με εκείνα των Σχ. 5.1.1 και 5.1.2 και για το λόγο αυτό δεν παρουσιάζονται. Τα φάσματα των προηγούμενων Σχημάτων έχουν ληφθεί από μοντέλα ηλιακής ακτινοβολίας καθώς στις πειραματικές μετρήσεις η συνδυασμένη δράση εξωτερικών παραγόντων (π.χ. ζενίθια γωνία, θόλωση, οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων κ.α.) δεν επιτρέπουν τη διάκριση της επίδρασης της κάθε οπτικής ιδιότητας.

## 5.2 Θεωρητική μελέτη του φασματικού λόγου διάχυτης-προς-άμεση ακτινοβολία

### 5.2.1 Εφαρμογές του λόγου διάχυτης/άμεσης ( $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ ) ακτινοβολίας

Ο λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  αποτελεί ένα δείκτη της ατμοσφαιρικής διαφάνειας (King, 1979) παρουσιάζοντας ισχυρή εξάρτηση από το μήκος κύματος, τη ζενίθια γωνία και την αέρια θόλωση. Το επιστημονικό ενδιαφέρον για την αλληλεπίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας με τη θόλωση είναι πολύ μεγάλο και διαχρονικό και προς αυτή την κατεύθυνση έχουν ήδη εκπονηθεί αρκετές μελέτες (Eck et al., 1998; Latha and Badarinath, 2005b; Kaskaoutis et al., 2006c, 2007b). Η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί, εξάλλου, να χρησιμοποιηθεί και στο χαρακτηρισμό των ατμοσφαιρικών συνθηκών, μέσω των δεικτών θόλωσης που αναφέρθηκαν στο Κεφάλαιο 2.

Η χρήση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  συμβάλλει στην εξάλειψη πιθανών σφαλμάτων στις μετρήσεις των ακτινοβολιών, όπως αναφέρεται από τους Bais et al. (2005) και Meloni et al. (2006). Ο λόγος αυτός τελευταία έχει αποκτήσει σημαντικές εφαρμογές στον υπολογισμό

διαφόρων οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Αρχικά ο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  χρησιμοποιήθηκε από τους Herman et al. (1975) για τον καθορισμό του δείκτη διάθλασης των ερημικών αερολυμάτων συγκρίνοντας τιμές του από μετρήσεις και μοντέλα. Οι King and Herman (1979) έδειξαν ότι για δεδομένη τιμή επιφανειακής λευκαύγειας, ο μετρούμενος λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  εξαρτάται σημαντικά από το φανταστικό μέρος του δείκτη διάθλασης, ενώ σχετικά μικρή είναι η εξάρτησή του από το πραγματικό μέρος. Παρόμοια προσέγγιση χρησιμοποιήθηκε και από τους Petters et al. (2003) για τον καθορισμό της SSA στην υπεριώδη περιοχή. Πρόσφατα, οι Meloni et al. (2006), χρησιμοποιώντας μοντελοποιημένες τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  από τον κώδικα UVSPEC και μέσω συγκρίσεων με αντίστοιχες μετρούμενες, υπολόγισαν την SSA για διάφορους τύπους αερολυμάτων στη Μεσόγειο, ενώ οι Bais et al. (2005) για τον ίδιο σκοπό και με το ίδιο μοντέλο χρησιμοποίησαν τον αντίστροφο λόγο,  $I_{b\lambda}/I_{d\lambda}$ . Από όλα αυτά διαπιστώνεται η σημαντικότητα και οι πολλαπλές εφαρμογές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ , καθώς επίσης και η αναγκαιότητα περαιτέρω μελέτης και κατανόησής του. Προς την κατεύθυνση αυτή, στρέφεται η παρούσα διατριβή κάνοντας χρήση του μοντέλου SMARTS, τα αποτελέσματα του οποίου συγκρίνονται με τα αντίστοιχα άλλων ερευνών που χρησιμοποιούν φασματικά όργανα καταγραφής της ηλιακής ακτινοβολίας.

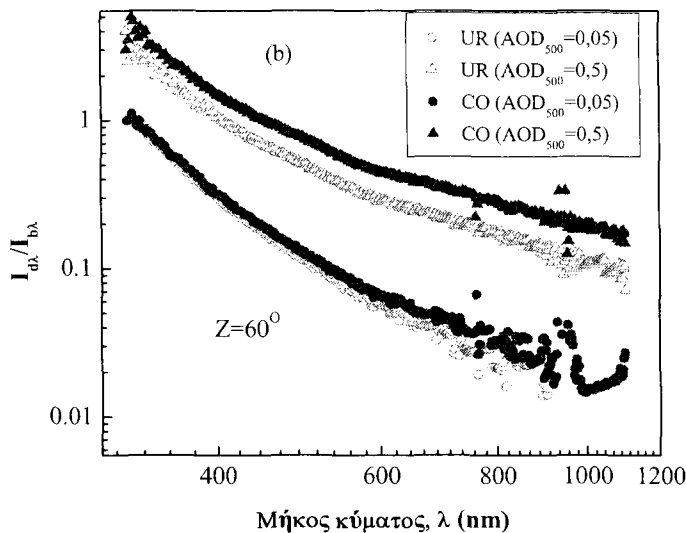
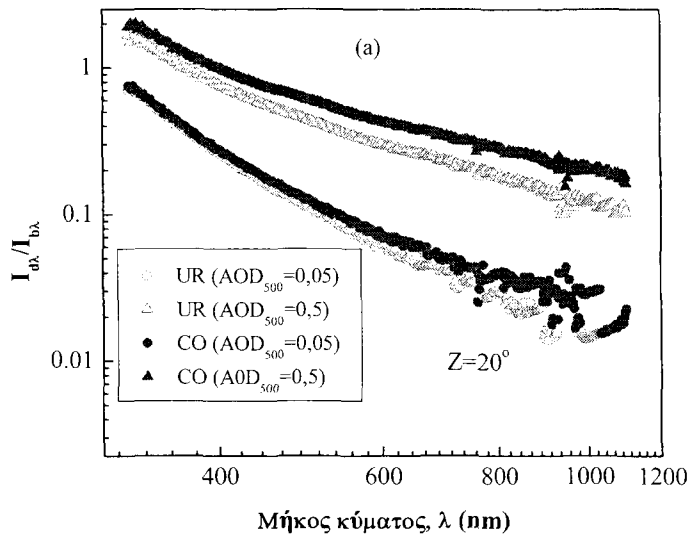
### 5.2.2 Μεθοδολογία

Στην παράγραφο αυτή μελετάται ο φασματικός λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  και η τροποποίηση αυτού για διάφορες ζενίθιες γωνίες, επίπεδα θόλωσης και διαφορετικούς τύπους και οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Τα φασματικά δεδομένα, που χρησιμοποιούνται στη μελέτη, ελήφθησαν με τη βοήθεια του φασματικού μοντέλου SMARTS, όπου υπήρχε η δυνατότητα χρήσης σταθερών ζενίθιων γωνιών, καθορισμένων επιπέδων θόλωσης και οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Το μοντέλο SMARTS χρησιμοποιήθηκε για 2 σταθερές τιμές ζενίθιων γωνιών,  $20^\circ$  και  $60^\circ$ , και για διαφορετικά επίπεδα θόλωσης, τα οποία καθορίστηκαν από την τιμή του οπτικού βήθους των αερολυμάτων στα 500 nm ( $AOD_{500}$ ), η οποία κυμαινόταν από 0,05 (πολύ καθαρές συνθήκες, θαλάσσια ατμόσφαιρα υποβάθρου, Smirnov et al., 2003) μέχρι 0,7 (συνθήκες ερημικής σκόνης, Smirnov et al., 2002a, ή έντονη αστική ρύπανση). Σε όλες τις περιπτώσεις η ατμοσφαιρική πίεση διατηρήθηκε σταθερή και ίση με την κανονική της τιμή σε επίπεδο θάλασσας ( $P_0=1013,25$  hpa), ενώ η σχετική υγρασία παρέμενε σταθερή και ίση με 60%. Συνεπώς, καμία μεταβολή δεν παρουσιάζεται στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων από πιθανές μεταβολές των τιμών της σχετικής υγρασίας, η οποία, όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 3, επηρεάζει σημαντικά αυτές, όπως επίσης και το μέγεθός των αερολυμάτων. Οι τιμές και οι ατμοσφαιρικές κατατομές της σχετικής υγρασίας, θερμοκρασίας και όζοντος είναι οι ίδιες με αυτές που αντιστοιχούν σε μια τυπική καλοκαιρινή ατμόσφαιρα μέσω γεωγραφικών πλατών (Mid-Latitude Summer), η οποία εμπεριέχεται στο μοντέλο SMARTS αλλά και στον κώδικα MODTRAN. Για το χαρακτηρισμό των αερολυμάτων χρησιμοποιήθηκαν δύο μοντέλα, το αστικό (SRA-UR) και το ηπειρωτικό (SRA-CO), ώστε να αναδειχθούν οι διαφορές τόσο στις τιμές όσο και τη φασματική σύνθεση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Τα μοντέλα αυτά θεωρούν διαφορετικές τιμές του  $\alpha$ -Ångström, υπολογισμένες από γραμμική συσχέτιση για  $\lambda < 500$  nm,  $\alpha_1$ , και για  $\lambda > 500$  nm,  $\alpha_2$ . Οι τιμές των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$ , που θεωρεί το μοντέλο UR, είναι αντίστοιχα 0,940 και 1,335, ενώ μεγαλύτερες τιμές θεωρεί για το CO,  $\alpha_1=1,047$  και  $\alpha_2=1,472$ . Η SSA των δύο μοντέλων παρουσιάζει φασματική μεταβολή, η οποία δόθηκε στο Σχ. 4.4.1. Οι τιμές αυτής στα 500 nm είναι

0,65 για το μοντέλο UR και 0,89 για το CO, ενώ η φασματική μεταβολή του  $g$ , που παρουσιάστηκε στο Σχ. 4.4.2, δίδει τιμές 0,6 και 0,64 στα 500 nm για τα μοντέλα UR και CO, αντίστοιχα. Εκτός από τη χρήση των μοντέλων UR και CO, όπου οι τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων είναι καθορισμένες, το μοντέλο SMARTS χρησιμοποιήθηκε για την αναπαραγωγή των ηλιακών φασμάτων με μεταβλητές τιμές του  $\alpha_1$  (0,2-2,6) και μεταβλητές τιμές της SSA (0,6-1,0), ώστε να διαπιστωθεί η επίδραση του μεγέθους και της απορροφητικής ικανότητας των αερολυμάτων κάτω από διάφορες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Από τα διαθέσιμα φάσματα που προέκυψαν, χρησιμοποιήθηκαν τα κατάλληλα σε κάθε περίπτωση, ώστε να αναδειχθούν την επίδραση της κάθε παραμέτρου χωριστά στο λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ .

### 5.2.3 Η επίδραση της θόλωσης και της ζενίθιας γωνίας

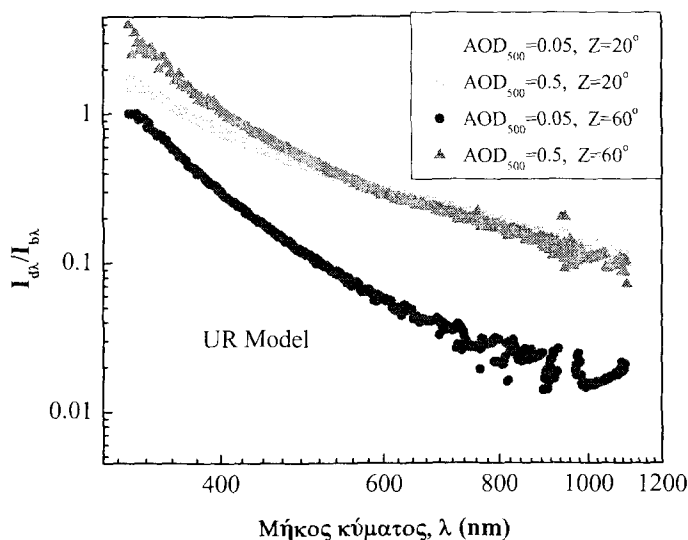
Στην παράγραφο αυτή εξετάζονται οι επιδράσεις της θόλωσης και της ζενίθιας γωνίας στη φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Για τη μελέτη χρησιμοποιούνται τα φασματικά δεδομένα που υπολογίστηκαν από τα μοντέλα αερολυμάτων UR και CO για δύο ζενίθιες γωνίες ( $20^\circ$  και  $60^\circ$ ) και δύο τιμές του  $AOD_{500}$  (0,05 και 0,5). Το χρησιμοποιηθέν μήκος κύματος στα προσομοιωμένα φάσματα κυμαινόταν από 320 nm έως 1100 nm, και αυτό επειδή κάτω από τα 320 nm σε μερικές περιπτώσεις υψηλών θολώσεων και για  $Z=60^\circ$  η άμεση ακτινοβολία του μοντέλου ήταν πρακτικά μηδενική. Εξάλλου, πάνω από τα 1100 nm τα ηλιακά φάσματα εκθέτουν πολύ μικρές τιμές καθώς κυριαρχούν οι ζώνες έντονης απορρόφησης των υδρατμών και του  $CO_2$ . Η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  παρουσιάζει εκθετική μείωση με αποτέλεσμα η εξίσωση  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = a\lambda^{-b}$  να περιγράφει τις τιμές του λόγου ικανοποιητικά, αλλά με διαφορετική ακρίβεια για κάθε φάσμα. Για καλύτερη εποπτική παρουσίαση των διαφορών που προκύπτουν ανάλογα με τη ζενίθια γωνία και τα επίπεδα θόλωσης, η φασματική μεταβολή των λόγων παρουσιάζεται σε λογαριθμική κλίμακα, Σχ. 5.2.1α, β και 5.2.2. Είναι εμφανές, ότι η μη τέλεια προσαρμογή της εκθετικής συνάρτησης έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία καμπυλότητας και μάλιστα η φασματική μεταβολή του  $\ln(I_{d\lambda}/I_{b\lambda})$  με το  $\ln\lambda$  είναι κοίλη καμπύλη. Στα Σχ. 5.2.1α, β δίδεται η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για τα δύο μοντέλα, UR και CO, για  $Z=20^\circ$  (α) και  $Z=60^\circ$  (β) κάτω από διαφορετικά επίπεδα θόλωσης. Κοινό χαρακτηριστικό των δύο σχημάτων αποτελεί η κοίλη καμπύλη που αναδεικνύεται σε όλες τις περιπτώσεις, καθώς επίσης και το γεγονός ότι το μοντέλο CO παρουσιάζει μεγαλύτερες τιμές  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  από ό,τι το UR. Αυτό συμβαίνει λόγω της πολύ μεγαλύτερης ικανότητας σκέδασης του CO (μεγαλύτερη τιμή SSA), η οποία αυξάνει τη διάχυτη συνιστώσα. Επίσης, σε κάθε περίπτωση η αυξημένη θόλωση προκαλεί αύξηση των τιμών των λόγων. Οι διαφορές μεταξύ των (α) και (β) εντοπίζονται στις αυξημένες τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $Z=60^\circ$ , καθώς και στη μεγαλύτερη καμπυλότητα που συντελείται στην υπεριώδη περιοχή. Από τη χρήση των μοντέλων εμφανίζονται κάποιες ανακρίβειες στους φασματικούς λόγους γύρω από την περιοχή έντονης απορρόφησης των υδρατμών (940 nm), οι οποίες μάλιστα είναι εντονότερες σε περιπτώσεις χαμηλής θόλωσης.



**Σχήμα 5.2.1.** Φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το μήκος κύματος σε λογαριθμικές συντεταγμένες σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου SMARTS, για  $Z=20^\circ$  (α) και  $Z=60^\circ$  (β), κάτω από διαφορετικές συνθήκες θόλωσης. Για τη μοντελοποίηση των αερολυμάτων χρησιμοποιήθηκαν τα μοντέλα UR και CO.

Στο Σχ. 5.2.2 φαίνεται η επίδραση της ζενίθιας γωνίας στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για περιπτώσεις καθαρής και σχετικά θολής ατμόσφαιρας. Σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιήθηκε το αστικό μοντέλο αερολυμάτων (UR). Οι αποχρώσεις του γαλάζιου αναφέρονται σε καθαρές συνθήκες, ενώ αυτές του ερυθρού σε θολές. Η επίδραση της ζενίθιας γωνίας περιορίζεται μόνο στα μικρά μήκη κύματος, σταδιακά μειούμενη στη συνέχεια. Είναι επίσης προφανές, ότι η επίδραση της ζενίθιας γωνίας είναι πιο έντονη κάτω από συνθήκες έντονης θόλωσης. Συνεπώς, δεν υπάρχει ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος σαν «κατώφλι», άνω του οποίου η επίδραση της ζενίθιας γωνίας ουσιαστικά μηδενίζεται, αλλά μια στενή φασματική περιοχή γύρω από τα 460 nm, η οποία

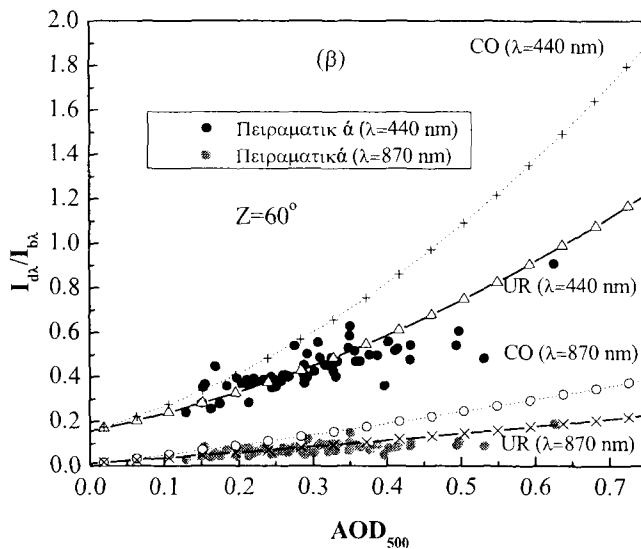
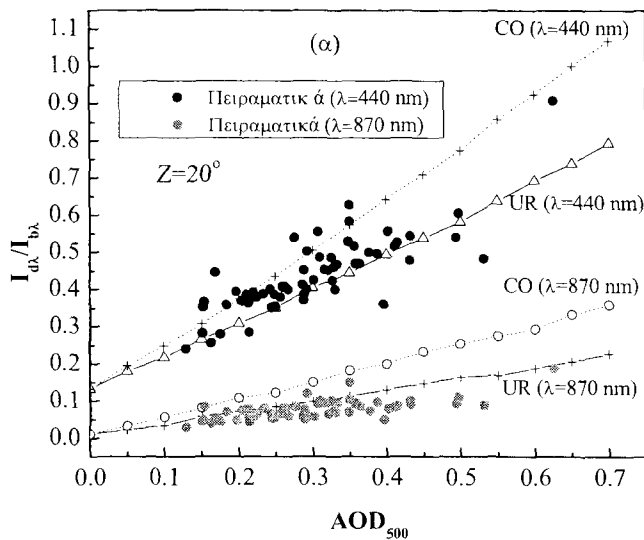
μετατοπίζεται προς μεγαλύτερα  $\lambda$  όσο η θόλωση αυξάνει. Αυτό επιβεβαιώθηκε πρόσφατα και από πειραματικές μετρήσεις στην Αθήνα (Kaskaoutis et al., 2007b).



**Σχήμα 5.2.2.** Φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το μήκος κύματος σε λογαριθμικές συντεταγμένες σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου SMARTS για διαφορετικές ζενίθιες γωνίες και διαφορετικά επίπεδα θόλωσης.

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής θόλωσης στο φασματικό λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  εξαρτάται σημαντικά από το μήκος κύματος και για το λόγο αυτό η επίδραση μελετάται σε δύο μήκη κύματος,  $\lambda=440$  nm και  $\lambda=870$  nm και για τις δύο ζενίθιες γωνίες. Οι συσχετίσεις του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το  $AOD_{500}$  μέσω των εκτιμήσεων του μοντέλου SMARTS δίδονται στα Σχ. 5.2.3α, β, για  $Z=20^\circ$  (α) και  $Z=60^\circ$  (β). Στα 2 γραφήματα συμπεριλαμβάνονται και πειραματικές τιμές από την Αθήνα (ICAROS-NET). Οι θεωρητικές προβλέψεις αναδεικνύουν μια σχεδόν γραμμική αύξηση των τιμών του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  αυξανόμενου του ποσού των αερολυμάτων. Όμως, για μεγάλες  $Z$  η αύξηση αυτή είναι πιο έντονη, παρουσιάζοντας μια εκθετική καμπύλη ειδικά στα  $\lambda=440$  nm με το μοντέλο CO (Σχ. 5.2.3β). Σε όλες τις περιπτώσεις οι τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  χρησιμοποιώντας το μοντέλο CO είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες του UR και μάλιστα οι μεταξύ τους διαφορές εξαρτώνται από το μήκος κύματος, από τη θόλωση και τη ζενίθια γωνία. Αυτό οφείλεται στις μεγαλύτερες τιμές SSA, που θεωρεί το μοντέλο CO, με αποτέλεσμα την αύξηση του διάχυτου φάσματος ιδιαίτερα στα μικρά  $\lambda$ , μεγάλες  $Z$  και θολές συνθήκες. Αντιθέτως, για καθαρές συνθήκες τα 2 μοντέλα αερολυμάτων καταλήγουν σε παρόμοιες τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Συνεπώς, για συνθήκες υψηλής θόλωσης απαιτείται ακριβής χαρακτηρισμός του τύπου και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων για την καλύτερη προσομοίωση του ηλιακού φάσματος. Ιδιαίτερα δε στα μικρά  $\lambda$  και για μεγάλες  $Z$  η μη ακριβής παραμετροποίηση των αερολυμάτων οδηγεί σε μεγάλες διαφορές στα εκτιμώμενα φάσματα. Η αναγκαιότητα αυτής της ακριβούς παραμετροποίησης συστήνεται και από τους Christopher et al. (2003). Από την άλλη, η διάκριση του πιο κατάλληλου μοντέλου αερολυμάτων για την αναπαράσταση των ατμοσφαιρικών συνθηκών, μέσω σύγκρισης μοντελοποιημένων και πειραματικών ακτινοβολιών πρέπει να περιορίζεται μόνο σε περιπτώσεις μέτριας ή υψηλής θόλωσης. Εξάλλου, από τα Σχ. 5.2.3α, β φαίνεται ότι για

μικρό  $AOD_{500}$  μια πολύ μικρή μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  μπορεί να οδηγήσει στην επιλογή διαφορετικού μοντέλου αερολυμάτων, ενώ για μεγάλα  $AOD_{500}$  η κατάσταση είναι πολύ πιο ξεκάθαρη.

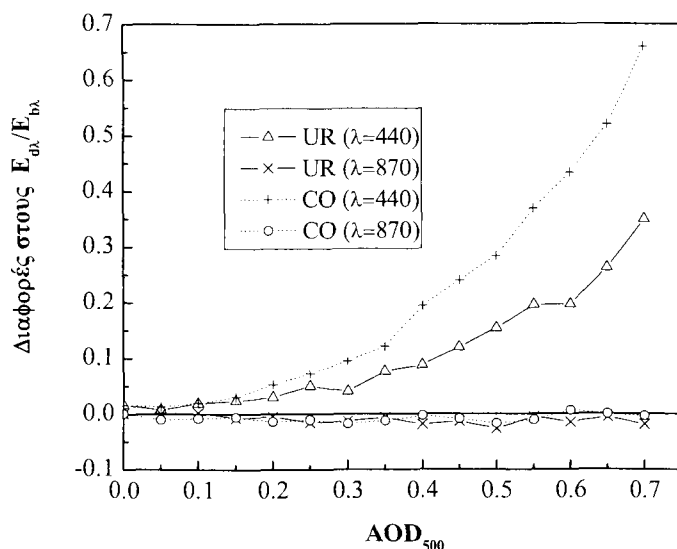


**Σχήμα 5.2.3.** Συσχέτιση του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με τη θόλωση μέσω των εκτιμήσεων του κώδικα SMARTS για δύο μοντέλα αερολυμάτων με  $Z=20^\circ$  (α) και  $Z=60^\circ$  (β). Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

Τα πειραματικά δεδομένα, που φαίνονται στα 2 Σχήματα, συμφωνούν με τις εκτιμήσεις των μοντέλων παρουσιάζοντας μια «λογική» διασπορά λόγω της ταυτόχρονης επίδρασης της ζενιθίας γωνίας, η οποία είναι εντονότερη για  $\lambda=440$  nm. Διαπιστώνεται, ότι το πιο κατάλληλο μοντέλο για την περιγραφή των ατμοσφαιρικών συνθηκών στην Αθήνα είναι το UR, καθώς στο Σχ. 5.2.3β και για  $\lambda=870$  nm τα πειραματικά και τα θεωρητικά αποτελέσματα συμπίπτουν, καθώς η επίδραση της  $Z$  είναι μηδαμινή. Οι αποκλίσεις των

πειραματικών τιμών του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  από τις εκτιμήσεις του UR, που παρουσιάζονται στο Σχ. 5.2.3α, οφείλονται στο γεγονός ότι οι πειραματικές μετρήσεις ελήφθησαν κατά το πλείστον για  $Z$  μεγαλύτερες των  $40^\circ$  με αποτέλεσμα ο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  να παρουσιάζεται αυξημένος.

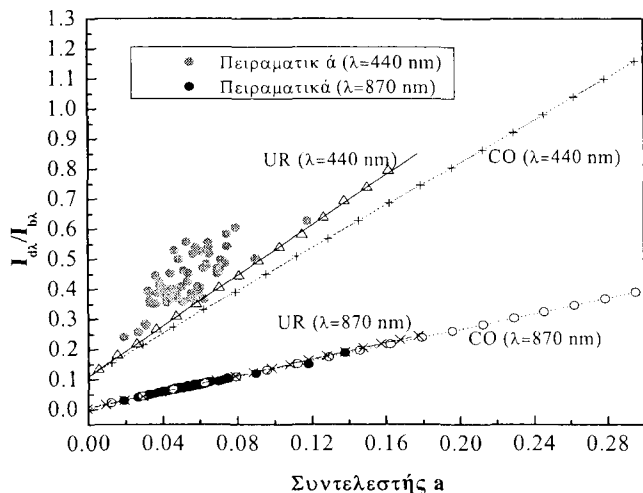
Στο Σχ. 5.2.4 επιβεβαιώνεται η μηδαμινή επίδραση της ζενίθιας γωνίας στα μεγάλα μήκη κύματος. Στο Σχήμα αυτό παρουσιάζονται οι διαφορές των λόγων  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ , που αντιστοιχούν σε  $Z=60^\circ$  και  $20^\circ$ , συναρτήσει της θόλωσης για τα 2 μοντέλα, UR και CO. Στα 870 nm η επίδραση της  $Z$  παύει να υφίσταται, καθώς οι διαφορές είναι σχεδόν μηδενικές. Κάποιες ελαφρά αρνητικές τιμές πιθανόν προκύπτουν από σφάλματα στα μοντέλα καθώς δεν είναι δυνατή άλλη λογική ερμηνεία. Στα 440 nm η επίδραση της  $Z$  είναι σημαντική, ιδιαίτερα σε συνθήκες υψηλής θόλωσης, ενώ η διαφορά των λόγων είναι συνάρτηση και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων.



Σχήμα 5.2.4. Συσχέτιση των διαφορών του λόγου  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  υπολογισμένου με  $Z=60^\circ$  από τον αντίστοιχο  $Z=20^\circ$  σαν συνάρτηση του  $AOD_{500}$  για  $\lambda=440$  nm και  $\lambda=870$  nm.

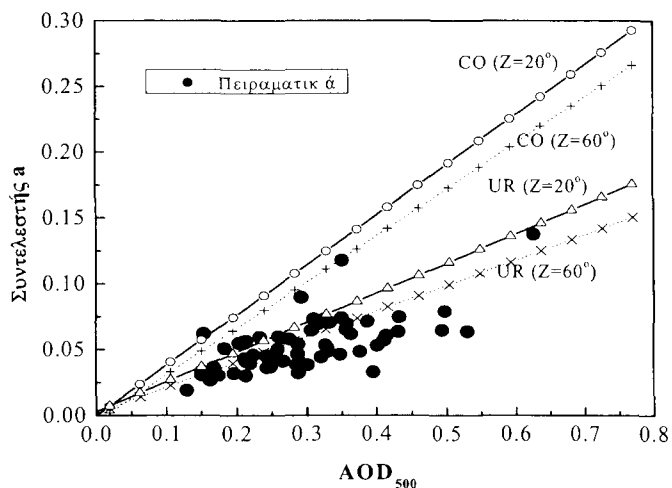
Ο φασματικοί λόγοι  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  υπολογισμένοι μέσω μοντέλων παρουσιάζουν το ίδιο φασματικό μοτίβο (εκθετική μείωση), με αποτέλεσμα η εξίσωση  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}=a\lambda^{-b}$  να περιγράφει ικανοποιητικά τη φασματική τους μεταβολή. Οι συντελεστές  $a$  και  $b$ , εξαρτώνται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες και τη ζενίθια γωνία, καθώς και από τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων που μελετώνται στη συνέχεια. Στο Σχ. 5.2.5 συσχετίζονται οι τιμές του  $a$  με τις αντίστοιχες του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $Z=20^\circ$  για τα δύο μοντέλα αερολυμάτων. Έχουν τεθεί στο διάγραμμα και οι πειραματικές τιμές του  $a$  για την Αθήνα. Τα αποτελέσματα του SMARTS δείχνουν μια γραμμική συσχέτιση μεταξύ των  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  και  $a$ , ενώ στα 870 nm πειραματικά και θεωρητικά αποτελέσματα σχεδόν συμπίπτουν. Οι μεγαλύτερες τιμές των  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  του CO οδηγούν και σε μεγαλύτερες τιμές  $a$ . Συνεπώς, με σταθερή  $Z$ , η αύξηση των τιμών του  $a$  προκαλεί αύξηση στο  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$ . Δεν βρέθηκε συσχέτιση των τιμών του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το συντελεστή  $b$  σύμφωνα με τα αποτελέσματα του μοντέλου, αλλά ούτε και από τις πειραματικές μετρήσεις.





**Σχήμα 5.2.5.** Συσχέτιση των τιμών του  $a$  με τις αντίστοιχες τιμές των  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $Z=20^\circ$ . Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

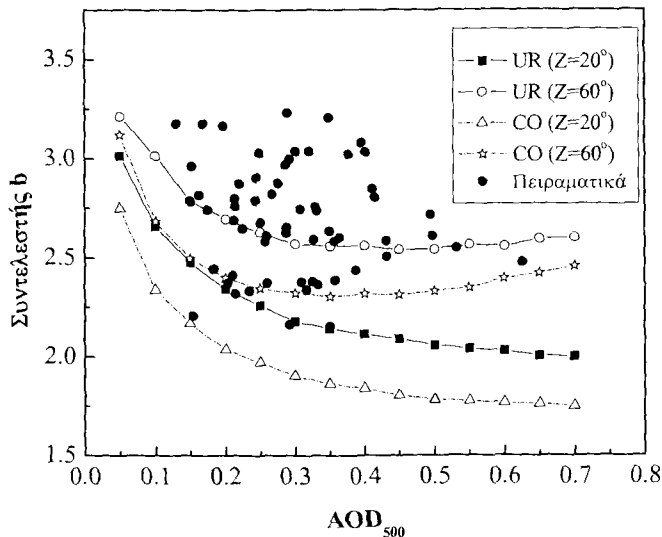
Κοινά διαγράμματα των συσχετίσεων των  $a$  και  $b$  με την ατμοσφαιρική θόλωση δίδονται στα Σχ. 5.2.6 και 5.2.7, αντίστοιχα. Και στα 2 Σχήματα είναι εμφανής η συμφωνία μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών αποτελεσμάτων. Έτσι, ο  $a$  αυξάνει γραμμικά με την ατμοσφαιρική θόλωση σε όλες τις περιπτώσεις, ενώ η κλίση των ευθειών εξαρτάται κυρίως από τον τύπο των αερολυμάτων. Τα πειραματικά αποτελέσματα συσχετίζονται καλύτερα με τα αντίστοιχα που προβλέπονται από το μοντέλο UR.



**Σχήμα 5.2.6.** Συσχέτιση του συντελεστή  $a$  με το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στα 500 nm σύμφωνα με τις προβλέψεις του μοντέλου SMARTS. Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

Αντίθετα, ο συντελεστής  $b$ , που εκφράζει τη φασματική εξάρτηση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  από το  $\lambda$ , δεν παρουσιάζει σημαντικό βαθμό συσχέτισης με τη θόλωση, αν και γίνεται εμφανής μια ελαφρά μείωσή του αυξανόμενης της θόλωσης. Σε πολύ καθαρές συνθήκες, απουσία

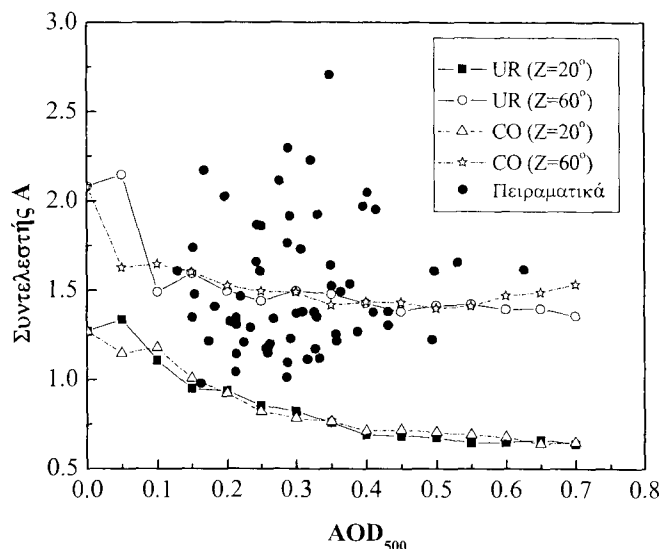
αερολυμάτων, ο  $b$  παίρνει πολύ μεγάλες τιμές, γεγονός που οφείλεται σε αυξημένη σκέδαση Rayleigh, η οποία παρουσιάζει πολύ πιο έντονη εξάρτηση από το  $\lambda$  παρά η σκέδαση Mie, που οφείλεται στην παρουσία αερολυμάτων. Συνεπώς, η κλίση του φασματικού λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $AOD_{500}=0,05$  γίνεται πολύ έντονη κυρίως στην υπεριώδη περιοχή, ενώ όσο το ποσό των αερολυμάτων αυξάνει τόσο η φασματική εξάρτηση του λόγου μειώνεται. Όσο η θόλωση αυξάνει, η συσχέτιση μεταξύ του  $b$  και του  $AOD_{500}$  γίνεται ουδέτερη. Αντίθετα, όσο η θόλωση αυξάνει, η  $Z$  επιδρά όλο και πιο έντονα στις τιμές του  $b$  αυξάνοντάς τες. Αυτό δημιουργεί μεγαλύτερη αύξηση του λόγου προς τα μικρά  $\lambda$  και συνεπώς εντονότερη φασματική εξάρτηση. Ομοίως, στα πειραματικά αποτελέσματα δε διαφαίνεται κάποια συσχέτιση μεταξύ  $b$  και  $AOD_{500}$ .



**Σχήμα 5.2.7.** Συσχέτιση του συντελεστή  $b$  με το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στα 500 nm σύμφωνα με τις προβλέψεις του μοντέλου SMARTS. Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

Λόγω της μη τέλει εκθετικής προσαρμογής στη συνάρτηση  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} - \lambda$ , σε λογαριθμική κλίμακα, αναδεικνύεται μια καμπυλότητα, η οποία είναι εμφανής από τα αποτελέσματα του μοντέλου, Σχ. 5.2.1α, β και 5.2.2. Η ύπαρξη ανάλογης καμπυλότητας (κοίλης μορφής) εντοπίστηκε και από πειραματικά δεδομένα στην Αθήνα (Kaskaoutis et al., 2007b). Συνεπώς, για την καλύτερη αναπαράσταση αυτής χρησιμοποιείται μια 2άθμια πολυωνυμική συνάρτηση του τύπου  $\ln(I_{d\lambda}/I_{b\lambda}) = A \ln \lambda^2 + B \ln \lambda + C$ . Ο όρος  $A$  εκφράζει την καμπυλότητα, η οποία αυξάνεται με την αύξηση των τιμών του  $A$ , ενώ όταν οι τιμές του τείνουν στο 0 η δευτεροβάθμια εξίσωση μεταπίπτει σε γραμμική και η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  περιγράφεται με ακρίβεια από την  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = a\lambda^{-b}$ . Στο Σχ. 5.2.8 δίδεται η συσχέτιση του συντελεστή  $A$  της πολυωνυμικής εξίσωσης με το  $AOD_{500}$  για τις δύο ζενίθιες γωνίες. Πειραματικά και θεωρητικά αποτελέσματα βρίσκονται σε συμφωνία καθώς δεν παρατηρείται καμία συσχέτιση μεταξύ  $A$  και  $AOD_{500}$ . Παρόλα αυτά, τα αποτελέσματα του SMARTS για  $Z=20^\circ$  δείχνουν μια ελαφρά μείωση των τιμών του  $A$  αυξανόμενης της θόλωσης. Αντίθετα, αύξηση στη ζενίθια γωνία έχει ως άμεσο αποτέλεσμα την αύξηση της τιμής του  $A$  και κατά συνέπεια της καμπυλότητας. Αυτό συμβαίνει επειδή για μικρές τιμές της  $Z$  οι τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στην υπεριώδη περιοχή δεν

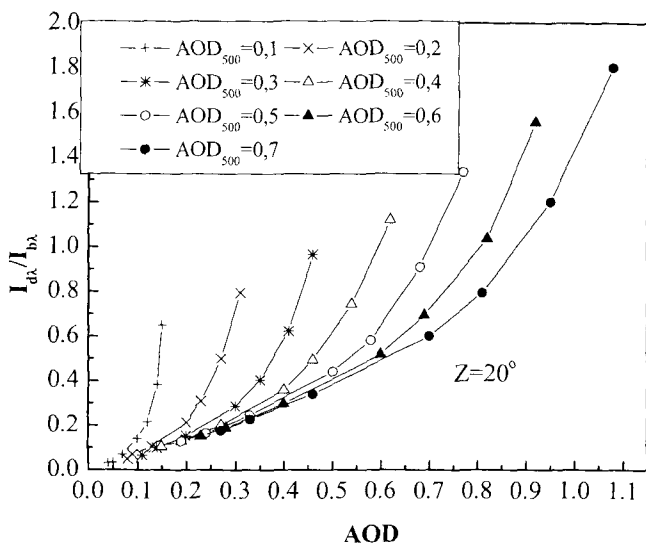
είναι υψηλές και η καμπυλότητα όχι έντονη, με αποτέλεσμα η αύξηση στη θόλωση να προκαλεί λιγότερο επιλεκτική σκέδαση (λιγότερο έντονη σκέδαση στη UV) και συνεπώς μικρότερη κλίση στα μικρά λ, μειώνοντας ταυτόχρονα και την καμπυλότητα.



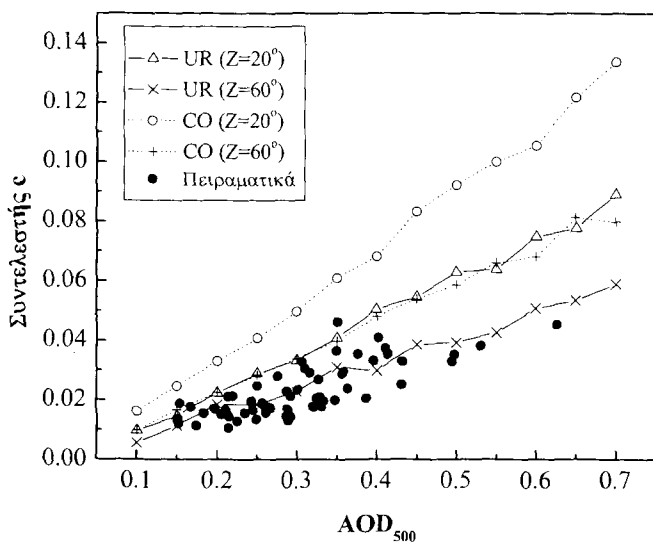
**Σχήμα 5.2.8.** Συσχέτιση του συντελεστή  $A$  με το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στα 500 nm σύμφωνα με τις προβλέψεις του μοντέλου SMARTS. Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

Η συσχέτιση του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το φασματικό AOD αναδεικνύει χρήσιμα συμπεράσματα όσον αφορά τη μεταβολή αυτών των δύο παραμέτρων με την αέρια θόλωση και τη ζενίθια γωνία. Στο Σχ. 5.2.9 παρουσιάζονται οι συσχετίσεις των  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το AOD για επιλεγμένα μήκη κύματος (340, 380, 440, 500, 675, 870 και 1020 nm) και για διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Οι λόγοι αυτοί αφορούν το μοντέλο UR και υπολογίστηκαν για  $Z=20^\circ$ . Αξίζει να αναφερθεί ότι παρόμοιο γράφημα προκύπτει και για  $Z=60^\circ$ . Από τις εκτιμήσεις των μοντέλων προκύπτει ότι η φασματική εξάρτηση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  από το AOD είναι πιο έντονη όσο μικρότερο είναι το AOD, ενώ για κάθε λ η αύξηση του  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  με το AOD είναι σχεδόν γραμμική. Από το Σχ. 5.2.9 διαπιστώνεται ότι ο λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  συσχετίζεται με το φασματικό AOD πολύ καλά μέσω μιας εξίσωσης του τύπου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = c \exp(dAOD_\lambda)$ . Οι συντελεστές  $c$  και  $d$ , που προκύπτουν από τις συσχετίσεις αυτές και με τα δύο μοντέλα, συσχετίζονται με τη θόλωση στα Σχ. 5.2.10 και 5.2.11. Η μεταβολή των δύο παραμέτρων εξαρτάται από τη θόλωση, τη ζενίθια γωνία και τον τύπο των αερολυμάτων. Όσον αφορά τη συσχέτιση μεταξύ του  $c$  και του  $AOD_{500}$ , αυτή προκύπτει, με καλή προσέγγιση, γραμμική γεγονός που επαληθεύεται και από τα πειραματικά δεδομένα, ενώ οι διαφορές στη ζενίθια γωνία και τον τύπο των αερολυμάτων επιφέρουν σημαντικές διαφορές στις τιμές του  $c$ . Όσον αφορά το  $d$ , το Σχ. 5.2.11 δίδεται σε ημιλογαριθμική κλίμακα για καλύτερη αναπαράσταση των τιμών του  $d$ , οι οποίες μειώνονται συστηματικά με την αύξηση της θόλωσης, υποδηλώνοντας σημαντικά μικρότερη φασματική εξάρτηση. Επίσης, επηρεάζονται και από τη ζενίθια γωνία αυξανόμενες με αυτή, ενώ ο τύπος των αερολυμάτων δεν φαίνεται να τις επηρεάζει σημαντικά. Πολύ σημαντικό είναι, επίσης, το γεγονός ότι τα πειραματικά

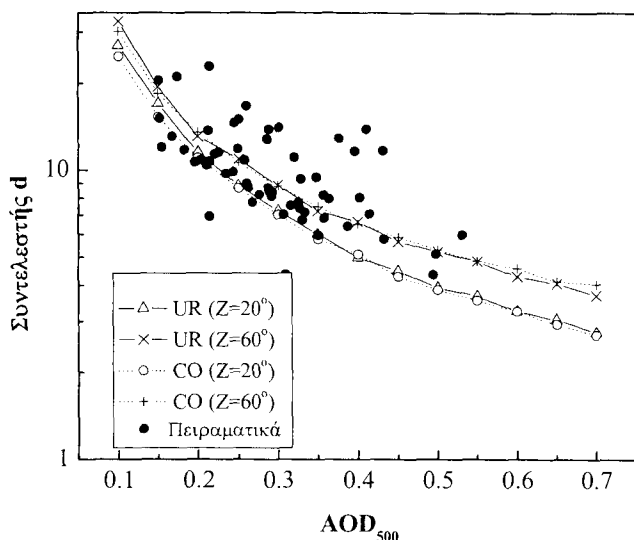
αποτελέσματα και σε αυτή την περίπτωση βρίσκονται σε συμφωνία με τις προβλέψεις των μοντέλων.



**Σχήμα 5.2.9.** Συσχέτιση του  $I_{dir}/I_{tot}$  με το AOD σε επιλεγμένα μήκη κύματος για  $Z=20^\circ$  σύμφωνα με το μοντέλο UR. Τα σημεία σε κάθε καμπύλη αντιστοιχούν στα  $\lambda=340, 380, 440, 500, 675, 870, 1020$  nm, με το  $\lambda=340$  nm να βρίσκεται στο πέρας της καμπύλης.



**Σχήμα 5.2.10.** Συσχέτιση του συντελεστή  $c$  με το  $AOD_{500}$  για δύο μοντέλα αερολυμάτων και δύο ζενίθιες γωνίες. Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).



**Σχήμα 5.2.11.** Συσχέτιση του συντελεστή  $d$  με το  $AOD_{500}$  για δύο μοντέλα αερολυμάτων και δύο ζενίθιες γωνίες. Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου – 1 Οκτωβρίου 2002).

Οι τιμές των συντελεστών  $c$  και  $d$ , που υπολογίσθηκαν μέσω των μοντέλων, αναφέρονται στον Πίνακα 5.2.1. Λόγω της πολύ καλής συσχέτισης του φασματικού λόγου  $I_d/I_b$  με το φασματικό AOD οι τιμές των  $c$  και  $d$  μπορούν να χρησιμοποιηθούν στον υπολογισμό του λόγου  $I_d/I_b$  σε συγκεκριμένο μήκος κύματος όταν είναι γνωστό το AOD στο ίδιο  $\lambda$ . Επειδή στον υπολογισμό του AOD απαιτείται η γνώση της άμεσης ακτινοβολίας, είναι δυνατός ο έμμεσος υπολογισμός της διάχυτης συνιστώσας μέσω αυτής της διαδικασίας.

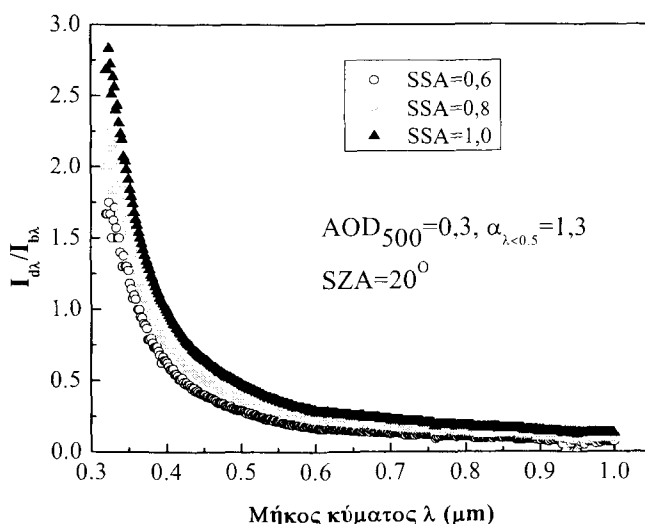
**Πίνακας 5.2.1.** Τιμές των συντελεστών  $c$  και  $d$  της εξίσωσης  $I_d/I_b = c \exp(dAOD_\lambda)$  για δύο μοντέλα αερολυμάτων και δύο ζενίθιες γωνίες.

$AOD_{500}$	UR, $Z=20^\circ$		UR, $Z=60^\circ$		CO, $Z=20^\circ$		CO, $Z=60^\circ$	
	$c$	$d$	$c$	$d$	$C$	$d$	$c$	$d$
0,1	0,0097	26,927	0,0055	32,648	0,0161	24,698	0,0098	30,136
0,15	0,0146	16,979	0,0113	19,33	0,0246	15,25	0,0167	18,369
0,2	0,0223	11,495	0,0184	13,053	0,033	11,01	0,0224	13,483
0,25	0,0288	8,8414	0,0185	10,916	0,0407	8,6629	0,0283	10,629
0,3	0,0332	7,2393	0,0227	8,8551	0,0496	7,0107	0,0338	8,7977
0,35	0,0407	6,0001	0,031	7,2129	0,0609	5,7776	0,0398	7,4783
0,4	0,0503	4,9854	0,0298	6,6331	0,0681	5,114	0,0479	6,5186
0,45	0,0545	4,4761	0,0385	5,6599	0,0832	4,2897	0,0538	5,87
0,5	0,0628	3,931	0,0392	5,2298	0,0922	3,8599	0,0586	5,305
0,55	0,0637	3,6734	0,0425	4,8448	0,0999	3,5468	0,0659	4,8623
0,6	0,0748	3,2546	0,0507	4,2927	0,1054	3,2541	0,0681	4,5847
0,65	0,0776	3,0522	0,0533	4,0568	0,1216	2,9311	0,0812	4,1259
0,7	0,089	2,7545	0,0589	3,6966	0,1336	2,6955	0,0798	4,0422

### 5.2.4 Επίδραση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων

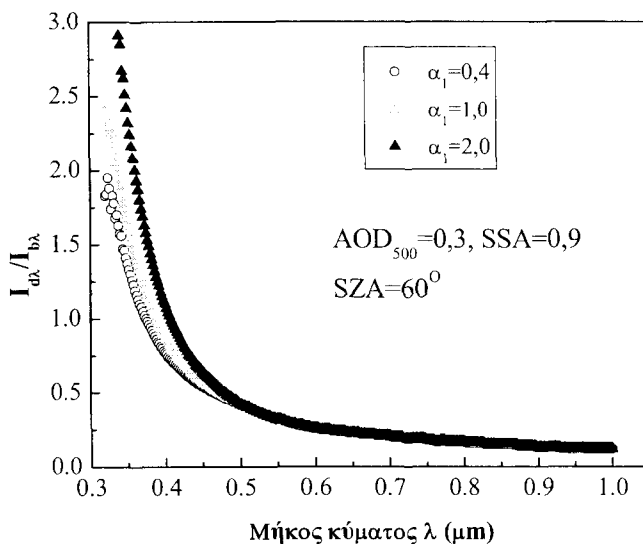
Στην παράγραφο αυτή μελετάται μέσω του SMARTS η επίδραση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στις τιμές και τη φασματική μεταβολή του  $I_d/I_b$ . Η μελέτη αυτή είναι πολύ δύσκολο να πραγματοποιηθεί μέσω πειραματικών φασμάτων, καθώς απαιτείται μεγάλος όγκος δεδομένων ώστε να εξετασθούν περιπτώσεις που αφορούν ίδια  $Z$ , ίδιο AOD και διαφορετικές οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Επιτυγχάνεται, όμως, εύκολα με τη χρήση μοντέλων όπου υπάρχει η δυνατότητα σταθεροποίησης της  $Z$  και του AOD, τα οποία συμβάλλουν κύρια στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Είναι η πρώτη φορά που μελετάται εκτενώς η τροποποίηση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  μέσω μοντέλων και τα αποτελέσματα συγκρίνονται με αντίστοιχα πειραματικά της διεθνούς βιβλιογραφίας. Οι οπτικές ιδιότητες που μελετώνται είναι η SSA και το μέγεθος των αερολυμάτων εκφραζόμενο μέσω του συντελεστή  $\alpha$ -Ångström για  $\lambda < 500$  nm ( $\alpha_1$ ). Οι ιδιότητες αυτές επηρεάζουν σημαντικά τις διαδικασίες σκέδασης στην ατμόσφαιρα και κυρίως στην υπεριώδη περιοχή, όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 5.1. Στην ανάλυση που ακολουθεί, η SSA κυμαίνεται από 0,6 έως 1,0 με βήμα 0,05, ενώ το  $\alpha_1$  από 0,2 έως 2,6 με βήμα 0,1. Οι τιμές των  $\alpha_2$  και  $g$  λήφθηκαν σταθερές και ίσες με αυτές που αντιστοιχούν στο μοντέλο UR, καθώς, όπως αναφέρεται και από τους Meloni et al. (2006), η μεταβολή τους δεν επηρεάζει σημαντικά το λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ .

Η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  προκύπτει διαφορετική ακόμα και όταν η ζενίθια γωνία και τα επίπεδα θόλωσης είναι σταθερά. Υπεύθυνες για αυτό είναι οι διαφορετικές οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, οι οποίες επηρεάζουν κυρίως το διάχυτο φάσμα στα μικρά μήκη κύματος. Τα Σχ. 5.2.12 και 5.2.13 αποτελούν την απόδειξη αυτού. Στο Σχ. 5.2.12 δίδεται η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για 3 διαφορετικές τιμές της SSA. Όσο πιο απορροφητικά είναι τα αερολύματα, τόσο ο λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  μειώνεται λόγω μείωσης της διάχυτης συνιστώσας. Η μείωση αυτή είναι πιο έντονη στα μικρά  $\lambda$ , ενώ όσο το μήκος κύματος αυξάνει η επίδραση της SSA στο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  καθίσταται μικρότερη.



**Σχήμα 5.2.12.** Φασματική μεταβολή του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $Z=20^\circ$  και  $AOD_{500}=0,3$ , αλλά διαφορετικές SSA. Η τιμή του  $\alpha_1$  θεωρείται ίση με 1,3, σταθερή σε όλες τις περιπτώσεις.

Η επίδραση του μεγέθους των αερολυμάτων στο λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  φαίνεται στο Σχ. 5.2.13. Διαπιστώνεται, λοιπόν, ότι το μέγεθος αυτών παίζει ένα σημαντικό ρόλο στις διαδικασίες σκέδασης στην ατμόσφαιρα. Οι διαφορές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  λόγω διαφορετικού  $\alpha_1$  εντοπίζονται μόνο μέχρι τα 500 nm, καθώς το  $\alpha_2$  διατηρήθηκε σταθερό. Διαπιστώθηκε, όμως, ότι η μεταβολή του  $\alpha_2$  δεν επιφέρει σημαντικές μεταβολές στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  καθώς η σκέδαση δεν είναι τόσο έντονη στα μεγάλα  $\lambda$ . Εξάλλου, σύμφωνα με τους Reid et al. (1999) το μέγεθος των αερολυμάτων συσχετίζεται ικανοποιητικά με το  $\alpha$  όταν αυτό καθορίζεται στα μικρά  $\lambda$ . Από το Σχ. 5.2.13 διαπιστώνεται ότι για μεγάλες τιμές του  $\alpha_1$  (έντονη παρουσία μικρού μεγέθους αερολυμάτων) ο λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  αυξάνει σημαντικά όσο το  $\lambda$  μειώνεται, λόγω της αυξημένης και πιο επιλεκτικής σκέδασης που προκαλούν τα μικρά σωματίδια. Όσο το  $\lambda$  αυξάνει οι διαφορές γίνονται πιο μικρές και πρακτικά μηδενίζονται κοντά στα 500 nm. Διαπιστώνεται, επίσης, ότι το μέγεθος των αερολυμάτων προκαλεί μεγαλύτερες μεταβολές στις τιμές του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για μεγάλες ζενίθιες γωνίες και υψηλά επίπεδα θόλωσης. Ειδικά στα 320 nm, οι εκτιμούμενες από τα μοντέλα διαφορές στον  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  μπορεί να φθάσουν ή και να υπερβούν την τιμή 1.

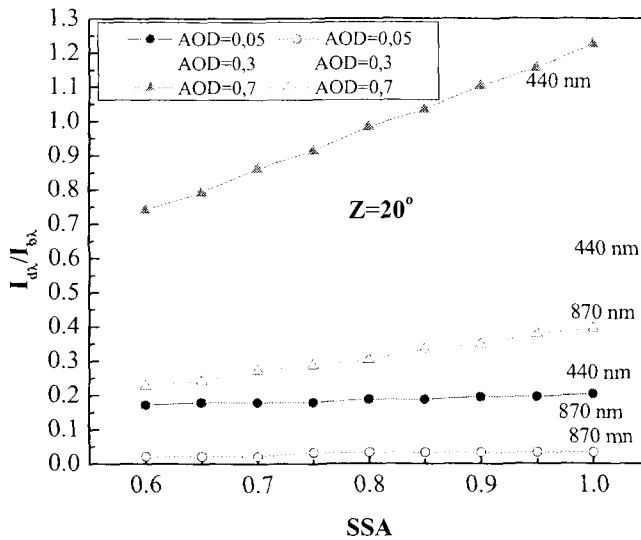


**Σχήμα 5.2.13.** Φασματική μεταβολή του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για  $Z=60^\circ$  και  $AOD_{500}=0,3$ , αλλά διαφορετικά μεγέθη αερολυμάτων. Η τιμή της  $SSA$  θεωρείται ίση προς  $0,9$ , σταθερή σε όλες τις περιπτώσεις.

Ο λόγος  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  συναρτήσει της  $SSA$  φαίνεται στο Σχ. 5.2.14 για  $Z=20^\circ$  και 3 επίπεδα θόλωσης. Η επίδραση της  $SSA$  εξαρτάται σημαντικά και από το μήκος κύματος και για το λόγο αυτό χρησιμοποιούνται, ως παραδείγματα τα  $\lambda=440$  nm και  $\lambda=870$  nm. Είναι εμφανές ότι η επίδραση της  $SSA$  γίνεται σημαντική στα μικρά  $\lambda$  και κάτω από υψηλές συνθήκες θόλωσης. Συνεπώς, κάτω από θολές συνθήκες μια μικρή μεταβολή στην  $SSA$  μπορεί να προκαλέσει σημαντικές αλλαγές στις τιμές του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Εξάλλου, οι Eck et al. (1998) αναφέρουν ότι σε περιπτώσεις μέτριας ή υψηλής θόλωσης η ηλιακή ακτινοβολία ήταν πολύ ευμετάβλητη από την απορρόφηση των σωματιδίων, άρα και από τις τιμές της  $SSA$ . Αντίθετα, στην περιοχή NIR, και κυρίως κάτω από πολύ καθαρές συνθήκες, πιθανές μεταβολές στην απορροφητική ικανότητα των σωματιδίων δεν επιφέρουν αντίστοιχες αλλαγές στο λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Τα αποτελέσματα αυτά επιβεβαιώνουν τα αντίστοιχα πειραματικά των Meloni et al. (2006), οι οποίοι αναφέρουν ότι σε καθαρές

συνθήκες οι μεταβολές στην SSA δεν επιφέρουν σχεδόν καμία επίδραση στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Αντίθετα, οι ίδιοι υπολόγισαν ότι για  $AOD_{500}=0,6$  αλλαγή στην SSA από 0,76 σε 0,94 προκαλεί μια αύξηση κατά 37% στον  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα 415,6 nm, ενώ στα 871 nm η αύξηση είναι πολύ μικρότερη.

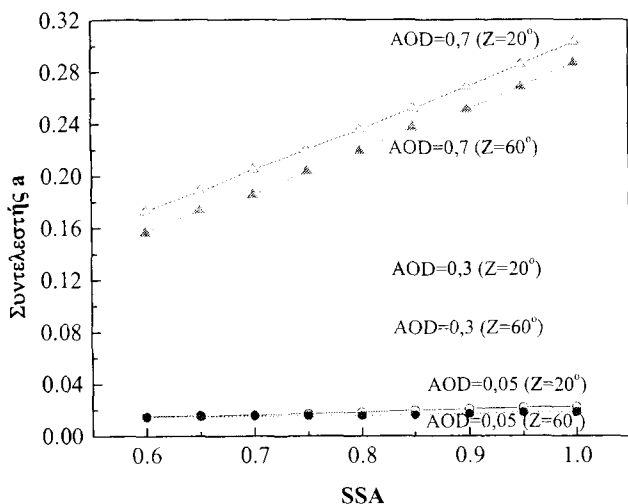
Όταν η SSA εκτιμάται άμεσα από σύγκριση μοντελοποιημένων και μετρούμενων τιμών του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  (Balis et al., 2004a; Bais et al., 2005; Meloni et al., 2006) απαιτείται μεγάλη προσοχή, ειδικά αν αυτές οι συγκρίσεις γίνουν κάτω από καθαρές συνθήκες, καθώς μια μικρή ανακρίβεια στα μοντέλα μπορεί να οδηγήσει σε σημαντικά σφάλματα των τιμών της SSA, ειδικά στα μεγάλα λ. Η ακρίβεια έμμεσου υπολογισμού της SSA εξαρτάται από το AOD, τη ζενίθια γωνία και την τιμή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Οι Balis et al. (2004a) αναφέρουν μικρότερα σφάλματα στην SSA για μεγάλα AOD και Z, τα οποία βρίσκονται σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του μοντέλου. Επίσης, οι Bergstrom et al. (2003) αναφέρουν μικρότερα σφάλματα στον έμμεσο υπολογισμό της SSA κάτω από θολές συνθήκες.



Σχήμα 5.2.14. Συσχέτιση των τιμών του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με την SSA για  $Z=20^\circ$  και διαφορετικά επίπεδα θόλωσης.

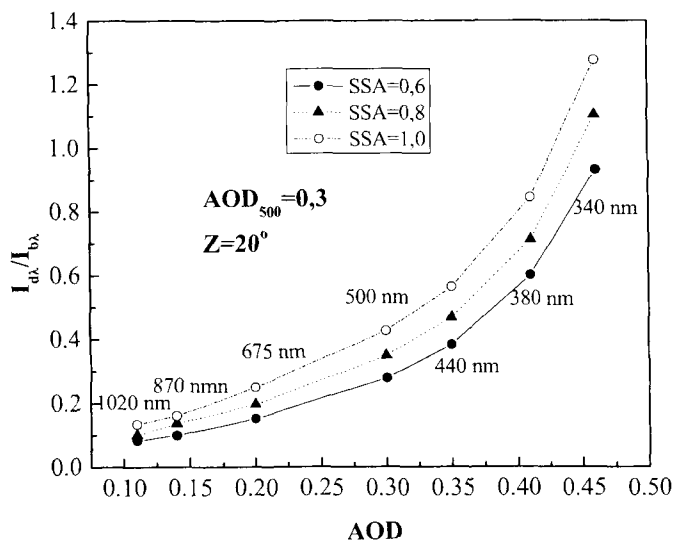
Από το Σχ. 5.2.12 συμπεραίνεται ότι η SSA επηρεάζει σημαντικά τις τιμές του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με αποτέλεσμα να επηρεάζει και τις αντίστοιχες του a. Συνεπώς, εκτός από τη Z και την ατμοσφαιρική θόλωση, οι συντελεστές a και b εξαρτώνται και από τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Καθώς οι αυξημένες τιμές της SSA προκαλούν αύξηση των τιμών του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ , και η συσχέτιση μεταξύ  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  και a είναι γραμμική (Σχ. 5.2.5), συμπεραίνεται ότι παρόμοιας μορφής θα είναι και η συσχέτιση μεταξύ a και SSA, η οποία δίδεται στο Σχ. 5.2.15 για διάφορες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Είναι εμφανές ότι η συσχέτιση των 2 μεγεθών γίνεται εντονότερη κάτω από συνθήκες έντονης θόλωσης, καθώς ακολουθεί τη συσχέτιση SSA και  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Αντίθετα, δεν βρέθηκε σημαντική συσχέτιση μεταξύ της SSA και του συντελεστή b ή του A της πολυωνυμικής εξίσωσης και για το λόγο αυτό δεν παρουσιάζονται. Συνεπώς η φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ , καθώς και η καμπυλότητα του  $\ln(I_{d\lambda}/I_{b\lambda})$  με το  $\ln\lambda$ , δεν επηρεάζονται σημαντικά από τις τιμές της SSA.





Σχήμα 5.2.15. Συσχέτιση της SSA με το συντελεστή  $a$  για διαφορετικά επίπεδα θόλωσης.

Στην παράγραφο 5.2.3 μελετήθηκε η εξάρτηση της συσχέτισης του λόγου  $I_{dl}/I_{bl}$  με το φασματικό AOD ως προς τις συνθήκες θόλωσης της ατμόσφαιρας. Η συσχέτιση των δύο αυτών μεγεθών επηρεάζεται σημαντικά από τις τιμές της SSA, ακόμα και για σταθερή  $Z$  και ίδιο ποσό αερολυμάτων. Η φασματική μεταβολή για 3 διαφορετικές τιμές της SSA φαίνεται στο Σχ. 5.2.16, όπου το ποσό των αερολυμάτων είναι σταθερό ( $AOD_{500}=0,3$ ) και η  $Z=20^\circ$ . Από το Σχήμα διαπιστώνεται ότι τα πιο απορροφητικά αερολύματα προκαλούν μικρότερες τιμές στο  $I_{dl}/I_{bl}$  μεταβάλλοντας επίσης και τη φασματική του μεταβολή. Όσο το  $\lambda$  αυξάνει, η επίδραση της SSA μειώνεται, συμπεράσμα το οποίο βρίσκεται σε συμφωνία με τα όσα συζητήθηκαν για το Σχ. 5.2.12.



Σχήμα 5.2.16. Φασματική μεταβολή του  $I_{dl}/I_{bl}$  με το AOD σε επιλεγμένα μήκη κύματος για διάφορες τιμές της SSA.

Χρησιμοποιώντας παρόμοιο γράφημα οι Meloni et al. (2006) διαχώρισαν τα πιο απορροφητικά αερολύματα των δασικών πυρκαγιών που έφταναν στη νήσο Lampedusa από τους άλλους τύπους αερολυμάτων, ενώ ανέφεραν μια μείωση της τάξης του 23% στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα 415,6 nm για  $AOD_{415,6}=0,4$ . Με τη χρήση του μοντέλου SMARTS διαπιστώθηκε ότι αν το AOD αυξηθεί τότε αυξάνονται και οι αποστάσεις μεταξύ των καμπυλών στο Σχ. 5.2.16 γεγονός που επισημαίνεται και στους Meloni et al. (2006), καθώς αυτοί προχώρησαν στη διάκριση του τύπου των σωματιδίων μόνο για συνθήκες έντονης θόλωσης.

Οι τιμές των c και d στη σχέση  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = c \exp(dAOD_{\lambda})$  εκτός από την έντονη εξάρτησή τους από τη θόλωση και τη ζενίθια γωνία παρουσιάζουν εξάρτηση και από τις τιμές της SSA. Οι διαφορετικές τιμές των c και d για διάφορες τιμές της SSA και επίπεδα θόλωσης καταχωρούνται στον Πίνακα 5.2.2. Από τον Πίνακα αυτό παρατηρείται ότι οι τιμές του c επηρεάζονται κυρίως από τη θόλωση, ενώ μια σχεδόν γραμμική αύξηση αυτών βρέθηκε και με την SSA. Αντίθετα, οι τιμές του d δείχνουν να μένουν σχεδόν ανεπηρέαστες από την SSA, γεγονός που ήταν φανερό και στο Σχ. 5.2.11, όπου τα μοντέλα UR και CO κατέληγαν σε παρόμοιες τιμές του d για καθορισμένο AOD παρόλο που οι τιμές της SSA διέφεραν σημαντικά.

**Πίνακας 5.2.2.** Τιμές των συντελεστών c και d για διαφορετικές SSA και διαφορετικά επίπεδα θόλωσης. Η τιμή της Z είναι σταθερή (20°).

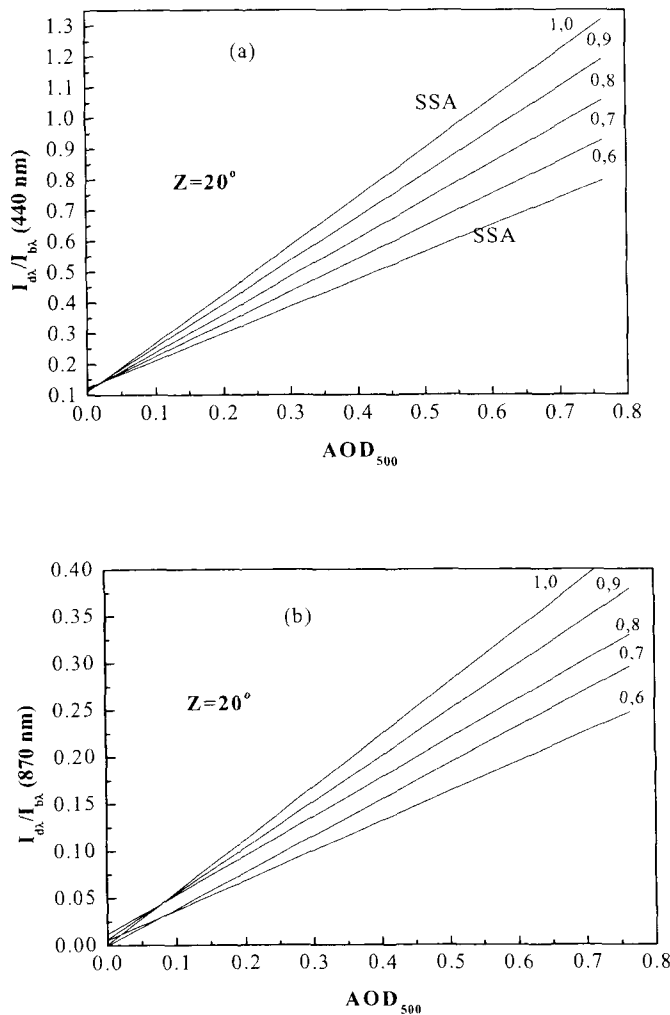
SSA	AOD <sub>500</sub> =0,05		AOD <sub>500</sub> =0,3		AOD <sub>500</sub> =0,7	
	c	d	c	d	c	d
0,6	0,0066	55,37	0,0385	6,7488	0,0911	2,6553
0,65	0,0067	55,58	0,0411	6,7003	0,1003	2,6279
0,7	0,0066	55,959	0,0418	6,8021	0,1131	2,5644
0,75	0,0086	52,106	0,0487	6,5312	0,1224	2,5447
0,8	0,0085	52,607	0,0513	6,5004	0,1306	2,5468
0,85	0,0085	52,607	0,0568	6,3653	0,1374	2,5571
0,9	0,012	47,852	0,0591	6,3903	0,1468	2,5342
0,95	0,0125	47,493	0,0614	6,4014	0,1597	2,5002
1	0,0126	47,676	0,0674	6,2444	0,1707	2,4762

Οι αβεβαιότητες που αναφέρθηκαν πριν όσον αφορά το λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  για διαφορετικές τιμές SSA αναδεικνύουν ότι η απορροφητική ικανότητα των αερολυμάτων αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα στις μελέτες της ηλιακής ακτινοβολίας. Περισσότερο απορροφητικά αερολύματα μειώνουν το ποσό της ακτινοβολίας στο έδαφος. Η συσχέτιση μεταξύ  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  και AOD για διαφορετικές τιμές της SSA δίδεται στα Σχ. 5.2.17α, β για  $\lambda=440$  nm και  $\lambda=870$  nm, αντίστοιχα. Όπως αναμενόταν, η επίδραση της SSA είναι πιο ισχυρή για περιπτώσεις υψηλής θόλωσης. Συνεπώς, μεταβολή της SSA κατά 0,1 προκαλεί μεταβολή στον  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  κατά 0,04 στα 440 nm για  $AOD_{500}=0,3$  και κατά 0,12 για  $AOD_{500}=0,7$ . Στα 870 nm οι αντίστοιχες μεταβολές είναι κατά πολύ μικρότερες, 0,01 και 0,05 για  $AOD_{500}=0,3$  και  $AOD_{500}=0,7$ , αντίστοιχα. Από τα δύο Σχήματα διαφαίνεται μια καλή γραμμική μεταβολή, η κλίση της οποίας συσχετίζεται με τη SSA. Συνεπώς, γραμμικές συναρτήσεις μπορούν να συσχετίσουν το λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το  $AOD_{500}$  χρησιμοποιώντας την SSA ως μεταβλητή. Οι συναρτήσεις που προκύπτουν για  $Z=20^\circ$  είναι:

$$I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = (1,75 \text{ SSA} - 0,17) \text{ AOD}_{500} + 0,12, \text{ για } \lambda=440 \text{ nm} \quad (5.2.1)$$

$$I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = (0,58 \text{ SSA} - 0,03) \text{ AOD}_{500} + 0,005, \text{ για } \lambda=870 \text{ nm} \quad (5.2.2)$$

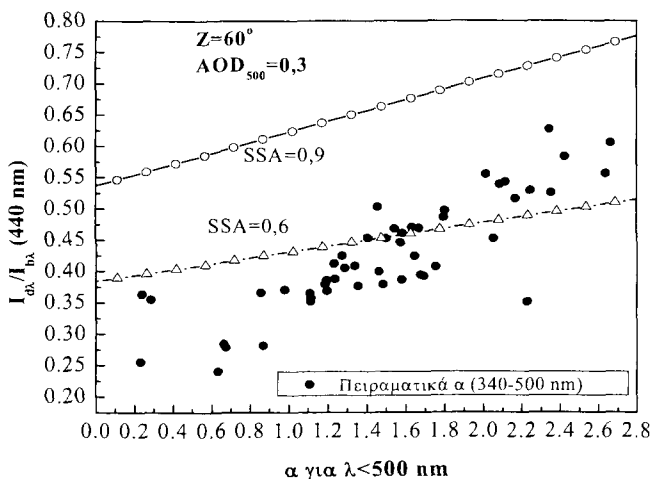
Οι μεταβολές μεταξύ αυτών των μεταβλητών, όπως υπολογίσθηκαν με τη χρήση του μοντέλου SMARTS, επιβεβαιώνουν τα αποτελέσματα των Meloni et al. (2006). Αυτοί διαπίστωσαν ότι οι μεταβολές στην SSA ακολουθούν μια γραμμική σχέση με το AOD, υπολογίζοντας μια διαφορά  $-0,02$  στα  $415,6 \text{ nm}$  και  $868,7 \text{ nm}$  για μια αύξηση  $3\%$  στο AOD διατηρώντας σταθερό το λόγο  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Επίσης, αναφέρουν ότι μια αύξηση  $3\%$  στον  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  προκαλεί μεταβολή  $0,02$  στην SSA στα  $415,6 \text{ nm}$  και  $868,7 \text{ nm}$ , ενώ για αύξηση  $5\%$  οι μεταβολές είναι μεγαλύτερες,  $0,03-0,04$ , διατηρώντας το AOD σταθερό.



**Σχήμα 5.2.17.** Συσχέτιση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  με το  $\text{AOD}_{500}$  για διάφορες τιμές της SSA, (α) στα  $440 \text{ nm}$ , και (β) στα  $870 \text{ nm}$ .

Ο συντελεστής  $a$  του Ångström παίζει ένα πολύ σημαντικό ρόλο στις ατμοσφαιρικές διαδικασίες της σκέδασης, καθώς καθορίζει τη φασματική εξάρτηση του AOD, το μέγεθος των σωματιδίων, όπως επίσης και τις σκεδαστικές τους ικανότητες. Η σημαντική

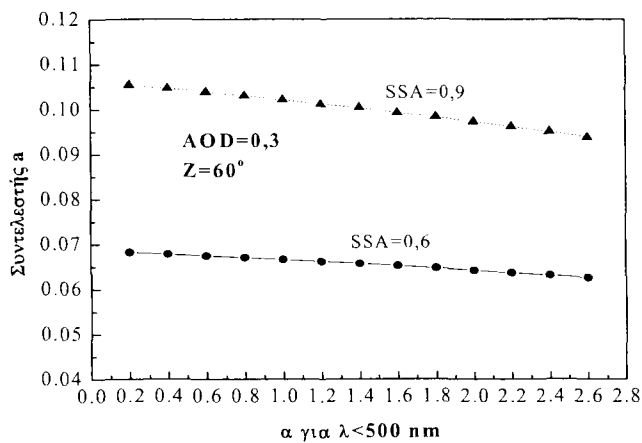
επίδραση αυτού στη φασματική μεταβολή του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  παρουσιάστηκε στο Σχ. 5.2.13. Διαπιστώνεται ότι το μέγεθος των σωματιδίων επηρεάζει τις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  ακόμα και όταν η ζενίθια γωνία και τα επίπεδα θόλωσης παραμένουν σταθερά. Η συσχέτιση του  $\alpha_1$  με τις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα 440 nm παρουσιάζεται στο Σχ. 5.2.18 για  $Z=60^\circ$ ,  $AOD=0,3$  και για δύο τιμές της SSA. Οι μεταβολές στις τιμές του  $\alpha_1$  στα μικρά μήκη κύματος είναι ενδεικτικές των μεταβολών των διαστάσεων των μικρών κυρίως σωματιδίων. Εξάλλου, όπως αναφέρεται στους Reid et al. (1999), στα μεγάλα  $\lambda$ , μεταβολές στο  $\alpha$  προερχόμενες από μεταβολές στο μέγεθος των μεγάλων σωματιδίων είναι περίπου ίσες με αυτές που προέρχονται από μεταβολές στο μέγεθος των μικρών σωματιδίων. Αντίθετα, στα μικρά  $\lambda$  μεταβολές στο  $\alpha$ , που προκαλούνται από τα μεγάλα σωματίδια, είναι περίπου το 1/3 των αντίστοιχων που προκαλούνται από τα μικρά. Από το Σχ. 5.2.18 είναι εμφανές ότι αυξημένο ποσοστό μικρών σωματιδίων προκαλεί μεγαλύτερες τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  όχι μόνο στα 440 nm που εξετάζονται, αλλά και σε κάθε  $\lambda < 500$  nm. Όμως, η επίδραση του  $\alpha_1$  στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  δεν είναι τόσο ισχυρή όσο η αντίστοιχη της SSA. Συνεπώς, η απορροφητική ικανότητα των σωματιδίων παίζει σημαντικότερο ρόλο από ό,τι το μέγεθός τους στις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Παρόλα αυτά, η επίδραση του  $\alpha_1$  είναι πιο έντονη με την παρουσία αερολυμάτων σχετικά υψηλής σκεδαστικής ικανότητας ( $SSA=0,9$ ), καθώς αύξηση του  $\alpha_1$  από 0,2 στο 2,6 προκαλεί αύξηση στον  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  κατά 0,21, ενώ για  $SSA=0,6$  η αύξηση είναι περίπου η μισή, 0,11. Στο Σχ. 5.2.18 παρατίθενται και οι πειραματικές τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα 440 nm για  $\alpha$  υπολογισμένο στην περιοχή 340-500 nm. Παρόλη τη σημαντική διασπορά των σημείων λόγω της ταυτόχρονης δράσης της  $Z$  και της θόλωσης διακρίνεται μια τάση αύξησης του λόγου για μεγάλες τιμές του  $\alpha_{340-500}$ .



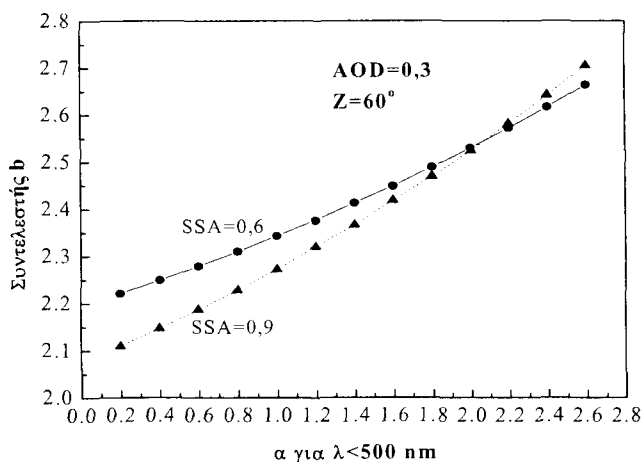
**Σχήμα 5.2.18.** Συσχέτιση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα 440 nm με το  $\alpha_1$  μέσω των εκτιμήσεων του SMARTS για δύο τιμές της SSA. Η ζενίθια γωνία και η θόλωση διατηρήθηκαν σταθερές ( $Z=60^\circ$  και  $AOD_{500}=0,3$ ). Τα πειραματικά δεδομένα πάρθηκαν στην Αθήνα κατά τη διάρκεια της καμπάνιας ICAROS-NET (20 Σεπτεμβρίου - 1 Οκτωβρίου 2002), ενώ το  $\alpha$  υπολογίστηκε στην περιοχή 340-500 nm.

Το μέγεθος των αερολυμάτων δεν επηρεάζει σημαντικά τις τιμές του συντελεστή  $\alpha$ , όπως φαίνεται στο Σχ. 5.2.19. Παρόλα αυτά, τα αποτελέσματα του μοντέλου δείχνουν μια τάση μείωσης των τιμών του  $\alpha$  με αντίστοιχη αύξηση του  $\alpha_1$ . Παρόμοια αρνητική συσχέτιση βρέθηκε και από τα πειραματικά δεδομένα όταν το  $\alpha$  καθοριζόταν στην

περιοχή 340-380 nm, ενώ στην περιοχή 340-870 nm καμία συσχέτιση μεταξύ των τιμών του  $\alpha_{340-870}$  και του  $a$  δεν βρέθηκε. Συνεπώς, η αυξημένη παρουσία μεγάλων σωματιδίων (μικρό  $\alpha_1$ ) οδηγεί σε μικρότερες τιμές του συντελεστή  $a$ , χωρίς όμως αυτή η επίδραση να είναι σημαντική, καθώς οι μεταβολές στις τιμές της SSA επηρεάζουν πολύ εντονότερα τον  $a$ . Αντίθετα, όπως είναι εμφανές από το Σχ. 5.2.13, αυξημένες τιμές του  $\alpha_1$  αυξάνουν σημαντικά τις τιμές του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  κυρίως στα μικρότερα μήκη κύματος προκαλώντας αντίστοιχη αύξηση στη φασματική μεταβολή καθώς και στο ρυθμό μείωσης του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ , ο οποίος εκφράζεται μέσω του συντελεστή  $b$ . Συνεπώς, η συσχέτιση μεταξύ του  $\alpha_1$  και του  $b$  αναδεικνύει μια εμφανή αυξητική τάση, η οποία διακρίνεται και στο Σχ. 5.2.20. Αντίστοιχη αύξηση του  $b$  με το  $\alpha$  καθορισμένο στα μικρά  $\lambda$  (340-380 nm) διαπιστώθηκε και από τη μελέτη των πειραματικών δεδομένων. Συνεπώς, η παρουσία μεγάλων σωματιδίων, τα οποία δεν είναι τόσο επιλεκτικοί σκεδαστές, οδηγούν σε μια πιο ομαλή φασματική μείωση του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$ . Σε αντίθεση με το Σχ. 5.2.19, είναι πλέον εμφανές ότι στις τιμές του  $b$  κυρίαρχο ρόλο παίζει το μέγεθος των σωματιδίων και όχι η τιμή της SSA.

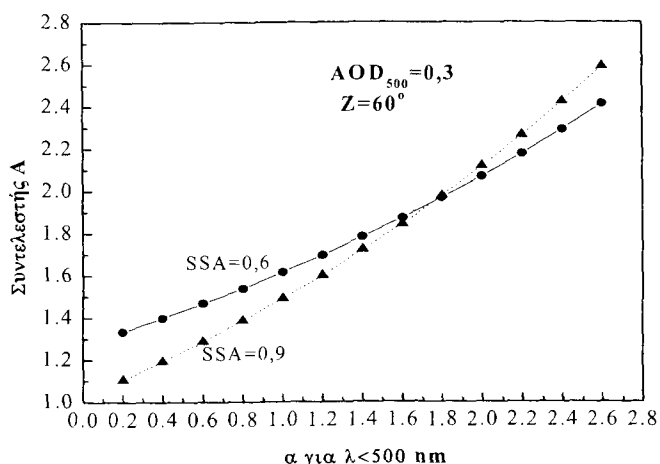


Σχήμα 5.2.19. Συσχέτιση του συντελεστή  $a$  με το  $\alpha_1$  για δύο τιμές της SSA.

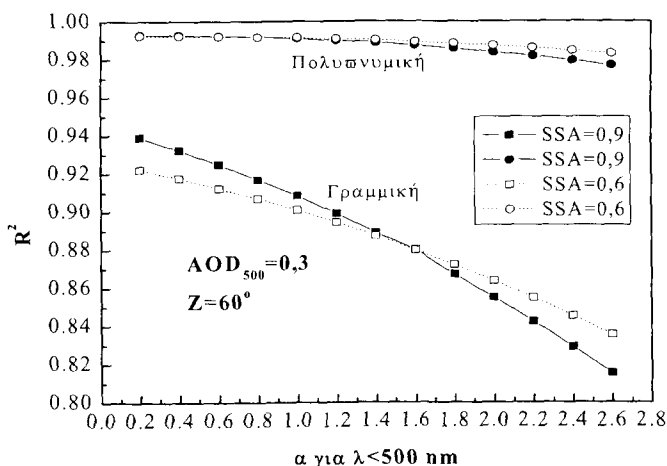


Σχήμα 5.2.20. Συσχέτιση του συντελεστή  $b$  με το  $\alpha_1$  για δύο τιμές της SSA.

Ομοίως με την SSA ο  $\alpha_1$  δεν επηρεάζει σημαντικά τις τιμές των συντελεστών  $c$  και  $d$  και, κατά συνέπεια, τη φασματική μεταβολή του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  συναρτήσεως του AOD. Αντίθετα, το μέγεθος των σωματιδίων επηρεάζει σημαντικά την ικανότητα προσαρμογής της εξίσωσης  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda} = a\lambda^{-b}$  στους φασματικούς λόγους  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  που εκτιμήθηκαν μέσω του SMARTS. Συνεπώς, μια αύξηση των τιμών του  $\alpha_1$  οδηγεί σε πιο απότομη κλίση του  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  στα μικρά  $\lambda$  και σε μη καλή προσαρμογή της εκθετικής εξίσωσης. Αυτό συνεπάγεται την ύπαρξη καμπυλότητας, η οποία καθορίζεται από το συντελεστή  $A$  όπως είδαμε προηγουμένως. Από το Σχ. 5.2.21 είναι εμφανές ότι η καμπυλότητα επηρεάζεται σημαντικά από τις τιμές του  $\alpha_1$ , αυξανόμενη με αυτές, ενώ η επίδραση της SSA στις τιμές του  $A$  δεν είναι σημαντική. Συνεπώς, η περιγραφή της φασματικής μεταβολής του  $\ln(I_{d\lambda}/I_{b\lambda})$  με το  $\ln\lambda$  από μια γραμμική εξίσωση δεν είναι ακριβής για μεγάλες τιμές του  $\alpha_1$ , καθώς ο συντελεστής συσχέτισης  $R^2$  μειώνεται δραματικά, Σχ. 5.2.22. Συνεπώς, η περιγραφή της φασματικής μεταβολής του λόγου  $I_{d\lambda}/I_{b\lambda}$  μέσω μιας απλής εκθετικής συνάρτησης είναι ικανοποιητική μόνο κάτω από ειδικές περιπτώσεις, επηρεαζόμενη άμεσα από τη θόλωση και τις σκεδαστικές ικανότητες των σωματιδίων.



Σχήμα 5.2.21. Συσχέτιση του συντελεστή  $A$  με το  $\alpha_1$  για 2 τιμές της SSA.



Σχήμα 5.2.22. Συσχέτιση των τιμών του  $R^2$  με το  $\alpha_1$  με εφαρμογή γραμμικής και πολυωνομικής προσαρμογής στη φασματική μεταβολή του  $\ln(I_{d\lambda}/I_{b\lambda})$  με το  $\ln\lambda$ .

## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΜΕΛΕΤΗ ΟΠΤΙΚΩΝ ΙΔΙΟΤΗΤΩΝ ΚΑΙ ΤΥΠΟΥ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΜΕ ΤΗ ΧΡΗΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΑΕΡΟΝΕΤ**

Στο Κεφάλαιο αυτό εξετάζονται οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων σε μια χρονική περίοδο περίπου 3 ετών, η οποία μας παρέχει τη δυνατότητα μελέτης της κλιματολογίας, των φυσικών και οπτικών τους ιδιοτήτων. Δίδεται, επίσης, η δυνατότητα διαχωρισμού των διαφόρων τύπων τους. Τα δεδομένα προέρχονται από το παγκόσμιο δίκτυο του AERONET και αφορούν επεξεργασμένα προϊόντα (τιμές οπτικών βαθών αερολυμάτων και κυματικού εκθέτη  $\alpha$ ) σε 4 τοποθεσίες, χαρακτηριστικές των βασικών τύπων αερολυμάτων (σωματίδια πυρκαγιών, βιομηχανικοί ρύποι, θαλάσσια σωματίδια και ερημική σκόνη). Το Κεφάλαιο διακρίνεται σε 3 μέρη. Στο πρώτο δίδεται ιδιαίτερη έμφαση στην κλιματολογία των αερολυμάτων και σύγκριση των τιμών με άλλες εργασίες της διεθνούς βιβλιογραφίας. Στο δεύτερο γίνεται εκτενής μελέτη της φασματικής εξάρτησης του AOD για τους διάφορους τύπους αερολυμάτων, καθώς, επίσης, επιχειρείται μια διάκριση των διαφόρων τύπων μέσω των τιμών AOD<sub>500</sub> και  $\alpha$ . Στο τρίτο σκέλος, υπεισέρχεται ο παράγοντας της καμπυλότητας στη φασματική μελέτη του AOD και του  $\alpha$ , ο οποίος μπορεί να αναδείξει πρόσθετες ιδιότητες των αερολυμάτων.

### **6.1 Μελέτη της κλιματολογίας των αερολυμάτων σε διαφορετικές περιοχές**

#### **6.1.1 Εισαγωγή**

Στην ενότητα αυτή περιγράφονται τα βασικά χαρακτηριστικά των αερολυμάτων σε 4 σταθμούς του AERONET βασιζόμενοι στη μελέτη της κλιματολογίας και της ετήσιας διακύμανσης των χαρακτηριστικών τους. Αρχικά πραγματοποιείται εκτενής περιγραφή των 4 θέσεων και τονίζονται οι λόγοι για τους οποίους επιλέχθηκαν. Ακολουθεί μια μελέτη της διαχρονικής εξέλιξης του AOD<sub>500</sub> και του  $\alpha$ , εποχικών και μηνιαίων κυμάνσεων, οι οποίες συσχετίζονται με φυσικά ή ανθρωπογενή αίτια (π.χ. δασικές πυρκαγιές, βιομηχανική δραστηριότητα, εκπομπές σκόνης κ.α.). Τέλος, τα αποτελέσματα (τιμές και κυμάνσεις) συγκρίνονται με αντίστοιχα της διεθνούς βιβλιογραφίας, τόσο στις ίδιες περιοχές, όσο και σε άλλες παρόμοιων χαρακτηριστικών. Η μελέτη αυτή πιστεύεται ότι βοηθά στον εμπλουτισμό της γνώσης της κλιματολογίας των αερολυμάτων (όσον αφορά τα οπτικά βάθη και τις τιμές του  $\alpha$ ), ενώ παράλληλα αποτελεί και μια γενική ανασκόπηση εργασιών που έχουν εκπονηθεί σε αυτό το αντικείμενο.

#### **6.1.2 Περιοχές μελέτης**

Τα δεδομένα των φασματικών AOD και  $\alpha$  αναφέρονται σε 4 τοποθεσίες, χαρακτηριστικές διαφορετικών ατμοσφαιρικών συνθηκών. Έτσι, συλλέχθηκαν δεδομένα του AERONET  $\alpha$ ) στην Alta Floresta (Βραζιλία), μια αγροτική περιοχή άμεσα επηρεαζόμενη από τις εποχικές πυρκαγιές του Αμαζονίου, β) την Ispra (Ιταλία), μια βιομηχανική περιοχή κοντά στο Μιλάνο, γ) το Nauyu, ένα μικρό νησί στον τροπικό Δυτικό Ειρηνικό, και δ) το Solar Village (Σαουδική Αραβία), μια ηπειρωτική περιοχή μακριά από βιομηχανίες ή πετρελαιοπηγές, άμεσα όμως επηρεαζόμενη από τα ερημικά αερολύματα της περιοχής.

Η θέση Alta Floresta βρίσκεται στην τροπική ζώνη του Αμαζονίου (9°S, 56°W). Η θέση αυτή επιλέχθηκε από το AERONET καθώς επηρεάζεται σημαντικά τόσο από τοπικές πυρκαγιές όσο και από αέριες μάζες που μεταφέρουν σωματίδια καπνού από άλλες περιοχές, ακόμα και 2500 km μακριά (Artaxo et al., 1994). Η περιοχή χαρακτηρίζεται από χαμηλή νεφοκάλυψη, ιδίως κατά τη ξηρή περίοδο Αυγούστου-Σεπτεμβρίου, στην οποία ανήκει και η πλειοψηφία των δεδομένων. Επιπλέον, σημαντικές μειώσεις στα ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας, λόγω έντονης απορρόφησής της από τα σωματίδια καπνού, οδηγεί σε θέρμανση της κατώτερης ατμόσφαιρας και πιθανή μείωση (λόγω εξάτμισης) της νεφοκάλυψης, φαινόμενο το οποίο αναφέρεται ως «ημι-άμεση» επίδραση των αερολυμάτων (Hansen et al., 1997). Οι δασικές πυρκαγιές στα τροπικά δάση και τις σαβάνες της Αμαζονίας δημιουργούν ένα πέπλο αχλύος πάνω από τις περιοχές αυτές κατά την περίοδο Αυγούστου-Σεπτεμβρίου, όπου παρουσιάζεται το μέγιστο των πυρκαγιών (Artaxo et al., 1994; Holben et al., 1996). Μετά το πέρας της περιόδου των πυρκαγιών διάφορες διαδικασίες, όπως συσσωμάτωση, μετατροπή των αερίων σε σωματίδια, ετερογενείς αντιδράσεις με τα υδροσταγονίδια της ομίχλης κ.α. επηρεάζουν την κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων οδηγώντας σε μείωση του κυματικού εκθέτη  $\alpha$  του Ångström (Reid et al., 1998). Συνεπώς, τα αερολύματα καπνού, αν και γενικά είναι μη υδροδιαλυτά σωματίδια, επηρεάζονται αρκετά από τις μετεωρολογικές και μη μεταβλητές (π.χ. συγκεντρώσεις καπνού, νεφοκάλυψη, ομίχλη, σχετική υγρασία), ενώ σημαντική αύξηση στο μέγεθός τους μπορεί να επέλθει σε χρονικές κλίμακες από λίγες ώρες μέχρι αρκετές ημέρες (Reid et al., 1998).

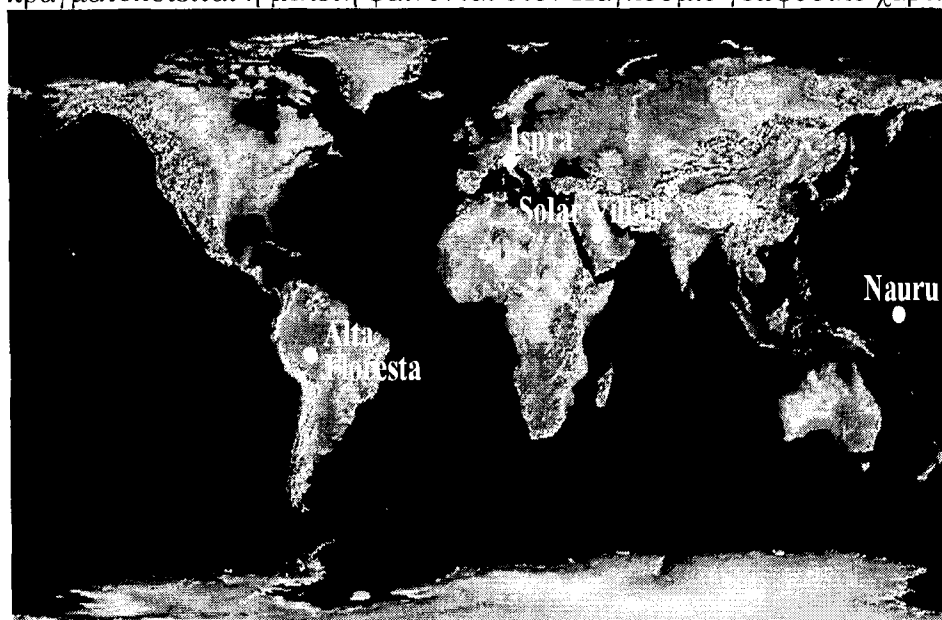
Η βιομηχανική περιοχή της Ispra (45°N, 8°E) χαρακτηρίζεται από ηπειρωτικό κλίμα, με αρκετές βροχοπτώσεις κατά τη χειμερινή περίοδο. Ο κυρίαρχος τύπος αερολύματος είναι οι αστικοί και βιομηχανικοί ρύποι, ενώ η περιοχή επηρεάζεται από συχνές εκπομπές σκόνης από τη Σαχάρα, κυρίως την άνοιξη και το καλοκαίρι (Barnaba and Gobbi, 2004). Τα τελευταία χρόνια η μελέτη των αερολυμάτων πάνω από αστικές-βιομηχανικές περιοχές έχει αποκτήσει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω των υψηλών συγκεντρώσεων των αερίων ρυπαντών, οι οποίοι επηρεάζουν όχι μόνο το τοπικό αλλά και το ευρύτερο κλίμα λόγω της μεταφοράς τους σε μακρινές αποστάσεις. Προηγούμενες εργασίες, που έχουν εκπονηθεί για την Ispra, αναφέρονται στην εποχική διακύμανση του AOD (Hauser et al., 2005), τόσο από επίγεια (AERONET) όσο και από δορυφορικά δεδομένα (MODIS, AVHRR), όπως, επίσης, και στην ημερήσια μεταβολή του φορτίου των αερολυμάτων (Smirnov et al., 2002c). Η αύξηση της ρύπανσης εξαιτίας της ραγδαίας αύξησης του πληθυσμού και των βιομηχανικών δραστηριοτήτων επηρεάζει τις κλιματικές συνθήκες των μεγαλουπόλεων έχοντας ως άμεσο αποτέλεσμα την αυξημένη ομίχλη ιδίως σε συνθήκες υψηλής σχετικής υγρασίας, η οποία μειώνει δραστικά την ορατότητα (Janjai et al., 2003). Επίσης, η αυξημένη ρύπανση συνδέεται άμεσα με τη νεφοκάλυψη και τη βροχόπτωση. Η χημική σύσταση των αερολυμάτων στις αστικές περιοχές διαφέρει σημαντικά από εκείνη των αγροτικών, με κυριότερες διαφορές τις πολύ υψηλές συγκεντρώσεις καπνού, θειούχων και αζωτούχων ενώσεων και βαρέων μετάλλων (Latha and Badarinath, 2005a).

Το νησί Nauru (0°S 166°E) βρίσκεται στον τροπικό Ωκεανό, μόλις 40 km Νότια του Ισημερινού. Είναι πολύ μικρό, έκτασης μόνο 25 km<sup>2</sup>, ενώ η πλησιέστερη στεριά απέχει περίπου 300 km. Συνεπώς, πρόκειται για μια τοποθεσία μακριά από ανθρωπογενείς ή φυσικές (εκτός των θαλάσσιων σωματιδίων) πηγές αερολυμάτων, η οποία εμφανίζει συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας υποβάθρου. Αυτός είναι και ο



κυριότερος λόγος για τον οποίο επιλέχθηκε, καθώς άλλες θαλάσσιες περιοχές του Ατλαντικού, του Ινδικού ή των κλειστών θαλασσών (π.χ. Μεσόγειος) επηρεάζονται σημαντικά από ηπειρωτικές πηγές και ερημική σκόνη (Smirnov et al., 2002b; Pace et al., 2006). Προηγούμενες μελέτες με τα δεδομένα του AERONET έχουν εκπονηθεί στο Nauru από τους Smirnov et al. (2002b,c, 2003).

Η τοποθεσία Solar Village (24°N 46°E) βρίσκεται στο κέντρο της Αραβικής χερσονήσου αρκετά μακριά από τον Περσικό κόλπο και την Ερυθρά Θάλασσα. Η κλιματολογία της Αραβικής χερσονήσου παρουσιάζει σημαντικές εποχικές διαφορές, οι οποίες μπορούν να καταταγούν ως εξής: νοτιοδυτικοί μουσώνες (Ιούνιος-Σεπτέμβριος), φθινοπωρινή μεταβατική περίοδος (Οκτώβριος-Νοέμβριος), βορειοδυτικοί μουσώνες (Δεκέμβριος-Μάρτιος), και εαρινή μεταβατική περίοδος (Απρίλιος-Μάιος). Κατά τη διάρκεια των βορειοδυτικών μουσώνων, βόρειοι άνεμοι πνέουν σε ολόκληρη την Αραβική χερσόνησο, μεταφέροντας ποσά σκόνης από τις ερήμους, τα οποία εντείνονται κατά την περίοδο Απριλίου-Μαΐου, όπου παρατηρούνται οι μέγιστες συγκεντρώσεις αερολυμάτων. Ενώ έχουν εκπονηθεί αρκετές μελέτες για τις ερήμους της Σαχάρας και Γκόμπι, λίγες αναφέρονται στην Αραβική χερσόνησο, παρ' όλο που αποτελεί μια σημαντική πηγή ερημικών αερολυμάτων. Πρόσφατη έρευνα των Smirnov et al. (2002a) αναφέρεται στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων του Περσικού κόλπου (Μπαχρέιν), ενώ χαρακτηριστικά αυτών αναφέρονται και από τους Otterman et al. (1982) μέσω δορυφορικών παρατηρήσεων (Landsat). Ανάλογη έρευνα των Hobbs and Radke (1992) εστιάσθηκε στη μελέτη των αερολυμάτων από τις πυρκαγιές των πετρελαιοπηγών του Κουβέιτ κατά τη διάρκεια του πολέμου του κόλπου το 1991. Συνεπώς, η μελέτη των ερημικών αερολυμάτων σε αυτή την περιοχή δεν είναι ιδιαίτερα εκτενής και το γεγονός αυτό αποτέλεσε σημαντικό κριτήριο για την επιλογή του Solar Village. Παρόλα αυτά, οι Smirnov et al. (2002c) μελέτησαν εκτενώς την ημερήσια κύμανση του AOD στο Solar Village με τη χρήση των δεδομένων του AERONET. Οι 4 τοποθεσίες στις οποίες πραγματοποιείται η μελέτη φαίνονται στον Παγκόσμιο γεωφυσικό χάρτη της Εικ. 6.1.1.



Εικόνα 6.1.1. Παγκόσμιος γεωφυσικός χάρτης όπου σημειώνονται οι 4 θέσεις των μετρήσεων.

### 6.1.3 Συλλογή των δεδομένων

Η συνολική περίοδος των μετρήσεων σε κάθε σταθμό, των πλήθους των δεδομένων και η κατάταξή τους σε κάθε εποχή καταχωρούνται στον Πίνακα 6.1.1.

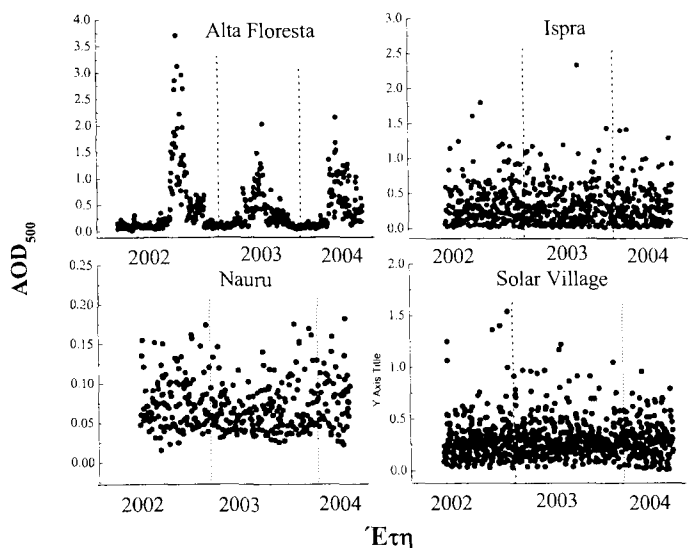
*Πίνακας 6.1.1: Περίοδος μετρήσεων και συνολικά δεδομένα σε κάθε τοποθεσία.*

Τοποθεσία	Περίοδος μετρήσεων	Ολικά δεδομένα	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
Alta Floresta	Ιαν 02-Δεκ 04	561	90 (16%)	124 (22%)	181 (32%)	166 (30%)
Ispra	Ιαν 02-Μαρ 04	653	148 (23%)	165 (25%)	217 (33%)	123 (19%)
Nauru	Μαρ 02-Μια 04	363	78 (21%)	131 (36%)	79 (22%)	75 (21%)
Solar Village	Ιαν 02-Αυγ 04	792	169 (21%)	242 (31%)	209 (26%)	172 (22%)

Η πλειοψηφία των δεδομένων βρίσκεται στο Solar Village, πιθανότατα λόγω των πιο σταθερών και ανέφελων μετεωρολογικών συνθηκών, οι οποίες επιτρέπουν ανεμπόδιστες φασματικές μετρήσεις καθ' όλη την περίοδο του έτους. Αν και γίνεται φιλτράρισμα των δεδομένων από επιδράσεις των ανώτερων νεφών, η παρουσία χαμηλών νεφών δεν επιτρέπει τη συλλογή δεδομένων. Έτσι, οι φασματικές μετρήσεις είναι περιορισμένες κατά τη χειμερινή περίοδο στην Alta Floresta και την Ispra λόγω των νεφοσκεπών συνθηκών. Σημαντικά προβλήματα στις μετρήσεις υπάρχουν στο Nauru, όπου η αυξημένη σχετική υγρασία σε συνδυασμό με τα σωματίδια θαλάσσιου άλατος είναι υπεύθυνα για τη γρήγορη καταστροφή του υλικού των φίλτρων του οργάνου (Smithson et al., 2003). Για το λόγο αυτό τα διαθέσιμα δεδομένα στο Nauru είναι αρκετά λιγότερα από τα αντίστοιχα των άλλων τοποθεσιών. Παρόλα αυτά, ο αριθμός των δεδομένων σε κάθε σταθμό θεωρείται ικανοποιητικός ώστε να επιτρέπει μια εκτενή μελέτη όσον αφορά στην κλιματολογία, τις οπτικές ιδιότητες και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του κάθε τύπου αερολύματος.

### 6.1.4 Ετήσια διακύμανση του AOD<sub>500</sub> και του α<sub>440-870</sub>

Η ανάλυση από μετρήσεις άμεσης φασματικής ακτινοβολίας χαρακτηρίζει τα οπτικά βάθη σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη, δηλαδή από το έδαφος μέχρι την κορυφή της ατμόσφαιρας. Στην παράγραφο αυτή μελετάται η διαχρονική μεταβλητότητα των μέσων ημερήσιων τιμών των AOD<sub>500</sub> και α ώστε να διαπιστωθεί η κλιματολογία των αερολυμάτων σε κάθε θέση. Στο Σχ. 6.1.1 παρίσταται η μεταβλητότητα αυτή σε ολόκληρη την περίοδο της μελέτης για το AOD<sub>500</sub>. Μεγάλες ημερήσιες, εποχικές ή ετήσιες διακυμάνσεις αναδεικνύουν τη μεταβλητότητα των πηγών παραγωγής των αερολυμάτων (δασικές πυρκαγιές στην Alta Floresta, ανθρώπινες δραστηριότητες στην Ispra, εκπομπές σκόνης στο Solar Village, επιδράσεις ανέμου και μεγάλης κλίμακας μεταφοράς αερίων μαζών στο Nauru).



Σχήμα 6.1.1. Διαχρονική εξέλιξη του  $AOD_{500}$  καθ' όλη την περίοδο μελέτης σε κάθε τοποθεσία.

Η ημερήσια μεταβλητότητα του  $AOD_{500}$  είναι πολύ μικρή στην Alta Floresta καθ' όλο το έτος, εκτός από τις περιόδους των πυρκαγιών, όπου τα  $AOD_{500}$  παρουσιάζουν μεγάλες τιμές και μεγάλη μεταβλητότητα. Η τελευταία οφείλεται στις διαφορετικές αέρια μάζες που φθάνουν στη θέση αυτή μεταφέροντας άλλοτε καπνό από καιγόμενες περιοχές και άλλοτε πιο καθαρές αέρια μάζες (Remer et al., 1998). Στις περιόδους μη πυρκαγιών τα  $AOD_{500}$  είναι πολύ μικρά αντιστοιχώντας σε συνθήκες καθαρού ηπειρωτικού περιβάλλοντος. Παρόμοιες τιμές  $AOD_{498}$ , κυμαινόμενες στην περιοχή 0,5-4 αναφέρονται από τους Reid et al. (1999) στην Alta Floresta κατά τη διάρκεια της εκστρατείας SCAR-B. Τα μεγαλύτερα  $AOD_{500}$  παρουσιάζονται το 2002 (πιο έντονες και εκτεταμένες πυρκαγιές) με μέση ετήσια τιμή 0,44. Το μέσο ετήσιο  $AOD_{500}$  είναι αρκετά μικρότερο το 2003 (~0,29), ενώ αυξάνει ξανά το 2004 φθάνοντας το 0,37.

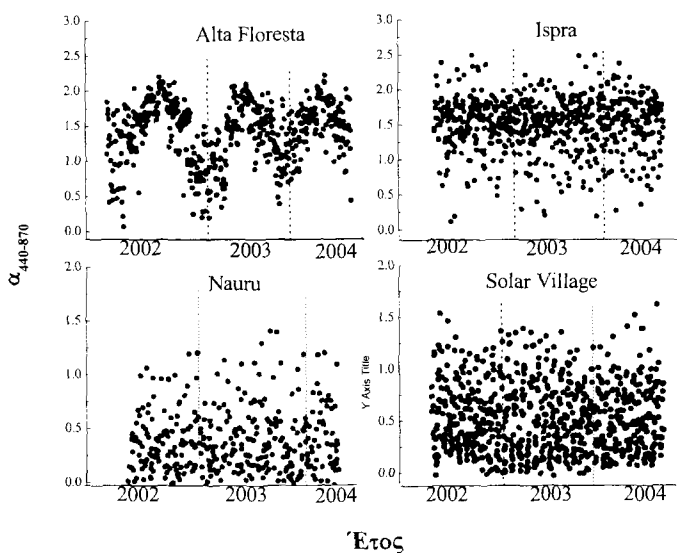
Στην Ispra οι ημερήσιες τιμές των  $AOD_{500}$  παρουσιάζουν μεγαλύτερες διακυμάνσεις, οι οποίες οφείλονται τόσο στη μεταβλητότητα των πηγών εκπομπής όσο και των μετεωρολογικών συνθηκών (ένταση ανέμου, σχετική υγρασία, βροχόπτωση) που άλλοτε ευνοούν και άλλοτε όχι τη συσσώρευση των ρύπων πάνω από την αστική περιοχή του Μιλάνου. Ο άνεμος στις αστικές περιοχές δρα ανασταλτικά στη ρύπανση, επιτρέποντας πιο γρήγορη ανάμειξη και απομάκρυνση των ρύπων (Chazette, 2003). Επίσης, η μεγάλη ημερήσια μεταβλητότητα στην Ispra παρουσιάζεται σε όλες τις εποχές σε αντίθεση με αυτήν της Alta Floresta. Τα μέσα ετήσια  $AOD_{500}$  παρουσιάζουν μικρή μεταβλητότητα, κυμαινόμενα από 0,31 το 2004 έως ~0,35 το 2002 και 2003.

Όσον αφορά το Nauru και το Solar Village η ημερήσια μεταβλητότητα των  $AOD_{500}$  είναι πιο μικρή καθώς μεγάλα  $AOD_{500}$  παρουσιάζονται μόνο σε ειδικές συνθήκες (έντονη εκπομπή σκόνης ή μεταφορά ρυπασμένων αερίων μαζών). Στο Nauru η ημερήσια μεταβλητότητα οφείλεται κυρίως στο πεδίο των ανέμων και τη μεγάλης κλίμακας μεταφορά αερίων μαζών. Εξάλλου, η ατμόσφαιρα του τροπικού Ειρηνικού είναι πολύ πιο καθαρή από τις αντίστοιχες του Ατλαντικού ή των κλειστών θαλασσών, όπως η Μεσόγειος (Smirnov et al., 2002b; Antoine and Nobileau, 2006). Επίσης, η μεταβλητότητα των αερολυμάτων στον τροπικό Ειρηνικό είναι πολύ μικρότερη από ότι

στο Βόρειο Ειρηνικό (Χαβάη), ο οποίος επηρεάζεται από εκπομπές βιομηχανικών και ερημικών αερολυμάτων από την Κίνα (Eck et al., 2005; Ogunjobi et al., 2004) ή πολύ περισσότερο στον Ατλαντικό, ο οποίος επηρεάζεται έντονα από μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα, ή από αερολύματα πυρκαγιών από την Αμαζονία και τη Νότια Αφρική. Οι μέσες ετήσιες τιμές των AOD<sub>500</sub> στο Nauru είναι πολύ κοντά σε αντίστοιχες προηγούμενων μελετών (Clarke and Porter, 1994; Masuda et al., 1999). Εκτενής παρουσίαση τιμών οπτικών βαθών πάνω από θαλάσσιες περιοχές δίδεται στους Smirnov et al. (2002b). Τα μέσα ετήσια AOD<sub>500</sub> στο Nauru είναι ~0,083 το 2002 και 2004, παρουσιάζοντας μια ελαφρώς μικρότερη τιμή το 2003. Η μέση τιμή 0,07 για ολόκληρη την περίοδο μελέτης είναι σε απόλυτη συμφωνία με την αντίστοιχη 0,08 που αναφέρεται από τους Smirnov et al. (2002b), γεγονός που αναδεικνύει τη σταθερότητα των ατμοσφαιρικών συνθηκών σε αυτή την περιοχή.

Τέλος, στο Solar Village, τα AOD<sub>500</sub> σπάνια υπερβαίνουν το 0,7, τιμή χαρακτηριστική έντονων επεισοδίων εκπομπής σκόνης. Καθώς η θέση αυτή είναι μακριά από έντονη βιομηχανική δραστηριότητα, οι ημερήσιες μεταβολές στο οπτικό βάθος προκαλούνται κυρίως από φυσικά αίτια (μεταφορά αερίων μαζών, αναστροφή θερμοκρασίας, ένταση ανέμου, βροχόπτωση κ.α.). Οι μέσες ετήσιες τιμές των AOD<sub>500</sub> είναι 0,28 το 2002 αυξανόμενες στο 0,35 και 0,37 το 2004 και 2003, αντίστοιχα.

Στο Σχ. 6.1.2 παρουσιάζεται η ημερήσια κύμανση των τιμών του  $\alpha_{440-870}$  για όλη την περίοδο μελέτης. Μεγάλες ημερήσιες κυμάνσεις είναι εμφανείς σε κάθε θέση και μόνο στην Alta Floresta μπορεί να διακριθεί μια σαφής ετήσια διακύμανση των μέσων ημερήσιων τιμών. Οι μεγάλες κυμάνσεις στις τιμές του  $\alpha$  οφείλονται στην έντονη ανάμειξη των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα, στις διαφορετικές πηγές εκπομπής τους και τις μετεωρολογικές συνθήκες που ευνοούν ή όχι αλλαγές στο μέγεθος και τη χημική τους σύσταση.



Σχήμα 6.1.2. Διαχρονική εξέλιξη του  $\alpha_{440-870}$  καθ' όλη την περίοδο μελέτης σε κάθε τοποθεσία.

Στην Alta Floresta η ετήσια κύμανση του  $\alpha_{440-870}$  παρουσιάζει μέγιστες τιμές κατά τις περιόδους των πυρκαγιών όπου πολύ μεγάλο ποσοστό μικρών αερολυμάτων καπνού διαχέεται στην ατμόσφαιρα. Κατά την περίοδο αυτή έντονες είναι και οι διακυμάνσεις

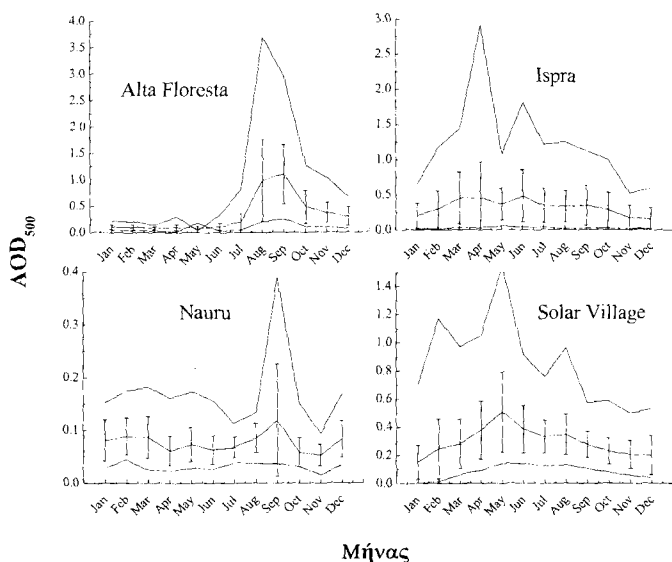
στις τιμές του  $\alpha$ . Αυτές προκαλούνται από το διαφορετικό μέγεθος των σωματιδίων που οφείλεται στις διαφορετικές συνθήκες καύσης, τον τύπο και την υγρασία του καυσίμου στις διαδικασίες ανάμειξης (συσσωμάτωση) και τις επιδράσεις της σχετικής υγρασίας (Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b, 2003). Οι Eck et al. (1998) αναφέρουν πολύ μεγάλες τιμές του  $\alpha$  (1,8-2,0) κατά τις περιόδους των δασοπυρκαγιών στην Αμαζονία, οι οποίες τιμές συμφωνούν με τις παρούσες. Επίσης, οι Reid et al. (1998) αναφέρουν τιμές του  $\alpha$  στη Βραζιλία από 0,5-2,5 ανάλογα με το χρόνο παραμονής των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα (νέος ή καλά αναμεμειγμένος καπνός). Η μικρότερη μέση ετήσια τιμή του  $\alpha_{440-870}$  είναι 1,32 το 2003, ενώ το 2002 και 2004 οι μέσες τιμές είναι 1,49 και 1,50, αντίστοιχα.

Στην *Ipsra* η κατάσταση είναι πιο περίπλοκη καθώς δεν διαφαίνεται ξεκάθαρα μια ετήσια κύμανση των ημερήσιων τιμών του  $\alpha$ . Η ανάμειξη των αερολυμάτων μέσα στην αστική περιοχή είναι ιδιαίτερα γρήγορη καθώς τα σωματίδια αυτά είναι από τη φύση τους υγροσκοπικά και αποτελούνται από ένα σημαντικό ποσοστό ανόργανων ενώσεων (θειικά, νιτρικά και βαρέα μέταλλα). Τα μικρού μεγέθους αερολύματα είναι κυρίως βιομηχανικοί ή και φωτοχημικοί ρύποι, ενώ τα μεγαλύτερα είναι σωματίδια αναμειγμένα σε υδρατμούς ή και σωματίδια εδαφικής προέλευσης. Η κύμανση των τιμών του  $\alpha$  από 0,2-2,2, που παρουσιάζεται στη Νότια Ιταλία (Masmoudi et al., 2003), είναι αντίστοιχη με αυτή της *Ipsra* (Βόρεια Ιταλία), με τη μόνη διαφορά τη συχνότερη εμφάνιση μικρών τιμών του  $\alpha$  στη Νότια, λόγω γειτνίασής της με τη Σαχάρα. Οι μέσες ετήσιες τιμές του  $\alpha_{440-870}$  είναι 1,41, 1,56 και 1,59 για τα έτη 2002, 2003 και 2004, αντίστοιχα.

Ομοίως, στο *Nauru* δεν παρουσιάζεται κάποια εμφανής ετήσια κύμανση των τιμών του  $\alpha_{440-870}$ . Οι μέσες ημερήσιες τιμές κυμαίνονται από 0, ή και αρνητικές, έως ~1,4, αναδεικνύοντας μεγάλη μεταβλητότητα στο μέγεθος των σωματιδίων. Γενικά, οι τιμές του  $\alpha$  κυμαίνονται ευρέως για συνθήκες χαμηλής θόλωσης, όπως θα εξηγηθεί στις επόμενες παραγράφους. Μεγάλη μεταβλητότητα των τιμών του  $\alpha$  πάνω από ωκεάνιες περιοχές, οι οποίες γενικά χαρακτηρίζονται από σταθερότητα ατμοσφαιρικών συνθηκών, αναφέρεται και από τους Smirnov et al. (2002b) και οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά σε φυσικά αίτια. Παρόλη τη σημαντική ημερήσια μεταβλητότητα, οι μέσες ετήσιες τιμές του  $\alpha_{440-870}$  είναι παρόμοιες, κυμαινόμενες μεταξύ 0,31 και 0,35 για την περίοδο 2002-2004.

Μεγάλες ημερήσιες κυμάνσεις του  $\alpha_{440-870}$  παρουσιάζονται και στο *Solar Village*, κυμαινόμενες από <0,3 (καθαρά ερημικά σωματίδια) μέχρι 1,5 αναδεικνύοντας έτσι μεγάλη μεταβλητότητα στο μέγεθος των αερολυμάτων. Η πλειοψηφία, όμως, των περιπτώσεων εμφανίζει τιμές του  $\alpha$  γύρω στο 1, χαρακτηριστικές έντονης ανάμειξης μέσα στην ατμόσφαιρα (Eck et al., 1999). Η κύμανση του  $\alpha$  μεταξύ -0,1 και 0,7 που παρουσιάστηκε για 3 σταθμούς του AERONET στη Σαχάρα (Masmoudi et al., 2003), είναι σαφώς μικρότερη από την αντίστοιχη στο *Solar Village* λόγω του πιο ερημικού και ηπειρωτικού περιβάλλοντος της Σαχάρας. Το μέσο ετήσιο  $\alpha_{440-870}$  είναι 0,47 και 0,44 το 2003 και 2004, αντίστοιχα, ενώ το 2002 η τιμή αυτού ανέρχεται στο 0,56.

Στο Σχ. 6.1.3 παρουσιάζεται η ετήσια κύμανση του  $AOD_{500}$  εκφρασμένη σε μέσες μηνιαίες τιμές, όπου η ενδοετήσια μεταβλητότητα σε κάθε τοποθεσία είναι πιο εμφανής. Στο Σχήμα αυτό παρουσιάζονται, επίσης, οι τυπικές αποκλίσεις από τη μέση τιμή όπως και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές των  $AOD_{500}$ .



**Σχήμα 6.1.3.** Ετήσια κύμανση του  $AOD_{500}$ . Στα γραφήματα δίδονται οι μέσες τιμές με τις τυπικές αποκλίσεις, όπως επίσης και οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές για κάθε τοποθεσία.

Όπως αναμενόταν από τα προηγούμενα, στην Alta Floresta τα  $AOD_{500}$  παραμένουν χαμηλά καθ' όλη την περίοδο του έτους, ενώ αυξάνουν δραματικά την περίοδο των δασικών πυρκαγιών (Αύγουστος-Σεπτέμβριος). Διακρίνονται, επίσης, οι μεγαλύτερες τυπικές αποκλίσεις την περίοδο αυτή οφειλόμενη στους λόγους που προαναφέρθηκαν. Η μέγιστη τιμή 3,75 παρουσιάστηκε τον Αύγουστο του 2002, όπου οι πυρκαγιές είχαν μεγαλύτερη ένταση και διάρκεια. Η μηνιαία μεταβολή βρίσκεται σε απόλυτη συμφωνία με αντίστοιχες μελέτες στην περιοχή αυτή (Kaufman et al., 1998; Reid et al., 1998, 1999). Επίσης, οι Eck et al. (1998) αναφέρουν πολύ μεγάλες τιμές  $AOD_{500}=1,6$  κατά την περίοδο 5 Αυγούστου-30 Σεπτεμβρίου στην Alta Floresta.

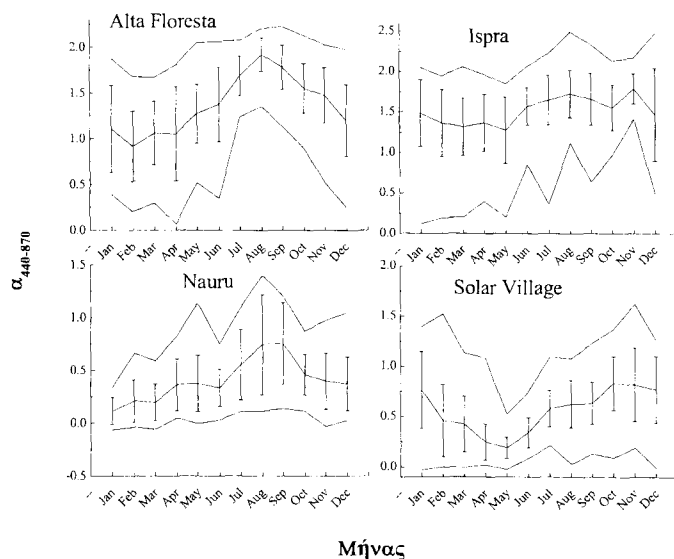
Η εποχική μεταβλητότητα των  $AOD_{500}$  στην Ispra συμφωνεί με αντίστοιχες άλλων βιομηχανικών περιοχών της ανατολικής Ασίας (Kim et al., 2004), παρουσιάζοντας μέγιστες τιμές την άνοιξη και το καλοκαίρι. Επίσης, οι Kambezidis et al. (2001) αναφέρουν αυξημένους συντελεστές θόλωσης στην Αθήνα την ίδια περίοδο. Οι αυξημένες βροχοπτώσεις και η ένταση των ανέμων το χειμώνα έχουν ως αποτέλεσμα τον καθαρισμό της ατμόσφαιρας των αστικών κέντρων, ενώ η έντονη ηλιακή ακτινοβολία, η υψηλή θερμοκρασία σε συνδυασμό με τις αντικυκλωνικές καταστάσεις ευνοούν τη συσσώρευση των αερολυμάτων το καλοκαίρι. Σε αντίθεση με την Alta Floresta και το Solar Village, η Ispra δεν παρουσιάζει τόσο έντονη ετήσια κύμανση, καθώς οι ανθρωπογενείς πηγές εκπομπής είναι συνεχείς καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Η ετήσια κύμανση του  $AOD_{500}$  παρουσιάζει δύο μέγιστα, τον Ιούνιο (πρωτεύον) και τον Απρίλιο (δευτερεύον). Το μέγιστο του Απριλίου επηρεάζεται σημαντικά από την απόλυτα μέγιστη τιμή που παρουσιάστηκε στις 17 Απριλίου 2003, μια μέρα με εξαιρετικά μεγάλη θόλωση. Αν αυτή η τιμή παραλειφθεί τότε η μέση τιμή του Απριλίου μειώνεται από το 0,45 στο 0,39.

Τα κύρια χαρακτηριστικά των αερολυμάτων θαλασσίου περιβάλλοντος είναι οι πολύ μικρότερες τιμές  $AOD$  από τις αντίστοιχες των ηπειρωτικών (Dubovik et al., 2002). Αυτό είναι ιδιαίτερα εμφανές στο Nauru, όπου τόσο οι μέσες τιμές όσο και η μηνιαία

μεταβλητότητα είναι πολύ χαμηλές. Εξάιρεση αποτελεί ο μήνας Σεπτέμβριος, ο οποίος όμως δεν μπορεί να θεωρηθεί αντιπροσωπευτικός όλης της περιόδου καθώς μόνο 15 φάσματα από το Σεπτέμβριο του 2003 είναι διαθέσιμα. Παρόμοια, σχεδόν ουδέτερη, ετήσια κύμανση του AOD<sub>500</sub> στο Nauru αναφέρεται και από τους Smirnov et al. (2002b), ενώ η ετήσια κύμανση στο βόρειο Ειρηνικό είναι πιο σαφής, παρουσιάζοντας μέγιστο την άνοιξη οφειλόμενο στη μεγάλης κλίμακας μεταφορά αερολυμάτων από την ηπειρωτική Ασία (Smirnov et al., 2002b; Ogunjobi et al., 2004).

Η μέση μηνιαία μεταβολή του AOD<sub>500</sub> στο Solar Village παρουσιάζει μια σαφέστατη κύμανση με μέγιστο την άνοιξη, περίοδος ευνοϊκή για μεταφορά ερημικής σκόνης. Η περίοδος αυτή είναι παρόμοια με την αντίστοιχη προ-μουσωνική της Ινδίας (Μάρτιος-Μάιος), όπου οι εκπομπές σκόνης είναι πιο συχνές (Ramachadran and Jayaraman, 2003). Αποτέλεσμα των έντονων εκπομπών σκόνης από αυτές τις περιοχές είναι τα αυξημένα AOD που παρουσιάζονται στην Αραβική θάλασσα την άνοιξη (Eck et al., 2001a; Ramachadran, 2004). Η ετήσια κύμανση του AOD στο Πράσινο Ακρωτήριο (Smirnov et al., 2002c) παρουσιάζει μέγιστες τιμές την περίοδο Μαΐου-Σεπτεμβρίου συμφωνώντας με την αντίστοιχη στο Solar Village. Αυτοί παρουσιάζουν μέση τιμή του AOD<sub>500</sub> τον Ιούλιο του 1999 ίση με 0,49, η οποία είναι πολύ κοντά στην αντίστοιχη μέση του Μαΐου (0,51) στο Solar Village. Οι μέσες τιμές των AOD<sub>500</sub> αυξάνουν κατά περίπου 50% από τον Ιανουάριο έως το Μάιο. Επίσης, η ελάχιστη μέση μηνιαία τιμή AOD<sub>500</sub>=0,21 του Δεκεμβρίου στο Μπαχρέιν (Smirnov et al., 2002a) είναι σε απόλυτη συμφωνία με την αντίστοιχη ελάχιστη του Δεκεμβρίου (0,198) στο Solar Village. Επιπλέον, οι Eck et al. (2001a) αναφέρουν ότι τα AOD<sub>500</sub> τον Απρίλιο είναι διπλάσια από τα αντίστοιχα του Ιανουαρίου στις Μαλδίβες.

Στο Σχ. 6.1.4 φαίνονται οι μέσες μηνιαίες τιμές του α<sub>440-870</sub>, όπως επίσης οι τυπικές αποκλίσεις, οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές για τις 4 τοποθεσίες του AERONET.



**Σχήμα 6.1.4.** Ετήσια κύμανση του α. Στα γραφήματα δίδονται οι μέσες τιμές με τις τυπικές αποκλίσεις, όπως, επίσης, οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές για κάθε τοποθεσία.

Ο κυματικός εκθέτης α στην Alta Floresta λαμβάνει μεγάλες μέσες τιμές την περίοδο Ιουλίου-Οκτωβρίου (>1,6) εξαιτίας της κυριαρχίας των μικρών αερολυμάτων στην

ατμόσφαιρα. Είναι, επίσης, χαρακτηριστικό ότι οι μέγιστες τιμές είναι πάντα μεγαλύτερες από 1,7 καθ' όλη την περίοδο του έτους, ενώ και οι ελάχιστες τιμές είναι αρκετά αυξημένες (πάνω από 1) την περίοδο Ιουλίου-Οκτωβρίου. Οι μέσες μηνιαίες τιμές (0,9-1,3) την περίοδο Δεκεμβρίου-Απριλίου είναι ενδεικτικές της ανάμειξης μικρών αερολυμάτων με μεγαλύτερα σωματίδια πιθανόν προερχόμενα από το έδαφος, αν και αυτή την εποχή η αυξημένη υγρασία του εδάφους και οι βροχοπτώσεις δεν ευνοούν την εκπομπή σκόνης. Σε αυτή την περιοχή τα μεγάλα σωματίδια είναι κυρίαρχα κάτω από καθαρές συνθήκες και χαρακτηρίζουν τις καταστάσεις υποβάθρου της ατμόσφαιρας. Οι τιμές του  $\alpha$  είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες που παρουσιάζονται για πυρκαγιές στις σαβάνες της Νότιας Αφρικής ή των βορείων δασών, παρ' όλες τις μικρές διαφοροποιήσεις κυρίως λόγω των διαδικασιών ανάμειξης, της φύσης του καυσίμου και της φάσης της πυρκαγιάς (Reid et al., 1999; Eck et al., 2001b; Dubovik et al., 2002).

Στη βιομηχανική περιοχή της Ispra οι μέσες μηνιαίες τιμές του  $\alpha$  δεν παρουσιάζουν έντονη ετήσια κύμανση, παρά μικρές διακυμάνσεις από μήνα σε μήνα. Παρόλα αυτά, μια ελαφρά αυξητική τάση διαφαίνεται από το Μάιο έως τον Αύγουστο, ενώ η μέγιστη μέση μηνιαία τιμή παρουσιάζεται το Νοέμβριο. Αυτό πιθανόν οφείλεται στην αύξηση των ελάχιστων τιμών και τη μικρότερη τυπική απόκλιση αυτού του μήνα. Επίσης, χαρακτηριστική είναι η αυξητική τάση, αλλά με μεγάλες διακυμάνσεις, των ελάχιστων τιμών του  $\alpha$ . Αντίθετα, η μηνιαία μεταβολή των μέγιστων τιμών του  $\alpha$  είναι πολύ πιο ήπια με τις τιμές αυτές να είναι πάντα πάνω από 2,0. Οι τιμές του  $\alpha$  στο Tito Scalco, μια μικρή βιομηχανική περιοχή της Νότιας Ιταλίας, είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες στην Ispra τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο, 1,73 και 1,51, αντίστοιχα. Όμως, οι τιμές του Αυγούστου και του Οκτωβρίου στο Tito Scalco είναι αρκετά μικρότερες από τις αντίστοιχες στην Ispra (Espozito et al., 2004). Τέλος, οι ελάχιστες τιμές του  $\alpha$  στην Ispra είναι πολύ μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες των αστικών/βιομηχανικών περιοχών της Ανατολικής Ασίας, οι οποίες, όμως, επηρεάζονται σημαντικά από τις εκπομπές της ασιατικής σκόνης (Kim et al., 2004; Ogunjobi et al., 2004).

Οι τιμές του  $\alpha$  υποδηλώνουν σαφή επικράτηση αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων (θαλάσσια σωματίδια) στο Nauru, καθώς οι μέσες μηνιαίες τιμές είναι πάντα μικρότερες του 0,75. Η όποια παρατηρούμενη μηνιαία μεταβολή των μέσων τιμών οφείλεται κυρίως στις αντίστοιχες μεταβολές των μέγιστων τιμών, καθώς οι ελάχιστες παρουσιάζουν μηδαμινή κύμανση. Είναι, επίσης, αξιοσημείωτο ότι σε 5 μήνες οι ελάχιστες τιμές ήταν αρνητικές. Παρόλα αυτά, διακρίνεται μια τάση για μέγιστες μέσες τιμές αργά το καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Τα  $AOD_{500}$  και τα  $\alpha$  στο Nauru παρουσιάζουν μικρότερες τιμές και τυπικές αποκλίσεις από άλλες ωκεάνιες θέσεις (Smirnov et al., 2002b). Αυτό οφείλεται στο απόμακρο της θέσης αυτής από κάθε εξωτερική πηγή επηρεασμού και πολύ περισσότερο από αερολύματα πυρκαγιών, αστικά και ερημικά σωματίδια. Η ετήσια κύμανση του  $\alpha$  στα νησιά Μπαρμπάντος (Smirnov et al., 2002c) παρουσιάζει διαφορετική χρονική εξέλιξη με μέγιστο την άνοιξη και το φθινόπωρο και ελάχιστο το καλοκαίρι. Όμως, η θέση αυτή επηρεάζεται σημαντικά από το πεδίο των αερίων μαζών και το παρατηρούμενο ανοιξιάτικο μέγιστο επηρεάζεται από εκπομπές σκόνης.

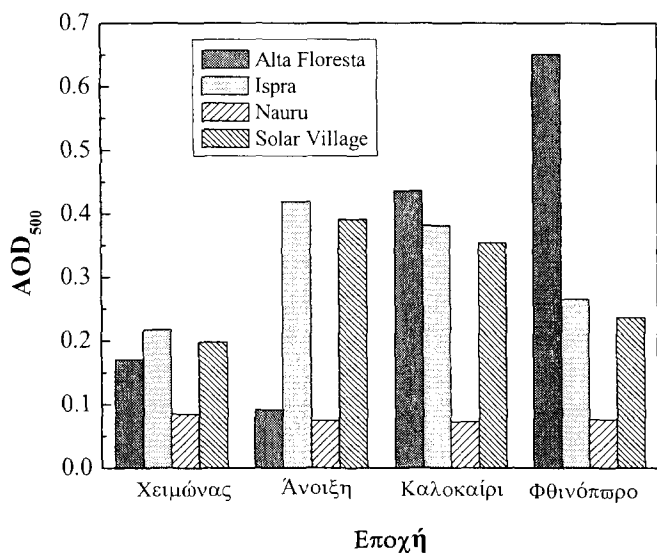
Η μέση ετήσια μεταβολή του  $\alpha$  στο Solar Village παρουσιάζει ένα σαφές χειμερινό (Οκτώβριος-Φεβρουάριος) μέγιστο και ένα αντίστοιχο ελάχιστο την άνοιξη. Η επίδραση των τιμών του  $\alpha$  από τις μετεωρολογικές συνθήκες, που ευνοούν ή όχι την εκπομπή σκόνης, είναι εμφανής. Οι μέσες μηνιαίες τιμές του  $\alpha$  κυμαίνονται στην περιοχή



0,2-0,8 και είναι μικρότερες από αυτές που αναφέρονται για τον Περσικό κόλπο (Smirnov et al., 2002a). Οι μεγαλύτερες τιμές στον Περσικό κόλπο οφείλονται στην εντονότερη επίδραση των βιομηχανιών αλλά και των πυρκαγιών από τις πετρελαιοπηγές. Τιμές του  $\alpha > 1$  εμφανίζονται κυρίως κατά τη χειμερινή περίοδο αντανακλώνοντας την επικράτηση των μικρότερων σωματιδίων σε καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Συνεπώς, κατά την περίοδο της άνοιξης στο Solar Village τα μεγάλα ερημικά σωματίδια, είναι αυτά που κυριαρχούν στο AOD. Παρόμοια ετήσια κύμανση του  $\alpha$  (ελάχιστο την άνοιξη) αναφέρεται και για τις ερημικές περιοχές της Ανατολικής Ασίας (Takemura et al., 2003; Eck et al., 2005). Όμως, οι μέσες μηνιαίες τιμές του  $\alpha$  είναι σχεδόν πάντα μεγαλύτερες του 0,8 αναδεικνύοντας σημαντικό ποσοστό αερολυμάτων μικρών διαστάσεων στην πυκνοκατοικημένη περιοχή της Ανατολικής Ασίας.

### 6.1.5 Εποχική μεταβλητότητα των $AOD_{500}$ και $\alpha_{440-870}$

Οι μέσες τιμές του  $AOD_{500}$  για το σύνολο της περιόδου (Σχ. 6.1.5) είναι περίπου παρόμοιες στις 3 θέσεις (Alta Floresta, Ispra και Solar Village), κυμαινόμενες από 0,31 έως 0,36. Αντίθετα, στο Nauru τόσο η ετήσια τιμή του  $AOD_{500}$  όσο και οι εποχικές κυμάνσεις του είναι κατά πολύ μικρότερες.

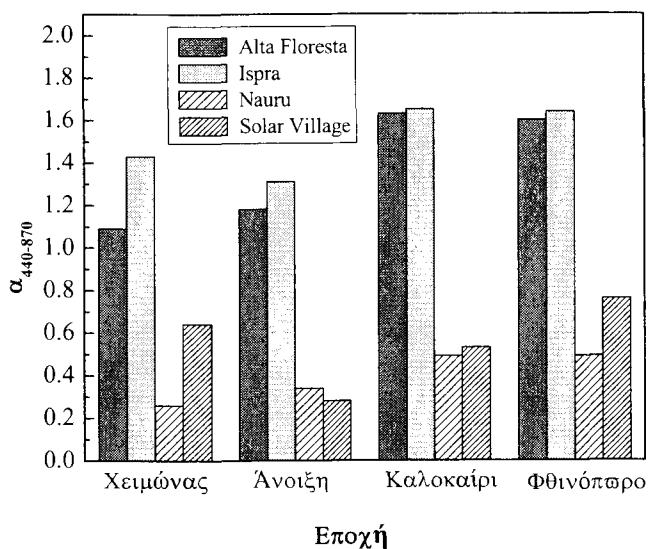


Σχήμα 6.1.5. Μέσες εποχικές τιμές του  $AOD_{500}$  για τις 4 θέσεις.

Τα  $AOD_{500}$  παρουσιάζουν τις ελάχιστες τιμές τους τη χειμερινή περίοδο λόγω των μετεωρολογικών συνθηκών (ένταση ανέμου, βροχόπτωση), που ευνοούν τη ξηρή και υγρή τους εναπόθεση. Οι χαμηλές τιμές των  $AOD_{500}$  διατηρούνται και την άνοιξη στην Alta Floresta, εφάμιλλες με αυτές στο Nauru, ενώ στην Ispra και το Solar Village είναι αρκετά υψηλές (~0,4), οφειλόμενες, όμως, σε διαφορετικά αίτια (ανθρωπογενείς δραστηριότητες στην Ispra, εκπομπές σκόνης στο Solar Village). Η ξηρή περίοδος στο τέλος του καλοκαιριού και την αρχή του φθινοπώρου ευνοεί εκτεταμένες πυρκαγιές στην Alta Floresta, οι οποίες αυξάνουν κατά πολύ τα  $AOD_{500}$ , ενώ τα αντίστοιχα στην Ispra και το Solar Village αυτή την εποχή συνεχώς μειώνονται. Ένα κύριο χαρακτηριστικό είναι η μεγάλη εποχική κύμανση των  $AOD_{500}$  στην Alta Floresta και το Solar Village,

ενώ στην Ispra και το Nauru είναι κατά πολύ μικρότερη. Αυτό συμβαίνει επειδή τα AOD<sub>500</sub> στις δύο πρώτες θέσεις κυριαρχούνται από φυσικά αίτια (πυρκαγιές, εκπομπές σκόνης) που ευνοούνται συγκεκριμένη περίοδο του έτους. Αντίθετα, στη βιομηχανική περιοχή οι εκπομπές σωματιδίων είναι συνεχείς καθ' όλη τη διάρκεια του έτους, ενώ στις απομακρυσμένες ωκεάνιες περιοχές η ατμόσφαιρα δεν επηρεάζεται από ηπειρωτικές πηγές, παραμένοντας περισσότερο σταθερή.

Η αντίστοιχη εποχική διακύμανση των τιμών του  $\alpha_{440-870}$  παρουσιάζεται στο Σχ. 6.1.6. Τα μέσα εποχικά  $\alpha$  παρέχουν πληροφορίες για το μέγεθος των επικρατούντων αερολυμάτων και τη μέση εκτίμηση της φασματικής εξάρτησης του AOD. Έτσι, είναι μεγαλύτερα το καλοκαίρι και το φθινόπωρο στην Alta Floresta αναδεικνύοντας την έντονη παρουσία των αερολυμάτων καπνού. Αυτές τις εποχές η μέση τιμή του  $\alpha$  είναι περίπου 1,7 ενώ το χειμώνα και την άνοιξη περίπου 1,1-1,2, αναδεικνύοντας την έντονη παρουσία μεγάλων αερολυμάτων για καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Στην Ispra η εποχική κύμανση του  $\alpha$  είναι πολύ μικρότερη, παρουσιάζοντας όλες τις εποχές μεγαλύτερες τιμές από αυτές στην Alta Floresta. Οι μεγαλύτερες τιμές των  $\alpha$  παρουσιάζονται το καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Αντίθετα, στο Nauru και το Solar Village οι τιμές των  $\alpha$  είναι πολύ μικρότερες από ό,τι στις άλλες δύο θέσεις αναδεικνύοντας την έντονη διαφορετικότητα στο μέγεθος των αερολυμάτων. Στο Nauru τα μέσα εποχικά  $\alpha$  είναι μεγαλύτερα κατά την περίοδο χειμώνα-άνοιξης από ό,τι κατά το καλοκαίρι-φθινόπωρο. Μάλιστα η πρώτη περίοδος παρουσιάζει μέσες τιμές ~0,5, ενώ η δεύτερη γύρω στο 0,3. Τέλος, στο Solar Village οι μεγαλύτερες μέσες εποχικές τιμές του  $\alpha$  παρουσιάζονται το φθινόπωρο και το χειμώνα, ενώ χαρακτηριστικό είναι ότι οι αντίστοιχες ελάχιστες της άνοιξης είναι μικρότερες και από αυτές ακόμη στο Nauru. Αυτό δείχνει τη σημαντικότητα των εκπομπών σκόνης και την έντονη παρουσία των ερημικών αερολυμάτων στις διαδικασίες εξασθένισης κατά την περίοδο αυτή.



Σχήμα 6.1.6. Μέσες εποχικές τιμές του  $\alpha$  για τις 4 τοποθεσίες.

### 6.1.6 Συχνότητα εμφάνισης των AOD<sub>500</sub> και α<sub>440-870</sub>

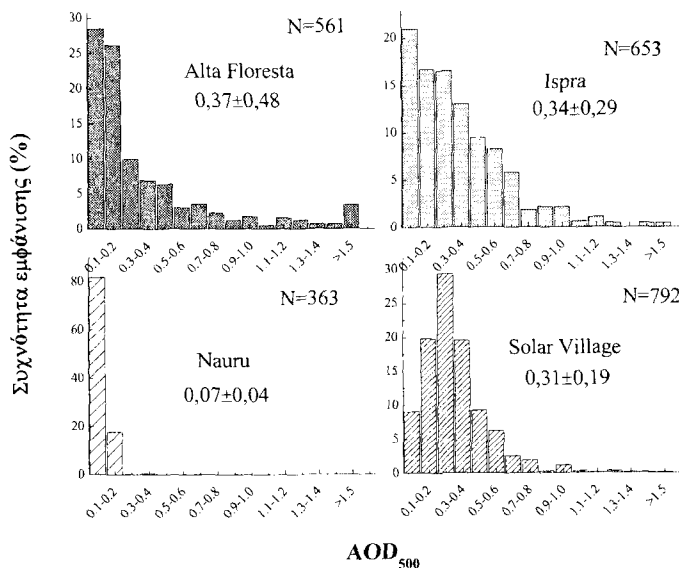
Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται οι σχετικές συχνότητες εμφάνισης των τιμών των AOD<sub>500</sub> (Σχ. 6.1.7) και α<sub>440-870</sub> (Σχ. 6.1.8) σε διαστήματα τιμών. Για καλύτερη σύγκριση μεταξύ των σταθμών τα διαστήματα τιμών των AOD<sub>500</sub> και α είναι τα ίδια. Επίσης, γίνεται σύγκριση των τιμών με άλλες αντίστοιχες της διεθνούς βιβλιογραφίας. Η μέση τιμή του AOD<sub>500</sub> στην Alta Floresta είναι 0,37±0,48, η οποία είναι μικρότερη από αντίστοιχες τιμές σε περιοχές επηρεαζόμενες από αερολύματα πυρκαγιών στη Νότια Αφρική και την Αμαζονία (Kaufman et al., 1998; Reid et al., 1998, 1999; Eck et al., 2001b, 2003). Οι παραπάνω εργασίες αναφέρονται σε μέσες τιμές του AOD<sub>500</sub> σε περιόδους πυρκαγιών και όχι σε ετήσια βάση. Γεγονός, όμως, είναι ότι οι υψηλές μέσες τιμές του AOD<sub>500</sub> τους μήνες των πυρκαγιών είναι σε συμφωνία με τις αντίστοιχες των Reid et al. (1999) και αυτές που εξήχθησαν από την εκστρατεία SCAR-B. Επίσης, οι Holben et al. (1996) αναφέρουν μέσες τιμές AOD<sub>440</sub> μεταξύ 1,0 και 1,5 κατά την περίοδο των πυρκαγιών στην Αμαζονία, ενώ την υπόλοιπη περίοδο του έτους τα αντίστοιχα AOD<sub>440</sub> ήταν περίπου γύρω στο 0,2. Η κατανομή των AOD<sub>500</sub> κυμαίνεται σημαντικά, με το μεγαλύτερο ποσοστό (55%) των τιμών να είναι μικρότερο του 0,2. Τιμές AOD<sub>500</sub> μεγαλύτερες του 1,5 εμφανίζονται στο 4% των περιπτώσεων.

Η κατανομή των τιμών του AOD<sub>500</sub> στην Ispra παρουσιάζει επίσης σημαντική κύμανση, εμφανίζοντας μεγαλύτερα ποσοστά τιμών στο διάστημα 0,3-1,0 και μικρότερα στο 1,0-1,5 σε σχέση με την Alta Floresta. Παρόλα αυτά, η κατανομή των τιμών είναι παρόμοια με την αντίστοιχη που παρουσιάστηκε στο Rome Tor Vergata (Masmoudi et al., 2003). Επίσης, οι Smirnov et al. (2002c) υπολόγισαν μέση τιμή του AOD<sub>500</sub> στην Ispra ίση με 0,32 την περίοδο 1993-2001, η οποία είναι πολύ κοντά στην τιμή 0,34 της παρούσας περιόδου. Η μέση αυτή τιμή είναι αρκετά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη άλλων αστικών περιοχών παγκόσμια (Buenos Aires, Baltimore, Bucarest, Santiago), αλλά σημαντικά μικρότερη από αυτές στο Kanpur και την πόλη του Μεξικού (Smirnov et al., 2002c). Οι Dubovik et al. (2002) αναφέρουν μέσες τιμές AOD<sub>440</sub>=0,26 για το Παρίσι, η οποία είναι πολύ μικρότερη από την αντίστοιχη AOD<sub>440</sub>=0,39±0,34 στην Ispra, ενώ η τιμή AOD<sub>440</sub>=0,43 στην πόλη του Μεξικού είναι πολύ μεγαλύτερη. Τα μέσα μηνιαία AOD<sub>500</sub> στο Πεκίνο για μια εκτενή χρονική περίοδο 2 ετών, κυμαίνονται από 0,4-1,1 παρουσιάζοντας μέση τιμή 0,77 (Eck et al., 2005). Οι Kaskaoutis et al. (2006b) αναφέρουν τιμή του AOD<sub>440</sub>=0,37±0,12 για την Αθήνα την περίοδο Μαΐου 1995.

Το ιστόγραμμα συχνότητας των AOD<sub>500</sub> στο Nauru δείχνει ότι περίπου το 80% των τιμών είναι μικρότερες από 0,1, ενώ παρατηρείται απουσία τιμών άνω του 0,3. Οι Smirnov et al. (2002b) υπολόγισαν το AOD<sub>500</sub> στο Nauru κατά την περίοδο 1999-2000 και αναφέρουν μέση τιμή αυτού 0,08±0,03, με κύμανση από 0,02 έως πάνω από 0,15 σε μερικές περιπτώσεις. Οι τιμές των AOD<sub>500</sub> σε 3 θέσεις του Ειρηνικού Ωκεανού είναι παρόμοιες με τις αντίστοιχες στο Nauru, ενώ στον Ατλαντικό και το Βόρειο Ινδικό είναι σημαντικά μεγαλύτερες άμεσα επηρεαζόμενες από ηπειρωτικής προέλευσης αερολύματα (Christopher et al., 2003; Ramachadran and Jayaraman, 2003).

Η κατανομή των τιμών στο Solar Village είναι παρόμοια με αντίστοιχες άλλων ερημικών περιοχών (Masmoudi et al., 2003). Η κατανομή αυτή πλησιάζει περισσότερο την κανονική συγκρινόμενη με τις άλλες 3 θέσεις και παρουσιάζει μέση τιμή 0,31±0,19. Περίπου το 85% των τιμών είναι κάτω του 0,5, ενώ οι υψηλότερες τιμές παρουσιάζονται σε συνθήκες εκπομπής σκόνης. Η κατανομή είναι παρόμοια με την αντίστοιχη στο Μπαχρέιν (Smirnov et al., 2002a) με τη μέγιστη συχνότητα εμφάνισης να παρουσιάζεται

στο διάστημα 0,2-0,3 αντιστοιχώντας στο 30% των δεδομένων. Η μέση τιμή του  $AOD_{500}$  στο Solar Village για την περίοδο 1993-2001 (Smirnov et al., 2002c) είναι 0,27, ελάχιστα μικρότερη από την αντίστοιχη της εξεταζόμενης περιόδου. Οι τιμές αυτές είναι αρκετά μικρότερες από εκείνες ερημικών περιοχών στη Σαχάρα (Masmoudi et al., 2003). Οι εκπομπές ερημικής σκόνης από τη Σαχάρα στο Πράσινο Ακρωτήριο παρουσιάζουν ένα μέσο  $AOD_{1020}$  της τάξης του 0,39 κατά την περίοδο 1993-2000, τιμή αρκετά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του  $AOD_{1020}$  στο Solar Village ( $0,24 \pm 0,19$ ).



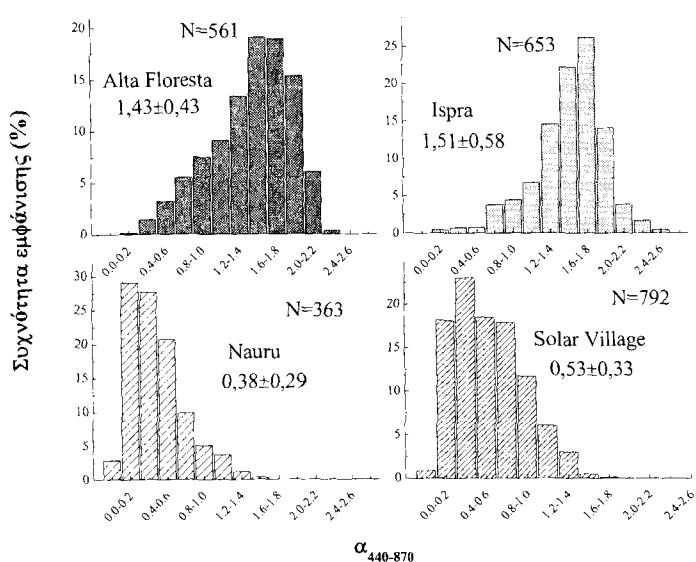
**Σχήμα 6.1.7.** Συχνότητα εμφάνισης (%) του  $AOD_{500}$  για τις 4 τοποθεσίες. Δίδονται επίσης οι μέσες τιμές και ο συνολικός αριθμός των δεδομένων (N).

Η κατανομή των τιμών του  $\alpha_{440-870}$  (Σχ. 6.1.8) είναι χαρακτηριστική του διαφορετικού μεγέθους των αερολυμάτων που επικρατούν στις 4 θέσεις, οι οποίες μπορούν να διακριθούν σε δύο ομάδες, α) Alta Floresta και Ispra, β) Nauru και Solar Village. Στην πρώτη ομάδα η κατανομή των τιμών του  $\alpha$  παρουσιάζει ασυμμετρία προς τις μεγαλύτερες τιμές, ενώ στη δεύτερη προς τις μικρότερες. Τιμές του  $\alpha > 1,4$  αντιστοιχούν περίπου στο 70% των περιπτώσεων στην πρώτη ομάδα, ενώ η συχνότητα εμφάνισης τιμών του  $\alpha < 0,6$  είναι ~80% στο Nauru και 57% στο Solar Village.

Τιμές του  $\alpha$  σε περιοχές πυρκαγιών που αναφέρονται στους Dubovik et al. (2002) κυμαίνονται μεταξύ 1,0-1,5 και 2-3, ανάλογα με το χρόνο παρέλευσης της καύσης. Η ευρεία κύμανση των τιμών του  $\alpha$  στην Ispra αναδεικνύει τη διαφορετικότητα του μεγέθους των αερολυμάτων. Η κατανομή αυτή είναι παρόμοια με την αντίστοιχη του  $\alpha$  στο Rome Tor Vergata (Masmoudi et al., 2003). Επίσης, η κύμανση του  $\alpha$  (1,0-2,5) για διάφορες αστικές περιοχές που αναφέρονται στους Dubovik et al. (2002) είναι σε απόλυτη συμφωνία με αυτή στην Ispra, καθώς η συχνότητα τιμών  $\alpha < 1$  αγγίζει μόλις το 10%.

Η κατανομή των τιμών του  $\alpha$  στο Nauru αναδεικνύει περίπου ουδέτερη φασματική μεταβολή του  $AOD$ , η οποία αντιστοιχεί σε σωματίδια ακτίνας  $> 1 \mu\text{m}$ . Οι τιμές του  $\alpha$  στο Nauru κατά την περίοδο 1999-2000 κυμαίνονταν στο διάστημα 0,0-1,5,

παρουσιάζοντας μέση τιμή  $0,43 \pm 0,35$  (Smirnov et al., 2002b). Οι τιμές αυτές είναι πολύ κοντά με τις αντίστοιχες της παρούσας εργασίας ( $0,38 \pm 0,29$ ). Αυτό δείχνει ότι η επίδραση της περιοχής από άλλες πηγές είναι μηδαμινή και οι ατμοσφαιρικές συνθήκες σταθερές. Αντίστοιχες είναι και οι τιμές των  $\alpha$  στην Ταϊτή, κυμαινόμενες από  $0,43-0,76$  (Smirnov et al., 2002b). Στο Solar Village η κατανομή των τιμών του  $\alpha$  είναι ευρύτερη από την αντίστοιχη στο Nauru, παρουσιάζοντας σημαντικά ποσοστά μικρών ( $<0,4$ ) και μεγάλων ( $>1,0$ ) τιμών. Το μέγιστο στο διάστημα  $0,2-0,4$  (~22%) χαρακτηρίζει τις συνθήκες εκπομπής σκόνης, ενώ το ποσοστό ~10% τιμών του  $\alpha > 1,0$  χαρακτηρίζει συνθήκες ανάμειξης μέσα στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, οι Smirnov et al. (2002a) βρήκαν ένα δευτερεύον μέγιστο τιμών στο διάστημα  $1,1-1,3$  στον Περσικό κόλπο, οφειλόμενο στη συνεισφορά των μικρών ανθρωπογενών αερολυμάτων. Οι αντίστοιχες τιμές του  $\alpha$  στο Πράσινο Ακρωτήριο (Smirnov et al., 2002c) κυμαίνονταν από  $-0,1$  έως  $0,7$ , παρόμοιες δηλαδή με τις αντίστοιχες στο Solar Village.



**Σχήμα 10.1.8.** Συχνότητα εμφάνισης (%) των τιμών του  $\alpha$  για τις 4 τοποθεσίες. Δίδονται επίσης οι μέσες τιμές και ο συνολικός αριθμός των δεδομένων (N).

## 6.2 Διάκριση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων

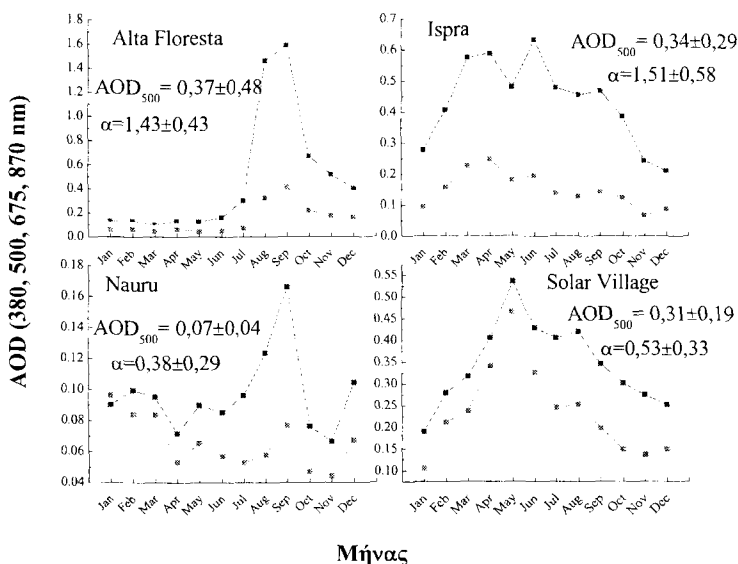
### 6.2.1 Εισαγωγή

Κύριος σκοπός της ενότητας αυτής είναι ο διαχωρισμός και η περαιτέρω διάκριση των αερολυμάτων στους 4 βασικούς τύπους. Ενώ οι 4 επιλεγείσες τοποθεσίες είναι χαρακτηριστικές περιοχών που ευνοούν την παραγωγή καθορισμένου τύπου αερολύματος, εντούτοις οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων μπορεί να απέχουν αρκετά από αυτές που χαρακτηρίζουν σωματίδια «καθαρού» τύπου, λόγω των ταχύτατων διαδικασιών ανάμειξης που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα αλλά και κατά τη μεταφορά τους από μια περιοχή σε άλλη. Η διάκριση των 4 τύπων γίνεται με βάση τις τιμές των  $AOD_{500}$  και των  $\alpha_{440-870}$ , όπως και μέσω της φασματικής μεταβολής του  $AOD$ . Από τη συνολική μελέτη εμφανίζεται ότι, ενώ η πλειοψηφία των αερολυμάτων σε κάποια θέση είναι χαρακτηριστική του τύπου για τον οποίο αυτή επιλέχθηκε, εντούτοις

σημαντικό ποσοστό αερολυμάτων χαρακτηρίζεται ως «αναμεμιγμένου τύπου». Επίσης, η παρουσία ενός συγκεκριμένου τύπου αερολύματος εξαρτάται σημαντικά και από την εποχή, κυρίως σε περιοχές οι οποίες βάλονται από εποχικές πυρκαγιές (π.χ. Alta Floresta) ή εκπομπές σκόνης (π.χ. Solar Village).

## 6.2.2 Ετήσια κύμανση του φασματικού οπτικού βάθους

Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων εξαρτώνται κύρια από τις πηγές παραγωγής τους, τις μετεωρολογικές συνθήκες, τις αέριες μάζες και τις διαδικασίες ανάμειξης στην ατμόσφαιρα. Καθώς οι παραπάνω παράγοντες διαφέρουν σημαντικά από μια περιοχή σε άλλη, η επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών παρουσιάζει μια ισχυρή χωρική και χρονική μεταβλητότητα. Στην παράγραφο αυτή μελετάται η μέση ενδοετήσια (2002-2004) διακύμανση του AOD σε διαφορετικά μήκη κύματος σε κάθε τοποθεσία. Από τα διαγράμματα που προκύπτουν μπορεί να εξαχθεί και ένα πρώτο συμπέρασμα όσον αφορά τη φασματική μεταβλητότητα του AOD σε κάθε μήνα, η οποία μελετάται στη συνέχεια. Στο Σχ. 6.2.1 δίδεται η μέση μηνιαία μεταβολή του AOD σε 4 μήκη κύματος, καθώς, επίσης, αναγράφονται και οι μέσες τιμές των  $AOD_{500}$  και  $\alpha_{440-870}$  για όλη την περίοδο μελέτης σε κάθε θέση του AERONET.



**Σχήμα 6.2.1.** Μέση ετήσια κύμανση του φασματικού οπτικού βάθους των αερολυμάτων σε κάθε θέση. Στα γραφήματα δίδονται οι μέσες τιμές των  $AOD_{500}$  και  $\alpha$  για όλη την περίοδο μελέτης. Η αντιστοιχία των χρωματισμών είναι: μπλε (380 nm), πράσινο (500 nm), κίτρινο (675 nm) και κόκκινο (870 nm).

Τα αερολύματα πυρκαγιών αποτελούν μια κύρια πηγή αερολυμάτων όχι μόνο σε τοπική αλλά και σε παγκόσμια κλίμακα παρουσιάζοντας έντονες ετήσιες και εποχικές διακυμάνσεις (Duncan et al., 2003). Αυτό γίνεται ιδιαίτερα εμφανές στην Alta Floresta, όπου τα AODs αυξάνουν δραματικά την περίοδο Αυγούστου-Σεπτεμβρίου λόγω των εκτεταμένων και συχνών πυρκαγιών. Στο υπόλοιπο του έτους οι τιμές των AOD σε αυτή την αγροτική περιοχή είναι ιδιαίτερα μικρές και μπορούν, σε αρκετές περιπτώσεις, να θεωρηθούν τιμές υποβάθρου. Συνεπώς, σχεδόν αποκλειστική πηγή αερολυμάτων στην Alta Floresta αποτελούν οι εποχικές δασικές πυρκαγιές. Παρατηρώντας το Σχ. 6.2.1

εύκολα μπορεί να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι τα αυξημένα AOD προέρχονται κύρια από τη συνεισφορά αερολυμάτων μικρού μεγέθους ή από αερολύματα όπου το ποσοστό των μικρών σωματιδίων υπερισχύει σημαντικά του αντίστοιχου των μεγάλων. Και αυτό, επειδή όσο το μέγεθος των σωματιδίων σε σχέση με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας μικραίνει, τόσο πιο επιλεκτική γίνεται η σκέδαση (μεγαλύτερη στο υπεριώδες και ιώδες φάσμα), αυξάνοντας σημαντικά την κυανή γραμμή (380 nm). Συμπεραίνεται, λοιπόν, ότι τα μικρού μεγέθους αερολύματα έχουν πολύ μεγαλύτερη επίδραση στις τιμές του AOD στη UV και ορατή περιοχή του φάσματος από ό,τι στην υπέρυθη (Schuster et al., 2006). Συνεπώς, κατά την περίοδο των πυρκαγιών παρατηρούνται μεγάλες αποκλίσεις στις αυξήσεις των AOD<sub>λ</sub>. Για παράδειγμα, το AOD<sub>380</sub> αυξάνει κατά ~9,8 φορές το Σεπτέμβριο σε σχέση με τη μέση τιμή του Μαΐου, ενώ η αντίστοιχη αύξηση στο AOD<sub>870</sub> ανέρχεται στο 7,1%.

Οι υψηλές τιμές των AOD στην Ισραήλ και η σταθερή αύξησή τους από τον Ιανουάριο στον Απρίλιο, ιδιαίτερα στα μικρά μήκη κύματος, οφείλεται στα αυξημένα ποσά αερολυμάτων μικρών διαστάσεων, κύρια προερχόμενα από τη βιομηχανία και τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Εξάλλου, οι αυξημένες βροχοπτώσεις της χειμερινής περιόδου οδηγούν σε μείωση του ποσού των αερολυμάτων ευνοώντας την υγρή τους εναπόθεση. Από την άλλη μεριά η αυξημένη ηλιακή δραστηριότητα τους καλοκαιρινούς μήνες ευνοεί εξάλλου και μια δευτερεύουσα σειρά φωτοχημικών ρύπων, όπως μπορεί να εξαχθεί από τις αυξημένες τιμές των AOD<sub>380</sub> τον Ιούνιο. Αξίζει να παρατηρηθεί ότι, ενώ οι μέγιστες τιμές του AOD<sub>380</sub> παρουσιάζονται τον Ιούνιο, οι αντίστοιχες μέγιστες του AOD<sub>870</sub> παρουσιάζονται τους ανοιξιότικους μήνες. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τους μήνες της άνοιξης τα αερολύματα είναι κατά το πλείστον αναμεμιγμένου τύπου προκαλώντας ισάξιες αυξήσεις στο AOD στα μικρά και τα μεγάλα μήκη κύματος (βλέπε παράγραφο 6.2.5). Επίσης, πρόσφατες έρευνες (Barnaba and Gobbi, 2004; Antoine and Nobileau, 2006) δείχνουν ότι η συχνότητα εμφάνισης επεισοδίων σκόνης στην Ιταλική χερσόνησο είναι μεγαλύτερη τους μήνες της άνοιξης.

Στις απομακρυσμένες ωκεάνιες περιοχές η κύρια συνεισφορά στα ποσά των αερολυμάτων προέρχεται από θειικά αερολύματα και σωματίδια θαλάσσιου άλατος. Όμως, στο Βόρειο Ινδικό Ωκεανό, που άμεσα επηρεάζεται από ανθρωπογενείς δραστηριότητες, πυρκαγιές και εκπομπές σκόνης, τα θαλάσσιου τύπου αερολύματα (άλας και θειικά) συμβάλλουν λιγότερο από 20% στην τιμή του AOD (Ramanathan et al., 2001). Η ένταση της παραγωγής θαλάσσιων αερολυμάτων εξαρτάται σημαντικά από την ταχύτητα και το πεδίο του ανέμου, ενώ τα αποτελέσματα πολλών εργασιών, που αποσκοπούν στη συσχέτιση της μάζας των αερολυμάτων, του οπτικού τους βάθους και των συντελεστών σκέδασης με την ταχύτητα του ανέμου αναφέρονται στους Ramachandran et al. (2004). Όλες αυτές οι εργασίες δείχνουν ότι η ενίσχυση της έντασης του ανέμου αυξάνει την παραγωγή και συνεπώς τη συγκέντρωση των θαλάσσιων αερολυμάτων, ενώ στο αστικό περιβάλλον ο άνεμος δρα ως μέσο καθαρισμού της ατμόσφαιρας ευνοώντας την ξηρή εναπόθεση. Η ετήσια διακύμανση των AOD στο Ναυγυ δεν παρουσιάζει μια ξεκάθαρη τάση όπως στις άλλες 3 θέσεις, αλλά σημαντικές μεταβολές από μήνα σε μήνα. Εξάλλου, τα AOD σε αυτή την περιοχή είναι αρκετά μικρά και τα σφάλματα στους υπολογισμούς τους μπορεί να είναι σημαντικά. Όπως τονίσθηκε και πριν, τα σχετικά υψηλά AOD το Σεπτέμβριο δεν είναι αντιπροσωπευτικά όλης της περιόδου, καθώς είναι διαθέσιμα μόνο 15 φασματικά δεδομένα για το 2003. Αξίζει να παρατηρηθεί, επίσης, ότι την άνοιξη και το καλοκαίρι τα AOD<sub>870</sub> είναι μεγαλύτερα των

AOD<sub>675</sub> με αποτέλεσμα το α να παίρνει αρνητικές τιμές σε αυτή τη φασματική περιοχή γεγονός που εντοπίζεται και στους Cachorro et al. (2001) και Adeyewa and Balogun (2003) για άλλου τύπου (ηπειρωτικά) αερολύματα.

Η ετήσια κύμανση στο Solar Village παρουσιάζει μια εμφανή τάση αύξησης των AOD την άνοιξη. Σε όλα τα μήκη κύματος τα AOD εμφανίζουν την ίδια τάση, ενώ οι αυξημένες τιμές το Μάιο οφείλονται στην έντονη παρουσία ερημικών αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων. Αυτό εξάγεται από το γεγονός της παρόμοιας ή λίγο μεγαλύτερης αύξησης των AOD στα μεγάλα μήκη κύματος από ό,τι στα μικρότερα, καθώς τα μεγάλα σωματίδια έχουν σχεδόν παρόμοια επίδραση στο AOD σε ολόκληρο το φάσμα (Schuster et al., 2006). Διαπιστώθηκε ότι τα μέσα AOD<sub>380</sub> αυξάνουν κατά 2,8 φορές την περίοδο Ιανουαρίου-Μαΐου, ενώ τα AOD<sub>870</sub> κατά 3,4. Οι Smirnov et al. (2002a) επιβεβαιώνουν την παραπάνω ετήσια κύμανση του AOD στην Αραβική χερσόνησο και τον Περσικό κόλπο, καθώς κατέληξαν σε παρόμοια συμπεράσματα και μάλιστα σε διαφορετική χρονική περίοδο.

### 6.2.3 Φασματική εξάρτηση του AOD

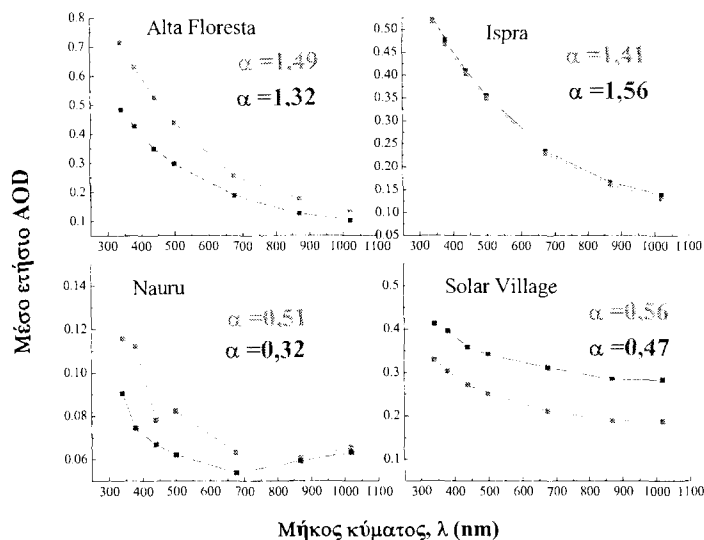
Η γνώση της φασματικής εξάρτησης του AOD είναι ιδιαίτερα σημαντική στη μοντελοποίηση των αερολυμάτων, τη διόρθωση των αλγορίθμων στις δορυφορικές παρατηρήσεις και τη διάκριση των διαφόρων τύπων (Masmoudi et al., 2003). Επίσης, η γνώση της φασματικής εξάρτησης καθίσταται σημαντική για τον υπολογισμό των τιμών των οπτικών βαθών σε μήκη κύματος εντός ή εκτός της φασματικής περιοχής που χρησιμοποιείται (με παρεμβολή ή προβολή τους, αντίστοιχα). Η φασματική εξάρτηση του AOD εκφράζεται μέσω του κυματικού εκθέτη  $\alpha$  (Ångström, 1929; O' Neill and Royer, 1993; O' Neill et al., 2001a). Εξάλλου, η εξάρτηση του AOD από τον κυματικό εκθέτη  $\alpha$  του Ångström έχει χρησιμοποιηθεί από τους Fouquart et al. (1987) και d' Almeida (1987) για την εξαγωγή της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων. Οι ερευνητές αυτοί έδειξαν ότι η φασματική μεταβολή του AOD εξαρτάται κυρίως από την κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων και σε μικρότερη κλίμακα από την απορροφητική ικανότητά τους.

Στο Σχ. 6.2.2 δίδεται η μέση ετήσια φασματική μεταβολή του AOD σε κάθε τοποθεσία, όπως επίσης και οι μέσες ετήσιες τιμές των  $\alpha_{440-870}$  ώστε να εκφράζουν τη φασματική εξάρτηση του AOD κάθε έτος. Αν και η μέση ετήσια μεταβολή του AOD δεν παρέχει σημαντικές πληροφορίες, όσον αφορά τα χαρακτηριστικά των αερολυμάτων, εντούτοις φαίνεται να είναι εντελώς διαφορετική για τους 4 τύπους αερολυμάτων που χρησιμοποιούνται εδώ. Γεγονός, πάντως, είναι ότι οι 4 θέσεις εκφράζουν διαφορετικά ποσά αερολυμάτων από χρόνο σε χρόνο, με αποτέλεσμα να μη διαφαίνεται μια παγκόσμια τάση αύξησης ή μείωσης αυτών. Για παράδειγμα, στην Alta Floresta είναι μεγαλύτερα το 2002 και μικρότερα το 2003, ενώ στην Ispra είναι παρόμοια για τα δύο αυτά χρόνια. Στο Nauru τα μεγαλύτερα ποσά εντοπίζονται το 2004, ενώ στο Solar Village το 2003. Συνεπώς, φαίνεται ότι οι τοπικές πηγές (φυσικές και ανθρωπογενείς) είναι εκείνες που κύρια καθορίζουν τα ποσά των αερολυμάτων σε μια περιοχή.

Όσον αφορά στη φασματική μεταβολή του AOD, φαίνεται καθαρά η εντονότερη εξάρτηση από το μήκος κύματος στην Alta Floresta και την Ispra, ενώ στο Nauru και το Solar Village λαμβάνει χώρα μια μάλλον ουδέτερη μεταβολή. Η συνεχής και απότομη αύξηση των AOD στα μικρά μήκη κύματος είναι ενδεικτική της παρουσίας αερολυμάτων μικρών διαστάσεων (καπνός και βιομηχανικοί ρύποι). Οι διαφορές στις μέσες ετήσιες



φασματικές μεταβολές σε κάθε θέση δεν είναι ιδιαίτερα μεγάλες, ενώ πιο πολύπλοκο σχήμα παρουσιάζεται στο Nauru, πιθανόν οφειλόμενο στις πολύ μικρές τιμές υποβάθρου των AOD, όπως και στα αυξημένα σφάλματα. Πάντως η αύξηση των AOD προς τα μικρά μήκη κύματος είναι εμφανής, όπως επίσης και μια πολύ μεγάλη αύξηση για AOD κάτω από τα 400 nm.



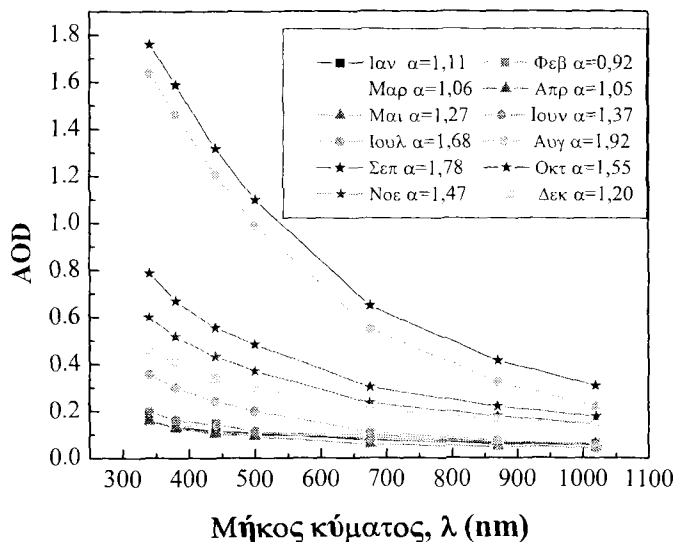
**Σχήμα 6.2.2.** Μέση ετήσια φασματική μεταβολή του AOD για τα έτη 2002 (κόκκινο), 2003 (κίτρινο) και 2004 (πράσινο) σε κάθε τοποθεσία. Στα γραφήματα με τα ίδια χρώματα αναγράφονται οι μέσες ετήσιες τιμές του  $\alpha_{440-870}$ , εκφράζοντας τη μέση φασματική μεταβολή του AOD.

Από το Σχ. 6.2.2 συμπεραίνεται ότι σε ετήσια βάση δεν διαφαίνονται σημαντικές μεταβολές όσον αφορά στη φασματική εξάρτηση του AOD, ενώ οι μεγαλύτερες διαφορές εντοπίζονται στις τιμές αυτών. Όμως, σε κάθε τοποθεσία η φασματική εξάρτηση του AOD παρουσιάζει μεγάλες διαφορές από μήνα σε μήνα, ειδικά στις περιοχές όπου τα οπτικά βάθη εξαρτώνται σχεδόν αποκλειστικά από εποχικούς παράγοντες (όπως οι πυρκαγιές και οι εκπομπές σκόνης).

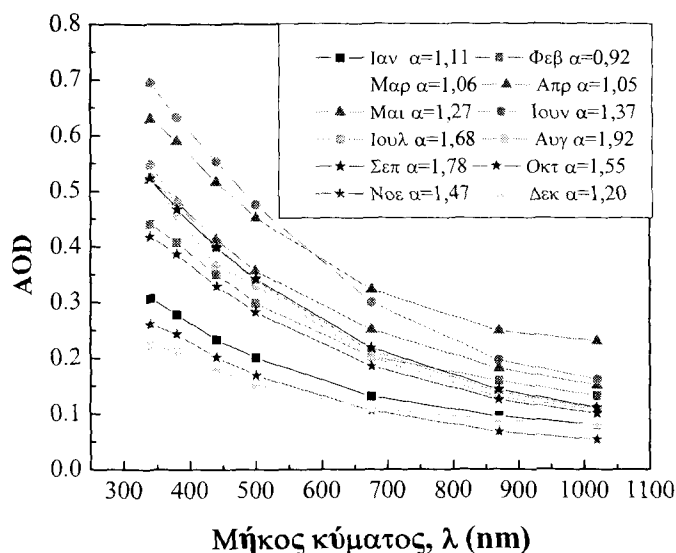
Στην Alta Floresta (Σχ. 6.2.3) η φασματική μεταβολή του AOD παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές από μήνα σε μήνα. Κατά την περίοδο των πυρκαγιών τα AOD αυξάνονται ραγδαία προς τα μικρά μήκη κύματος αυξάνοντας ταυτόχρονα και τη φασματική μεταβολή. Όπως εξάλλου τονίσθηκε από τους Reid et al. (1999), τα μικρού μεγέθους αερολύματα προκαλούν 3 φορές μεγαλύτερη αύξηση του AOD στα μικρά μήκη κύματος ενώ τα μεγάλα σωματίδια περίπου παρόμοια. Αυτό επιβεβαιώνεται από τα παρόντα αποτελέσματα, καθώς το μέσο AOD<sub>1020</sub> το Σεπτέμβριο είναι ~4 φορές μεγαλύτερο από την αντίστοιχη τιμή του Μαΐου, ενώ στα 340 nm η μέση τιμή του Σεπτεμβρίου είναι κατά ~11 φορές μεγαλύτερη. Κατά την περίοδο Οκτωβρίου-Δεκεμβρίου η φασματική εξάρτηση του AOD συνεχώς μειώνεται, ενώ την άνοιξη η μεταβολή του AOD είναι σχεδόν ουδέτερη.

Στην Ispra (Σχ. 6.2.4) δεν διαφαίνεται κάποια περίοδος όπου η φασματική μεταβολή του AOD είναι εντελώς διαφορετική. Παρόλα αυτά είναι εμφανής η μικρότερη μεταβλητότητα των AOD την άνοιξη και επιβεβαιώνεται και από τις τιμές των  $\alpha$ , ενώ πιο

έντονη είναι η φασματική μεταβολή τον Ιούνιο, λόγω των αυξημένων AOD στα μικρά μήκη κύματος.



Σχήμα 6.2.3. Μέση μηνιαία φασματική μεταβολή του AOD στην Alta Floresta.

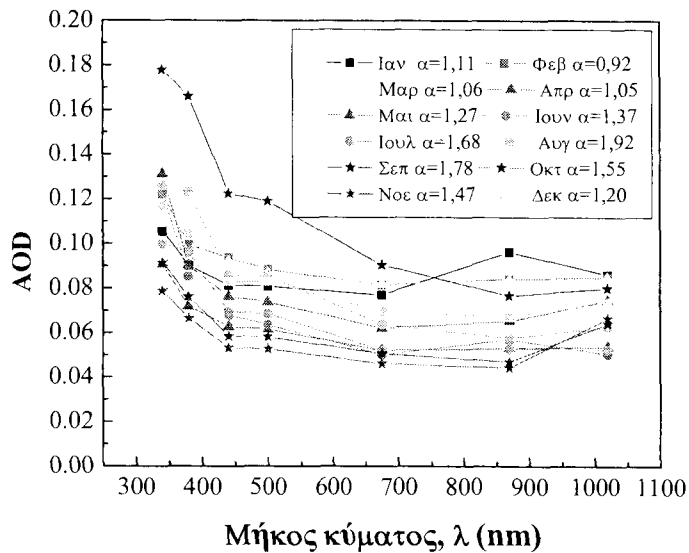


Σχήμα 6.2.4. Όπως στο Σχ. 6.2.3, αλλά στην Ispra.

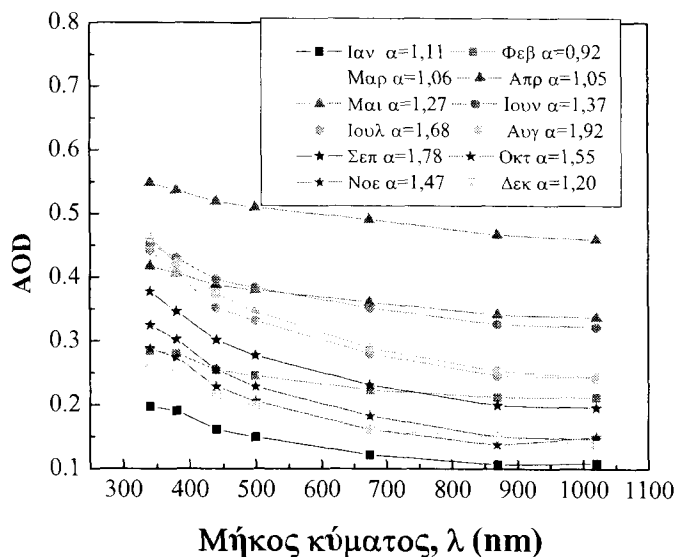
Στο Nauru (Σχ. 6.2.5) η μεταβολή των AOD με το μήκος κύματος είναι σχεδόν ουδέτερη, με αρκετές εναλλαγές από μήνα σε μήνα μην παρουσιάζοντας κάποια ιδιαίτερη τάση. Τα πιο χαρακτηριστικά συμπεράσματα είναι οι υψηλές τιμές το Σεπτέμβριο, η σχεδόν ανύπαρκτη μεταβολή για AOD πάνω από τα 500 nm και οι μεγάλες τιμές των AOD στα 380 nm και 340 nm.

Στο Solar Village (Σχ. 6.2.6) η φασματική μεταβολή του AOD σε κάθε μήνα είναι ενδεικτική της έντονης παρουσίας αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων, μη επιλεκτικών

στη σκέδαση. Ειδικά τους μήνες της άνοιξης η φασματική μεταβολή αναδεικνύει πολύ μεγάλες τιμές των AOD στα μεγάλα μήκη κύματος ενδεικτικές της έντονης παρουσίας ερημικών αερολυμάτων, ενώ το φθινόπωρο η φασματική μεταβολή είναι πιο έντονη. Παρόμοιες διαφορές όσον αφορά στις εποχικές μεταβολές του AOD, αναφέρονται επίσης στην Ανατολική Ασία (Ogunjobi et al., 2004), όπου η φασματική μεταβολή του Μαΐου (σωματίδια σκόνης) διαφέρει σημαντικά από αυτή του Οκτωβρίου (σωματίδια καπνού).



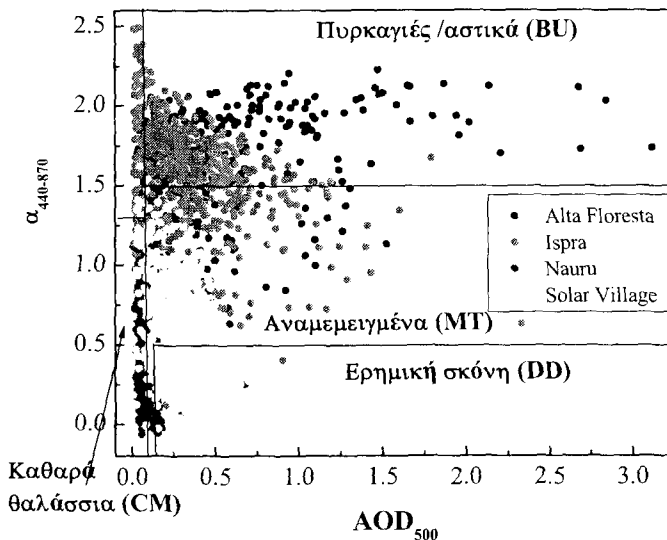
Σχήμα 6.2.5. Όπως στο Σχ. 6.2.3, αλλά στο Nauru.



Σχήμα 6.2.6. Όπως στο Σχ. 6.2.3, αλλά στο Solar Village.

#### 6.2.4 Μελέτη της συσχέτισης AOD και $\alpha$

Παρόλη τη γενικά ασθενή συσχέτιση μεταξύ AOD και  $\alpha$ , διαγράμματα αυτού του τύπου συχνά χρησιμοποιούνται στη μελέτη και ανάδειξη διαφόρων τύπων αερολυμάτων (Holben et al., 2001). Λόγω του ότι τα AOD και  $\alpha$  εξαρτώνται σημαντικά από το μήκος κύματος, η τιμή του AOD στα 500 nm χρησιμοποιείται συνήθως για την ανάδειξη των επιπέδων θόλωσης (Cachorro et al., 2001), ενώ τελευταία η πιο ευρέως χρησιμοποιούμενη περιοχή υπολογισμού του  $\alpha$  είναι αυτή των 440-870 nm που χρησιμοποιεί το AERONET. Πολύ διαφορετικά σχήματα και συσχετίσεις μπορούν να προκύψουν μέσω του διαγράμματος AOD- $\alpha$ , ειδικά αν το  $\alpha$  καθοριστεί σε διαφορετικές φασματικές περιοχές (Reid et al., 1999; Kaskaoutis et al., 2006b). Έτσι, μεγάλες τιμές του AOD με ταυτόχρονα μεγάλες τιμές του  $\alpha$  είναι ενδεικτικές της παρουσίας σωματιδίων μικρών διαστάσεων (καπνός, φωτοχημικοί ρύποι), ενώ σημαντικά ποσά αερολυμάτων με μικρά  $\alpha$  χαρακτηρίζουν τα μεγάλα σωματίδια σκόνης. Σε καθαρό θαλάσσιο περιβάλλον οι τιμές του AOD είναι αρκετά μικρές, ενώ και αυτές του  $\alpha$  πλησιάζουν το 0 ενδεικτικές αερολυμάτων θαλασσιού άλατος. Στο Σχ. 6.2.7 δίδεται το κοινό διάγραμμα AOD<sub>500</sub>- $\alpha_{440-870}$  για όλες τις θέσεις, ενώ τα δεδομένα αντιπροσωπεύουν μέσες ημερήσιες τιμές. Παρόλο που το  $\alpha$  εξαρτάται από το μήκος κύματος, το διάγραμμα αυτό μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως εργαλείο ενός πρώτου διαχωρισμού των διαφόρων τύπων των αερολυμάτων.



Σχήμα 6.2.7. Συσχέτιση του AOD<sub>500</sub> με το  $\alpha_{440-870}$ .

Από το παραπάνω Σχήμα προκύπτει ένας αρκετά ευκρινής διαχωρισμός των αερολυμάτων ανάλογα με την προέλευσή τους, γεγονός που επιβεβαιώνει την ορθή επιλογή των 4 θέσεων ως χαρακτηριστικών διαφορετικών τύπων. Παρόλα αυτά, για χαμηλές θολώσεις παρατηρείται μια μεγάλη κύμανση των τιμών του  $\alpha$  με αποτέλεσμα ο τύπος αερολύματος να μην είναι διακρίσιμος. Το γεγονός αυτό είναι εγγενές πρόβλημα σε κάθε προσπάθεια συσχέτισης των δύο μεγεθών και έχει επισημανθεί σε όλες τις σχετικές μελέτες (Eck et al., 1999; Holben et al., 2001; Ogunjobi et al., 2004).

Στην Alta Floresta παρατηρείται πράγματι μεγάλη μεταβλητότητα στις τιμές του  $\alpha$  για  $AOD_{500} < 0,1$ , αναδεικνύοντας αγροτικές συνθήκες με μεγάλη μεταβλητότητα στο μέγεθος των σωματιδίων. Μια τάση αύξησης του  $\alpha$ , που διαφαίνεται στα μεγάλα AOD, αναδεικνύει την έντονη παρουσία θόλωσης προερχόμενης από μικρά αερολύματα (πρωτογενής καπνός). Αντίθετα, σε πολλές περιπτώσεις παρατηρείται μια τάση μείωσης του  $\alpha$  με το AOD για σωματίδια καπνού, ειδικά όταν πρόκειται για μη πρωτογενή (παλαιωμένο καπνό). Οι Reid et al. (1999) αναφέρουν αρκετούς λόγους για αυτό όπως, α) σε μεγάλες συγκεντρώσεις η αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων καπνού λόγω συσσωμάτωσης γίνεται ευκολότερη, β) ο ρυθμός αύξησης του μεγέθους αυξάνεται σχεδόν γραμμικά με τη συγκέντρωσή τους, δηλ. ο ρυθμός αύξησης είναι 4 φορές μεγαλύτερος όταν το  $AOD_{500}$  είναι 2 παρά όταν είναι 0,5, γ) αυξανόμενα σε μέγεθος τα σωματίδια γίνονται πιο ουδέτεροι σκεδαστές με συνέπεια να ελαττώνεται η τιμή του  $\alpha$ .

Η συσχέτιση  $AOD_{500}-\alpha_{440-870}$  στην Ispra παρουσιάζει μεγάλη μεταβλητότητα για μικρές θολώσεις, αναδεικνύοντας την παρουσία και μικρών ( $\alpha=2-2,5$ ) αλλά και μεγάλων ( $\alpha=0,5$ ) σωματιδίων. Αυτή η μεγάλη κύμανση των τιμών του  $\alpha$  καταλήγει σε ασθενή συσχέτιση των δύο μεγεθών ( $r=-0,2$ ). Παρόλα αυτά, είναι εμφανής η αρνητική συσχέτιση κάτω από συνθήκες μέτριας και υψηλής θόλωσης οφειλόμενη κύρια στους λόγους που εκτέθηκαν πριν. Αρνητική συσχέτιση μεταξύ AOD- $\alpha$  αυτής της μορφής έχει παρατηρηθεί σε πολλές εργασίες, κυρίως όσον αφορά ανθρωπογενή αερολύματα (Eck et al., 1999; Kim et al., 2004; Ogunjobi et al. 2004). Οι οπτικές ιδιότητες των αστικών αερολυμάτων είναι άρρηκτα συνδεδεμένες με τις πηγές εκπομπής, τον τύπο των καυσίμων, την αστική ομίχλη, τη σχετική υγρασία κ.ά., με αποτέλεσμα αυτά τα αερολύματα συχνά να μεταλλάσσονται ταχύτατα ως προς το μέγεθος και τη χημική τους σύσταση, καθώς είναι και πολύ υγροσκοπικά.

Στο Nauyu η συσχέτιση  $AOD_{500}-\alpha_{440-870}$  είναι πολύ ασθενής ( $r=-0,26$ ). Αν και από το διάγραμμα τούτο δεν καθίσταται εμφανές λόγω των πολύ μικρών AOD, εντούτοις σε μεγαλύτερες θολώσεις η πλειοψηφία των αερολυμάτων είναι κυρίως σωματίδια μεγάλου μεγέθους (θαλάσσιο άλας) παρουσιάζοντας πολύ μικρές τιμές του  $\alpha_{440-870}$ . Παρόμοιες συσχετίσεις  $AOD_{500}-\alpha_{440-870}$  αναφέρονται από τους Smirnov et al. (2002b) για θαλάσσιου τύπου αερολύματα.

Στο Solar Village η αρνητική συσχέτιση  $AOD_{500}-\alpha_{440-870}$  είναι εμφανής, παρουσιάζοντας όμως αντίθετη μεταβολή από την αντίστοιχη των αστικών αερολυμάτων της Ispra. Η συσχέτιση αυτή είναι σε απόλυτη συμφωνία με αντίστοιχες που αφορούν ερημικές περιοχές (Smirnov et al., 2002a; Masmoudi et al., 2003). Έτσι, ενώ για  $AOD_{500} < 0,5$  παρατηρείται μια μεγάλη διασπορά στις τιμές του  $\alpha$ , οι τιμές του  $\alpha$  είναι πάντα  $< 0,5$  όταν πρόκειται για αερολύματα ερημικής σκόνης κάτω από έντονες συνθήκες θόλωσης. Αντίθετα, δεν προκύπτει εμφανής τάση συσχέτισης για ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha$ , μεταξύ 0,5 και 1,3. Τιμές αυτού του μεγέθους είναι χαρακτηριστικές διμέγιστων κατανομών με περίπου ίση αναλογία μικρών και μεγάλων σωματιδίων, οι οποίες αναδεικνύουν ένα καλά αναμεμιγμένο τύπο αερολύματος. Ένα τέτοιο παράδειγμα αναφέρεται από τους Eck et al. (1999) με τιμές  $AOD_{500}=0,43$  και  $\alpha=1,0$  σαν αποτέλεσμα της ανάμειξης σωματιδίων σκόνης με βιομηχανικά αερολύματα.

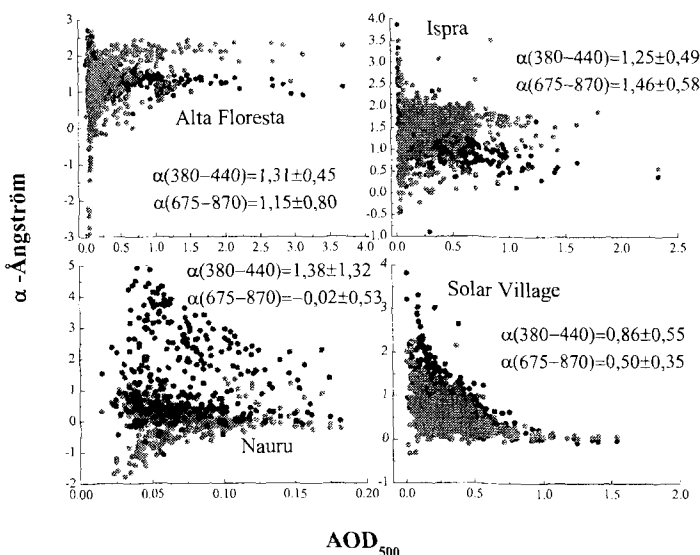
Ο αναμεμιγμένος τύπος αερολύματος είναι το αποτέλεσμα διαφόρων διαδικασιών μέσα στην ατμόσφαιρα περιλαμβάνοντας αρχικά μικρά ή και μεγάλα σωματίδια. Στις διαδικασίες ανάμειξης κυρίαρχο ρόλο παίζουν οι διαδικασίες της συσσωμάτωσης και της προσρόφησης υδρατμών. Από εκτενείς μελέτες κατά την

πειραματική εκστρατεία TARFOX βρέθηκε ότι οι μεταβολές στη σχετική υγρασία συσχετίζονται ισχυρά με αντίστοιχες μεταβολές στην ενεργή ακτίνα των σωματιδίων (Ferrare et al., 2000). Η αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων σε συνθήκες υψηλής σχετικής υγρασίας έχει ως αποτέλεσμα την ταυτόχρονη αύξηση του AOD, ενώ πιο ευμετάβλητα σε μεταβολές της σχετικής υγρασίας είναι τα υδροσκοπικά αστικά αερολύματα με σημαντικό ποσοστό ανόργανων συστατικών (θεικών και νιτρικών) (Day et al., 2000). Πιθανή αύξηση του μεγέθους των σωματιδίων καπνού στην Alta Floresta είναι λιγότερο πιθανό να σχετίζεται με προσρόφηση υδρατμών λόγω του μικρού συντελεστή υγροποίησης (Eck et al., 2001b). Παρόλα αυτά μερική αύξηση του μεγέθους μπορεί να αποδοθεί σε προσρόφηση υδρατμών μολονότι τα επίπεδα της σχετικής υγρασίας δεν είναι πολύ υψηλά κατά την περίοδο των πυρκαγιών στην Alta Floresta. Συνεπώς, η πιο πιθανή αιτία αύξησης του μεγέθους των σωματιδίων καπνού είναι η συσσωμάτωσή τους μετά από αρκετό χρόνο παραμονής τους στην ατμόσφαιρα. Τα αερολύματα στις απομακρυσμένες ωκεάνιες περιοχές, που σπάνια έρχονται σε επαφή με αερολύματα από ηπειρωτικές πηγές, είναι αρκετά δύσκολο να μεταβληθούν σε μέγεθος ή πολύ περισσότερο σε χημική σύσταση. Επηρεάζονται, όμως, πολύ από τις μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως τον άνεμο και τη βροχή, η οποία συντελεί στην υγρή τους εναπόθεση. Επίσης, ο άνεμος εκτός από μέσο μεταφοράς τους, μπορεί να συμβάλει στη ξηρή εναπόθεσή τους. Τέλος, τα ερημικά αερολύματα μπορεί εύκολα να χάσουν τις αρχικές τους ιδιότητες όταν μεταφέρονται σε μεγάλες αποστάσεις από την πηγή παραγωγής τους, καθώς τα μεγαλύτερα σωματίδια, λόγω αυξημένου βάρους, εναποτίθενται κοντά στην πηγή και μόνο τα μικρότερα μπορούν να μεταφερθούν από τον επικρατούντα άνεμο. Ειδικά στην περιοχή της Αραβικής χερσονήσου τα ερημικά αερολύματα μπορούν εύκολα να αναμειχθούν με τα αντίστοιχα των βιομηχανιών ή με αερολύματα από τις καύσεις στις πετρελαιοπηγές της περιοχής. Αυτό, εξάλλου, αναδεικνύεται και στους Smirnov et al. (2002a), οι οποίοι βρήκαν διπλό μέγιστο στην κατανομή των τιμών του  $\alpha_{440-870}$ , 0,7 για σωματίδια σκόνης και 1,3 για βιομηχανικά αερολύματα. Τα προαναφερθέντα συντελούν στη δυσκολία προσδιορισμού ενός κυρίαρχου τύπου αερολύματος πάνω από μια περιοχή, με αποτέλεσμα αυτή να συμβάλλει στις μεγάλες αβεβαιότητες προσδιορισμού της κλιματικής επίδρασης των αερολυμάτων.

Στην παρούσα διατριβή πραγματοποιείται μια πρώτη προσπάθεια χαρακτηρισμού και διαχωρισμού των αερολυμάτων στους 4 βασικούς τύπους, χρησιμοποιώντας τις τιμές των  $AOD_{500}$  και  $\alpha_{440-870}$ . Σαν τιμές κατωφλίου για κάθε τύπο έχουν υιοθετηθεί αυτές που προτείνονται από τους Pace et al. (2006), οι οποίοι προχώρησαν στο διαχωρισμό των αερολυμάτων στη νήσο Lampedusa. Έτσι, οι τιμές του  $AOD_{500} < 0,06$  και  $\alpha_{440-870} < 1,3$  αναπαριστούν καθαρές ωκεάνιες συνθήκες (τύπος CM). Εξάλλου, όλες οι περιπτώσεις, εκτός από 2, παρουσιάζουν  $\alpha_{440-870} < 1,3$  στο Nauyu, β)  $AOD_{500} > 0,1$  και  $\alpha_{440-870} > 1,5$  χαρακτηρίζουν αερολύματα πυρκαγιών και αστικά/βιομηχανικά (τύπος BU), ενώ γ)  $AOD_{500} > 0,15$  και  $\alpha_{440-870} < 0,5$  είναι χαρακτηριστικά ερημικών αερολυμάτων (τύπος DD). Όσες περιπτώσεις δεν ανήκουν σε κάποιο από τους παραπάνω τύπους χαρακτηρίζονται ως αναμειγμένου τύπου (τύπος MT). Στο Σχ. 6.2.7 οι δύο οριζόντιες γραμμές στα  $AOD_{500} = 0,5$  και 1,5 αποτελούν τις διαχωριστικές τιμές για κάθε τύπο αερολύματος. Είναι χαρακτηριστικό ότι το 100% του τύπου BU είναι σωματίδια στην Alta Floresta και Ispra, ενώ το 97% του τύπου DD είναι σωματίδια στο Solar Village. Αντίθετα, από τα χαρακτηριζόμενα ως αερολύματα CM μόνο το 57% βρίσκεται στο Nauyu, γεγονός που

αναδεικνύει καθαρές συνθήκες και στις ηπειρωτικές περιοχές, ενώ ο τύπος MT συναντάται και στις 4 τοποθεσίες. Αναλυτική μελέτη των ποσοστών συμμετοχής του κάθε τύπου ανά εποχή θα δοθεί στην παράγραφο 10.2.5.

Μέχρι στιγμής οι τιμές του  $\alpha_{440-870}$ , που χρησιμοποιήθηκαν, περιλαμβάνουν ταυτόχρονα μικρά και μεγάλα μήκη κύματος, παρέχοντας ένα μέτρο της φασματικής μεταβολής του AOD σε ευρεία φασματική περιοχή, 440-870 nm. Όμως, οι τιμές του  $\alpha$  υπολογισμένες σε διαφορετικές στενές φασματικές ζώνες αναδεικνύουν διαφορετικά χαρακτηριστικά των αερολυμάτων. Όπως αποδείχθηκε μέσω θεωρητικών υπολογισμών από τους Reid et al. (1999), οι τιμές του  $\alpha$  στα μικρά μήκη κύματος είναι πιο επιρρεπείς σε αλλαγές του μεγέθους (ενεργή ακτίνα και γεωμετρική τυπική απόκλιση) των μικρών παρά των μεγάλων σωματιδίων. Λόγω αυτού, οι τιμές του  $\alpha$  στα μικρά μήκη κύματος συσχετίζονται με την ενεργή ακτίνα των αερολυμάτων, ενώ στα μεγάλα μήκη κύματος παρέχουν πληροφορίες για το λόγο μικρών/μεγάλων σωματιδίων στην κατανομή μεγέθους (O' Neill et al., 2001b; Schuster et al., 2006). Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η φασματική εξάρτηση της εξασθένισης της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω αερολυμάτων μειώνεται σημαντικά για σωματίδια μεγέθους παρόμοιου με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Επίσης, μέσω θεωρητικών υπολογισμών οι Schuster et al. (2006) έδειξαν ότι η αυξημένη συγκέντρωση μεγάλων σωματιδίων μειώνει τόσο τις τιμές του  $\alpha$  όσο και την εξάρτησή του από την ενεργή ακτίνα των μικρών σωματιδίων. Συνεπώς, η συσχέτιση μεταξύ  $AOD_{500}$  και τιμών του  $\alpha$  σε διαφορετικές φασματικές περιοχές προκύπτει εντελώς διαφορετική και ταυτόχρονα αποτελεί ένα επιπλέον μέσο για τη γνώση της κατανομής μεγέθους του κάθε τύπου αερολύματος. Επίσης, παρέχει πρόσθετες πληροφορίες όσον αφορά τη φασματική μεταβολή του  $\alpha$ . Χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Volz, οι κυματικοί εκθέτες του Ångström υπολογίσθηκαν σε δύο διαφορετικές φασματικές περιοχές, 380-440 nm (κυανό) και 675-870 nm (κόκκινο). Η συσχέτιση των τιμών αυτών με το  $AOD_{500}$  φαίνεται στο Σχ. 6.2.8 και στις 4 θέσεις του AERONET. Στο Σχήμα δίδονται, επίσης, οι μέσες τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις για το  $\alpha$  κάθε φασματικής ζώνης.



Σχήμα 6.2.8. Συσχέτιση του  $AOD_{500}$  με το  $\alpha$  σε δύο φασματικές περιοχές 380-440 nm (κυανό) και 675-870 nm (κόκκινο).

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η μείωση του  $\alpha_{380-440}$  με το  $AOD_{500}$  αναδεικνύει αύξηση του μεγέθους των μικρών σωματιδίων σε αυξημένες συνθήκες θόλωσης. Η αύξηση αυτή, ανάλογα με τον τύπο, τη χημική σύσταση και τις μετεωρολογικές συνθήκες, μπορεί να επέλθει είτε από συσσωμάτωση είτε από προσρόφηση υδρατμών, όπως αναλύθηκε προηγούμενα. Η αρνητική συσχέτιση μεταξύ  $\alpha_{380-440}$  και  $AOD_{500}$  είναι εμφανής σε όλες τις θέσεις και ισχυρότερη στο Solar Village ( $r=-0,58$ ) και στην Ispra ( $r=-0,55$ ). Αντιθέτως, στο Nauru η διασπορά είναι πολύ μεγάλη ( $r=-0,14$ ), ενώ στην Alta Floresta η συσχέτιση είναι ουδέτερη ( $r=-0,06$ ). Παρόμοια ασθενής αρνητική συσχέτιση παρουσιάζεται και από τους Eck et al. (2001b) για αερολύματα πυρκαγιών στη νότια Αφρική. Η ουδέτερη συσχέτιση μεταξύ  $\alpha_{380-440}$  και  $AOD_{500}$  για αερολύματα καπνού οφείλεται στο γεγονός ότι η παρουσία πρωτογενούς «φρέσκου» καπνού αναδεικνύει θετική συσχέτιση μεταξύ  $AOD$  και  $\alpha$  (Reid et al., 1999).

Όπως ειπώθηκε προηγούμενα, η μεγάλη κύμανση των τιμών των  $\alpha$  για μικρές θολώσεις είναι εμφανής σε όλες τις θέσεις. Όσον αφορά τα  $\alpha_{675-870}$  παρατηρείται μια δραματική μείωσή τους για μικρές τιμές του  $AOD_{500}$  στην Alta Floresta, ενώ παρόμοια τάση αναδεικνύεται και στην Ispra. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί με την παρουσία σημαντικού ποσοστού μεγάλων σωματιδίων για καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Συνεπώς, η αύξηση του  $\alpha_{675-870}$  με το  $AOD_{500}$  αναδεικνύει τη μετάβαση από ένα καθαρό σε ένα ρυπασμένο περιβάλλον καπνού. Η σημαντική κύμανση των τιμών του  $\alpha_{675-870}$  είναι, όμως, εμφανής και για μεγαλύτερες τιμές των  $AOD_{500}$ , κυρίως στην Alta Floresta και στην Ispra. Η κύμανση αυτή οφείλεται σε πολλούς λόγους, όπως στη φάση της πυρκαγιάς, τη φύση και την υγρασία του καυσίμου, το χρόνο παρέλευσης της καύσης, τις διαδικασίες συσσωμάτωσης, τις επιδράσεις της σχετικής υγρασίας, την παραγωγή φωτοχημικών ρύπων, κ.ά. Τέλος, η μεγάλη κύμανση και διασπορά στο Nauru εμπεριέχει σημαντικά σφάλματα, τα οποία θα μελετηθούν σε επόμενη παράγραφο.

Όπως αναμενόταν λόγω της φασματικής μεταβολής του  $\alpha$ , οι τιμές του  $\alpha_{380-440}$  διαφέρουν σημαντικά από τις αντίστοιχες του  $\alpha_{675-870}$  σε κάθε θέση. Λεπτομερής ανάλυση αυτών των διαφορών θα παρουσιασθεί στην παράγραφο 6.3. Από το Σχ. 6.2.8 και από τις αναγραφόμενες τιμές των  $\alpha$  οι 4 θέσεις μπορούν να καταταγούν σε 2 ομάδες: α) Alta Floresta και Ispra και β) Nauru και Solar Village. Στην πρώτη ομάδα οι τιμές του  $\alpha_{675-870}$  είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες  $\alpha_{380-440}$ , ενώ στη δεύτερη συμβαίνει το αντίθετο. Οι χαμηλότερες μέσες τιμές  $\alpha_{675-870}$  στην Alta Floresta οφείλονται στις πολύ μικρές τιμές που παρουσιάζονται για χαμηλές θολώσεις, συνθήκες που δεν προϋδεάζουν για παρουσία πυρκαγιών. Αντίθετα, για  $AOD_{500} > 0,5$  τα  $\alpha_{675-870}$  είναι αρκετά μεγαλύτερα από τα αντίστοιχα  $\alpha_{380-440}$ . Μεγαλύτερες τιμές του  $\alpha$  στα μεγάλα μήκη κύματος αντανακλούν έντονη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων, ενώ η φασματική καμπύλη του  $\ln AOD$  με το  $\ln \lambda$  είναι αρνητική, κυρτού τύπου (Eck et al., 2001b, 2003). Παρατηρείται, εξάλλου, ότι για μεγάλες τιμές του  $AOD_{500}$  (συνθήκες πυρκαγιών) οι διαφορές μεταξύ των  $\alpha$  είναι αρκετά μεγάλες, αναδεικνύοντας την εντονότερη φασματική εξάρτηση του. Αυτό το συμπέρασμα συμφωνεί με τα αντίστοιχα των Eck et al. (1999) και Schuster et al. (2006), οι οποίοι αναφέρουν αύξηση της φασματικής εξάρτησης και της καμπυλότητας του  $\alpha$  με αυξημένη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων. Στην Ispra, οι διαφορές μεταξύ των  $\alpha$  είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες στην Alta Floresta, ενώ για συνθήκες υψηλής θόλωσης οι διαφορές παραμένουν σημαντικές.



Χαρακτηριστικό των δύο θέσεων είναι η μη εξάρτηση του  $\alpha_{675-870}$  από το  $AOD_{500}$  για μεγάλες τιμές του τελευταίου.

Αντίθετα, στο Nauru και το Solar Village τα  $\alpha_{380-440}$  είναι μεγαλύτερα από τα  $\alpha_{675-870}$ , αναδεικνύοντας θετική καμπυλότητα (κοίλου τύπου) παρόμοια με αυτή που αναδείχθηκε στην Αθήνα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2006). Τα αποτελέσματα αυτά συμφωνούν με τα αντίστοιχα των Eck et al. (1999) και Schuster et al. (2006), οι οποίοι αναφέρουν μια ελαφρά θετική καμπυλότητα για μεγάλου μεγέθους σωματίδια. Παρατηρείται, εξάλλου, ότι για μεγαλύτερες τιμές του  $AOD_{500}$  οι διαφορές μεταξύ των  $\alpha$  είναι πολύ μικρές ειδικά στο Solar Village, αναδεικνύοντας σημαντικά μικρότερη καμπυλότητα, γεγονός που είναι σε απόλυτη συμφωνία με σχετική μελέτη στην Αθήνα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2006). Αυξανόμενου του  $AOD_{500}$  τα  $\alpha$  ελαττώνονται και στα μικρά και τα μεγάλα μήκη κύματος στο Solar Village. Αυτό αναδεικνύει τη σημαντική συνεισφορά των αερολυμάτων σκόνης σε συνθήκες υψηλής θόλωσης, τα οποία επηρεάζουν με παρόμοιο τρόπο τόσο τα μικρά όσο και τα μεγάλα μήκη κύματος, λόγω της μη επιλεκτικότητάς τους στη σκέδαση. Τα ίδια ακριβώς συμπεράσματα με το Solar Village εξάγονται και για το Nauru καθώς τα αερολύματα είναι κυρίως σωματίδια θαλάσσιου άλατος, μεγάλου μεγέθους. Λόγω όμως των πολύ καθαρών συνθηκών, τα σφάλματα στον υπολογισμό των  $AOD$  και των  $\alpha$  είναι σημαντικά. Χαρακτηριστικές, πάντως, είναι οι πολύ υψηλές τιμές των  $\alpha_{380-440}$  οφειλόμενες στις μεγάλες τιμές των  $AOD_{380}$  (Σχ. 6.2.5), όπως επίσης και οι πολλές αρνητικές τιμές  $\alpha_{675-870}$  κυρίως για πολύ μικρές θολώσεις.

### 6.2.5 Διάκριση και κατάταξη των αερολυμάτων

Στην παράγραφο αυτή πραγματοποιείται μια προσπάθεια κατάταξης των αερολυμάτων κάθε τοποθεσίας στους 4 βασικούς τύπους. Η διαχωρισμός τους αναλύθηκε στην παράγραφο 6.2.4 και τα αποτελέσματα καταχωρούνται στον Πίνακα 6.2.1 ως % ποσοστά εμφάνισης του κάθε τύπου αερολύματος. Επίσης, αναφέρονται και τα ποσοστά για ολόκληρη την περίοδο μελέτης από όπου μπορεί να φανεί αν η κάθε θέση είναι χαρακτηριστική του τύπου αερολύματος για τον οποίο επιλέχθηκε. Στην Alta Floresta το 51,8% των περιπτώσεων αντιστοιχεί σε αερολύματα αναμεμειγμένου τύπου, ενώ το 41,8% είναι αερολύματα πυρκαγιών. Αυτό είναι απόλυτα λογικό, καθώς «καθαρά» αερολύματα πυρκαγιών εντοπίζονται μόνο κατά τη ξηρή περίοδο του έτους, με αποτέλεσμα το ποσοστό αυτών το καλοκαίρι και το φθινόπωρο να ανέρχεται στο 59,1% και 63,8%, αντίστοιχα. Επίσης, κατά την περίοδο αυτή οι διαδικασίες ανάμειξης στην ατμόσφαιρα μπορούν να μεταβάλλουν ταχύτητα τα αερολύματα καπνού σε αναμεμειγμένου τύπου, σε ποσοστό ~36%. Καθαρές συνθήκες εντοπίζονται κυρίως το χειμώνα και την άνοιξη. Λόγω όλων αυτών, το ποσοστό 41,8% του τύπου BU στην Alta Floresta σε ετήσια βάση κρίνεται αρκετά ικανοποιητικό. Στην Ipsra το μεγαλύτερο ποσοστό είναι τύπου BU (47,2%), ενώ σημαντικό ποσοστό κατέχουν και τα αναμεμειγμένα αερολύματα, 38,5% σε ετήσια βάση. Η μεγαλύτερη πλειοψηφία των αστικών αερολυμάτων εντοπίζεται το καλοκαίρι (64,5%), ενώ αυτή των καθαρών συνθηκών το χειμώνα (26,2%), όπου οι αυξημένες βροχοπτώσεις και οι άνεμοι ευνοούν την εναπόθεση των αερολυμάτων. Χαρακτηριστική είναι, επίσης, η μηδαμινή εμφάνιση καθαρών ερημικών αερολυμάτων λόγω της σημαντικής απόστασης από τη Σαχάρα και των διαδικασιών ανάμειξης, που υφίστανται, τόσο πάνω από τη Μεσόγειο όσο και μέσα στο αστικό περιβάλλον. Στο Nauru, όπως αναμενόταν, η μεγάλη πλειοψηφία (56,7%)

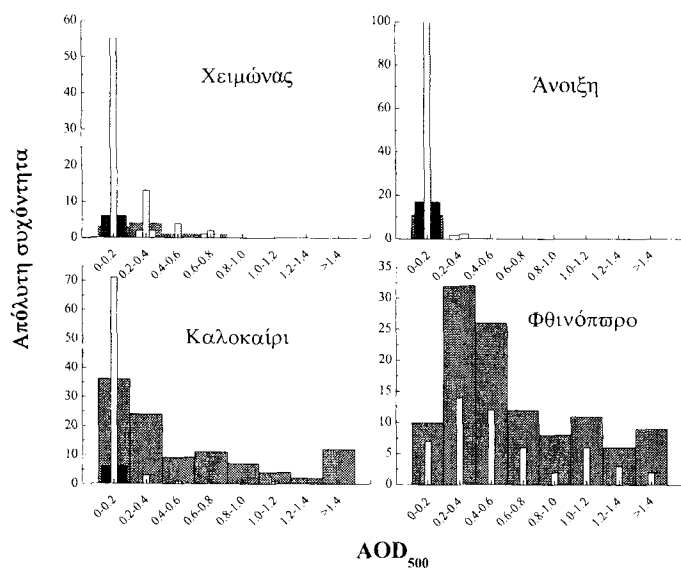
των περιπτώσεων αντιστοιχεί σε καθαρά θαλάσσια σωματίδια, ενώ σημαντική είναι και η συνεισφορά του αναμεμιγμένου τύπου (40,3%). Το μικρότερο ποσοστό των θαλάσσιων αερολυμάτων εντοπίζεται την άνοιξη και το καλοκαίρι, όπου είναι εντονότερη η ανάμειξη, εποχή που εμφανίζεται και το μεγαλύτερο, αν και πολύ μικρό, ποσοστό ερημικών αερολυμάτων. Πολύ χαρακτηριστική είναι η απουσία αστικών αερολυμάτων ή αερολυμάτων πυρκαγιών, γεγονός που αναδεικνύει τις ανεπηρέαστες από άλλες πηγές συνθήκες υποβάθρου, για τις οποίες επιλέχθηκε η θέση αυτή. Στο Solar Village τα ποσοστά των ερημικών και αναμεμιγμένων σωματιδίων είναι περίπου ίσα σε ετήσια βάση, με τα πρώτα να υπερισχύουν σημαντικά την άνοιξη (περίπου 4 φορές μεγαλύτερα), όπου παρατηρούνται και οι περισσότερες και πιο έντονες εκπομπές σκόνης. Καθαρές συνθήκες συναντώνται σχεδόν αποκλειστικά το χειμώνα (14,8%), ενώ χαρακτηριστική είναι η απουσία βιομηχανικών σωματιδίων. Συνεπώς, η επιλογή της θέσης ως χαρακτηριστικής ερημικών αερολυμάτων κρίνεται απόλυτα ικανοποιητική.

**Πίνακας 6.2.1.** Συχνότητα εμφάνισης (%) του κάθε τύπου αερολύματος σε κάθε τοποθεσία του AERONET ανά εποχή και όλο το έτος συνολικά κατά την περίοδο 2002-2004.

Τοποθεσία AERONET	Εποχή	Αερολύματα			
		BU	CM	DD	MT
Alta Floresta	Έτος	41,8	6,0	0,7	51,5
	Χειμώνας	11,3	7,7	3,3	77,7
	Άνοιξη	8,8	15,3	1,6	75,3
	Καλοκαίρι	59,1	4,4	0	36,5
	Φθινόπωρο	63,8	0	0	36,2
Ispra	Έτος	47,2	13,7	0,6	38,5
	Χειμώνας	31,8	26,2	2	39,8
	Άνοιξη	33,9	5,5	1,2	59,4
	Καλοκαίρι	64,5	8,3	0,5	26,7
	Φθινόπωρο	52,8	17	0,0	30,2
Nauru	Έτος	0	56,7	3,0	40,3
	Χειμώνας	0	65,4	3,8	30,8
	Άνοιξη	0	52,4	4,6	43,0
	Καλοκαίρι	0	51,9	1,3	46,8
	Φθινόπωρο	0	60,3	1,4	38,3
Solar Village	Έτος	0	3,7	46,6	49,7
	Χειμώνας	0	14,8	30,2	55
	Άνοιξη	0	0	79,3	20,7
	Καλοκαίρι	0	0	47,6	52,4
	Φθινόπωρο	0	0,6	16,3	83,1

Τέλος, αξίζει να επισημανθεί ότι η επιλογή των τιμών κατωφλίου για το διαχωρισμό των τύπων, να μεν ακολουθεί τις προτάσεις των Pace et al. (2006), αλλά παραμένει κάπως «αυθαίρετη» καθώς δεν υπάρχουν σαφή όρια διαχωρισμού μεταξύ των τύπων των αερολυμάτων. Έτσι, μια μικρή αλλαγή των τιμών κατωφλίου είναι δυνατόν να μεταβάλει σημαντικά τα παραπάνω ποσοστά. Υπολογίστηκε ότι αλλαγή στην τιμή κατωφλίου του  $a_{440-870}$  από 1,5 σε 1,4 θα αυξήσει το ποσοστό του τύπου BU σε ετήσια βάση κατά 4,4% στην Alta Floresta και κατά 7,4% στην Ispra. Παρόμοια αύξηση της τιμής του  $a_{440-870}$  από 0,5 σε 0,6 θα αυξήσει το ποσοστό των ερημικών αερολυμάτων στο Solar Village κατά 5,8% σε ετήσια βάση.

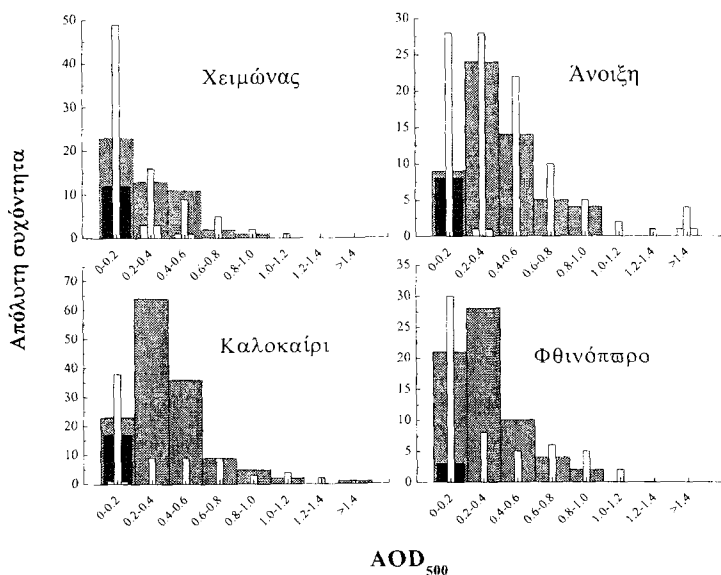
Στη συνέχεια ο παραπάνω διαχωρισμός αναλύεται περαιτέρω με βάση τις τιμές των  $AOD_{500}$  και  $a_{440-870}$ . Οι τιμές αυτών κατατάχθηκαν σε διαστήματα ενώ για κάθε διάστημα τιμών δίδονται οι απόλυτες συχνότητες εμφάνισης κάθε τύπου αερολύματος για κάθε εποχή. Τα διαστήματα τιμών των  $AOD_{500}$  και  $a_{440-870}$  είναι τα ίδια σε κάθε θέση βοηθώντας έτσι στην καλύτερη σύγκριση. Αρχικά, η κατάταξη έγινε ως προς τις τιμές του  $AOD_{500}$ . Στην Alta Floresta ο BU τύπος κυριαρχεί μόνο το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, ενώ το χειμώνα και την άνοιξη η συντριπτική πλειοψηφία των περιπτώσεων ανήκει στα αναμεμιγμένα αερολύματα, Σχ. 6.2.9. Για μικρές τιμές του  $AOD_{500}$  την άνοιξη η παρουσία καθαρών συνθηκών κατέχει επίσης σημαντικό ποσοστό. Το καλοκαίρι για  $AOD_{500} > 0,5$  όλα τα αερολύματα είναι BU τύπου, ενώ το φθινόπωρο σε κάθε διάστημα τιμών του  $AOD_{500}$  σημαντική συνεισφορά έχει και ο αναμεμιγμένος τύπος, αναδεικνύοντας έτσι τη σημαντική επίδραση των μηχανισμών ανάμειξης μετά το τέλος των πυρκαγιών στην περιοχή αυτή. Πολύ χαρακτηριστική είναι επίσης η απουσία μεγάλων τιμών του  $AOD_{500}$  το χειμώνα και την άνοιξη.



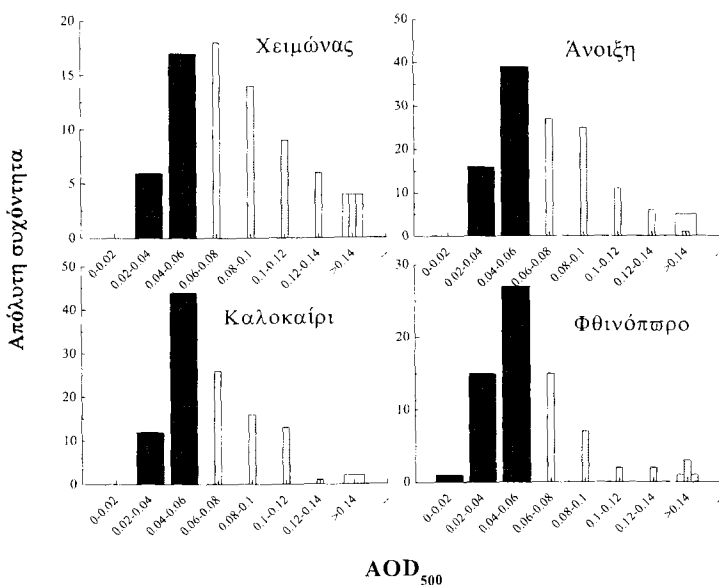
**Σχήμα 6.2.9.** Αριθμός περιπτώσεων των τιμών του  $AOD_{500}$  σε κάθε εποχή στην Alta Floresta για την περίοδο 2002-2004. Κόκκινο για BU, σκούρο κυανό για CM, κίτρινο για DD και ανοιχτό κυανό για MT.

Στην Ispra (Σχ. 6.2.10) η κατάσταση είναι πιο πολύπλοκη, καθώς παρουσιάζεται ταυτόχρονη παρουσία όλων των τύπων αερολυμάτων σε κάθε διάστημα τιμών. Τα κύρια

συμπεράσματα που προκύπτουν είναι: α) η σημαντική συνεισφορά του τύπου CM για μικρές τιμές του AOD<sub>500</sub> ιδιαίτερα το χειμώνα, β) η κυριαρχία των αναμεμιγμένων αερολυμάτων για τιμές του AOD<sub>500</sub>>0,6 σε όλες τις εποχές, γ) η πολύ μικρή έως ανύπαρκτη παρουσία αερολυμάτων ερημικού τύπου, και δ) η πλειοψηφία των αναμεμιγμένων αερολυμάτων την άνοιξη και των αστικών/ βιομηχανικών το καλοκαίρι και το φθινόπωρο.

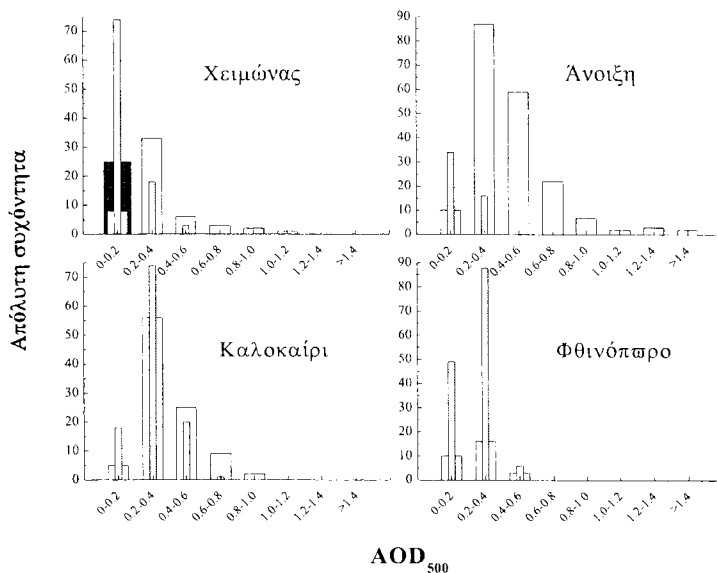


Σχήμα 6.2.10. Όπως στο Σχ. 6.2.9, αλλά στην Ispra.



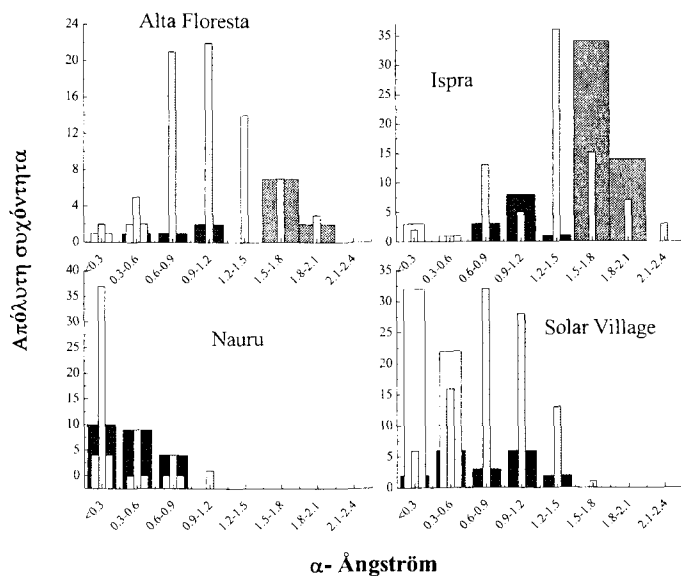
Σχήμα 6.2.11. Όπως στο Σχ. 6.2.9, αλλά στο Nauri.

Στο Nauru (Σχ. 6.2.11) η κατάσταση είναι πολύ ξεκάθαρη σε κάθε εποχή. Έτσι, για  $AOD_{500} < 0,06$  τα αερολύματα είναι καθαρού θαλάσσιου τύπου, ενώ για μεγαλύτερα  $AOD_{500}$  αναμεμειγμένου. Ερημικά σωματίδια στην ωκεάνια αυτή περιοχή συναντώνται μόνο στις μέγιστες τιμές του  $AOD_{500}$ . Στο Solar Village τα αερολύματα είναι κυρίως ερημικής προέλευσης ή αναμεμειγμένου τύπου. Μόνο το χειμώνα συναντώνται καθαρές θαλάσσιες συνθήκες. Χαρακτηριστική, επίσης, είναι η κυριαρχία των αερολυμάτων ερημικού τύπου για μεγάλες τιμές του  $AOD_{500}$  ιδιαίτερα την άνοιξη, ενώ στις μικρές τιμές του  $AOD_{500}$  κυριαρχούν τα αναμεμειγμένα αερολύματα.

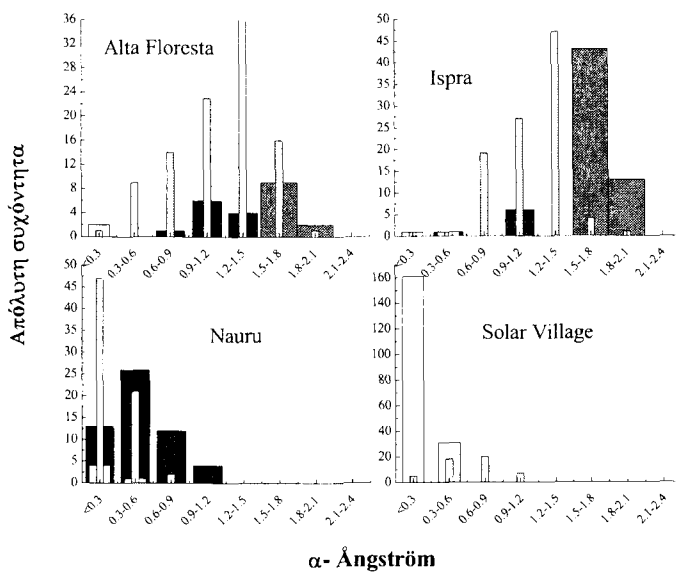


Σχήμα 6.2.12. Όπως στο Σχ. 6.2.9, αλλά στο Solar Village.

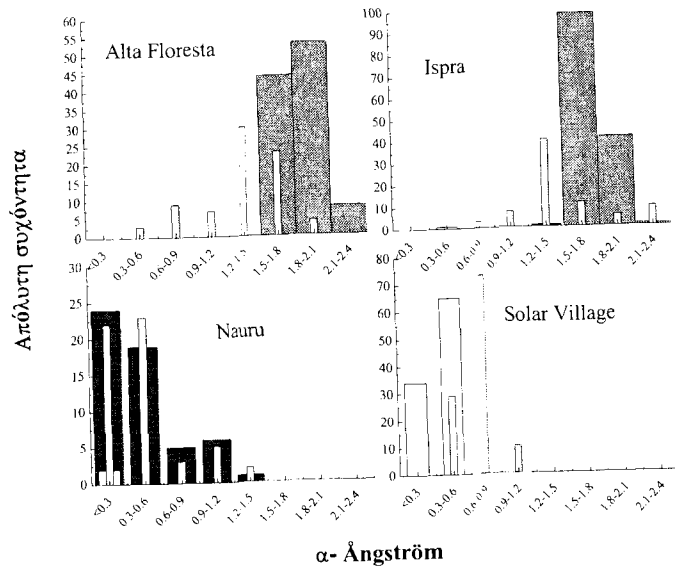
Αντίθετα προς την κατάταξη του τύπου των αερολυμάτων ως προς το  $AOD_{500}$ , ο διαχωρισμός τους με βάση τις τιμές του  $\alpha_{440-870}$  είναι πιο ξεκάθαρος. Έτσι, μικρές τιμές του  $\alpha_{440-870}$  αντιστοιχούν σε δεδομένα προερχόμενα κυρίως από το Nauru και το Solar Village, ενώ μεγάλα  $\alpha_{440-870}$  αντιστοιχούν στην Alta Floresta και την Ispra. Οι 3 τύποι αερολυμάτων (BU, CM και DD) γίνονται εύκολα διακριτοί με βάση αυτή την κατάταξη, ενώ ο αναμεμειγμένος τύπος συναντάται σχεδόν σε κάθε διάστημα τιμών του  $\alpha_{440-870}$  με συχνότητα που ποικίλλει ανάλογα με τη θέση και την εποχή. Η πιο πολύπλοκη κατάσταση παρουσιάζεται το χειμώνα (Σχ. 6.2.13), όπου ο αναμεμειγμένος τύπος εμφανίζεται σε σημαντικά ποσοστά σε όλες τις θέσεις και για κάθε διάστημα τιμών του  $\alpha_{440-870}$ . Η ίδια πολυπλοκότητα παρουσιάζεται την άνοιξη στην Alta Floresta (Σχ. 6.2.14). Στην Ispra, σχεδόν όλες οι περιπτώσεις (92%) με  $\alpha_{440-870} > 1,5$  αντιστοιχούν σε αστικά αερολύματα, ενώ στο Solar Village το 96% για  $\alpha < 0,3$  είναι ερημικά σωματίδια. Το καλοκαίρι (Σχ. 6.2.15) η κατάσταση είναι πιο ξεκάθαρη, καθώς σε κάθε θέση κυριαρχεί συγκεκριμένος τύπος αερολύματος για κάθε διάστημα τιμών του  $\alpha$ . Εξαιρεση αποτελεί το Nauru, όπου παρατηρείται σημαντικό ποσοστό θαλάσσιων αερολυμάτων και σωματιδίων αναμεμειγμένου τύπου σε κάθε διάστημα τιμών του  $\alpha$ . Το φθινόπωρο (Σχ. 6.2.16) η κατάσταση σε κάθε θέση είναι παρόμοια με αυτή του καλοκαιριού, με μοναδική ίσως αξιοπρόσεκτη διαφορά το σημαντικά μικρότερο ποσοστό εμφάνισης των ερημικών αερολυμάτων στο Solar Village.



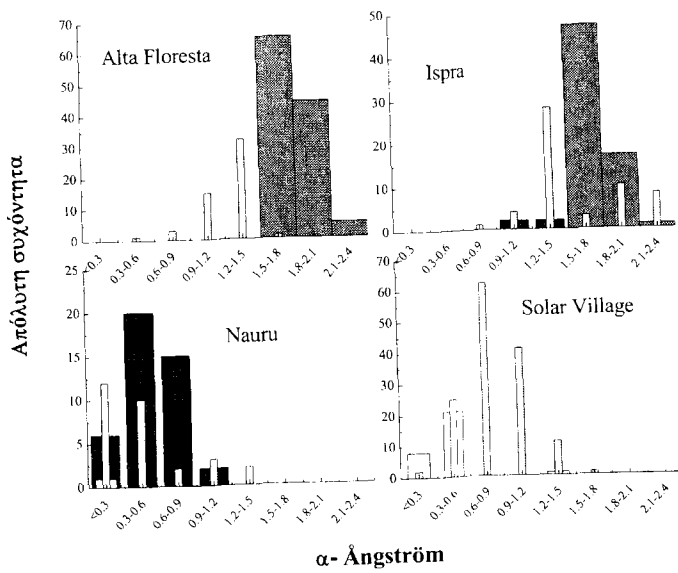
Σχήμα 6.2.13. Αριθμός περιπτώσεων των τιμών του  $\alpha$  το χειμώνα και στις 4 τοποθεσίες του AERONET για την περίοδο 2002-2004. Κόκκινο για BU, σκούρο κυανό για CM, κίτρινο για DD και ανοιχτό κυανό για MT.



Σχήμα 6.2.14. Όπως στο Σχ. 6.2.13, αλλά για την άνοιξη.



Σχήμα 6.2.15. Όπως στο Σχ. 6.2.13, αλλά για το καλοκαίρι.



Σχήμα 6.2.16. Όπως στο Σχ. 6.2.13, αλλά για το Φθινόπωρο.

## 6.3 Μελέτη της καμπυλότητας και της φασματικής εξάρτησης του κυματικού εκθέτη

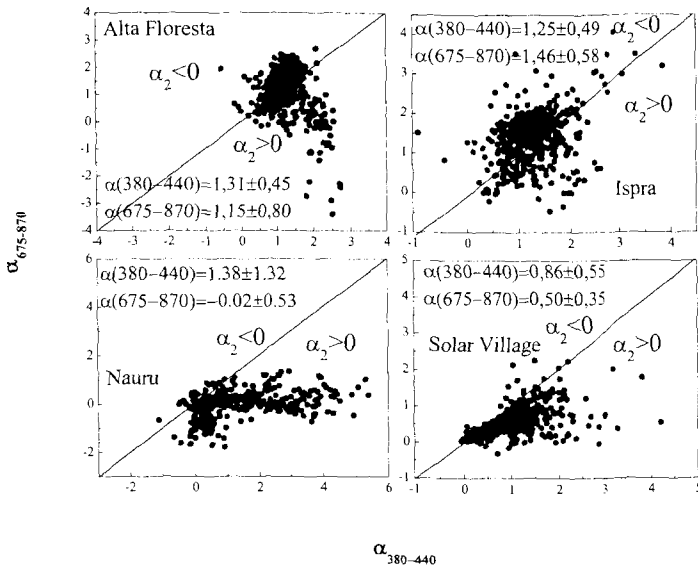
### 6.3.1 Εισαγωγή

Στην ενότητα αυτή συνεχίζεται η προηγούμενη μελέτη των 4 τύπων αερολυμάτων εξετάζοντας πλέον τη φασματική μεταβολή του κυματικού εκθέτη  $\alpha$  και του πώς η μεταβολή αυτή μπορεί να αποτελέσει ένα χρήσιμο εργαλείο στη διάκριση του τύπου και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Στην ημιεμπειρική σχέση του Ångström (2.3.7) οι συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$  θεωρούνται ανεξάρτητοι του μήκους κύματος, ενώ πληθώρα μελετών απέδειξαν ότι εξαρτώνται σημαντικά από αυτό. Το γεγονός τούτο έχει ως αποτέλεσμα τη φασματική μεταβολή του  $\alpha$  με συνέπεια την ύπαρξη καμπυλότητας κατά τη γραμμικοποίηση της σχέσης του Ångström. Συνεπώς, η γραμμική σχέση  $\ln AOD = -\alpha \ln \lambda + \ln \beta$  παρουσιάζει αποκλίσεις κατά την προσαρμογή της στα πειραματικά AOD, ενώ μια πολυωνυμικής μορφής συνάρτηση (του τύπου  $\ln AOD = \alpha_2 \ln \lambda^2 + \alpha_1 \ln \lambda + \alpha_0$ ) είναι πιο κατάλληλη για την περιγραφή της φασματικής μεταβολής του AOD σε λογαριθμικές συντεταγμένες. Χρησιμοποιώντας τη μεγάλη χρονοσειρά των δεδομένων από το AERONET σε διαφορετικές τοποθεσίες και για διάφορους τύπους αερολυμάτων δίδεται η δυνατότητα εμπειριστατωμένης μελέτης της φασματικής μεταβολής των AOD και  $\alpha$ . Τα αποτελέσματα, που προκύπτουν, αναδεικνύουν τη σημαντικότητα της ύπαρξης της καμπυλότητας, η οποία δεν μπορεί να αγνοηθεί, ενώ είναι σε απόλυτη συμφωνία με πλήθος μελετών. Η καμπυλότητα εξαρτάται σημαντικά από τον τύπο, την κατανομή μεγέθους, την αέρια θόλωση και το λόγο μικρών/μεγάλων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Επιπλέον, αποτελεί ένα σημαντικό εργαλείο διάκρισης των τύπων των αερολυμάτων, ιδιαίτερα για ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha$ . Η καμπυλότητα εκφράζεται μέσω του συντελεστή  $\alpha_2$  της πολυωνυμικής προσαρμογής και της δεύτερης παραγώγου  $\dot{\alpha} = -2\alpha_2$ .

### 6.3.2 Φασματική μεταβολή του $\alpha$

Αρχικά, η ανάλυση εξετάζει τη φασματική μεταβολή του  $\alpha$  για τους 4 τύπους αερολυμάτων μελετώντας τις τιμές του σε δύο διαφορετικές στενές φασματικές περιοχές στα μικρά και μεγάλα μήκη κύματος, οι οποίες δεν αλληλοκαλύπτονται, 380-440 nm και 675-870 nm. Ο υπολογισμός των  $\alpha$  γίνεται με τη μέθοδο Volz στις τιμές των AOD στα συγκεκριμένα μήκη κύματος. Στο Σχ. 6.3.1 δίδονται οι συσχετίσεις μεταξύ των τιμών  $\alpha_{380-440}$  και  $\alpha_{675-870}$  για τις 4 θέσεις. Σε κάθε θέση δίδονται και οι μέσες τιμές των  $\alpha_{380-440}$  και  $\alpha_{675-870}$  για τις οποίες έγινε λόγος στο Σχ. 6.2.8. Επίσης, δίδονται και οι αναμενόμενες τιμές του συντελεστή  $\alpha_2$ , αρνητικές στις περιπτώσεις όπου  $\alpha_{675-870} > \alpha_{380-440}$  (κυρτή καμπύλη) και θετικές στην αντίθετη περίπτωση (κοίλη καμπύλη). Σημεία πάνω ή κοντά στη γραμμή  $y=x$  είναι χαρακτηριστικά περιπτώσεων μη ύπαρξης καμπυλότητας ( $\alpha_2=0$ ) και φασματικής μεταβολής του  $\alpha$ , όπου η προσαρμογή της σχέσης του Ångström είναι πολύ ικανοποιητική. Αρνητική καμπυλότητα συνεπάγεται μεγαλύτερο ρυθμό μεταβολής του  $\alpha$  στα μεγάλα παρά στα μικρά μήκη κύματος, με το αντίθετο να ισχύει στις περιπτώσεις της θετικής καμπυλότητας.





**Σχήμα 6.3.1.** Συσχέτιση μεταξύ των τιμών του  $\alpha$  στα μικρά (380-440 nm) και μεγάλα (675-870 nm) μήκη κύματος για τις 4 θέσεις του AERONET κατά την περίοδο 2002-2004. Δίδεται, επίσης, η γραμμή « $y=x$ » αριστερά και δεξιά της οποίας η κλίση αναμένεται να είναι αρνητική και θετική, αντίστοιχα.

Από το Σχ. 6.3.1 φαίνεται ότι η συσχέτιση μεταξύ των τιμών του  $\alpha$  απέχει πολύ τόσο από τη γραμμή  $y=x$  όσο και τη γραμμικότητα, με αποτέλεσμα να αναδεικνύεται η σημαντική φασματική μεταβολή του  $\alpha$  σε κάθε θέση. Στην Alta Floresta και την Ispra η πλειοψηφία των περιπτώσεων δεικνύει μεγαλύτερα  $\alpha_{675-870}$  παρά  $\alpha_{380-440}$ , ενώ το αντίθετο συμβαίνει στο Nauru και το Solar Village και μάλιστα σε πολύ μεγάλα ποσοστά 97,5% και 87,5%, αντίστοιχα. Συνεπώς, τα μικρού μεγέθους σωματίδια καπνού και βιομηχανικών ρύπων ευνοούν μεγαλύτερες τιμές του  $\alpha$  στα μεγάλα μήκη κύματος και αρνητική καμπυλότητα, ενώ το αντίθετο συμβαίνει για τα μεγάλα σωματίδια ερημικής σκόνης και θαλάσσιου άλατος. Επίσης, η ύπαρξη αρνητικής καμπυλότητας ευνοείται από την παρουσία μεγάλου ποσοστού μικρών σωματιδίων (Schuster et al., 2006). Οι συσχετίσεις μεταξύ των τιμών των  $\alpha$  για κάθε θέση είναι οι εξής:

$$\alpha_{675-870} = -0,46(\pm 0,07)\alpha_{380-440} + 1,74(\pm 0,11) \quad R^2=0,06 \quad (\text{Alta Floresta}) \quad (6.3.1)$$

$$\alpha_{675-870} = 0,34(\pm 0,04)\alpha_{380-440} + 1,04(\pm 0,06) \quad R^2=0,08 \quad (\text{Ispra}) \quad (6.3.2)$$

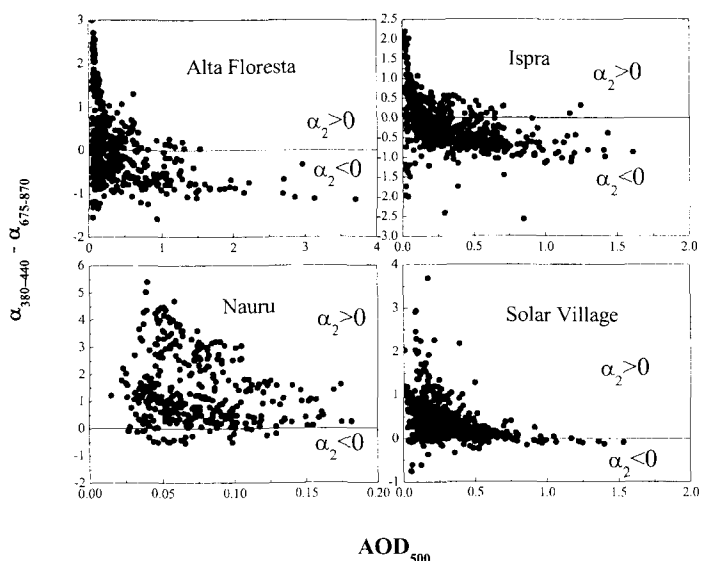
$$\alpha_{675-870} = 0,15(\pm 0,02)\alpha_{380-440} - 0,23(\pm 0,38) \quad R^2=0,14 \quad (\text{Nauru}) \quad (6.3.3)$$

$$\alpha_{675-870} = 0,39(\pm 0,02)\alpha_{380-440} + 0,17(\pm 0,02) \quad R^2=0,39 \quad (\text{Solar Village}) \quad (6.3.4)$$

Είναι εμφανές ότι οι συσχετίσεις απέχουν πολύ από τη γραμμικότητα με αποτέλεσμα οι τιμές των  $\alpha$  σε μια στενή φασματική περιοχή στα μικρά μήκη κύματος να μην είναι αντιπροσωπευτικές των αντίστοιχων τιμών στα μεγάλα. Μεγάλες διαφορές στις τιμές των  $\alpha$  στα μικρά και μεγάλα μήκη κύματος αναφέρονται επίσης από τους Cachorro et al. (2001). Πιο καλή συσχέτιση παρουσιάζεται στο Solar Village καθώς σύμφωνα και με τους Eck et al. (1999) τα μεγάλα σωματίδια σκόνης κάτω από θολές συνθήκες παρουσιάζουν πολύ μικρή καμπυλότητα και, κατά συνέπεια, μικρή φασματική μεταβολή

του  $\alpha$ . Επίσης, δεν βρέθηκε κάποια σημαντική συσχέτιση μεταξύ των τιμών  $\alpha_{380-440}$  ή  $\alpha_{675-870}$  με την καμπυλότητα. Τα  $\alpha$  στα μικρά μήκη κύματος συσχετίζονται με το μέγεθος των μικρών σωματιδίων, ενώ τα  $\alpha$  στα μεγάλα παρέχουν πληροφορίες για το ποσοστό συμμετοχής των μικρών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα (Schuster et al., 2006).

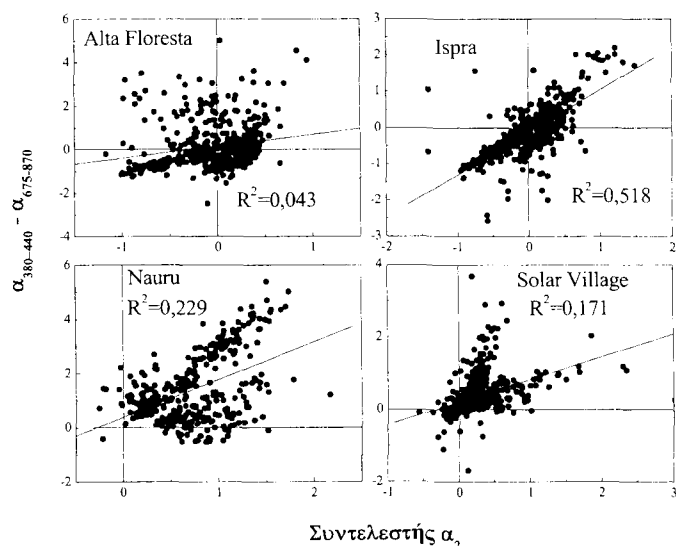
Στο Σχ. 6.3.2 δίδονται οι διαφορές των  $\alpha$  ως συνάρτηση της τιμής του AOD στα 500 nm. Το Σχήμα αυτό συσχετίζει τη φασματική μεταβολή του  $\alpha$  με το πεδίο της αέριας θόλωσης. Εκτενής ανάλυση περί αυτού έχει δοθεί στην παράγραφο 6.2.4, όπου έχουν ήδη αναφερθεί τα σημαντικότερα συμπεράσματα. Όπως αναμενόταν, μεγάλη διασπορά στις τιμές των διαφορών (θετικές και αρνητικές) παρουσιάζονται για μικρές τιμές του AOD<sub>500</sub>, αναδεικνύοντας μεγαλύτερη φασματική μεταβολή του  $\alpha$ , η οποία, όμως, μπορεί να προέρχεται και από πρόσθετα σφάλματα στις τιμές των AOD. Αυτό, εξάλλου, φαίνεται καθαρά στο Nauru, όπου τόσο η διασπορά όσο και οι διαφορές είναι πολύ μεγάλες. Τιμές διαφορών κοντά στο 0 στην Alta Floresta εντοπίζονται για τιμές του AOD < 0,7, ενώ στην Ispra για AOD < 0,5. Και στις δύο αυτές θέσεις, κάτω από μεγάλες θολώσεις οι οποίες δημιουργούνται από μικρά σωματίδια καπνού και βιομηχανικών ρύπων, οι διαφορές είναι αρνητικές και δείχνουν μια αυξητική τάση, γεγονός που υποδηλώνει εντονότερες καμπυλότητες για μεγαλύτερη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων. Αντίθετα, στο Solar Village για μεγάλες θολώσεις από εκπομπές σκόνης οι διαφορές τείνουν στο 0, με συνέπεια η φασματική μεταβολή του  $\alpha$  να είναι μικρή και προσαρμογή της σχέσης του Ångström ακριβέστερη.



**Σχήμα 6.3.2.** Συσχέτιση των διαφορών μεταξύ  $\alpha_{380-440}$  και  $\alpha_{675-870}$  με την ατμοσφαιρική θόλωση.

Στα Σχ. 6.3.1 και 6.3.2, όπως και στους Schuster et al. (2006), οι διαφορές μεταξύ των  $\alpha$  συσχετίζονται έμμεσα με την καμπυλότητα,  $\alpha_2$ . Έτσι, αρνητικές διαφορές παραπέμπουν σε αρνητικές καμπυλότητες και θετικές διαφορές σε θετικές καμπυλότητες. Αυτό, εξάλλου, αναμένεται, καθώς στην αρνητική καμπυλότητα ο ρυθμός μεταβολής του  $\alpha$  (κλίση) είναι μεγαλύτερος στα μεγάλα μήκη κύματος, με αποτέλεσμα τα  $\alpha_{675-870}$  να καθίστανται μεγαλύτερα των  $\alpha_{380-440}$ . Παρόλα αυτά, ο ισχυρισμός αυτός δεν έχει διερευνηθεί ή αποδειχθεί από τους Schuster et al. (2006), οι οποίοι εφαρμόζουν την

πολυωνυμική συνάρτηση χρησιμοποιώντας όλες τις τιμές των AOD, στην περιοχή 340-1020 nm. Στην παρούσα διατριβή το AOD<sub>1020</sub> παραλείφθηκε από την ανάλυση, τόσο λόγω αυξημένων σφαλμάτων, όσο και από το γεγονός ότι το AOD σε αυτό το μήκος κύματος επηρεάζεται και από την παρακείμενη ισχυρή ζώνη απορρόφησης των υδρατμών. Η απόδειξη ότι ο προηγούμενος ισχυρισμός δεν είναι έγκυρος σε όλες τις περιπτώσεις δίδεται από στο Σχ. 6.3.3α, όπου συσχετίζονται οι διαφορές των  $\alpha$  με τις τιμές της καμπυλότητας. Σε περίπτωση ισχύος των παραπάνω, τιμές πρέπει να υπάρχουν μόνο στο πρώτο και τρίτο τεταρτημόριο.



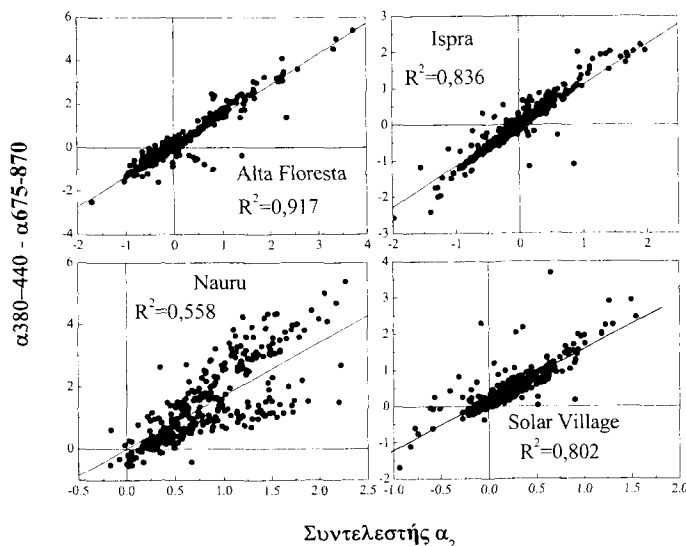
**Σχήμα 6.3.3α.** Συσχέτιση των διαφορών μεταξύ  $\alpha_{380-440}$  και  $\alpha_{675-870}$  με το συντελεστή  $\alpha_2$  της πολυωνυμικής εξίσωσης που εκφράζει την καμπυλότητα. Η εφαρμογή της πολυωνυμικής εξίσωσης έγινε στη φασματική περιοχή 340-870 nm.

Το Σχήμα αυτό αποδεικνύει ακριβώς το αντίθετο, καθώς πλήθος σημείων ανήκουν στο δεύτερο και τέταρτο τεταρτημόριο. Εξάλλου, οι τιμές των  $R^2$  είναι πολύ χαμηλές επισημοποιώντας τη μεγάλη διασπορά των σημείων. Συνεπώς, αρνητικές διαφορές των  $\alpha_{380-440} - \alpha_{675-870}$  δεν αντιστοιχούν κατ' ανάγκη σε αρνητικές τιμές του  $\alpha_2$ , όταν η πολυωνυμική προσαρμογή περιλαμβάνει τα 340 nm. Γεγονός όμως είναι, ότι η πλειοψηφία των τιμών στο δεύτερο και τέταρτο τεταρτημόριο αντιστοιχεί σε μικρές τιμές του  $\alpha_2$  αναδεικνύοντας μικρή καμπυλότητα. Αυτό σημαίνει ότι η παρέκκλιση από την αναμενόμενη κατάσταση λαμβάνει χώρα για μικρές τιμές καμπυλότητας και, λαμβάνοντας υπόψη τα σφάλματα στην προσαρμογή, οι τιμές του  $\alpha_2$  κάλλιστα θα μπορούσαν να έχουν διαφορετικό πρόσημο. Πράγματι, βρέθηκε ότι σε πολλές τέτοιες περιπτώσεις τα τυπικά σφάλματα του  $\alpha_2$  ήταν σημαντικά. Όμως, υπάρχουν πολλά σημεία τα οποία δεν μπορούν να δικαιολογηθούν με αυτή τη θεώρηση.

Στην Alta Floresta το 40,7% παρουσιάζουν τιμές  $\alpha_2 < 0$ , ενώ αρνητικές διαφορές εντοπίζονται στο 52,2% των δεδομένων. Αυτό, όμως, δεν σημαίνει ότι μόνο το 11,5% των σημείων ανήκουν στο δεύτερο και τέταρτο τεταρτημόριο, αλλά πολύ μεγαλύτερο ποσοστό. Παρόμοια κατάσταση ισχύει και στην Ispra, όπου στο 71% οι διαφορές είναι αρνητικές, ενώ αρνητικά  $\alpha_2$  παρουσιάζονται μόνο σε ποσοστό 58,4%. Στο Nauru πολύ λίγες περιπτώσεις παρουσιάζουν αρνητική καμπυλότητα (μόλις 2,5%) ή αρνητικές

διαφορές (6,2%). Αντίθετα, στο Solar Village το ποσοστό των αρνητικών διαφορών (8,2%) είναι μικρότερο από το αντίστοιχο των αρνητικών καμπυλοτήτων (12,1%). Συνεπώς, πιστεύεται, ότι η ασυμφωνία, που παρουσιάζεται, οφείλεται στη διαφορετική φασματική περιοχή που χρησιμοποιείται για την προσαρμογή της πολυωνμικής συνάρτησης, η οποία περιλαμβάνει τα 340 nm. Στις περιπτώσεις των μεγάλων ανακρίβειών η θεώρηση του AOD<sub>340</sub> στους υπολογισμούς επιφέρει σημαντικές αλλαγές στις τιμές των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$ .

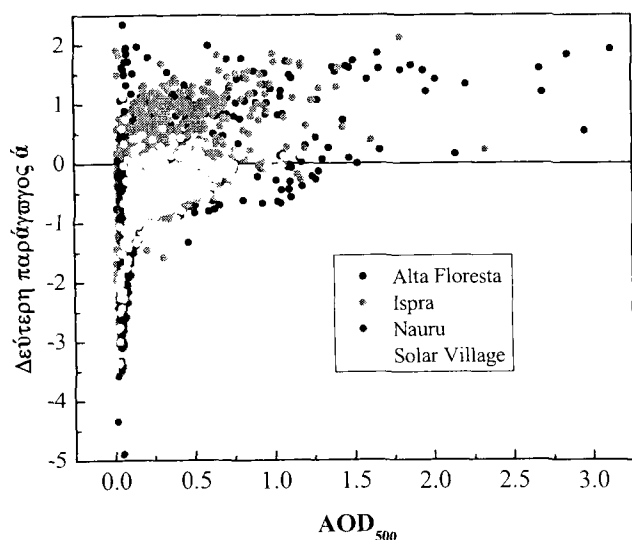
Η προσαρμογή της δευτεροβάθμιας εξίσωσης στις τιμές των AOD επαναλαμβάνεται με αποκλεισμό των τιμών του AOD<sub>340</sub>. Οι τιμές του  $\alpha_2$  της νέας προσαρμογής προκύπτουν αρκετά διαφορετικές, όπως μπορεί να διαπιστωθεί από τη σύγκριση των Σχ. 6.3.3α και 6.3.3β. Στο Σχ. 6.3.3β τα σημεία στο δεύτερο και τέταρτο τεταρτημόριο είναι πολύ λίγα σε κάθε θέση και, έτσι, μπορεί πια να δικαιολογηθεί η απόδοσή τους σε σφάλματα προσαρμογής. Επίσης, η συσχέτιση μεταξύ των τιμών των διαφορών και των αντιστοίχων των καμπυλοτήτων είναι πολύ πιο ισχυρή από την προηγούμενη περίπτωση. Αποδεικνύεται, λοιπόν, ότι η θεώρηση αρνητικών ή θετικών καμπυλοτήτων για αρνητικές ή θετικές διαφορές των  $\alpha$ , αντίστοιχα, πρέπει να περιορίζεται μόνο στην περίπτωση όπου η πολυωνμική προσαρμογή εφαρμόζεται στην ίδια φασματική περιοχή.



**Σχήμα 6.3.3β.** Όπως στο Σχ. 6.3.3α, αλλά με εφαρμογή της πολυωνμικής συνάρτησης στη φασματική περιοχή 380-870 nm.

Οι τιμές της δεύτερης παραγώγου,  $\acute{\alpha}$ , υπολογισμένες από την προσαρμογή της πολυωνμικής σχέσης στη φασματική περιοχή 340-870 nm, δίδονται ως συνάρτηση του AOD<sub>500</sub> στο Σχ. 6.3.4 για τις 4 θέσεις του AERONET. Από το Σχήμα αυτό διακρίνονται καθαρά οι διαφορετικοί τύποι των αερολυμάτων. Καθώς το  $\acute{\alpha} = -2\alpha_2$ , μεγάλες θετικές τιμές αυτού είναι χαρακτηριστικές μικρών αερολυμάτων, κυρίως καπνού και βιομηχανικών ρύπων, οι οποίες αναφέρονται επίσης στους Eck et al. (1999, 2001b, 2003) για βιομηχανικά αερολύματα στην Αμερική και πυρκαγιές στη Νότια Αφρική. Αντίθετα, τιμές του  $\acute{\alpha}$  αρνητικές ή κοντά στο 0 είναι χαρακτηριστικές κατανομών μεγέθους, όπου σημαντικό ποσοστό κατέχουν τα μεγάλα σωματίδια, όπως, επίσης, έχει παρατηρηθεί από

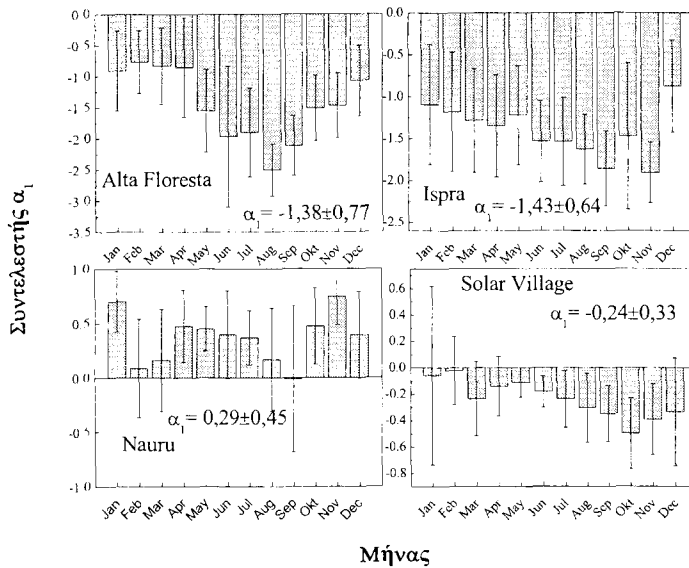
τους Eck et al. (1999) στην Αραβική χερσόνησο και τη Μογγολία, για σωματίδια ερημικής προέλευσης. Εξάλλου, αρνητικές τιμές του  $\alpha$  έχουν παρατηρηθεί και στην Αθήνα (Kaskaoutis and Kambezidis, 2006). Όπως αναμενόταν λόγω των συσχετίσεων μεταξύ των παραμέτρων  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$  και  $\alpha$ , μεγάλη διακύμανση των τιμών του  $\alpha$  (θετικές και αρνητικές) λαμβάνει χώρα για μικρές τιμές του  $AOD_{500}$ . Αυτό είναι άμεσο αποτέλεσμα του γεγονότος ότι για καθαρές συνθήκες τα μικρά σωματίδια επηρεάζουν σημαντικά τη φασματική μεταβολή του AOD στα μικρά μήκη κύματος, ενώ τα μεγάλα σωματίδια στα μεγαλύτερα μήκη κύματος (O' Neill et al., 2001a). Στο Solar Village η αύξηση του  $AOD_{500}$  έχει ως αποτέλεσμα οι τιμές του  $\alpha$  να τείνουν στο 0, ενώ η αντίστοιχη αύξηση στην Alta Floresta και Ispra διατηρεί σταθερές τις τιμές του  $\alpha$ , αν και διαφαίνεται μια ελαφρά τάση αύξησης. Σύμφωνα με τους Eck et al. (1999) οι θετικές τιμές του  $\alpha$  αυξάνουν καθώς το ποσοστό των μικρών σωματιδίων έναντι των μεγάλων αυξάνει. Οι Eck et al. (2001b), μέσω θεωρητικών υπολογισμών Mie, μελέτησαν την επίδραση διαφόρων παραγόντων (όπως ποσοστό καπνού, αλλαγές στην ακτίνα των σωματιδίων ή αλλαγές στη γεωμετρική τυπική απόκλιση της κατανομής μεγέθους τους) στη μεταβολή της καμπυλότητας. Διαπιστώθηκε λοιπόν, ότι η ύπαρξη πιο απορροφητικών σωματιδίων (μεγαλύτερο ποσοστό καπνού) μειώνει την καμπυλότητα. Αύξηση της καμπυλότητας και του  $\alpha$  μπορεί να επέλθει από αύξηση της ακτίνας των μικρών σωματιδίων ή μείωση της γεωμετρικής τυπικής απόκλισής της.



**Σχήμα 6.3.4.** Διάγραμμα συσχέτισης της δεύτερης παραγώγου  $\alpha$  ( $d^2\alpha / d \ln \lambda$ ) με το  $AOD_{500}$  στις 4 τοποθεσίες του AERONET για την περίοδο 2002-2004.

### 6.3.3 Διερεύνηση της πολυωνυμικής συνάρτησης

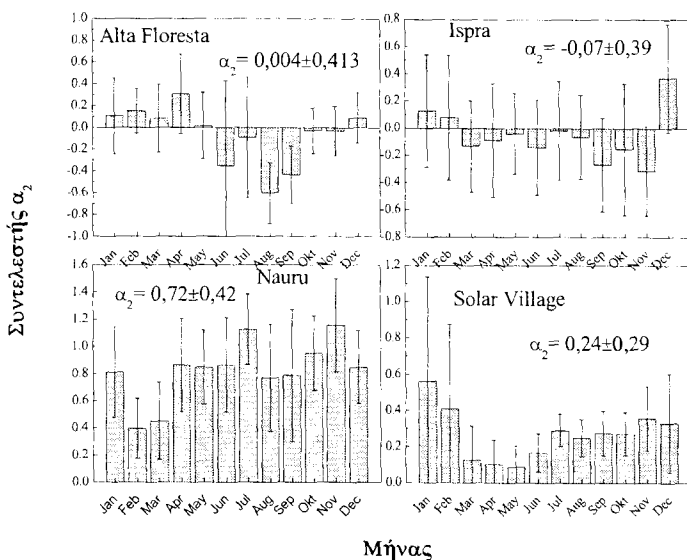
Στην παράγραφο αυτή μελετώνται οι συντελεστές  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$ , που προκύπτουν από την εφαρμογή της πολυωνυμικής σχέσης στις τιμές των AOD στη φασματική περιοχή 340-870 nm. Οι τιμές των συντελεστών σε κάθε θέση συσχετίζονται με αυτές των  $AOD_{500}$  και  $\alpha$ . Από την πολυωνυμική προσαρμογή προκύπτει ότι στην ιδανική περίπτωση ύπαρξης γραμμικότητας ( $\alpha_2=0$ ) το  $\alpha_1=-\alpha$ . Οι μέσες μηνιαίες τιμές των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  μαζί με τις τυπικές τους αποκλίσεις δίδονται σε μορφή ιστογραμμάτων στα Σχ. 6.3.5 και 6.3.6, αντίστοιχα.



**Σχήμα 6.3.5.** Μέσες μηνιαίες τιμές και τυπικές αποκλίσεις του συντελεστή  $\alpha_1$  για κάθε θέση του AERONET κατά την περίοδο 2002-2004. Αναγράφονται επίσης οι μέσες τιμές ολόκληρης της περιόδου.

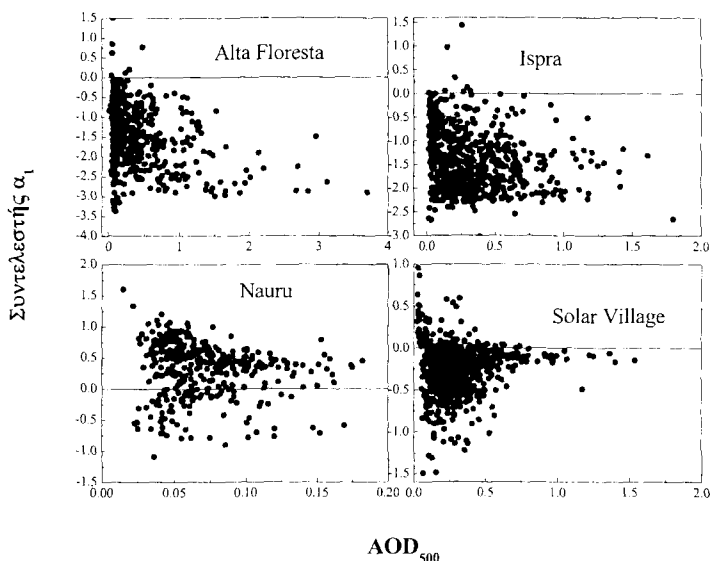
Όσον αφορά στις μέσες μηνιαίες τιμές του  $\alpha_1$  (Σχ. 6.3.5), αυτές σε όλες τις τοποθεσίες είναι αρνητικές, όπως αναμενόταν. Εξάιρεση αποτελεί μόνο το Nauru, όπου σε όλους σχεδόν τους μήνες οι μέσες τιμές είναι θετικές. Αρκετές θετικές τιμές του  $\alpha_1$  εντοπίζονται και στο Solar Village κυρίως τον Ιανουάριο και Φεβρουάριο, όπως διαπιστώνεται από τις μεγάλες τιμές της τυπικής απόκλισης. Σημαντική ετήσια κύμανση των τιμών του  $\alpha_1$  παρατηρείται μόνο στην Alta Floresta (μέγιστο την περίοδο των πυρκαγιών) και στο Solar Village (ελάχιστο την περίοδο των εκπομπών σκόνης), ενώ στο Nauru παρουσιάζονται μεγάλες διακυμάνσεις από μήνα σε μήνα. Η ετήσια κύμανση του  $\alpha_1$  δεν είναι τόσο έντονη όσο του  $\alpha$ , καθώς η συσχέτιση των δύο μεγεθών, όπως θα φανεί στη συνέχεια, δεν είναι πολύ ισχυρή. Συγκρίνοντας τις μέσες τιμές του  $\alpha_1$  σε απόλυτη τιμή με τις αντίστοιχες του  $\alpha$  διαπιστώνεται μια τάση υποεκτίμησης, η οποία οφείλεται στις θετικές τιμές του  $\alpha_1$  κυρίως στο Nauru και το Solar Village.

Όσον αφορά στην εποχική κύμανση των τιμών του  $\alpha_2$ , (Σχ. 6.3.6) οι μέσες τιμές δείχνουν την επικράτηση των μικρών (αρνητικά  $\alpha_2$ ) και μεγάλων (θετικά  $\alpha_2$ ) σωματιδίων. Έτσι, συστηματικά αρνητικές τιμές  $\alpha_2$  προκύπτουν στην Alta Floresta την περίοδο των πυρκαγιών. Τιμές των  $\alpha_2$  κοντά στο 0, που παρουσιάζονται σε αρκετούς μήνες στην Alta Floresta και Ispra, δεν υποδηλώνουν μηδενική περίπου καμπυλότητα, αλλά προκύπτουν λόγω των ταυτόχρονων θετικών και αρνητικών  $\alpha_2$ . Στην Alta Floresta διαφαίνεται επικράτηση των θετικών  $\alpha_2$  κατά την περίοδο Δεκεμβρίου-Απριλίου. Στην Ispra σε όλους τους μήνες παρουσιάζονται ταυτόχρονα θετικές και αρνητικές τιμές, με εξαίρεση το Νοέμβριο (αρνητικές) και το Δεκέμβριο (θετικές). Η σημαντική συνεισφορά των μεγάλων σωματιδίων θαλάσσιου άλατος και ερημικών αερολυμάτων στο Nauru και το Solar Village, αντίστοιχα, έχουν ως αποτέλεσμα θετικές τιμές καμπυλότητας για όλους τους μήνες. Καμπυλότητα κοντά στο 0 σε κάποιο συγκεκριμένο μήνα μπορεί να θεωρηθεί μόνο στην περίπτωση που οι μέσες τιμές είναι κοντά στο 0, αλλά και οι τυπικές αποκλίσεις πολύ μικρές.

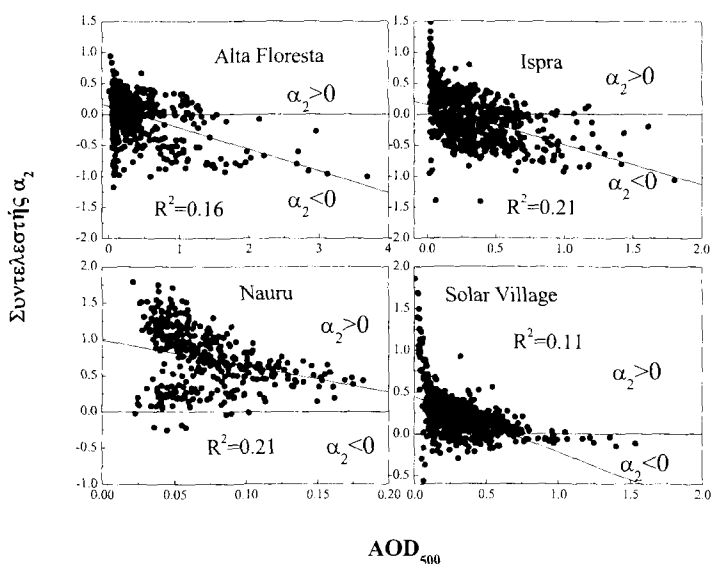


**Σχήμα 6.3.6.** Όπως στο Σχ. 6.3.5, αλλά για το συντελεστή  $\alpha_2$ .

Στο Σχ. 6.3.7 οι τιμές του συντελεστή  $\alpha_1$  συσχετίζονται με το AOD στα 500 nm για τις 4 θέσεις. Η σύγκριση του Σχήματος αυτού με το 6.2.7, και θεωρώντας την ιδανική περίπτωση ύπαρξης γραμμικότητας ( $\alpha_1 = -\alpha$ ), μπορεί να αποτελέσει μια πρώτη πρόχειρη εκτίμηση για την καλή συσχέτιση μεταξύ των συντελεστών  $\alpha_1$  και  $\alpha$ . Πιο καλή συσχέτιση διαφαίνεται στην Alta Floresta, όπου για μεγάλες τιμές του AOD<sub>500</sub> οι τιμές του  $\alpha_1$  κυμαίνονται μεταξύ  $-2$  και  $-3$ , περίπου αντίθετες από αυτές του  $\alpha$ . Στην Ispra και το Solar Village η διασπορά του  $\alpha_1$  είναι πολύ μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του  $\alpha$ . Τέλος, στο Nauru η διασπορά και τα σφάλματα είναι πολύ μεγάλα με αποτέλεσμα να μην ευνοείται η αντίστοιχη σύγκριση. Χαρακτηριστικό, επίσης, αποτελεί η μεγάλη διασπορά των τιμών  $\alpha_1$  για μικρές θολώσεις. Στις 3 θέσεις οι τιμές του  $\alpha_1$  είναι αρνητικές, ενώ στο Nauru η πλειοψηφία των περιπτώσεων (75,9%) ανήκει σε θετικά  $\alpha_1$ . Στην Alta Floresta 7 περιπτώσεις παρουσιάζουν θετικές τιμές  $\alpha_1$ , ενώ στην Ispra 9. Στο Solar Village το 13,2% των περιπτώσεων παρουσιάζουν θετικά  $\alpha_1$ . Και στις 3 θέσεις οι θετικές τιμές των  $\alpha_1$  εντοπίζονται για μικρές τιμές των AOD<sub>500</sub>, ενώ στο Nauru το AOD<sub>500</sub> είναι μικρό στο σύνολο των περιπτώσεων. Συνεπώς, συμπεραίνεται ότι οι θετικές «μη ρεαλιστικές» τιμές ευνοούνται από αυξημένα σφάλματα και ανακρίβειες προσαρμογής της πολυωνμικής συνάρτησης. Βρέθηκε, ότι σε όλες τις περιπτώσεις των θετικών  $\alpha_1$  στην Alta Floresta και την Ispra ο συντελεστής  $R^2$  της πολυωνμικής προσαρμογής ήταν μικρότερος του 0,92, ενώ πολύ μεγαλύτερη ανακρίβεια παρουσίαζε η γραμμική προσαρμογή για τον υπολογισμό του  $\alpha$ .



**Σχήμα 6.3.7.** Συσχέτιση του συντελεστή  $\alpha_1$  με το  $AOD_{500}$  στις 4 τοποθεσίες AERONET κατά την περίοδο 2002-2004.



**Σχήμα 6.3.8.** Όπως στο Σχ. 6.3.7, αλλά για το συντελεστή  $\alpha_2$ .

Η αντίστοιχη συσχέτιση μεταξύ  $\alpha_2$  και  $AOD_{500}$  (Σχ. 6.3.8) αναδεικνύει τις ατμοσφαιρικές συνθήκες οι οποίες ευνοούν την ύπαρξη ή όχι σημαντικής καμπυλότητας. Τα περισσότερα συμπεράσματα και οι εξηγήσεις έχουν ήδη παρουσιαστεί (Σχ. 6.3.2), όσον αφορά τη σχέση της καμπυλότητας  $\alpha_2$  με τις διαφορές των  $\alpha$ . Κύριο χαρακτηριστικό σε όλες τις θέσεις είναι η μείωση των συντελεστών  $\alpha_2$  αυξανόμενου του  $AOD_{500}$ , ενώ αρνητική καμπυλότητα αναδεικνύεται για μεγάλες θολώσεις στην Alta Floresta και την Ispra, ευνοούμενη από το μεγάλο ποσοστό μικρών σωματιδίων καπνού και βιομηχανικών



ρύπων. Σε κάθε τοποθεσία δίδονται και οι τιμές του  $R^2$ , που προκύπτουν από τη γραμμική παλινδρόμηση των  $AOD_{500}$  και  $a_2$ , οι οποίες, όμως, είναι πολύ μικρές λόγω της σημαντικής διασποράς, ιδιαίτερα για μικρές τιμές του  $AOD_{500}$ .

Τιμές του  $a_2$  κοντά στο 0 αναδεικνύουν την ιδανική περίπτωση μη ύπαρξης καμπυλότητας, όπου η προσαρμογή της σχέσης του Ångström είναι ακριβής και η τιμή του  $a$  ανεξάρτητη από το μήκος κύματος. Η καμπυλότητα θεωρήθηκε μηδενική για τιμές του  $a_2$  εντός του διαστήματος  $\pm 0,01$ . Στην Alta Floresta 14 περιπτώσεις, αντιστοιχώντας στο 2,5% του συνόλου, ανήκουν στο συγκεκριμένο διάστημα τιμών του  $a_2$ . Στις περιπτώσεις αυτές η προσαρμογή της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων για τον υπολογισμό του  $a$  είναι πολύ καλή ( $R^2=0,98$ ), ενώ η συσχέτιση μεταξύ  $a_1$  και  $a$  παραμένει ικανοποιητική, δίδοντας μια γραμμική προσαρμογή της μορφής  $a_1=-0,89(\pm 0,07)a - 0,11(\pm 0,12)$ ,  $R^2=0,82$ . Παρόλα αυτά, δεν εντοπίστηκε κάποιο συγκεκριμένο διάστημα τιμών του  $AOD_{500}$  όπου να ευνοείται η ύπαρξη πολύ μικρών τιμών του  $a_2$ . Συνεπώς, το  $AOD_{500}$  μπορεί να είναι πολύ μικρό (0,05) ή και σχετικά μεγάλο (0,55). Στην Ispra 13 περιπτώσεις (2%) παρουσιάζουν τιμές του  $a_2$  κοντά στο 0. Οι περιπτώσεις αυτές εντοπίζονται για μια ευρεία κύμανση τιμών του  $AOD_{500}$ . Η συσχέτιση των  $a_1$  και  $a$  είναι εδώ της μορφής  $a_1=-1,13(\pm 0,03)a + 0,38(\pm 0,05)$  με  $R^2=0,85$ . Στο Solar Village 16 περιπτώσεις (2,1%) παρουσιάζουν πολύ μικρές τιμές του  $a_2$  με την πλειοψηφία αυτών να αντιστοιχεί σε μεγάλες τιμές του  $AOD_{500}$ . Η γραμμική συσχέτιση των  $a_1$  και  $a$  στην ιδανική περίπτωση μη ύπαρξης καμπυλότητας είναι πολύ ισχυρή  $R^2=0,96$  και δίδεται από τη σχέση  $a_1=-0,96(\pm 0,03)a - 0,03(\pm 0,01)$ . Αντίθετα, στο Nauru καμία περίπτωση δεν ικανοποιεί το παραπάνω κριτήριο, με αποτέλεσμα η καμπυλότητα να είναι πάντα σημαντική.

Στο Σχ. 6.3.9 δίδεται η συσχέτιση των  $a_1$  και  $a$  σε κοινό διάγραμμα για όλες τις θέσεις AERONET. Για ενδιάμεσες τιμές του  $a$  (0,5-1,5), λόγω των έντονων διαδικασιών ανάμειξης στην ατμόσφαιρα, η προέλευση των δεδομένων είναι αρκετά δύσκολο να φανεί ευκρινώς και για το λόγο αυτό η περιοχή  $0,5 < a_{440-870} < 1,5$  δίδεται σε μεγέθυνση. Όπως αναμενόταν, οι συσχετίσεις των  $a_1$  και  $a$  είναι αρνητικές, ενώ αναδεικνύεται σημαντική διασπορά, με αποτέλεσμα οι συσχετίσεις να προκύπτουν στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο σημαντικότητας 95% μόνο στην Alta Floresta και την Ispra. Οι εξισώσεις των συσχετίσεων για τις 4 θέσεις βρίσκεται να είναι:

$$a_1 = -1,44(\pm 0,05)a + 0,69(\pm 0,07), R^2 = 0,64 \quad (\text{Alta Floresta}) \quad (6.3.5)$$

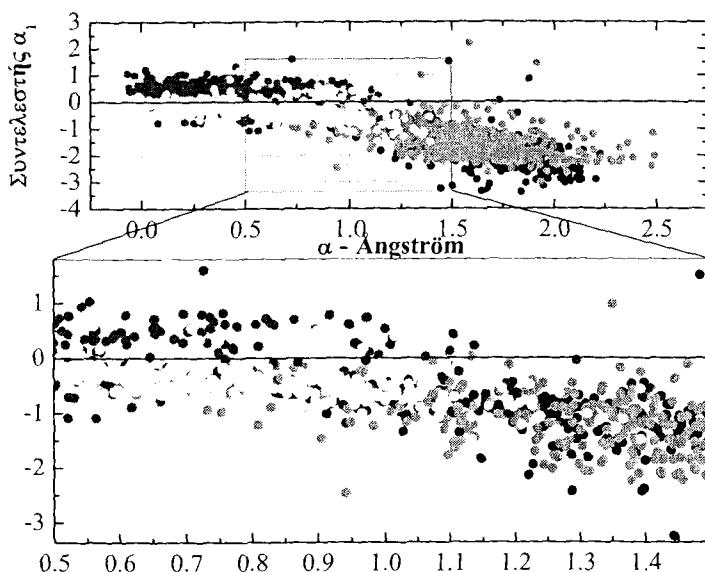
$$a_1 = -1,12(\pm 0,05)a + 0,26(\pm 0,08), R^2 = 0,44 \quad (\text{Ispra}) \quad (6.3.6)$$

$$a_1 = -0,34(\pm 0,08)a + 0,43(\pm 0,04), R^2 = 0,04 \quad (\text{Nauru}) \quad (6.3.7)$$

$$a_1 = -0,44(\pm 0,03)a - 0,01(\pm 0,02), R^2 = 0,22 \quad (\text{Solar Village}) \quad (6.3.8)$$

Είναι φανερό ότι οι συσχετίσεις αυτές είναι αρκετά διαφορετικές από τις αντίστοιχες των περιπτώσεων όπου οι τιμές του  $a_2$  κείνται στην περιοχή  $\pm 0,01$ . Συνεπώς, συμπεραίνεται ότι ο παράγοντας «καμπυλότητα» είναι σημαντικός και πρέπει πάντα να λαμβάνεται υπόψη κατά τη φασματική μεταβολή του AOD σε λογαριθμική κλίμακα. Ενώ, όπως αρκετές έρευνες συστήνουν αλλά επιβεβαιώθηκε και στην παρούσα μελέτη, έντονη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων ευνοούν την ύπαρξη αρνητικής καμπυλότητας και παρουσία μεγάλων σωματιδίων την ύπαρξη θετικής, οι Schuster et al.

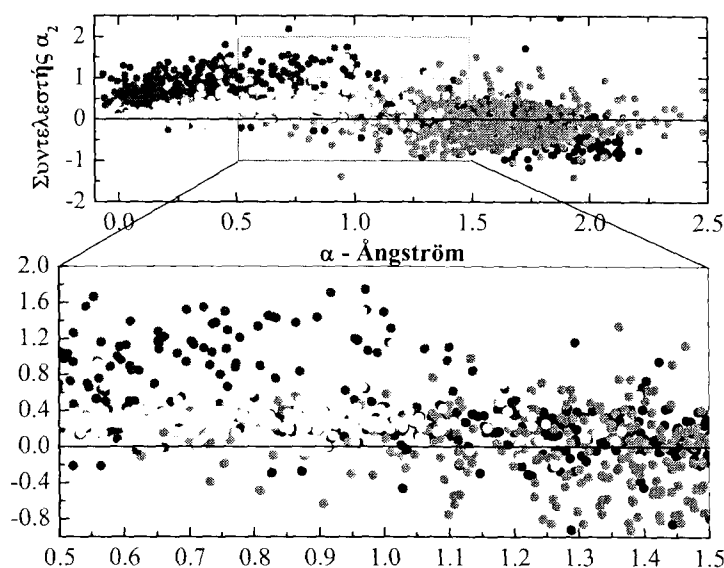
(2006) έδειξαν ότι ακόμα και στην ίδια τιμή του  $\alpha$  η καμπυλότητα μπορεί να είναι αρνητική ή θετική ανάλογα με την κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων.



**Σχήμα 6.3.9.** Συσχέτιση του συντελεστή  $\alpha_1$  με το  $\alpha_{440-870}$ . Μαύρο για Alta Floresta, κόκκινο για Ispra, κυανό για Nauru και κίτρινο για Solar Village.

Τα παραπάνω συμπεράσματα βρίσκουν μεγάλη εφαρμογή στο Σχ. 6.3.10, το οποίο μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως ένα επιπλέον μέσο για τη διάκριση του τύπου των αερολυμάτων. Συμπεριλαμβάνοντας, λοιπόν, και τον όρο της καμπυλότητας ενισχύεται η γνώση όσον αφορά τον τύπο και την κατανομή του μεγέθους των σωματιδίων, κυρίως στις ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha_{440-870}$  (0,5-1,5), καθώς για μικρότερα  $\alpha$  τα αερολύματα είναι μεγάλου μεγέθους (θαλάσσια ή ερημικά), ενώ για μεγαλύτερα  $\alpha$  ενισχύεται η παρουσία μικρών αερολυμάτων πυρκαγιών και βιομηχανικών ρύπων (Schuster et al., 2006). Για το λόγο αυτό, έγινε μεγέθυνση του Σχήματος στις ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha$ , όπου εντοπίζεται σημαντικό ποσοστό δεδομένων από όλες τις θέσεις. Στην περιοχή αυτή είναι φανερό ότι ακόμα και για σταθερή τιμή του  $\alpha$  οι τιμές της καμπυλότητας μεταβάλλονται σημαντικά, συμπεριλαμβάνοντας ταυτόχρονα αρνητικές και θετικές τιμές. Συνεπώς, βασιζόμενοι μόνο στην τιμή του  $\alpha$  δεν μπορεί να επιτευχθεί διάκριση των τύπων των αερολυμάτων. Όμως, από το διάγραμμα  $\alpha$ - $\alpha_2$  τα θαλάσσια σωματίδια (κυανό) μπορούν εύκολα να διακριθούν λόγω των μεγάλων θετικών τιμών  $\alpha_2$ , ενώ τα αστικά (κόκκινο) παρουσιάζουν αρνητικές τιμές  $\alpha_2$ . Για το διάστημα τιμών  $\alpha_{440-870}$  0,5-1,5 τα αερολύματα πυρκαγιών μπορούν να παρουσιάζουν ταυτόχρονα αρνητικές και θετικές τιμές καμπυλότητας, καθώς λόγω των έντονων διαδικασιών ανάμειξης η κατανομή του μεγέθους τους συμπεριλαμβάνει σημαντικά ποσοστά μικρών και μεγάλων σωματιδίων (Eck et al., 2005). Τα δεδομένα του Solar Village (κίτρινο) παρουσιάζουν θετικές καμπυλότητες με τιμές, όμως, αρκετά μικρότερες από τις αντίστοιχες στο Nauru. Παρόλα αυτά, υπάρχουν αρκετές περιπτώσεις όπου η διάκριση της προέλευσης ή του τύπου των αερολυμάτων δεν επιτυγχάνεται ούτε με τη θεώρηση της καμπυλότητας. Έτσι, για τιμές του  $\alpha < 1,0$  τα

αερολύματα στην Alta Floresta και την Ispra έχουν υποστεί τόσο καλή ανάμειξη, ώστε να μην ξεχωρίζουν από τα αντίστοιχα του Solar Village. Οι περιπτώσεις, όμως, αυτές είναι μάλλον περιορισμένες, όσον αφορά στο σύνολο των δεδομένων, ενώ παράλληλα δεν αντιστοιχούν στον τύπο αερολυμάτων για τον οποίο επιλέχθηκε η κάθε θέση. Για σωματίδια μεγάλου μεγέθους παρουσιάζεται μια τάση αύξησης του  $\alpha_2$  με το  $\alpha$  (Nauru και Solar Village). Καθώς στο σύνολο σχεδόν των περιπτώσεων το  $\alpha_2$  είναι θετικό, αυτό υποδηλώνει μείωση της καμπυλότητας με έντονη παρουσία αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων, επιβεβαιώνοντας τα όσα εκτέθηκαν πριν (Σχ. 6.3.2 και 6.3.8.). Αντίθετα, η τάση μείωσης του  $\alpha_2$  με το  $\alpha$  (Alta Floresta και Ispra) δείχνει ότι η έντονη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων (μεγάλο  $\alpha$ ) ευνοεί την ύπαρξη αρνητικής καμπυλότητας, ενώ για μικρότερες τιμές του  $\alpha$  η καμπυλότητα σε πολλές περιπτώσεις είναι θετική. Εξάλλου, οι Schuster et al. (2006) έδειξαν ότι η καμπυλότητα είναι πάντα αρνητική για μικρού μεγέθους σωματίδια ( $R_{\text{eff}} < 0,25 \mu\text{m}$ ), η οποία, όμως, μπορεί να μετατραπεί σε θετική για μεγαλύτερες ακτίνες.



Σχήμα 6.3.10. Όπως στο Σχ. 6.3.9, αλλά για το συντελεστή  $\alpha_2$ .

Και στις 4 τοποθεσίες AERONET οι συσχετίσεις  $\alpha_{440-870}$  και  $\alpha_2$  είναι πολύ ασθενείς παρουσιάζοντας ταυτόχρονα μεγάλη διασπορά. Οι αναλυτικές εκφράσεις που προκύπτουν είναι:

$$\alpha_2 = -0,48(\pm 0,04) \alpha + 0,69(\pm 0,05), R^2 = 0,25 \quad (\text{Alta Floresta}) \quad (6.3.9)$$

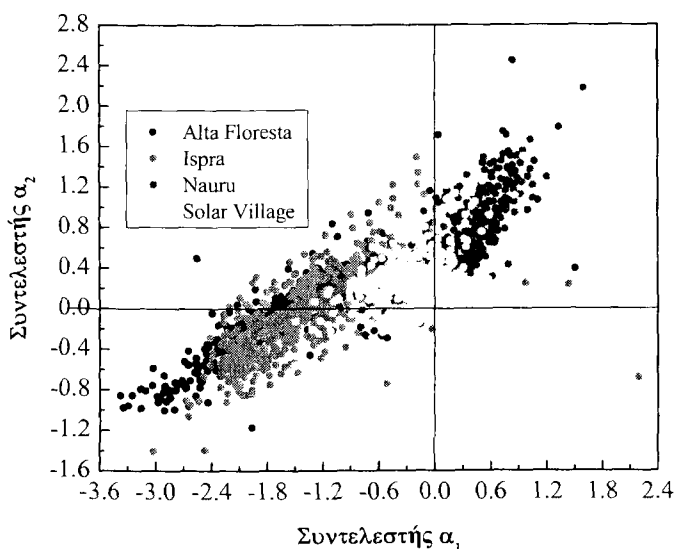
$$\alpha_2 = -0,22(\pm 0,04) \alpha + 0,26(\pm 0,05), R^2 = 0,04 \quad (\text{Ispra}) \quad (6.3.10)$$

$$\alpha_2 = 0,48(\pm 0,07) \alpha + 0,54(\pm 0,04), R^2 = 0,11 \quad (\text{Nauru}) \quad (6.3.11)$$

$$\alpha_2 = 0,37(\pm 0,03) \alpha + 0,05(\pm 0,02), R^2 = 0,18 \quad (\text{Solar Village}) \quad (6.3.12)$$

Καθώς ο κυματικός εκθέτης στη σχέση του Ångström περιγράφει τη φασματική μεταβολή της εξασθένισης (σκέδαση και απορρόφηση), γεννάται το ερώτημα κατά πόσο η απορροφητική ικανότητα των αερολυμάτων επηρεάζει τις τιμές του και αν η επίδραση αυτή μπορεί να γίνει σημαντική στις παραπάνω εφαρμογές και συσχετίσεις. Οι Schuster et al. (2006) διερεύνησαν τη μεταβολή του  $\alpha$  από αλλαγές στο μιγαδικό μέρος του δείκτη διάθλασης διαπιστώνοντας μηδαμινές μεταβολές για μικρά ποσοστά σωματιδίων μικρών διαστάσεων. Όσο το ποσοστό των μικρών σωματιδίων αυξάνει, τόσο η επίδραση της απορροφητικής ικανότητας των μικρών αερολυμάτων γίνεται μεγαλύτερη, παραμένοντας όμως αρκετά μικρή, ώστε να επηρεάσει σημαντικά τις τιμές του  $\alpha$  και, κατ' επέκταση, τις παραπάνω συσχετίσεις.

Σημαντικά συμπεράσματα, όσον αφορά στους τύπους των αερολυμάτων, μπορούν να προκύψουν από τη συσχέτιση των συντελεστών  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$ , Σχ. 6.3.11. Το Σχήμα αυτό είναι σε απόλυτη συμφωνία τα αντίστοιχα (6 και 9) των Schuster et al. (2006), οι οποίοι χρησιμοποίησαν δεδομένα από 53 σταθμούς του AERONET. Ο διαχωρισμός των διαφόρων τύπων αερολυμάτων είναι αρκετά εμφανής, καθώς μεγάλες αρνητικές τιμές των  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  αντιστοιχούν σε αερολύματα πυρκαγιών και βιομηχανικούς ρύπους, ενώ θετικές τιμές  $\alpha_2$  με αντίστοιχες τιμές του  $\alpha_1$  κοντά στο 0 (ή και θετικές) αντιστοιχούν σε σωματίδια μεγάλων διαστάσεων (θαλάσσια ή ερημικά). Σύμφωνα με τους Schuster et al. (2006) θετικές τιμές του  $\alpha_1$  μπορούν θεωρητικά να προκύψουν για πολύ μικρό ποσοστό μικρών αερολυμάτων, 0,3 ή και μικρότερο.



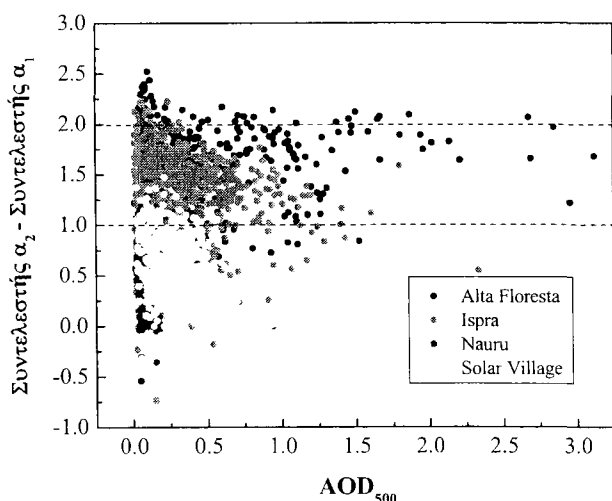
**Σχήμα 6.3.11.** Συσχέτιση των συντελεστών  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  στις 4 τοποθεσίες AERONET κατά την περίοδο 2002-2004.

Χρησιμοποιώντας θεωρητικούς υπολογισμούς Mie και μεταβάλλοντας την ακτίνα και το λόγο μικρών/μεγάλων αερολυμάτων, οι Schuster et al. (2006) έδειξαν ότι η συσχέτιση  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  μπορεί να αποτελέσει ένα χρήσιμο εργαλείο στη διαπίστωση του μεγέθους και του ποσοστού των μικρών/μεγάλων αερολυμάτων. Έτσι, η απόλυτη τιμή του  $\alpha_1$  μειώνεται (τείνει προς το 0) με αύξηση του μεγέθους των μικρών σωματιδίων. Συνεπώς, για μικρά αερολύματα (αρνητική καμπυλότητα) καθώς το  $\alpha_1$  τείνει στο 0 το μέγεθος των σωματιδίων αυξάνει. Η συσχέτιση αυτή, όμως, εξασθενεί όσο το ποσοστό των μεγάλων

σωματιδίων αυξάνει, με αποτέλεσμα μια πιθανή αύξηση στο μέγεθος των αερολυμάτων να μην επηρεάζει τις τιμές του  $\alpha_1$ . Όμως, αυτό δεν συμβαίνει στην περίπτωση μεγάλων σωματιδίων, όπου η καμπυλότητα είναι θετική. Συνεπώς, για  $\alpha_2 > 0$  το μέγεθος των αερολυμάτων αυξάνει, όσο το  $\alpha_1$  παίρνει μικρότερες τιμές. Για παράδειγμα, για μια σταθερή τιμή του  $\alpha_2$  τόσο η ακτίνα των μικρών αερολυμάτων όσο και το ποσοστό τους έναντι των μεγάλων σωματιδίων αυξάνει καθώς η απόλυτη τιμή του  $\alpha_1$  αυξάνει. Αυτό το συμπέρασμα είναι σε απόλυτη συμφωνία με το Σχ. 6.3.11, καθώς, π.χ., για τιμή  $\alpha_2 = 0,4$ , τα δεδομένα της Alta Floresta και της Ispra παρουσιάζουν πιο αρνητικές τιμές του  $\alpha_1$  από τις αντίστοιχες στο Solar Village.

### 6.3.4 Εκτίμηση του $\alpha$ μέσω της πολυωνυμικής συνάρτησης

Στην ιδανική περίπτωση μη ύπαρξης καμπυλότητας το  $\alpha_1$  είναι περίπου ίσο με το  $\alpha$ . Οι όποιες διαφορές προέκυψαν πριν οφείλονται στα τυπικά σφάλματα των υπολογισμών κατά την προσαρμογή των γραμμικών και πολυωνυμικών εξισώσεων, όπως, επίσης, και το γεγονός ότι η πολυωνυμική προσαρμογή λαμβάνει χώρα σε διαφορετική φασματική περιοχή (340-870 nm) από την αντίστοιχη του  $\alpha$  στο AERONET (440-870 nm). Οι Schuster et al. (2006) αναφέρουν ότι κατά προσέγγιση ισχύει  $\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$ . Δεν μένει, λοιπόν, παρά να εξετασθεί η ισχύς της διαπίστωσης αυτής σε διάφορους τύπους αερολυμάτων. Αρχικά οι διαφορές  $\alpha_2 - \alpha_1$  συσχετίζονται με το  $AOD_{500}$ , Σχ. 6.3.12, όπου προκύπτει ένα διάγραμμα παρόμοιας μορφής με το αντίστοιχο του Σχ. 6.2.7, το οποίο έχει σχολιασθεί εκτενώς. Οι Schuster et al. (2006) συστήνουν επίσης ότι διαφορές  $\alpha_2 - \alpha_1 > 2$  είναι ενδεικτικές της παρουσίας μικρών αερολυμάτων, ενώ  $\alpha_2 - \alpha_1 < 1$  αντιστοιχούν σε σωματίδια μεγάλου μεγέθους και για το λόγο αυτό εμφανίζονται οι δύο εστιγμένες γραμμές στο Σχ. 6.3.12. Είναι εμφανές ότι η προηγούμενη θεώρηση ανταποκρίνεται ικανοποιητικά στην πραγματικότητα, καθώς τιμές  $\alpha_2 - \alpha_1 > 2$  εμφανίζονται μόνο στην Alta Floresta (8,2%) και την Ispra (21%). Αντίθετα, τα αντίστοιχα ποσοστά για  $\alpha_2 - \alpha_1 < 1$  είναι 21,7% στην Alta Floresta, 15,5% στην Ispra, 96% στο Nauru και 94,6% στο Solar Village.



Σχήμα 6.3.12. Συσχέτιση των διαφορών των συντελεστών  $\alpha_2$  και  $\alpha_1$  με το  $AOD_{500}$ .

Οι συσχετίσεις των τιμών του  $\alpha_{440-870}$  με τις αντίστοιχες των διαφορών  $\alpha_2-\alpha_1$  της πολυωνυμικής εφαρμογής δίδονται στο Σχ. 6.3.13. Για καλύτερη σύγκριση μεταξύ των τιμών οι άξονες έχουν τις ίδιες περιοχές κλίμακας. Σε όλες τις τοποθεσίες φαίνεται ότι η συσχέτιση των δύο μεγεθών είναι πολύ ισχυρή, παρόλο που μερικά σημεία παρουσιάζουν μεγάλες αποκλίσεις, ακόμα και αρνητικές τιμές διαφορών. Διαπιστώθηκε ότι σε αυτές τις περιπτώσεις η ακρίβεια προσαρμογής της πολυωνυμικής συνάρτησης δεν ήταν ικανοποιητική ( $R^2 < 0,82$ ). Λαμβάνοντας υπόψη τα σφάλματα των υπολογισμών και το γεγονός ότι η πολυωνυμική προσαρμογή συμπεριλαμβάνει και τις τιμές των  $AOD_{340}$  και  $AOD_{380}$ , οι συσχετίσεις κρίνονται ιδιαίτερα ικανοποιητικές. Στην Alta Floresta και την Ispra οι αποκλίσεις από τη γραμμή  $y=x$  αυξάνουν προς μεγαλύτερες τιμές του  $\alpha$  ( $>1,3$ ), ενώ στο Nauru και το Solar Village για μικρότερες,  $\alpha < 0,7$ . Αυτό δείχνει ότι η προσέγγιση  $\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$  είναι πιο έγκυρη για ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha$ , δηλαδή για κατανομές μεγέθους με σημαντικό ποσοστό παρουσίας μικρών και μεγάλων σωματιδίων (Eck et al., 1999, 2005). Στην Ispra οι διαφορές  $\alpha_2 - \alpha_1$  συστηματικά υποεκτιμούν την τιμή του  $\alpha$ , εκτός από λίγες εξαιρέσεις, ενώ ανάλογη ή αντίστροφη συστηματική τάση δε διαφαίνεται στις άλλες θέσεις. Οι γραμμικές συσχετίσεις που προέκυψαν σε κάθε θέση είναι:

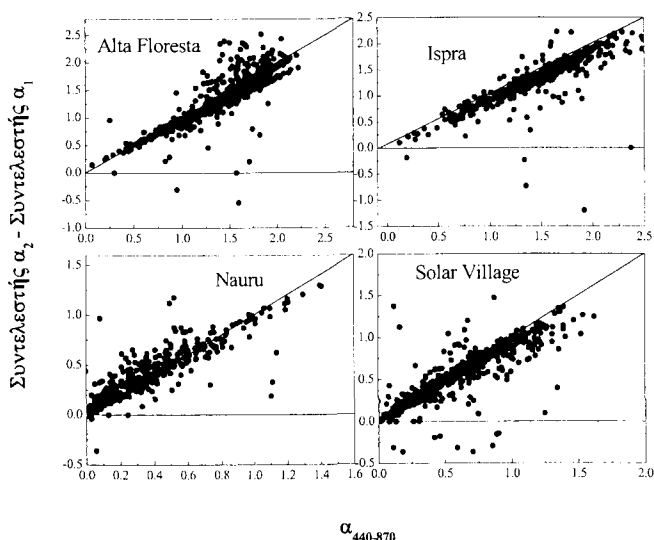
$$\alpha_2 - \alpha_1 = 0,953 \alpha + 0,017 \quad (R^2=0,72) \quad (\text{Alta Floresta}) \quad (6.3.13)$$

$$\alpha_2 - \alpha_1 = 0,904 \alpha + 0,004 \quad (R^2=0,70) \quad (\text{Ispra}) \quad (6.3.14)$$

$$\alpha_2 - \alpha_1 = 0,819 \alpha + 0,106 \quad (R^2=0,78) \quad (\text{Nauru}) \quad (6.3.15)$$

$$\alpha_2 - \alpha_1 = 0,804 \alpha + 0,058 \quad (R^2=0,75) \quad (\text{Solar Village}) \quad (6.3.16)$$

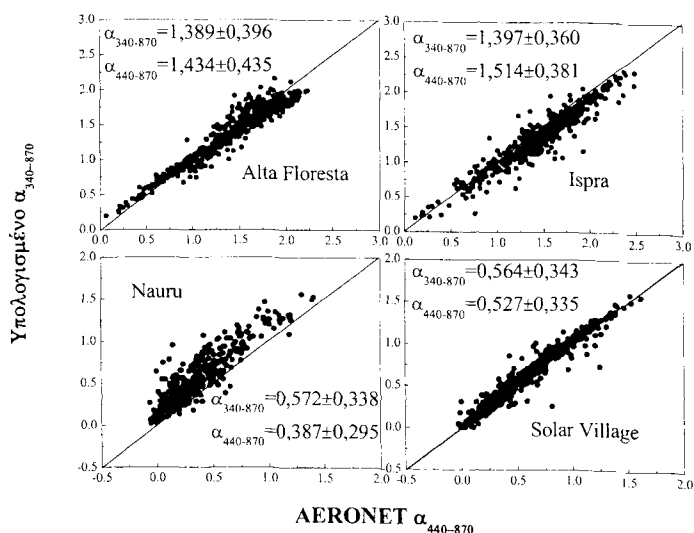
Το κύριο συμπέρασμα, που εξάγεται, είναι η καλύτερη συσχέτιση και η σημαντικά μικρότερη διασπορά των σημείων που προκύπτει από τη θεώρηση  $\alpha = \alpha_2 - \alpha_1$  παρά από την αντίστοιχη  $\alpha = -\alpha_1$ . Συνεπώς, ο όρος της καμπυλότητας στη φασματική μεταβολή του AOD αποδεικνύεται πράγματι σημαντικός και πρέπει να λαμβάνεται πάντα υπόψη σε αντίστοιχες μελέτες.



**Σχήμα 6.3.13.** Συσχέτιση των διαφορών των συντελεστών  $\alpha_2$  και  $\alpha_1$  με το  $\alpha_{440-870}$  για 4 τοποθεσίες του AERONET.

### 6.3.5 Μελέτη των σφαλμάτων στους υπολογισμούς

Στην παράγραφο αυτή μελετώνται τα σφάλματα που προκύπτουν κατά τους παραπάνω υπολογισμούς των παραμέτρων  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$ , καθώς τα αντίστοιχα σφάλματα από τον υπολογισμό των τιμών του  $\alpha$  δεν παρέχονται από το δίκτυο του AERONET. Για το λόγο αυτό οι τιμές των  $\alpha$  υπολογίσθηκαν με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων στη φασματική περιοχή 340-870 nm και συσχετίζονται με τις αντίστοιχες τιμές του AERONET. Επίσης, τα σφάλματα, που προέκυψαν από τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, συσχετίζονται με τις τιμές του AOD<sub>500</sub> σε κάθε θέση. Υπολογίζοντας το  $\alpha$  σε ευρείες φασματικές ζώνες συμπεριλαμβανομένης της ορατής, οι διαφορές από τυχούσες ασυμφωνίες στα ακριβή όρια των ζωνών αυτών δεν είναι τόσο μεγάλες, όπως στο Σχ. 6.3.1. Αυτό, εξάλλου, είναι εμφανές από τη συσχέτιση μεταξύ των  $\alpha$  του AERONET (440-870 nm) και των υπολογισμένων  $\alpha$  από τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων (340-870 nm), Σχ. 6.3.14. Σε κάθε θέση αναγράφονται οι μέσες τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις των  $\alpha$ . Ανακρίβεια στις προσαρμογές και τις μέσες τιμές οφείλονται προφανώς στη φασματική μεταβολή του  $\alpha$  όπως και στα σφάλματα των υπολογισμών. Παρόλα αυτά, οι συσχετίσεις είναι ιδιαίτερα ισχυρές, όπως διαπιστώνεται από το Σχ. 6.3.14 και τις 4 εξισώσεις.



Σχήμα 6.3.14. Συσχέτιση των  $\alpha$  του AERONET (440-870 nm) και των υπολογιζόμενων με τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων στη φασματική περιοχή 340-870 nm για τις 4 τοποθεσίες κατά την περίοδο 2002-2004.

$$\alpha_{340-870} = 0,86(\pm 0,01)\alpha_{440-870} + 0,15(\pm 0,02) \quad R^2 = 0,89 \quad (\text{Alta Floresta}) \quad (6.3.17)$$

$$\alpha_{340-870} = 0,89(\pm 0,01)\alpha_{440-870} + 0,04(\pm 0,02) \quad R^2 = 0,90 \quad (\text{Ispra}) \quad (6.3.18)$$

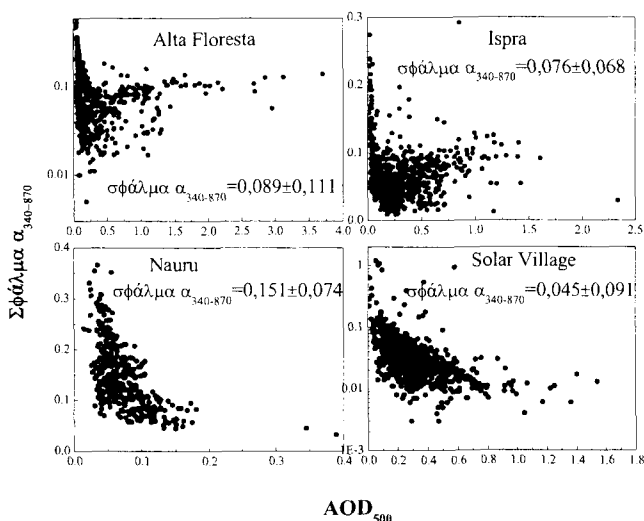
$$\alpha_{340-870} = 1,03(\pm 0,02)\alpha_{440-870} + 0,17(\pm 0,01) \quad R^2 = 0,81 \quad (\text{Nauru}) \quad (6.3.19)$$

$$\alpha_{340-870} = 0,99(\pm 0,01)\alpha_{440-870} + 0,04(\pm 0,004) \quad R^2 = 0,96 \quad (\text{Solar Village}) \quad (6.3.20)$$

Οι σημαντικά μεγαλύτερες τιμές  $\alpha_{340-870}$  στο Nauru οφείλονται κυρίως στις υψηλές τιμές των AOD στα 340 και 380 nm, οι οποίες έχουν αντίκτυπο και στις τιμές των  $\alpha_{380-440}$ , Σχ. 6.3.1. Οι μεγαλύτερες ή μικρότερες τιμές του  $\alpha_{340-870}$  σε σχέση με τις αντίστοιχες του

AERONET οφείλονται στη γραμμικοποίηση της καμπυλότητας του AOD (μετατροπή του σε λογαριθμικές συντεταγμένες). Στις περιπτώσεις όπου η καμπυλότητα είναι θετική (κοίλη καμπύλη), ο ρυθμός μεταβολής της μειώνεται όσο το μήκος κύματος αυξάνει. Συνεπώς, υπολογίζοντας το  $\alpha$  σε φασματική περιοχή συμπεριλαμβάνοντας όλο και μικρότερα μήκη κύματος, η τιμή της κλίσης, που εκφράζει το  $\alpha$ , θα αυξάνει και, συνεπώς, τα  $\alpha_{340-870}$  θα είναι μεγαλύτερα από τα αντίστοιχα  $\alpha_{440-870}$ . Το αντίθετο συμβαίνει για αρνητική καμπυλότητα (κυρτή καμπύλη). Αυτό, εξάλλου, διαπιστώνεται και από τις μέσες τιμές, όπου στην Alta Floresta και την Ispra το  $\alpha_{340-870}$  είναι μικρότερο από το αντίστοιχο του AERONET, ενώ στο Nauru και το Solar Village μεγαλύτερο. Ειδικά στην Alta Floresta, όπου η επικράτηση των μικρών αερολυμάτων καπνού συμβαίνει σε συγκεκριμένη περίοδο του έτους, από τη συσχέτιση διακρίνεται ότι στις μικρές τιμές των  $\alpha$ , τα  $\alpha_{340-870}$  είναι μεγαλύτερα (θετικό  $\alpha_2$ ), ενώ στις μεγάλες τιμές των  $\alpha$  τα  $\alpha_{440-870}$  υπερέχουν (μικρά αερολύματα πυρκαγιών, αρνητικό  $\alpha_2$ ).

Τα σφάλματα στους υπολογισμούς των  $\alpha_{340-870}$  μέσω της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων συσχετίζονται με τις αντίστοιχες τιμές του  $AOD_{500}$  σε κάθε θέση (Σχ. 6.3.15), ώστε να αναδειχθούν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες, που ευνοούν ή όχι τη δημιουργία σφαλμάτων. Τα σφάλματα στους υπολογισμούς του  $\alpha$  οφείλονται στη μη καλή προσαρμογή των AOD πάνω στην ευθεία των ελαχίστων τετραγώνων, η οποία ενισχύεται με την ύπαρξη καμπυλότητας.



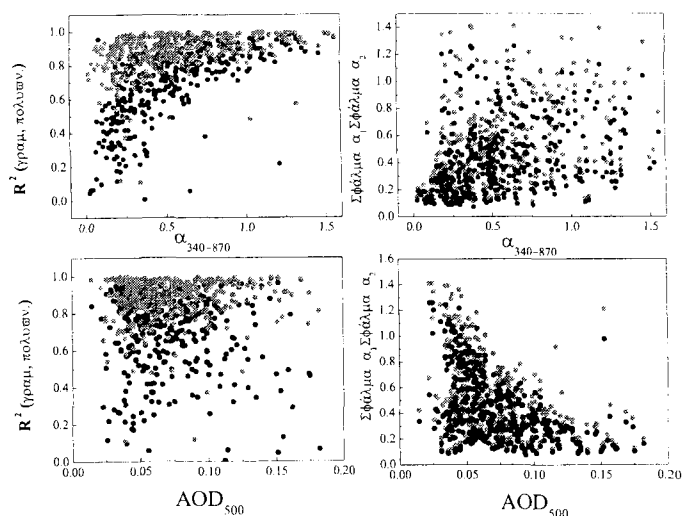
**Σχήμα 6.3.15.** Σφάλμα στον υπολογισμό του  $\alpha$  χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων στη φασματική περιοχή 340-870 nm συναρτήσει του  $AOD_{500}$  για 4 τοποθεσίες του AERONET την περίοδο 2002-2004.

Όπως είναι φανερό, τα σφάλματα υπολογισμού του  $\alpha_{340-870}$  παρουσιάζουν μια σαφέστατη μείωση με τη θόλωση, η οποία είναι πιο εμφανής στο Nauru και το Solar Village. Αντίθετα, σε περιοχές όπου κυριαρχούν τα μικρού μεγέθους αερολύματα (Alta Floresta και Ispra), η τάση μείωσης είναι μεν εμφανής, αλλά παρουσιάζεται μεγάλη διασπορά. Αυτό συμβαίνει επειδή σε μεγάλες θολώσεις στις περιοχές αυτές ενισχύεται η καμπυλότητα, όπως διαπιστώθηκε και πριν, με αποτέλεσμα τα σφάλματα στην προσαρμογή της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων να αυξάνουν. Αντίθετα, στο Solar



Village οι θολές συνθήκες, κυριαρχούμενες από ερημικά σωματίδια, οδηγούν στη μείωση της καμπυλότητας και συνεπώς στον ακριβέστερο προσδιορισμό του  $\alpha_{340-870}$ . Όπως, επίσης, διαπιστώνεται, η μέση τιμή των σφαλμάτων στο Solar Village είναι πολύ μικρότερη από αυτές στις άλλες θέσεις, ενώ η αντίστοιχη στο Nauru είναι πολύ μεγάλη, χρήζοντας ιδιαίτερης προσοχής. Για την καλύτερη αναπαράσταση των τιμών των σφαλμάτων οι κάθετοι άξονες στην Alta Floresta και το Solar Village δίδονται σε λογαριθμικές συντεταγμένες. Στο αποτέλεσμα αυτό καταλήγουν και άλλες εργασίες χρησιμοποιώντας μάλιστα διαφορετική οργανολογία (Martinez-Lozano et al., 1998; Pedrós et al., 2003; Kaskaoutis et al., 2006a).

Τα σφάλματα των υπολογισμών, τόσο κατά την προσαρμογή της γραμμικής όσο και της πολυωνυμικής συνάρτησης στις τιμές των AOD στη φασματική περιοχή 340-870 nm αναλύονται περαιτέρω για το Nauru, όπου λόγω των πολύ καθαρών συνθηκών αποκτούν μεγάλες τιμές. Η ανάλυση των σφαλμάτων γίνεται στο Σχ. 6.3.16, όπου οι τιμές του  $R^2$  από τη γραμμική (μαύρο) και την πολυωνυμική (κόκκινο) προσαρμογή συσχετίζονται με αυτές των  $AOD_{500}$  και  $\alpha_{340-870}$ . Επίσης, με τα  $AOD_{500}$  και  $\alpha_{340-870}$  συσχετίζονται και οι τιμές των σφαλμάτων  $\alpha_1$  (κόκκινο) και  $\alpha_2$  (μαύρο). Σε όλες τις περιπτώσεις τα σφάλματα που προκύπτουν είναι αρκετά μεγάλα, όπως επίσης οι τιμές του  $R^2$  της γραμμικής προσαρμογής είναι συχνά κάτω του 0,5. Χαρακτηριστική είναι η σημαντική αύξηση της ικανότητας προσαρμογής της γραμμικής εξίσωσης προς μεγαλύτερες τιμές κυρίως του  $\alpha_{340-870}$  αλλά και του  $AOD_{500}$ . Συνεπώς, διαπιστώνεται ότι τα σφάλματα των τιμών του  $\alpha$  αυξάνουν, όταν παρατηρείται ουδέτερη μεταβολή του AOD με το μήκος κύματος, περιπτώσεις στις οποίες η διασπορά των AOD προκύπτει να είναι σημαντική. Αρκετά καλύτερη σε σχέση με τη γραμμική είναι η πολυωνυμική προσαρμογή κυρίως για χαμηλές συνθήκες θόλωσης. Τα σφάλματα στα  $\alpha_1$  και  $\alpha_2$  δεν δείχνουν ιδιαίτερη τάση με τις τιμές του  $\alpha_{340-870}$ , ενώ μειώνονται σημαντικά σε συνθήκες υψηλότερης θόλωσης.



**Σχήμα 6.3.16.** Ανάλυση των σφαλμάτων από την εφαρμογή της γραμμικής και πολυωνυμικής παλινδρόμησης στις τιμές του AOD στη φασματική περιοχή 340-870 nm στο Nauru. Η μελέτη των σφαλμάτων επιτυγχάνεται με το συσχετισμό των τιμών του συντελεστή  $R^2$  των γραμμικών (μαύρο) και πολυωνυμικών (κόκκινο) προσαρμογών, όπως και των σφαλμάτων των  $\alpha_1$  (κόκκινο) και  $\alpha_2$  (μαύρο) με το  $\alpha_{340-870}$  και το  $AOD_{500}$ .



## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΜΕΛΕΤΗ ΤΩΝ ΑΕΡΟΛΥΜΑΤΩΝ ΜΕΣΩ ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΩΝ ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΩΝ**

Στο Κεφάλαιο αυτό τα ατμοσφαιρικά αερολύματα μελετώνται μέσω της δορυφορικής τηλεπισκόπησης στην περιοχή της Αθήνας. Χρησιμοποιούνται δεδομένα του δορυφορικού δέκτη μέσης χωρικής ανάλυσης (MODIS) και του χαμηλής χωρικής ανάλυσης (TOMS) για την παρακολούθηση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και την καταγραφή και μελέτη των επεισοδίων εκπομπής σκόνης από τη Σαχάρα. Λόγω της χρησιμοποιούμενης μακράς χρονοσειράς (~6 ετών), η μελέτη της κλιματολογίας και η διάκριση ορισμένων τύπων αερολυμάτων καθίστανται πλέον δυνατές.

### **7.1 Μελέτη της κλιματολογίας και διάκριση των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας**

#### **7.1.1 Εισαγωγή**

Ενώ η μεγάλη χρονοσειρά των δεδομένων MODIS επιτρέπει τη μελέτη της κλιματολογίας των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων για μια περίοδο 6 ετών (2000-2005) πάνω από την Αθήνα, εντούτοις δεν είναι δυνατή η μελέτη της φασματικής μεταβολής του AOD, ούτε η ημερήσια κύμανση του πεδίου της θόλωσης λόγω της χαμηλής χρονικής ανάλυσης (1 ημερήσια τιμή στις ~10:30 τοπική ώρα). Από την άλλη, ο MODIS έχει χρησιμοποιηθεί αρκετά και για την παρακολούθηση της ρύπανσης σε ευρεία κλίμακα, με αποτέλεσμα ο συνδυασμός δορυφορικών και επίγειων μετρήσεων για τέτοιου είδους μελέτες να αποτελεί την καλύτερη και πιο αξιόπιστη μέθοδο καταγραφής (Hutchison, 2003). Στην ενότητα 1.6 παρουσιάστηκαν πολλές μελέτες που έχουν λάβει χώρα στην περιοχή της Μεσογείου και τον Ελλαδικό χώρο και αφορούν στην καταγραφή και την εποχική κύμανση του ποσού, του τύπου και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Εξάλλου, η περιοχή αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον λόγω της κοντινής σχετικά απόστασής της με τη Σαχάρα και της έντονης αστικοποίησης, η οποία έχει συμβάλει στην αύξηση των εκπομπών ανθρωπογενών αερολυμάτων. Ως άμεσο αποτέλεσμα όλων αυτών, στη λεκάνη της Μεσογείου απαντώνται σχεδόν όλοι οι τύποι αερολυμάτων, όπως ερημική σκόνη από τη Σαχάρα, βιομηχανικά αερολύματα από τις αστικές περιοχές, θαλάσσια σωματίδια από τη Μεσόγειο ή τον Ατλαντικό, και αερολύματα πυρκαγιών κατά τη θερινή περίοδο. Η διαφορετικότητα των τύπων, οι έντονες διαδικασίες ανάμειξης, η πολυπλοκότητα των περιοχών που γειτνιάζουν με τη Μεσόγειο, όπως επίσης και η έντονη αστικοποίηση οδήγησαν τους επιστήμονες σε εκτενείς έρευνες των αερολυμάτων στην περιοχή αυτή συνδυάζοντας επίγειες μετρήσεις με παθητικά όργανα ακτινοβολίας (Gerasopoulos et al., 2003; Meloni et al., 2006, 2007; Pace et al., 2006), με ενεργητική δέσμη lidar (Meloni et al., 2003; Balis et al., 2004a, b; Parayannis et al., 2005; Tafuro et al., 2006), με συλλέκτες σωματιδίων (Rodriguez et al., 2001; Gerasopoulos et al., 2006; Kalivitis et al., 2007) ή με δορυφορικά δεδομένα (Dulac et al., 1992; Moulin et al., 1998; Israelevich et al., 2002; Barnaba and Gobbi, 2004; Antoine and Nobileau, 2006). Στην παρούσα ενότητα, μέσω των δεδομένων του MODIS, επιχειρείται μια πρώτη κλιματική μελέτη του οπτικού βάθους και του μεγέθους των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας την περίοδο 2000-2005. Εξετάζεται η διαχρονική και ενδοετήσια μεταβολή των δύο παραμέτρων, όπως, επίσης, επιχειρείται και μια εποχική διάκριση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων που απαντώνται. Αξίζει να

σημειωθεί ότι είναι η πρώτη φορά που εξετάζεται το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας μέσω δορυφορικών παρατηρήσεων MODIS για μια τόσο μακρά περίοδο μελέτης, ενώ στο παρελθόν καμία εργασία δεν ασχολήθηκε με τη διάκριση των τύπων των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα της Αθήνας.

### 7.1.2 Μεθοδολογία

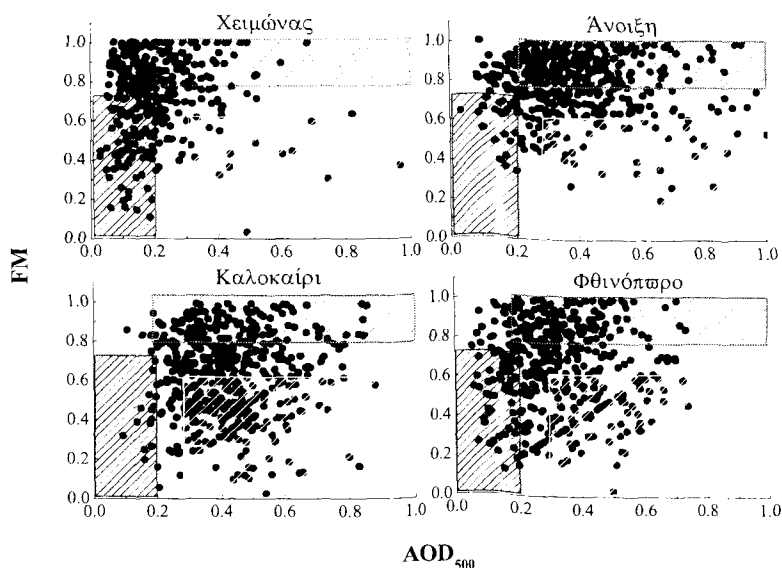
Για τη διάκριση των τύπων των αερολυμάτων χρησιμοποιείται η μέθοδος των Barnaba and Gobbi (2004), οι οποίοι διέκριναν 3 τύπους αερολυμάτων στη Μεσόγειο (ερημική σκόνη, ηπειρωτικά αερολύματα και θαλάσσια σωματίδια). Η μέθοδος αυτή στηρίζεται στη συσχέτιση των τιμών AOD<sub>550</sub> και FM θέτοντας κατάλληλες τιμές κατωφλίου για κάθε είδος αερολύματος. Η πιο συνήθης τεχνική για τη διάκριση των αερολυμάτων είναι μέσω της συσχέτισης AOD-α, όπως εφαρμόστηκε στο Κεφάλαιο 6, ενώ άλλες μέθοδοι, που έχουν κατά καιρούς χρησιμοποιηθεί είναι μέσω των συσχετίσεων λόγων lidar (LR) με SSA (Balis et al., 2004b), ή AOD με την ενεργή ακτίνα των αερολυμάτων (Ichoku et al., 2004). Η μέθοδος διαχωρισμού που χρησιμοποιείται εδώ βασίζεται σε δύο ιδιότητες των αερολυμάτων ανεξάρτητες μεταξύ τους, όπως είναι το ποσό τους στην ατμόσφαιρα και ο λόγος μικρών/μεγάλων σωματιδίων. Για το διαχωρισμό των διαφόρων τύπων αερολυμάτων τέθηκαν ορισμένα κριτήρια και τιμές κατωφλίου για τα AOD<sub>550</sub> και FM, τα οποία μπορούν να συνοψισθούν στα παρακάτω:

- Σε αντίθεση με τις απομακρυσμένες ωκεάνιες περιοχές, ο εντοπισμός «καθαρών θαλάσσιων συνθηκών» (AOD<sub>500</sub><0,1) στην περιοχή της Μεσογείου είναι αρκετά δύσκολος λόγω των σημαντικών συνεισφορών των ερημικών και ανθρωπογενών σωματιδίων, τα οποία αυξάνουν το οπτικό βάθος, το οποίο συνήθως κυμαίνεται μεταξύ 0,2 και 0,3 (Smirnov et al., 2002b). Οι ερευνητές αυτοί υπολόγισαν ένα μέσο AOD<sub>500</sub>=0,29±0,22 βασισμένοι σε μετρήσεις 30 ετών στη Μεσόγειο, το οποίο μειωνόταν σε 0,18±0,11 όταν παραλείπονταν οι τιμές των AOD>0,5, που αντιστοιχούσαν σε επεισόδια σκόνης. Λαμβάνοντας υπόψη στην παρούσα διατριβή την υπερεκτίμηση του AOD από τον MODIS για τις μικρές τιμές του AOD επιλέχθηκε η τιμή του AOD<sub>550</sub>=0,2 ως κατώφλι για την ύπαρξη καθαρών συνθηκών. Εξαιτίας της μεταβλητότητας των μετεωρολογικών συνθηκών και των πηγών εκπομπής (έρημοι, αστικά κέντρα), το ποσοστό μικρών/μεγάλων σωματιδίων σε συνθήκες χαμηλής θόλωσης καθίσταται ιδιαίτερα μεταβλητό. Αυτό, εξάλλου, είναι εμφανές και στις ωκεάνιες περιοχές (Smirnov et al., 2002b). Στον Ειρηνικό και Ατλαντικό Ωκεανό το ποσοστό αυτό είναι περίπου 70% σύμφωνα με τους Kaufman et al. (2002). Στην παρούσα μελέτη διατηρήθηκε η ίδια τιμή κατωφλίου για το FM (0,7), όσον αφορά τον «καθαρό θαλάσσιο τύπο, CM» αερολύματος.
- Χαρακτηριστικό γνώρισμα των αστικών/βιομηχανικών (BU) αερολυμάτων είναι οι μεγάλοι λόγοι μικρών/μεγάλων σωματιδίων (Dubovik et al., 2002) σε συνδυασμό με σχετικά υψηλά οπτικά βάθη. Έτσι, θεωρήθηκε ότι αυτός ο τύπος αερολύματος απαντάται στις περιπτώσεις με AOD<sub>550</sub>>0,2 και FM>0,8.
- Τα σωματίδια ερημικής σκόνης χαρακτηρίζονται από μικρές τιμές του α και γενικότερα του λόγου μικρών/μεγάλων σωματιδίων (Dubovik et al., 2002; Pace et al., 2006; Tafuro et al., 2006). Επίσης, κατά τη μεταφορά σκόνης τα οπτικά βάθη παρουσιάζονται ιδιαίτερα αυξημένα (Kalivitis et al., 2007; Meloni et al., 2007). Ως

συνέπεια αυτών θεωρήθηκαν τα όρια τιμών  $AOD_{550} > 0,3$  και  $FM < 0,6$  ως χαρακτηριστικά ύπαρξης μεγάλων αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας. Να τονισθεί εδώ, ότι οι περιπτώσεις αυτές δεν αναφέρονται μόνο σε ερημικά αερολύματα (DD), καθώς, όπως θα διαπιστωθεί, μόνο ένα ποσοστό αυτών των περιπτώσεων συνδέεται με αέριες μάζες από την Αφρική.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η διάκριση έγινε μεταξύ 3 τύπων αερολυμάτων, α) αστικά/βιομηχανικά (BU), καθαρά θαλάσσια (CM) και μεγάλα αερολύματα, πιθανόν ερημική σκόνη (DD). Στο Σχ. 7.1.1 οι τιμές των  $AOD_{550}$  και FM συσχετίζονται μεταξύ τους σε εποχική βάση. Στο Σχήμα οι 3 τύποι αερολυμάτων διακρίνονται με κόκκινο (BU), κυανό (CM) και κίτρινο (DD). Όμως, μεταξύ των περιοχών αυτών υπάρχουν ζώνες όπου συνυπάρχουν πλέον του ενός τύποι αερολυμάτων που είναι δύσκολο να ενταχθούν σε κάποιο τύπο με αποτέλεσμα να θεωρούνται ως «ακαθόριστα» αερολύματα και να εντάσσονται σε μια γενικότερη κατηγορία αναμεμειγμένου τύπου (MT). Η εισαγωγή του MT στην παρούσα διατριβή είναι και η κύρια διαφορά με το διαχωρισμό που πραγματοποιήθηκε από τους Barnaba and Gobbi (2004), οι οποίοι δεν έλαβαν υπ' όψιν τον τύπο αυτό. Η εισαγωγή του επιπλέον αυτού «τύπου» κρίθηκε επιβεβλημένη, α) λόγω των έντονων διαδικασιών ανάμειξης στην ατμόσφαιρα, και β) για την αποφυγή υπερεκτίμησης ορισμένων τύπων, ιδίως στις οριακές τιμές διαχωρισμού.

Από μια πρώτη ματιά, διαπιστώνεται ότι το χειμώνα τα δεδομένα είναι μετατοπισμένα προς μικρότερες τιμές  $AOD_{550}$ , προκαλώντας μεγάλη διασπορά στις τιμές του FM. Την άνοιξη τα  $AOD_{550}$  αυξάνουν σημαντικά, ενώ οι τιμές του FM παραμένουν σε υψηλά επίπεδα για να μειωθούν σημαντικά το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, οπότε έρχεται η σταδιακή μείωση των τιμών του  $AOD_{550}$ . Λεπτομερέστερη ανάλυση της εποχικής κύμανσης των διαφόρων τύπων παρουσιάζεται στις ενότητες που ακολουθούν.



**Σχήμα 7.1.1.** Εποχική διάκριση των αερολυμάτων σε 3 τύπους βασισμένοι στη συσχέτιση μεταξύ  $AOD_{550}$  και FM. Η κόκκινη περιοχή αναφέρεται στα αστικά/βιομηχανικά (BU), η κυανή στα καθαρά θαλάσσια (CM) σωματίδια και η κίτρινη στα μεγάλα (DD) αερολύματα. Τα δεδομένα που δεν ανήκουν σε κάποια κατηγορία κατατάσσονται ως αναμεμειγμένου τύπου (MT).

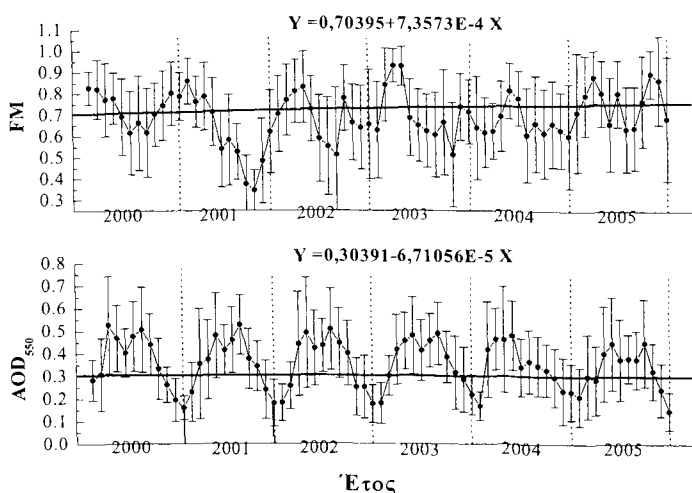
### 7.1.3 Κλιματολογία των αερολυμάτων

Στον Πίνακα 7.1.1 είναι καταχωρημένα τα συγκεντρωτικά δεδομένα ανά εποχή και τύπο αερολύματος, όπως, επίσης, και οι μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM, οι οποίες αναλύονται στη συνέχεια. Η θεώρηση του MT στο Σχ. 7.1.1 φαίνεται να είναι ιδιαίτερα επιτυχής, καθώς η πλειοψηφία των περιπτώσεων ανήκουν σε αυτό τον τύπο (46,6%), ενώ το χειμώνα, οπότε οι μετεωρολογικές συνθήκες είναι πιο ασταθείς και ευνοείται η ανάμειξη των αερολυμάτων, το ποσοστό εμφάνισης του MT ανέρχεται στο 63,5% των περιπτώσεων. Αντίθετα, ο MT παρουσιάζει το μικρότερο εποχικό ποσοστό εμφάνισης το καλοκαίρι (38,6%), όπου λόγω των πιο σταθερών ατμοσφαιρικών συνθηκών δεν ευνοούνται οι διαδικασίες ανάμειξης. Όμως, ακόμα και σε αυτή την περίοδο, ο MT κατέχει το υψηλότερο ποσοστό εμφάνισης. Ο δεύτερος πιο σύνθητες τύπος στην αστική περιοχή της Αθήνας είναι ο BU σε ποσοστό 24,5%, ο οποίος εμφανίζει τη μέγιστη συχνότητα την άνοιξη (41,2%) και την ελάχιστη το χειμώνα (9,1%). Ακόμα μικρότερο είναι το ποσοστό εμφάνισης του τύπου DD το χειμώνα (3,5%), ενώ η παρουσία του ευνοείται τη θερινή (35,8%) και τη φθινοπωρινή (22,5%) περίοδο. Αντίθετα, οι καθαρές θαλάσσιες συνθήκες είναι περισσότερο σπάνιες στην αστική περιοχή της Αθήνας (10,2%) και εντοπίζονται κυρίως το χειμώνα (23,9%), οπότε λόγω των πιο έντονων μετεωρολογικών φαινομένων, δεν ευνοείται η συσσώρευση αερολυμάτων και η ατμόσφαιρα είναι πιο καθαρή. Επίσης, η αυξημένη βροχόπτωση της περιόδου αυτής αποτελεί το κυριότερο μέσο για την απαλλαγή της ατμόσφαιρας από το φόρτο των αερολυμάτων.

**Πίνακας 7.1.1.** Αριθμός περιπτώσεων, μέσες τιμές και τοπικές αποκλίσεις των οπτικών ιδιοτήτων για κάθε τύπο αερολύματος ανά εποχή στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.

Τύπος αερολύματος	Ολόκληρη περίοδος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο
<b>Συνολικά δεδομένα</b>					
Αριθμός περιπτώσεων	1804	376 (20,8%)	466 (25,7%)	510 (28,4%)	452 (25,1%)
AOD <sub>550</sub>	0,35±0,18	0,21±0,10	0,41±0,18	0,44±0,18	0,25±0,11
FM	0,69±0,21	0,72±0,15	0,77±0,11	0,63±0,12	0,68±0,18
<b>Αστικά/βιομηχανικά (BU)</b>					
Αριθμός περιπτώσεων	442 (24,5%)	34 (9,1%)	192 (41,2%)	117 (22,9%)	99 (21,9%)
AOD <sub>550</sub>	0,38±0,13	0,31±0,10	0,41±0,15	0,45±0,16	0,37±0,11
FM	0,90±0,06	0,92±0,06	0,91±0,06	0,88±0,06	0,90±0,06
<b>Καθαρά θαλάσσια (CM)</b>					
Αριθμός περιπτώσεων	183 (10,2%)	90 (23,9%)	15 (3,2%)	14 (2,7%)	64 (14,2%)
AOD <sub>550</sub>	0,15±0,03	0,13±0,04	0,15±0,03	0,17±0,03	0,14±0,04
FM	0,49±0,13	0,47±0,14	0,58±0,10	0,42±0,14	0,50±0,16
<b>Ερημικά αερολύματα (DD)</b>					
Αριθμός περιπτώσεων	337 (18,7%)	13 (3,5%)	40 (8,6%)	182 (35,8%)	102 (22,5%)
AOD <sub>550</sub>	0,52±0,19	0,57±0,31	0,60±0,24	0,46±0,12	0,45±0,10
FM	0,44±0,12	0,43±0,14	0,46±0,11	0,43±0,13	0,43±0,12
<b>Αναμειγμένος τύπος (MT)</b>					
Αριθμός περιπτώσεων	842 (46,6%)	239 (63,5%)	219 (47,0%)	197 (38,6%)	187 (41,4%)
AOD <sub>550</sub>	0,31±0,14	0,19±0,10	0,36±0,17	0,40±0,15	0,29±0,15
FM	0,70±0,14	0,78±0,13	0,72±0,10	0,66±0,14	0,65±0,18

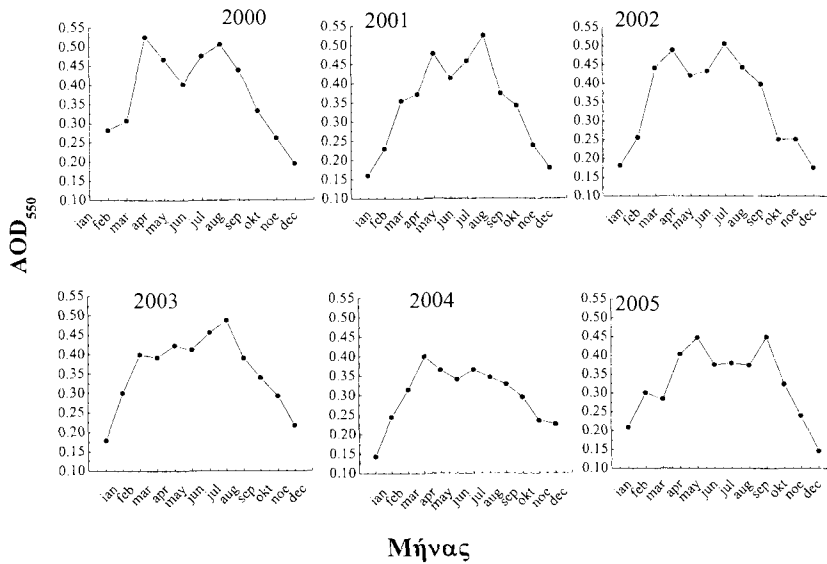
Η διαχρονική τάση των τιμών του AOD<sub>550</sub> και FM φαίνεται στο Σχ. 7.1.2. Για την παρουσίαση της τάσης χρησιμοποιήθηκαν οι μέσες μηνιαίες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM μαζί με τις τυπικές τους αποκλίσεις. Ενώ παρατηρείται σημαντική ενδοετήσια μεταβολή και στις δύο παραμέτρους, η διαχρονική τάση στην περίοδο των 6 ετών είναι σχεδόν ανύπαρκτη, παρουσιάζοντας μια ελαφρά μείωση στις τιμές των AOD<sub>550</sub> και ελαφρά αύξηση στις αντίστοιχες του FM, οι οποίες αποτυπώνονται στις ευθείες γραμμές και στις συνοδευόμενες γραμμικές σχέσεις τους στο Σχ. 7.1.2.



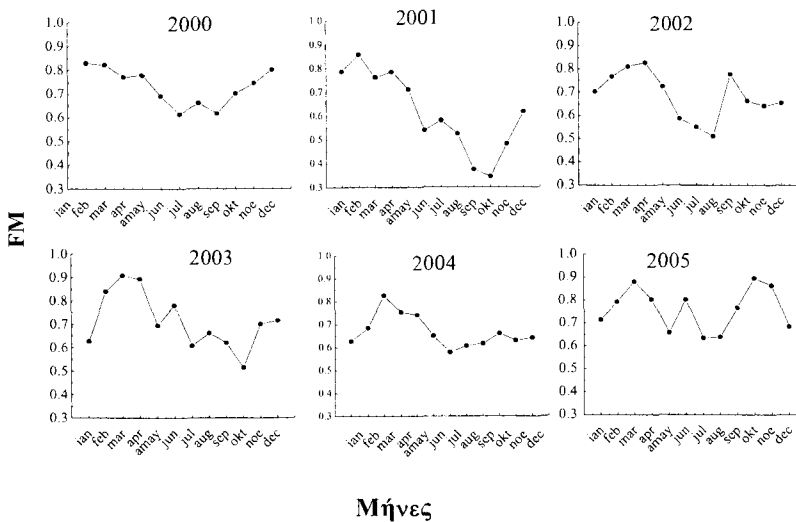
**Σχήμα 7.1.2.** Μέση μηνιαία διακύμανση των τιμών του AOD<sub>550</sub> και FM καθ' όλη την περίοδο μελέτης (Φεβρουάριος 2000-Δεκέμβριος 2005) για την περιοχή της Αθήνας. Οι κάθετες ράβδοι αφορούν μια τυπική απόκλιση από τη μέση τιμή. Διακρίνονται επίσης οι τάσεις μεταβολής κάθε παραμέτρου.

Αντίθετα με την τάση των 6 ετών, η ενδοετήσια μεταβολή του AOD<sub>550</sub> (Σχ. 7.1.3α) και του FM (Σχ. 7.1.3β) παρουσιάζει σημαντική μεταβολή από έτος σε έτος. Παρόλα αυτά, η ενδοετήσια μεταβολή του AOD<sub>550</sub> όλων των ετών παρουσιάζεται διμέγιστη, με πρώτο μέγιστο την άνοιξη (Μάρτιος-Μάιος) και δεύτερο το καλοκαίρι (Ιούλιος-Αύγουστος). Το πρωτεύον μέγιστο εντοπίζεται άλλοτε την άνοιξη και άλλοτε το καλοκαίρι. Η ενδοετήσια μεταβολή του FM φαίνεται να είναι περισσότερο πολύπλοκη καθώς εμφανίζει σημαντικές μεταβολές από έτος σε έτος. Παρόλα αυτά, το εαρινό μέγιστο και το θερινό ελάχιστο είναι εμφανή στα περισσότερα χρόνια. Το καλοκαίρι του 2004 οι τιμές των AOD<sub>550</sub> και η μεταβλητότητά τους είναι μικρότερες σε σχέση με τα άλλα χρόνια, πιθανόν λόγω των αραιότερων επεισοδίων σκόνης. Επίσης, οι μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM είναι μικρότερες το καλοκαίρι του 2004 (0,35 και 0,61) σε σχέση με την αντίστοιχη περίοδο του 2003 (0,45 και 0,68). Τα ίδια χαρακτηριστικά καταγράφηκαν και στο σταθμό του AERONET της Κρήτης (FORTH-CRETE) κατά την ίδια περίοδο (Fotiadi et al., 2006). Το υψηλότερο FM (καλοκαίρι του 2003) μπορεί να οφείλεται και στις εκτεταμένες δασικές πυρκαγιές αυτής της περιόδου (Pace et al., 2005), καθώς το καλοκαίρι του 2003 ήταν το θερμότερο από το 1500 στην Ευρώπη (Luterbacher et al., 2004), με ένα ισχυρό αντικυκλώνα να παραμένει πάνω από την κεντρική-δυτική Ευρώπη τον Ιούλιο και Αύγουστο. Οι θερμές και ξηρές συνθήκες ευνόησαν εκτεταμένες πυρκαγιές στη Δυτική Ευρώπη και τα Βαλκάνια με αποτέλεσμα τις μεγάλες εκπομπές

των μικρού μεγέθους σωματιδίων καπνού από την Ευρώπη προς τη Μεσόγειο (Pace et al., 2005).



Σχήμα 7.1.3α. Ενδοετήσια μεταβολή του AOD<sub>550</sub> στην Αθήνα κατά την περίοδο 2000-2005.



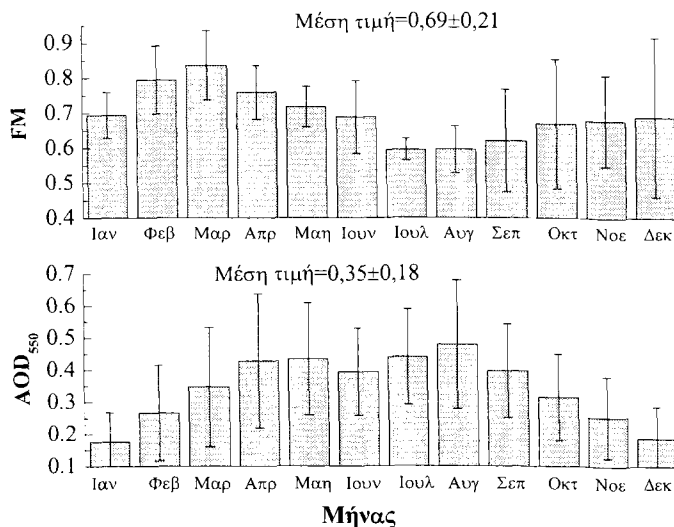
Σχήμα 7.1.3β. Όπως και στο Σχ. 7.1.3α, αλλά για το FM.

Η μέση μηνιαία μεταβολή των AOD<sub>550</sub> και FM μαζί με τις τυπικές τους αποκλίσεις δίδονται στο Σχ. 7.1.4. Τα μέσα μηνιαία AOD<sub>550</sub> παρουσιάζουν μια σαφή ετήσια κύμανση, με ελάχιστα το χειμώνα (περίπου 0,2) και μέγιστα την άνοιξη και το καλοκαίρι (0,4-0,5). Οι τιμές αυτές είναι συγκρίσιμες με τις αντίστοιχες που υπολογίσθηκαν με τη χρήση επίγειων οργάνων στην Αθήνα το Μάιο 1995 (Kaskaoutis et al., 2006b). Επίσης, το μέσο AOD<sub>550</sub> όλης της περιόδου (0,35±0,18) είναι υψηλότερο του 0,23 που



παρουσιάστηκε για τη Θεσσαλονίκη (Gerasopoulos et al., 2003), και του 0,21 για το Ηράκλειο (Fotiadi et al., 2006). Οι διαφορές αυτές είναι αναμενόμενες λόγω της πιο θολής ατμόσφαιρας της Αθήνας και της υπερεκτίμησης του MODIS. Αντίθετα, παρόμοιες μέσες τιμές του AOD<sub>550</sub> (0,35) βρέθηκαν στο Ιταλικό νησί Lampedusa (Meloni et al., 2007), λόγω της άμεσης γειτνίασής του με την Αφρικανική Ήπειρο.

Οι τιμές του AOD<sub>550</sub> βρέθηκαν να κυμαίνονται στην περιοχή 0,05-0,98 σε ημερήσια βάση και 0,18-0,48 σε μηνιαία. Η ενδοετήσια μεταβολή του FM (Σχ. 7.1.3β) δεν φαίνεται να είναι τόσο ισχυρή, ενώ τα θερινά ελάχιστα αναδεικνύουν την αυξημένη παρουσία του τύπου DD. Αντίθετα, τα αυξημένα επίπεδα αερολυμάτων τύπου BU την άνοιξη έχουν σημαντικό αντίκτυπο στις αυξημένες μέσες τιμές FM αυτών των μηνών. Η μέση μηνιαία μεταβολή του FM κυμαίνεται από 0,61 έως 0,82. Πολύ ευρεία είναι, όμως, η ημερήσια διακύμανση των τιμών του FM (0,2-1,0) αναδεικνύοντας έντονη μεταβλητότητα στον τύπο των αερολυμάτων. Παρόλα αυτά, όπως αναμενόταν, το ποσοστό των μικρών σωματιδίων υπερέρχει, καθώς η μέση τιμή του FM για όλη την περίοδο μελέτης ανέρχεται στο 0,69±0,21. Οι μικρές τιμές του AOD<sub>550</sub> το χειμώνα, σε συνδυασμό με τιμές του FM γύρω στο 0,7, είναι χαρακτηριστικές συνθηκών υποβάθρου με σημαντική συνεισφορά των θαλάσσιων σωματιδίων. Αυτό είναι σε απόλυτη συμφωνία με αποτελέσματα στην Κρήτη (Fotiadi et al., 2006), όπως και σε ολόκληρη τη Μεσόγειο (Barnaba and Gobbi, 2004; Antoine and Nobileau, 2006).

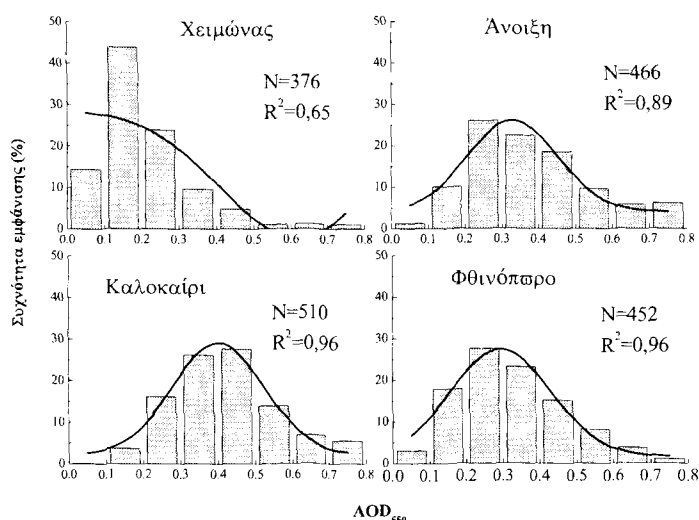


**Σχήμα 7.1.4.** Ενδοετήσια μεταβολή των μέσων μηνιαίων AOD<sub>550</sub> και FM. Οι κάθετες ράβδοι αναφέρονται σε μια τυπική απόκλιση από τη μέση τιμή.

Η έντονη παρουσία μικρών ανθρωπογενών αερολυμάτων την άνοιξη αντανακλάται στις υψηλές τιμές του FM αυτής της περιόδου. Οι αυξημένες εκπομπές ρύπων, σε συνδυασμό με τις χαμηλές ταχύτητες των ανέμων και τις συνθήκες θαλάσσιας αύρας, ευνοούν τη συσσώρευση αερολυμάτων την άνοιξη. Οι υψηλές τιμές του AOD<sub>550</sub>, καθ' όλη τη θερμή περίοδο του έτους (Απρίλιος-Σεπτέμβριος), οφείλεται κατά κύριο λόγο στις πιο σταθερές ατμοσφαιρικές συνθήκες και την αυξημένη συχνότητα εκπομπής σκόνης. Επίσης, την περίοδο αυτή, λόγω της απουσίας βροχόπτωσης, δεν ευνοείται η υγρή εναπόθεση των αερολυμάτων, που αποτελεί τον κύριο μηχανισμό καθαρισμού της ατμόσφαιρας. Οι

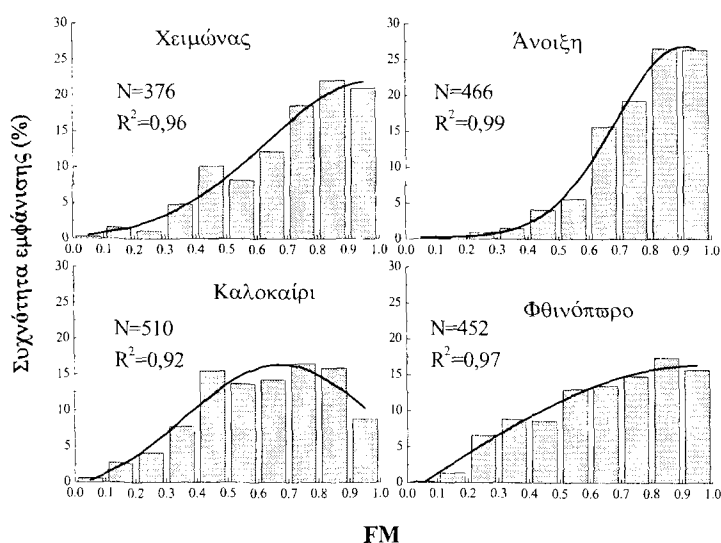
χαμηλότερες τιμές του  $AOD_{550}$  αυτή την περίοδο εντοπίζονται τον Ιούνιο, όπως, εξάλλου, διαπιστώθηκε και στο Ηράκλειο (Fotiadi et al., 2006). Αυτό, ίσως, αποτελεί και ένα γενικότερο χαρακτηριστικό της Ανατολικής Μεσογείου και οφείλεται σε ένα βαρομετρικό υψηλό που αναπτύσσεται πάνω από τη Λιβύη και εμποδίζει τους θερμικούς κυκλώνες της Δυτικής Σαχάρας να μεταφέρουν σκόνη προς την Ανατολική Μεσόγειο, ενώ ευνοεί τη μεταφορά σκόνης προς το κεντρικό και δυτικό τμήμα της Μεσογείου (Moulin et al., 1998; Israelevich et al., 2002; Fotiadi et al., 2006). Αυτό το γεγονός δεικνύει τη μεγάλη σημασία της κίνησης των συνοπτικών συστημάτων στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων πάνω από τη Μεσόγειο. Οι χαμηλές τιμές του FM τη θερινή περίοδο φανερώνουν, επίσης, την έντονη παρουσία μεγάλου μεγέθους σωματιδίων, ερημικής σκόνης από τη Σαχάρα ή θαλάσσιων σωματιδίων μεταφερόμενων από τους ισχυρούς Ετησίες αυτής της περιόδου.

Οι τυπικές αποκλίσεις στις τιμές του  $AOD_{550}$  είναι μεγαλύτερες νωρίς την άνοιξη και αργά το καλοκαίρι, αναδεικνύοντας μια έντονη μεταβολή στο ποσό των αερολυμάτων. Οι μεγάλες μεταβολές στις τιμές του  $AOD_{550}$  αυτών των περιόδων συσχετίζονται με τις διαδικασίες εναπόθεσής τους (ξηρή ή υγρή), τα επεισόδια μεταφοράς σκόνης και την πνοή των Ετησίων. Αντίθετα, οι μεγαλύτερες τιμές στις τυπικές αποκλίσεις του FM παρουσιάζονται το φθινόπωρο, πιθανόν εξαιτίας των συνδυασμένων δράσεων μηχανισμών, όπως η υγρή εναπόθεση, οι εκπομπές σκόνης και οι τοπικές εκπομπές ρύπων. Ανατρέχοντας στη διεθνή βιβλιογραφία διαπιστώνεται ότι τα θερινά μέγιστα και χειμερινά ελάχιστα των τιμών του  $AOD$  είναι εμφανή σε όλη τη Μεσόγειο, ενώ η παρουσία μικρών ή μεγάλων αερολυμάτων είναι διαφορετική για κάθε εποχή σε κάθε τμήμα της Μεσογείου. Γενικότερα, η ετήσια διακύμανση των  $AOD_{550}$  και FM είναι σε συμφωνία με τις αντίστοιχες βιβλιογραφικές, ενώ κάποιες ιδιαίτερες μεταβολές οφείλονται στον αστικό χαρακτήρα της Αθήνας, καθώς τα ποσά και οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων δεν καθορίζονται μόνο από τις μετεωρολογικές συνθήκες, την εκπομπή σκόνης και τους μηχανισμούς εναπόθεσής τους, αλλά σε μεγάλο βαθμό και από τις τοπικές εκπομπές.



**Σχήμα 7.1.5α.** Συχνότητα εμφάνισης (%) των τιμών του  $AOD_{550}$  για κάθε εποχή. Στα ιστογράμματα εμφανίζεται ο αριθμός,  $N$ , των δεδομένων για κάθε εποχή καθώς και η κανονική κατανομή με τον αντίστοιχο συντελεστή συσχέτιση,  $R^2$ .

Στα Σχ. 7.1.5α, β δίδονται οι σχετικές συχνότητες κατανομής των τιμών του AOD<sub>550</sub> και FM, αντίστοιχα, για κάθε εποχή. Δίδεται, επίσης, και ο αριθμός των δεδομένων σε κάθε εποχή, όπως επίσης και ο συντελεστής R<sup>2</sup> από την προσαρμογή της κανονικής κατανομής στα ιστογράμματα. Όσον αφορά στο AOD<sub>550</sub>, το εύρος της κατανομής των τιμών είναι αρκετά μεγάλο, εκτός από το χειμώνα, όπου η συχνότητα των μεγάλων τιμών είναι ελάχιστη. Το μέγιστο των συχνοτήτων το χειμώνα (~45%) εντοπίζεται για τιμές του AOD<sub>550</sub> στο διάστημα 0,1-0,2. Η κατανομή συχνοτήτων είναι μετατοπισμένη προς τις μικρότερες τιμές και απέχει αρκετά από την κανονική. Αντίθετα, την άνοιξη και το καλοκαίρι ένα μεγάλο ποσοστό (~70%-80%) των τιμών κατανέμεται σχεδόν εξίσου στην περιοχή 0,2-0,5, ενώ τιμές του AOD<sub>550</sub> μεγαλύτερες του 0,7 αντιστοιχούν σε περιπτώσεις εκπομπής σκόνης ή αυξημένης ρύπανσης. Την άνοιξη ένα σημαντικό ποσοστό τιμών (23%) παρουσιάζει AOD<sub>550</sub>>0,5 και ένα ~10% έχει AOD<sub>550</sub>>0,7. Το καλοκαίρι, η κατανομή των τιμών του AOD<sub>550</sub> παρουσιάζει μέγιστο στην περιοχή 0,3-0,5, όπου είναι συγκεντρωμένο το 75% των περιπτώσεων, ενώ ένα άλλο 7% παρουσιάζει AOD<sub>550</sub>>0,7. Το καλοκαίρι, επίσης, παρατηρείται απουσία τιμών για AOD<sub>550</sub><0,1. Το φθινόπωρο η κατανομή των τιμών παρουσιάζει κύρτωση προς μικρότερες τιμές (μέγιστο στο 0,2-0,3), έχοντας μεν ομοιότητες με την κατανομή της άνοιξης, αλλά μικρότερα ποσοστά εμφάνισης μεγάλων τιμών. Η κατανομή των τιμών του AOD<sub>550</sub> στις 3 εποχές (άνοιξη, καλοκαίρι και φθινόπωρο) μπορεί να περιγραφεί ικανοποιητικά από την κανονική κατανομή, καθώς ο συντελεστής R<sup>2</sup> της προσαρμογής είναι πάνω από 0,89.



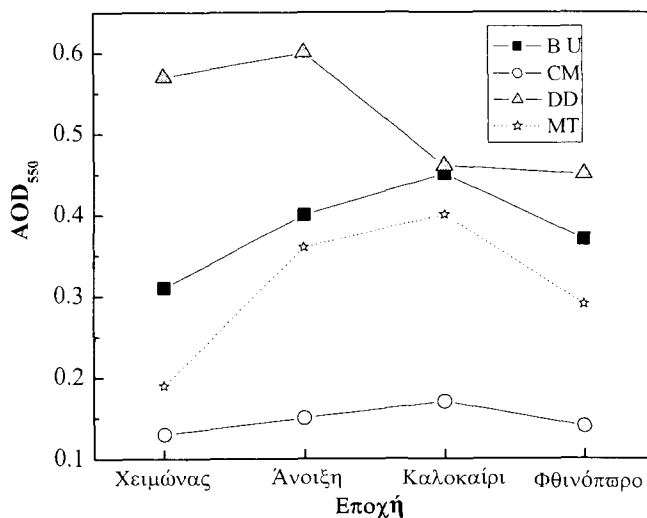
Σχήμα 7.1.5β. Όπως στο Σχ. 11.2.5α, αλλά για το FM.

Όσον αφορά στις κατανομές των τιμών του FM (Σχ. 7.1.5β), αυτές είναι έντονα μετατοπισμένες προς μεγαλύτερες τιμές λόγω της αυξημένης παρουσίας αερολυμάτων μικρών διαστάσεων εντός του αστικού περιβάλλοντος. Παρόλα αυτά, υπάρχουν και αυξημένα ποσοστά τιμών FM μικρότερων του 0,5, που αντιστοιχούν σε αυξημένη παρουσία αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων. Η κατανομή των τιμών το χειμώνα παρουσιάζει εμφανή κύρτωση προς μεγαλύτερες τιμές, με το 45% των περιπτώσεων να

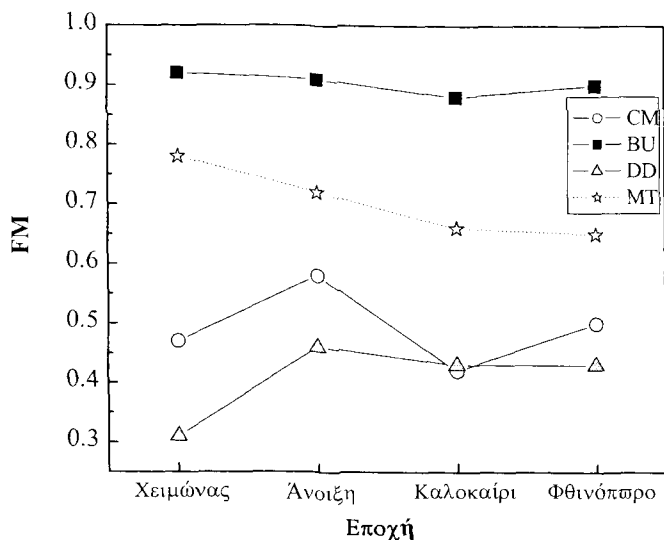
εμφανίζει τιμές  $FM > 0,8$ . Ανάλογη εικόνα παρουσιάζεται και την άνοιξη με το αντίστοιχο ποσοστό να ανέρχεται στο 54%. Αξίζει να παρατηρηθεί ότι αυτή την εποχή παρουσιάζεται και η πιο στενή κατανομή, καθώς τιμές  $FM < 0,5$  είναι πολύ σπάνιες. Αντίθετα, ομοιότητες μπορούν να παρουσιασθούν μεταξύ των κατανομών του καλοκαιριού και του φθινοπώρου, όπου εμφανίζονται τα μικρότερα ποσοστά μεγάλων τιμών, άμεσα συνοδευόμενα από αυξημένη παρουσία μικρών τιμών του FM. Αυτές τις εποχές εξάλλου, εντοπίζεται παρουσία μικρών ( $FM < 0,5$ ) και μεγάλων ( $FM > 0,8$ ) σωματιδίων. Το καλοκαίρι η συχνότητα κατανομής είναι παρόμοια σε μια ευρεία περιοχή τιμών, από 0,4 έως 0,9. Το φθινόπωρο η καμπύλη συχνοτήτων είναι περισσότερο μετατοπισμένη προς μεγαλύτερες τιμές, καθώς τα ανθρωπογενή αερολύματα υπερέχουν των ερημικών και θαλάσσιων. Καθώς για τις τιμές του FM υπάρχει ένα κατώφλι (η τιμή 1), η καλή προσαρμογή της κανονικής κατανομής, που εμφανίζεται σε κάθε εποχή, αφορά μόνο στο σκέλος ανόδου της κατανομής. Εξαιρεση αποτελεί μόνο η θερινή περίοδος, όπου η συχνότητα εμφάνισης πολύ μεγάλων τιμών του FM ελαττώνεται σημαντικά.

#### 7.1.4 Ανάλυση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων

Η προηγούμενη ανάλυση ανέδειξε σημαντική κύμανση, τόσο του  $AOD_{550}$  όσο και του FM, επισημαίνοντας τη μεγάλη μεταβλητότητα του ποσού αλλά και του τύπου των αερολυμάτων στην αστική περιοχή της Αθήνας. Κυρίαρχο ρόλο στη διάκριση των τύπων φαίνεται να κατέχουν οι διαδικασίες ανάμειξης στην ατμόσφαιρα καθώς ο MT αναδείχτηκε στον επικρατέστερο τύπο αερολύματος. Οι μέσες εποχικές τιμές των  $AOD_{550}$  και FM των διαφόρων τύπων αερολυμάτων φαίνονται στα Σχ. 7.1.6α, β, αντίστοιχα.



Σχήμα 7.1.6α. Μέσες τιμές του  $AOD_{550}$  των διαφόρων τύπων αερολυμάτων για κάθε εποχή στην περιοχή Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.



Σχήμα 7.1.6β. Όπως στο Σχ. 7.1.6α, αλλά για το FM.

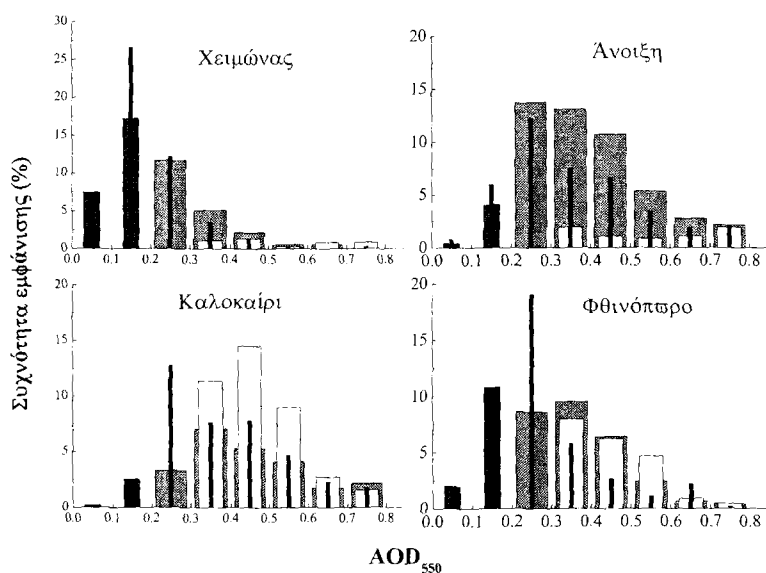
Οι μέσες τιμές των  $AOD_{550}$  και FM για ολόκληρη την περίοδο μελέτης είναι  $0,38 \pm 0,13$  και  $0,90 \pm 0,06$ , αντίστοιχα για τον τύπο BU αερολύματος,  $0,15 \pm 0,05$  και  $0,49 \pm 0,13$ , αντίστοιχα για τον CM,  $0,52 \pm 0,19$  και  $0,44 \pm 0,12$ , αντίστοιχα για τον DD. Τα οπτικά βάθη των 3 τύπων παρουσιάζουν μια σαφέστατη εποχική διακύμανση, έχοντας γενικά μεγαλύτερες τιμές το καλοκαίρι, με εξαίρεση τον DD τύπο, που παρουσιάζει μέγιστα  $AOD_{550}$  την άνοιξη, εποχή όπου τα επεισόδια σκόνης είναι πιο ισχυρά. Πρέπει να τονισθεί ότι ο τύπος DD δεν αντιπροσωπεύει μόνο τα ερημικά αερολύματα, αλλά μια γενικότερη κατηγορία αερολυμάτων μεγάλου μεγέθους. Έτσι, μόνο ένα ποσοστό αυτών αντιστοιχούν σε ερημικά αερολύματα μεταφερόμενα από τη Σαχάρα, με αποτέλεσμα οι σχετικά χαμηλές τιμές του  $AOD_{550}$  το καλοκαίρι να επηρεάζονται και από άλλα είδη (π.χ. θαλάσσια σωματίδια, σκόνη από γειτονικές στην Αθήνα ξηρές περιοχές) και όχι απαραίτητα επεισόδια σκόνης. Αντίθετα, το χειμώνα οι περισσότερες περιπτώσεις εμφάνισης του τύπου DD συνοδεύονται από έντονη μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα προσδίδοντας τις υψηλές τιμές  $AOD_{550}$ . Ιδιαίτερη μελέτη αυτού του τύπου αερολύματος πραγματοποιείται στην ενότητα 7.3.

Στην Αθήνα, το χαμηλότερο  $AOD_{550}$  για τον τύπο BU παρουσιάζεται το χειμώνα, ενώ το μεγαλύτερο το καλοκαίρι, άμεσα συνδεδεμένο με τη φωτοχημική ρύπανση αυτής της περιόδου ή τη μεταφερόμενη διασυννοριακή ρύπανση από την Ανατολική Ευρώπη, η οποία μεγιστοποιείται αυτή την εποχή (Duncan and Bey, 2004). Το θερινό μέγιστο είναι, επίσης, εμφανές και στους τύπους CM και MT οφειλόμενο στις πιο σταθερές ατμοσφαιρικές συνθήκες που ευνοούν τη συσσώρευση των ρύπων. Επίσης, η παραγωγή θαλάσσιων θεικών αερολυμάτων αναμεμιγμένων με σωματίδια σκόνης μεγιστοποιείται κατά τη θερινή περίοδο στην Ανατολική Μεσόγειο (Antoine and Nobileau, 2006).

Όσον αφορά στην εποχική διακύμανση των τιμών του FM, δεν διακρίνεται κάποια τάση στον τύπο BU, όπου οι τιμές του FM είναι πολύ υψηλές και οι εκπομπές ανθρωπογενών σωματιδίων συνεχείς καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Τα ανθρωπογενή αερολύματα είναι μικρού μεγέθους ( $< 0,6 \mu m$ ) και οι οπτικές τους ιδιότητες καθορίζονται κυρίως από τις τιμές του FM (Dubovik et al., 2002; Kaufman et al., 2002). Χαμηλές τιμές

FM εντοπίζονται το χειμώνα για τους τύπους CM και DD, ενώ οι σχετικά μικρές τιμές FM του καλοκαιριού για όλους τους τύπους πιθανόν να οφείλονται στην αυξημένη συνεισφορά των αερολυμάτων σκόνης. Οι μικρότερες τιμές FM το καλοκαίρι στην Αθήνα έρχονται σε αντίθεση με αντίστοιχες μελέτες στη Θεσσαλονίκη (Balis et al., 2003; Gerasopoulos et al., 2003), όπου την ίδια περίοδο οι μεγάλες τιμές του  $\alpha$ -Ångström αναδεικνύουν έντονη ύπαρξη σωματιδίων καπνού από πυρκαγιές στα Βόρεια Βαλκάνια. Οι διαφορές οφείλονται κυρίως στη γειτνίαση της Θεσσαλονίκης με τις περιοχές των πυρκαγιών και το γεγονός ότι οι ισχυροί Ετησίες της περιόδου είναι δυνατόν να μεταφέρουν πάνω από την Αθήνα θαλάσσια αερολύματα.

Στα Σχ. 7.1.5α, β παρουσιάστηκε η κατανομή συχνοτήτων των τιμών του  $AOD_{550}$  και FM για όλα τα δεδομένα χωρίς τη διάκριση σε τύπους αερολυμάτων, η οποία σχολιάζεται στα επόμενα Σχ. 7.1.7α, β. Αρχικά η διάκριση των τύπων των αερολυμάτων γίνεται με βάση την κατανομή των τιμών του  $AOD_{550}$  θεωρώντας ως κατώφλια τις τιμές που ορίστηκαν στην ενότητα 7.1.2.



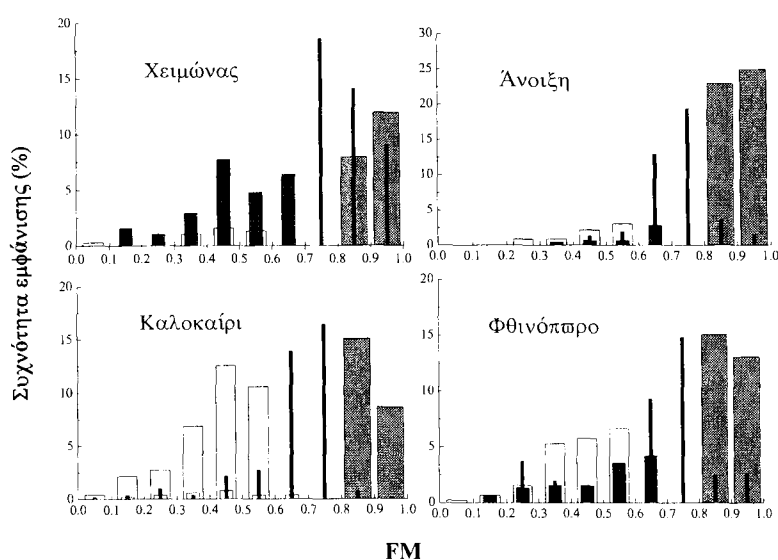
**Σχήμα 7.1.7α.** Εποχική κατανομή της συχνότητας εμφάνισης (%) του κάθε τύπου αερολύματος στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005 βασισμένη στις τιμές του  $AOD_{550}$ . Κόκκινο για BU, κίτρινο για DD και μαύρο για MT.

Σε όλες τις εποχές, με εξαίρεση την άνοιξη, το μεγαλύτερο ποσοστό των τιμών του  $AOD_{550} > 0,5$  αντιστοιχεί στον τύπο DD. Όλες σχεδόν αυτές οι περιπτώσεις συνδέονται με μεταφορά σκόνης από την Αφρική. Βέβαια, το φαινόμενο αυτό είναι ιδιαίτερα σύνθητες την άνοιξη, αλλά την εποχή αυτή πολύ συχνή είναι, επίσης, η εμφάνιση ανθρωπογενούς ρύπανσης. Ειδικά το χειμώνα, οπότε συμβαίνουν οι καθαρότερες συνθήκες, μερικές περιπτώσεις μεγάλων  $AOD_{550}$  συνοδεύονται σχεδόν αποκλειστικά από επεισόδια σκόνης. Αυτή την εποχή μεγάλο, επίσης, είναι το ποσοστό εμφάνισης του CM και του MT κυρίως για μικρές τιμές του  $AOD_{550}$ . Το καλοκαίρι ένα ποσοστό 30% των τιμών του  $AOD_{550} > 0,5$  αντιστοιχεί στον τύπο BU, ενώ το αντίστοιχο ποσοστό την άνοιξη ξεπερνά το 50%. Την άνοιξη επίσης, ο τύπος DD παρουσιάζει σημαντικό ποσοστό εμφάνισης για τιμές  $AOD_{550} > 0,6$ , που αντιστοιχούν σε επεισόδια έντονης μεταφοράς Αφρικανικής

σκόνης. Η μεγάλη συχνότητα εμφάνισης του τύπου DD τη θερινή περίοδο για ενδιάμεσες τιμές του AOD<sub>550</sub> δεν αντιπροσωπεύει επί το πλείστον μεταφορά ερημικών σωματιδίων. Άξιο αναφοράς είναι, επίσης, το γεγονός ότι την άνοιξη και το καλοκαίρι ο τύπος MT παρουσιάζει σημαντική συχνότητα εμφάνισης για όλα σχεδόν τα επίπεδα τιμών του AOD<sub>550</sub>. Το φθινόπωρο η κατάσταση γίνεται πιο ξεκάθαρη, όπου στις χαμηλές τιμές του AOD<sub>550</sub> κυριαρχεί ο τύπος CM, στις ενδιάμεσες ο MT και ο BU και στις μεγάλες ο DD.

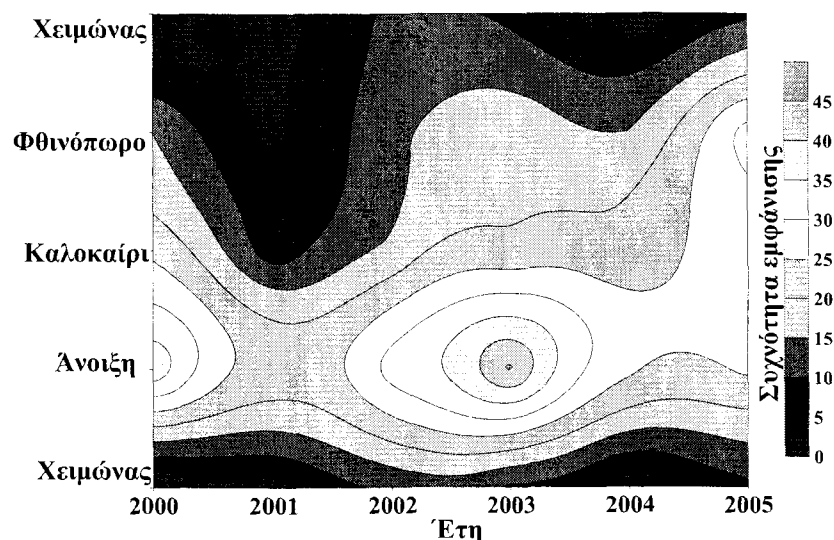
Η κατάταξη των τύπων των αερολυμάτων με βάση τις τιμές του FM φαίνεται στο Σχ. 7.1.7β. Σε αυτή την περίπτωση η διάκριση είναι πιο εύκολη, καθώς οι τιμές των FM των διαφόρων τύπων δεν αλληλοκαλύπτονται. Έτσι ο τύπος DD εντοπίζεται μόνο για FM < 0,6 και ο BU για FM > 0,8. Η εμφάνιση του τύπου CM είναι σημαντική μόνο το χειμώνα, όπου κυριαρχεί στις χαμηλές τιμές του FM, ενώ το καλοκαίρι ο τύπος DD είναι κυρίαρχος στο ίδιο εύρος τιμών. Την άνοιξη η συντριπτική πλειοψηφία των δεδομένων ανήκουν στον τύπο BU ενώ πιο ισοσκελισμένη φαίνεται η κατανομή το καλοκαίρι και το φθινόπωρο. Γενικά, ο τύπος DD παρουσιάζει τη μέγιστη συχνότητα εμφάνισης για τιμές του FM στα διαστήματα 0,4-0,5 ή 0,5-0,6, ενώ ο CM για τιμές του FM γύρω στο 0,5. Ο MT παρουσιάζει τη μέγιστη συχνότητα εμφάνισής του για μέσες τιμές του FM στο διάστημα 0,6-0,7. Ανάλογα με την εποχή, η συχνότητα εμφάνισής του σε άλλες περιοχές τιμών του FM ποικίλλει (π.χ. σημαντικό ποσοστό εμφάνισης για FM > 0,8 το χειμώνα, ελάχιστα ποσοστά εμφάνισης για μεγάλες ή μικρές τιμές του FM την άνοιξη και το καλοκαίρι).

Ανάλογη κατάταξη των τύπων αερολυμάτων από τους Barnaba and Gobbi (2004) στη Μεσόγειο ανέδειξε σημαντικές διαφορές για τις συνεισφορές των διαφόρων τύπων αερολυμάτων στο συνολικό AOD<sub>550</sub> ανάλογα με την εποχή και την περιοχή μελέτης. Σημαντικές, επίσης, ήταν και οι διαφορές μεταξύ του Βόρειου και του Νότιου Αιγαίου, με τα ανθρωπογενή αερολύματα να επικρατούν στο Βόρειο και τα ερημικά στο Νότιο. Ενδεικτικά αναφέρεται ότι την άνοιξη η συνεισφορά του τύπου DD στο συνολικό AOD<sub>550</sub> ήταν 29% στο Βόρειο και 52% στο Νότιο Αιγαίο, ενώ οι αντίστοιχες συνεισφορές του τύπου BU ήταν 47% και 17%, αντίστοιχα.



Σχήμα 7.1.7β. Όπως στο Σχ. 7.1.7α, αλλά για το FM.

Η εποχική διακύμανση της συχνότητας εμφάνισης όσο και του AOD<sub>550</sub> των 3 συγκεκριμένων τύπων αερολυμάτων (BU, CM και DD) καθ' όλη την περίοδο μελέτης παρουσιάζεται στα Σχήματα που ακολουθούν. Τα κύρια συμπεράσματα, καθώς και οι λόγοι για την εποχική μεταβλητότητα του κάθε τύπου, έχουν ήδη εκτεθεί και για το λόγο αυτό δεν πραγματοποιείται εκτενής ανάλυση. Στο Σχ. 7.1.8 παρουσιάζεται η εποχική μεταβλητότητα της εμφάνισης του τύπου αερολύματος BU για την περίοδο 2000-2005. Όπως διαπιστώνεται, το κύριο εύρημα είναι το εαρινό μέγιστο καθώς και το φθινοπωρινό και χειμερινό ελάχιστο. Την άνοιξη, επίσης, λαμβάνει χώρα η μεγαλύτερη μεταβλητότητα στη συχνότητα εμφάνισης, με χαρακτηριστική την υψηλή συχνότητα την άνοιξη του 2003 και τη χαμηλή την αντίστοιχη εποχή του 2001. Χαρακτηριστικές είναι, επίσης, οι μικρές συχνότητες εμφανίσεις του τύπου BU το χειμώνα. Η αντίστοιχη συχνότητα εμφάνισης του τύπου CM κατά την περίοδο μελέτης δίδεται στο Σχ. 7.1.9, με χαρακτηριστική τη μειωμένη εμφάνιση αυτού την εαρινή και θερινή περίοδο κάθε έτους. Μεγαλύτερη συχνότητα αυτού του τύπου πραγματοποιείται κυρίως την άνοιξη και το καλοκαίρι των 2 τελευταίων ετών, ενώ η λευκή περιοχή στο διάγραμμα αντιστοιχεί σε έλλειψη δεδομένων. Όπως τονίστηκε και πριν, η εμφάνιση του CM τύπου μεγιστοποιείται το φθινόπωρο και το χειμώνα, με τη βαθμίδα μεταβολής της συχνότητας από εποχή σε εποχή να είναι ιδιαίτερα σημαντική. Η μειωμένη συχνότητα εμφάνισης του χειμώνα του 2000 οφείλεται στο μικρότερο πλήθος δεδομένων αυτής της περιόδου.

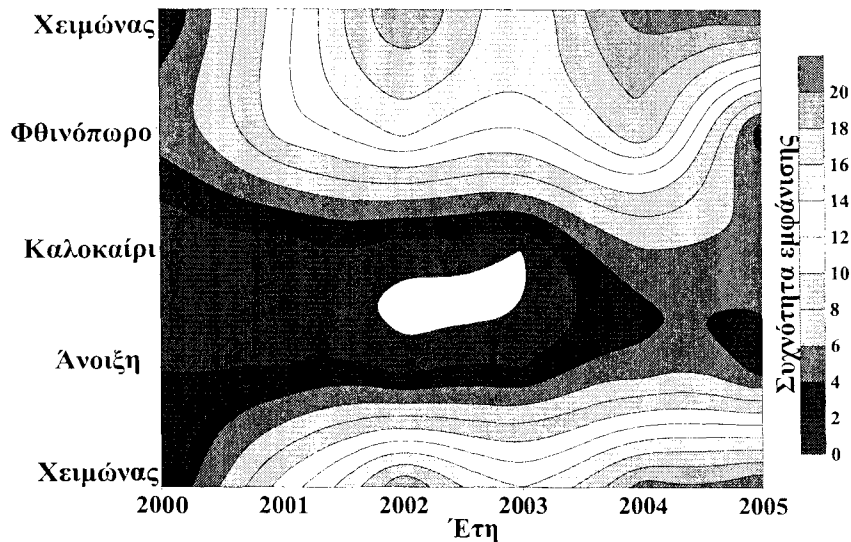


**Σχήμα 7.1.8.** Εποχική διακύμανση της συχνότητας εμφάνισης (%) του αστικού/βιομηχανικού (BU) τύπου αερολύματος καθ' όλη την περίοδο μελέτης (2000-2005) στην περιοχή της Αθήνας.

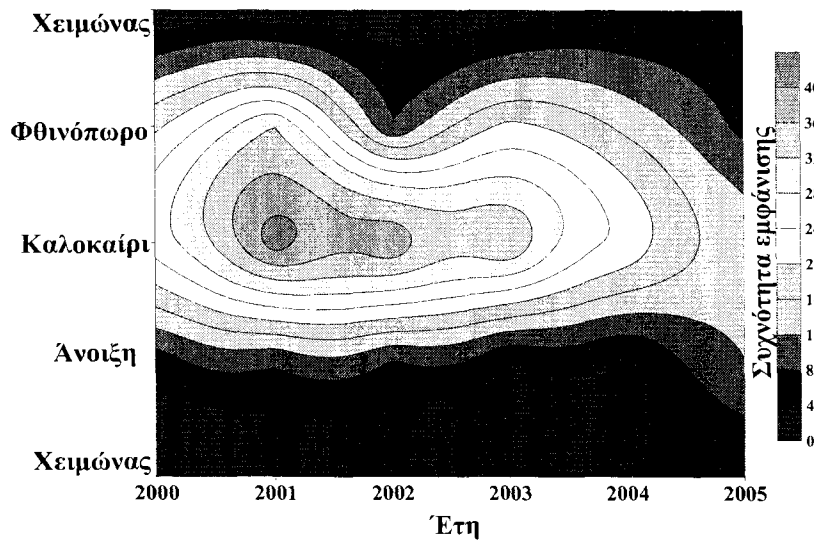
Η αντίστοιχη συχνότητα εμφάνισης του τύπου DD (Σχ. 7.1.10) εμφανίζεται εντελώς διαφορετική, παρουσιάζοντας σαφές μέγιστο τη θερινή περίοδο κάθε έτους. Χαρακτηριστική, επίσης, είναι η μείωση της θερινής συχνότητας εμφάνισης κατά τα τελευταία έτη της περιόδου της μελέτης. Η συχνότητα εμφάνισης στις άλλες εποχές είναι ιδιαίτερα χαμηλή χωρίς, μάλιστα, να παρουσιάζει αξιοσημείωτη μεταβλητότητα από έτος σε έτος. Η αυξημένη συχνότητα παρουσίας στην ατμόσφαιρα αερολυμάτων μεγάλων διαστάσεων το καλοκαίρι ενισχύεται από τις ευνοϊκές μετεωρολογικές συνθήκες, τις ευσταθείς αέρειες μάζες, τη μικρή ένταση των ανέμων και την απουσία βροχόπτωσης,



παράγοντες που ευνοούν το χρόνο παραμονής στην ατμόσφαιρα των αερολυμάτων μεγάλου μεγέθους.

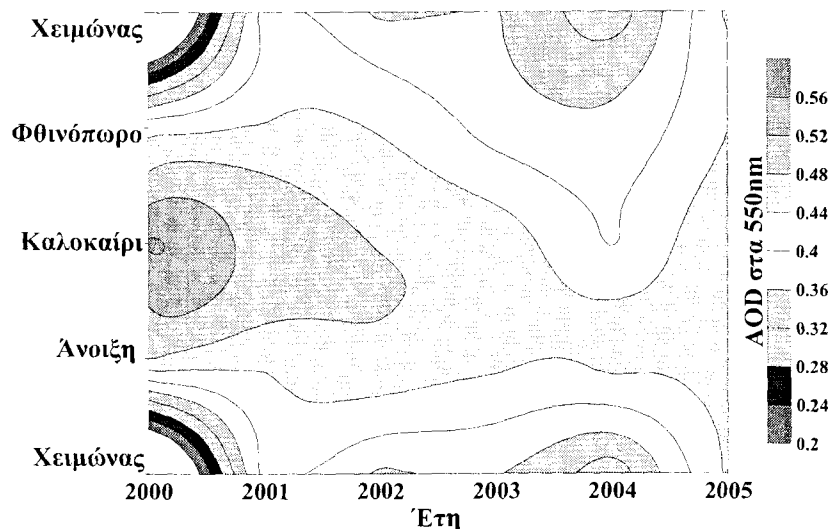


Σχήμα 7.1.9. Όπως στο Σχ. 7.1.8, αλλά για τον τύπο αερολύματος CM.



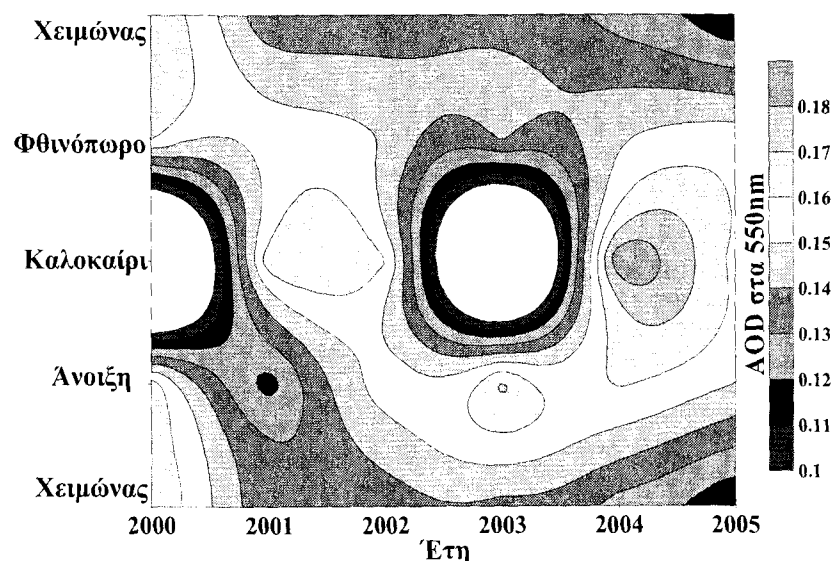
Σχήμα 7.1.10. Όπως στο Σχ. 7.1.8, αλλά για τον τύπο αερολύματος DD.

Στα επόμενα Σχήματα παρουσιάζεται η εποχική μεταβλητότητα των τιμών του  $AOD_{550}$ , ενώ η αντίστοιχη του FM δεν παρουσιάζει αξιόλογη μεταβολή και για το λόγο αυτό δεν παρατίθεται. Στο Σχ. 7.1.11 φαίνεται η εποχική μεταβλητότητα του  $AOD_{550}$  για τον τύπο αερολύματος BU. Όπως αναφέρθηκε και πριν, παρά τη μικρή σχετικά μεταβλητότητα, το θερινό μέγιστο των τιμών είναι εμφανές, ιδιαίτερα τα πρώτα χρόνια. Η μεταβλητότητα από έτος σε έτος είναι ιδιαίτερα χαμηλή σε κάθε εποχή, γεγονός που παραπέμπει στη διαρκή εκπομπή ανθρωπογενών αερολυμάτων σε ετήσια βάση.

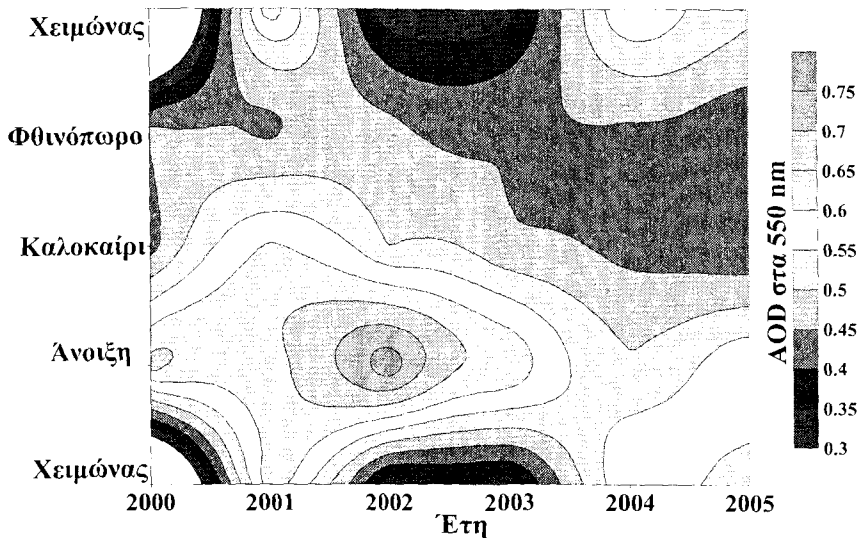


Σχήμα 7.1.11. Εποχική διακύμανση του  $AOD_{550}$  του αστικού/βιομηχανικού (BU) τύπου αερολύματος καθ' όλη την περίοδο μελέτης (2000-2005) στην περιοχή της Αθήνας.

Ομοίως, ο τύπος CM παρουσιάζει, γενικά, μέγιστα του  $AOD_{550}$  το καλοκαίρι (Σχ. 7.1.12). Παρόλα αυτά, οι εποχικές μεταβολές, όπως εξάλλου φαίνεται στη χρωματική κλίμακα, είναι ιδιαίτερα μικρές. Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν και εδώ σε έλλειψη δεδομένων αυτού του τύπου. Η αντίστοιχη μεταβλητότητα των τιμών του  $AOD_{550}$  του τύπου DD (Σχ. 7.1.13) είναι πολύ πιο σημαντική από τις αντίστοιχες των BU και CM τόσο από εποχή σε εποχή όσο και από έτος σε έτος. Το μέγιστο του  $AOD_{550}$  εμφανίζεται την άνοιξη, παρουσιάζοντας, όμως, σημαντική μεταβλητότητα τιμών από έτος σε έτος. Η έντονη μεταβλητότητα είναι εμφανής και στις χειμερινές τιμές, ενώ το φθινόπωρο αυτή παρουσιάζεται ελαττωμένη. Η μεγαλύτερη μεταβλητότητα του  $AOD_{550}$  του DD τύπου οφείλεται στη μεγαλύτερη μεταβλητότητα και ένταση εκπομπής των μεγάλων φυσικών αερολυμάτων και κυρίως της ερημικής σκόνης από τη Σαχάρα.



Σχήμα 7.1.12. Όπως στο Σχ. 7.1.11, αλλά για τον τύπο αερολύματος CM.



Σχήμα 7.1.13. Όπως στο Σχ.7.1.11, αλλά για τον τύπο αερολύματος DD.

## 7.2 Μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας με βάση τις τροχιές των αερίων μαζών

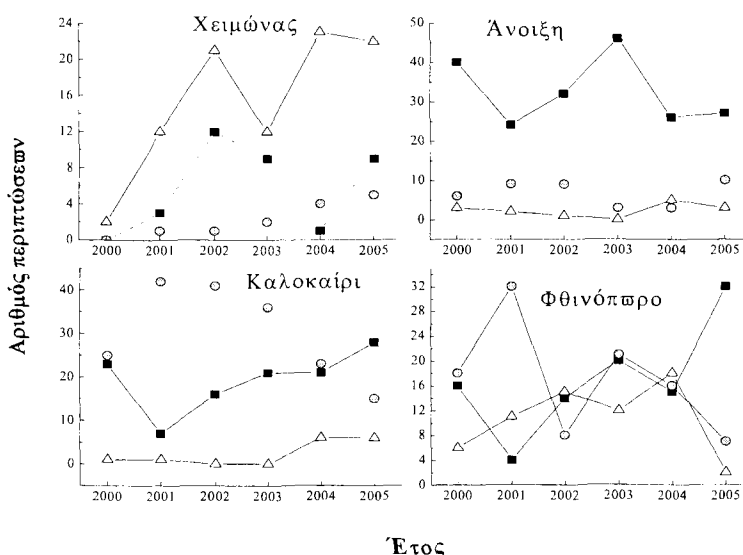
### 7.2.1 Εισαγωγή

Χρησιμοποιήθηκε η ίδια βάση δεδομένων του MODIS (της περιόδου 2000-2005) και στην παρούσα ενότητα, η οποία αποτελεί ουσιαστικά συνέχεια της προηγούμενης. Σύμφωνα με τα κριτήρια που εκτέθηκαν στην ενότητα 7.1.2, τα αερολύματα διακρίθηκαν σε 4 τύπους, ενώ η εποχική τους διακύμανση και οι οπτικές τους ιδιότητες εξετάστηκαν στην ενότητα 7.1. Εδώ επιχειρείται μια πιο λεπτομερής μελέτη τόσο της συχνότητας εμφάνισης όσο και των οπτικών ιδιοτήτων των τριών τύπων αερολυμάτων (BU, CM και DD). Επιπλέον, οι οπτικές ιδιότητες των 3 τύπων εξετάζονται και από την πλευρά των τροχιών των αερίων μαζών, ώστε να διαπιστωθούν συγκεκριμένες γεωγραφικές περιοχές, μετεωρολογικές καταστάσεις και διευθύνσεις μεταφοράς, που ευνοούν την παρουσία ορισμένου τύπου αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα. Η μελέτη του αναμεμιγμένου τύπου ξεφεύγει από τους σκοπούς της διατριβής, καθώς κύρια ενδιαφέρει η μελέτη των περιοχών προέλευσης των 3 συγκεκριμένων τύπων αερολυμάτων. Οι τροχιές των αερίων μαζών εξήχθησαν μέσω του μοντέλου HYSPLIT σε 3 επίπεδα της ατμόσφαιρας και μέσω κατάλληλων κριτηρίων επιλέχθηκε ο τομέας προέλευσης της κάθε αέριας μάζας σε κάθε επίπεδο τροχιάς. Ένα σημαντικό επίτευγμα της παρούσας ενότητας είναι η εξέταση και σύγκριση τόσο της συχνότητας εμφάνισης, όσο και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, που προέρχονται από διαφορετικούς τομείς σε κάθε επίπεδο τροχιάς της αέριας μάζας. Οι Gerasopoulos et al. (2003) και Amiridis et al. (2005) στη Βόρεια Ελλάδα και οι Pace et al. (2006) στη Lampedusa πραγματοποίησαν εκτενή ανάλυση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και συσχέτισή τους με τις τροχιές των αερίων μαζών. Η παρούσα μελέτη είναι η πρώτη πάνω από την Αθήνα και η πρώτη που βασίζεται σε δορυφορικά δεδομένα. Επίσης, αποτελεί πρωτοτυπία λόγω της μελέτης των οπτικών ιδιοτήτων τριών τύπων αερολυμάτων και μάλιστα σε επίπεδα μέσα στην ατμόσφαιρα. Τα αποτελέσματα και οι συγκρίσεις αναδεικνύουν σημαντικά συμπεράσματα για τη χρήση του μοντέλου HYSPLIT και τη συσχέτιση των οπτικών

ιδιοτήτων των αερολυμάτων μέσω των τροχιών των αερίων μαζών στα συγκεκριμένα επίπεδα.

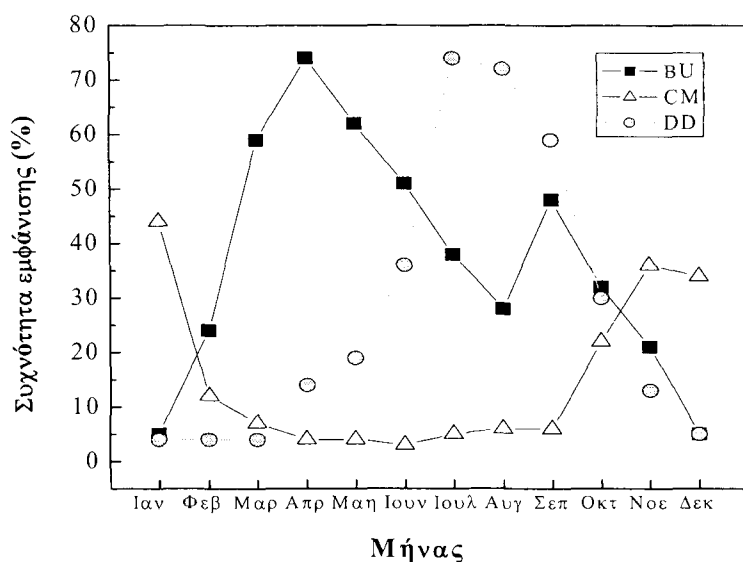
### 7.2.2. Συχνότητα εμφάνισης και οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων

Παραλείποντας τον τύπο αερολυμάτων MT οι συνολικές περιπτώσεις των 3 άλλων ανέρχονται σε 962 (βλέπε Πίνακα 7.1.1) καλύπτοντας την περίοδο Φεβρουαρίου 2000 – Δεκεμβρίου 2005. Στο Σχ. 7.2.1 δίδεται η διακύμανση του αριθμού των περιπτώσεων εμφάνισης του κάθε τύπου αερολύματος κατά την περίοδο μελέτης, ώστε να διαπιστωθεί η ύπαρξη πιθανής τάσης. Να τονισθεί εδώ ότι ο αριθμός των δεδομένων δεν είναι ίδιος για όλα τα έτη, με τα δεδομένα του 2000 και, ειδικά, το χειμώνα να υπολείπονται σημαντικά των υπολοίπων. Τα σημαντικότερα συμπεράσματα που προκύπτουν από το Σχήμα αυτό είναι η επικράτηση του τύπου CM το χειμώνα, του BU την άνοιξη και του DD το καλοκαίρι. Εμφανής τάση μεταβολής στη συχνότητα εμφάνισης των 3 τύπων ανά κάποια εποχή δεν διακρίνεται, εκτός από μια μικρή αύξηση, που παρουσιάζει ο τύπος DD το χειμώνα. Όμως, η συχνότητα εμφάνισης του συγκεκριμένου τύπου αυτή την εποχή είναι πολύ μικρή. Επίσης, η μεταβλητότητα των επεισοδίων σκόνης από έτος σε έτος είναι ιδιαίτερα σημαντική (Antoine and Nobileau, 2006). Παρόλα αυτά, σημαντική μεταβολή στην εμφάνιση κάποιου τύπου μπορεί να προκύψει από έτος σε έτος. Αντίθετα προς άλλες μελέτες (Pace et al., 2005, 2006), οι εκτεταμένες πυρκαγιές στη Νότια Ευρώπη το καλοκαίρι του 2003 δεν φαίνεται να επηρεάζουν τη συχνότητα εμφάνισης συγκεκριμένου τύπου αερολύματος στην περιοχή της Αθήνας. Διαπιστώνεται λοιπόν, ότι η ύπαρξη συγκεκριμένων φυσικών αιτιών για την παρουσία συγκεκριμένου τύπου αερολυμάτων (π.χ. δασικών πυρκαγιών για παραγωγή αερολυμάτων καπνού ή επεισοδίων μεταφοράς σκόνης για την ύπαρξη ερημικών αερολυμάτων) είναι πιο εμφανής σε θαλάσσιες ή ηπειρωτικές περιοχές (Gerasopoulos et al., 2006; Pace et al., 2006; Kalivitis et al., 2007) και όχι μέσα σε αστικό περιβάλλον.



Σχήμα 7.2.1. Αριθμός περιπτώσεων εμφάνισης του κάθε τύπου αερολύματος σε κάθε εποχή στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005. BU (τετράγωνα), CM (τρίγωνα), DD (κύκλοι).

Η ενδοετήσια μεταβολή της συχνότητας εμφάνισης του κάθε τύπου αερολύματος δίδεται στο Σχ. 7.2.2. Οι πιο καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες (τύπος CM) λαμβάνουν χώρα το χειμώνα και πιο συγκεκριμένα τον Ιανουάριο. Όπως αναφέρθηκε και προηγούμενα, τέτοιες συνθήκες είναι σπάνιες την άνοιξη και το καλοκαίρι, λόγω των πιο σταθερών ατμοσφαιρικών συνθηκών, που ευνοούν τη συσσώρευση ρύπων. Ιδιαίτερα σημαντική είναι η συχνότητα εμφάνισης του τύπου DD του θερινούς μήνες και κυρίως τον Ιούλιο και τον Αύγουστο, ενώ σημαντική παραμένει η συχνότητα εμφάνισής του το Σεπτέμβριο. Τους άλλους μήνες, οι οποίοι χαρακτηρίζονται από αύξηση των βροχοπτώσεων και έντονες ατμοσφαιρικές κινήσεις, η συχνότητα εμφάνισης των τύπων BU και DD μειώνεται με παράλληλη αύξηση της συχνότητας του τύπου CM. Η μεγάλη συχνότητα εμφάνισης του τύπου DD τους θερινούς μήνες είναι αποτέλεσμα της δράσης των Ετησίων, οι οποίοι είναι δυνατόν να παράγουν αυξημένες ποσότητες φυσικών αερολυμάτων (θαλάσσιο άλας ή σκόνη από το έδαφος), σε συνδυασμό με τη σημαντική συνεισφορά μεταφοράς σκόνης από την Αφρική.



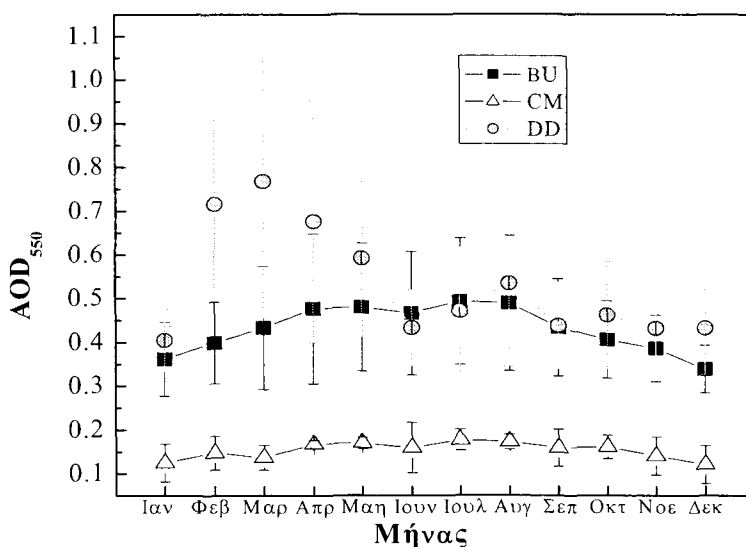
**Σχήμα 7.2.2.** Ενδοετήσια συχνότητα εμφάνισης του κάθε τύπου αερολύματος στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.

Οι μέσες μηνιαίες τιμές των οπτικών ιδιοτήτων ( $AOD_{550}$  και FM) των 3 τύπων αερολυμάτων φαίνονται στα Σχ. 7.2.3 και 7.2.4, αντίστοιχα. Στην προηγούμενη ενότητα οι ιδιότητες αυτές μελετήθηκαν σε εποχική βάση. Η μηνιαία μεταβολή των οπτικών ιδιοτήτων για κάθε τύπο αερολύματος εξαρτάται σημαντικά από τις μετεωρολογικές συνοπτικές συνθήκες (ισχυροί Βόρειοι και βορειοδυτικοί άνεμοι το χειμώνα, ασθενείς νοτιοδυτικοί άνεμοι και θαλάσσια αύρα αργά την άνοιξη και το καλοκαίρι και ισχυροί Ετησίες από τα τέλη Ιουλίου μέχρι αρχάς Σεπτεμβρίου). Σημαντικότερο ρόλο επίσης παίζουν οι διαδικασίες παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης των αερολυμάτων. Συνεπώς, η μηνιαία μεταβολή των  $AOD_{550}$  και FM μπορεί να συσχετισθεί με ανθρωπογενείς και φυσικές διεργασίες παραγωγής και απομάκρυνσης των αερολυμάτων.

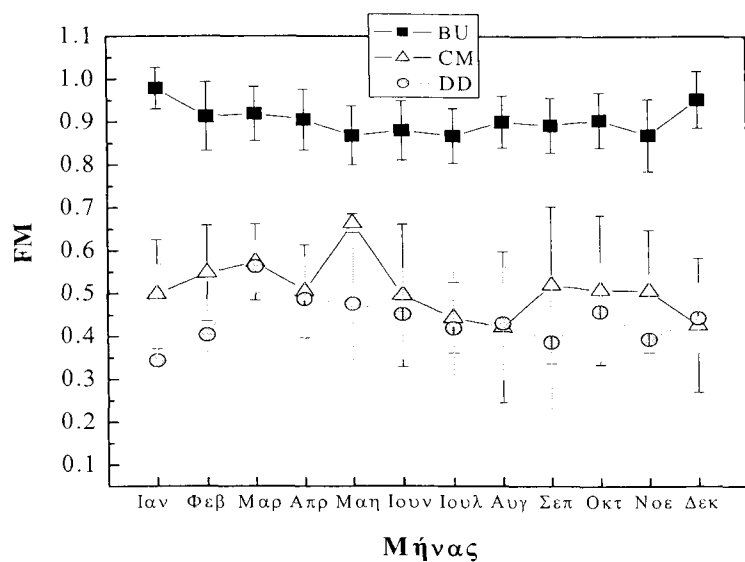
Όσον αφορά στο  $AOD_{550}$  (Σχ. 7.2.3), τούτο γενικά παρουσιάζει μια τάση αύξησης των τιμών του τη θερινή περίοδο εκτός από τον τύπο DD, ο οποίος παρουσιάζει μέγιστες

τιμές την άνοιξη, όποτε τα επεισόδια σκόνης είναι πιο έντονα. Η μείωση των τιμών του  $AOD_{550}$  τους θερινούς μήνες συνδέεται πιθανότατα με την αυξημένη παρουσία αερολυμάτων και αερίων μαζών από άλλες διευθύνσεις (π.χ. Βόρειου τομέα). Αξίζουν, επίσης, να επισημανθούν οι αυξημένες τιμές του  $AOD_{550}$  του τύπου DD την περίοδο Φεβρουαρίου-Απριλίου παρά τη σχετικά χαμηλή συχνότητα εμφάνισής του κατ' αυτή την περίοδο. Οι μεγάλες τιμές των στατιστικών αποκλίσεων δείχνουν, επίσης, ότι οι τιμές του τύπου DD εξαρτώνται κύρια από μερικά έντονα επεισόδια σκόνης που συνέβησαν σε μερικές ημερομηνίες (π.χ. 26/3/2001, 4/3/2002, 14/4/2002, 27/2/2004, 16/4/2005), όπου το  $AOD_{550}$  στην Αθήνα υπερέβη το 0,9. Τα μικρότερα οπτικά βάθη των ανθρωπογενών αερολυμάτων εντοπίζονται το χειμώνα και τα μεγαλύτερα το καλοκαίρι. Τούτα ενισχύονται πιθανόν από την παραγωγή δευτερογενών φωτοχημικών ρύπων ή λόγω της αυξημένης μεταφοράς διασυνοριακής ρύπανσης από την Ευρώπη την περίοδο αυτή (Duncan and Bey, 2004).

Η ενδοετήσια διακύμανση των τιμών του FM για κάθε τύπο αερολύματος δεν παρουσιάζει ιδιαίτερη μεταβολή. Ιδιαίτερα για τον τύπο BU, λόγω και του μικρού εύρους τιμών FM (0,8-1,0), η ετήσια μεταβολή είναι μηδαμινή. Παρόλα αυτά, η ασθενής μείωση των τιμών του FM όλων των τύπων τους θερινούς μήνες πιθανόν σχετίζεται με την ανάμειξη μεγάλων σωματιδίων εδαφικής σκόνης. Εξάλλου, μέσα στο αστικό περιβάλλον, με τη συνεχή επίδραση των ανθρωπογενών αερολυμάτων, είναι αρκετά δύσκολο να εντοπισθεί κάποια συγκεκριμένη τάση μεταβολής των τιμών του FM.



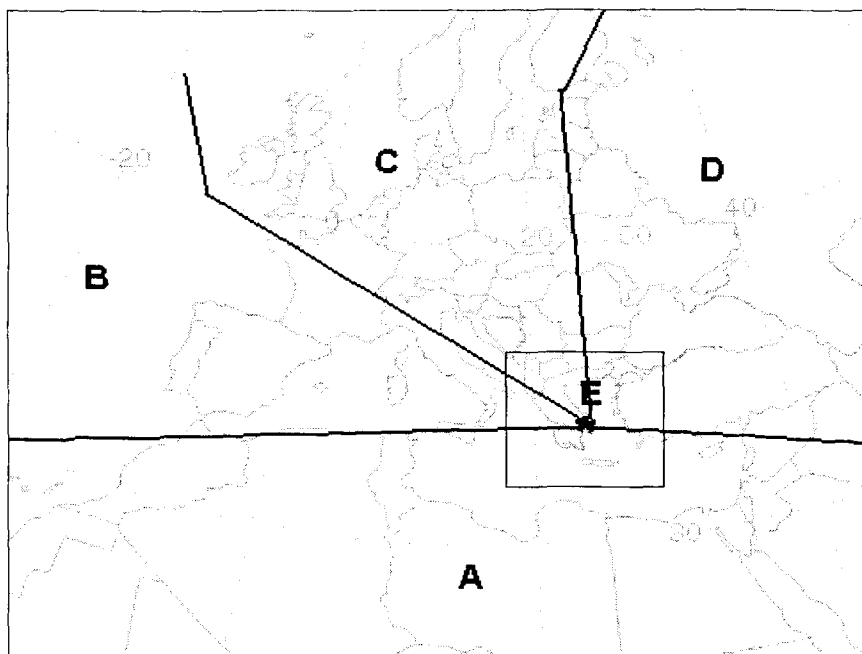
**Σχήμα 7.2.3.** Ενδοετήσια διακύμανση των μέσων τιμών και τυπικών αποκλίσεων του  $AOD_{550}$  για κάθε τύπο αερολύματος στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.



Σχήμα 7.2.4. Όπως στο Σχ. 7.2.3, αλλά για το FM.

### 7.2.3. Προσδιορισμός της περιοχής προέλευσης των αερίων μαζών

Το κύριο μέρος της μεθοδολογίας στην παράγραφο 7.1.2 στηρίχθηκε στη διάκριση, μέσω των τιμών AOD<sub>550</sub> και FM των διαφόρων τύπων αερολυμάτων. Στην παρούσα ενότητα γίνεται διάκριση μεταξύ των περιοχών προέλευσης των αερίων μαζών, προσπαθώντας να εντοπισθούν ανεμολογικές διευθύνσεις που ευνοούν την παρουσία ορισμένων τύπων αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα. Με τη βοήθεια του μοντέλου HYSPLIT εξήχθησαν οι τροχιές των αερίων μαζών σε 3 διαφορετικά επίπεδα (500 m, 1000 m και 4000 m). Κατόπιν, διακρίθηκαν διάφοροι τομείς προέλευσης των αερίων μαζών, οι οποίοι συνοδεύονται από διαφορετικές οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Η συσχέτιση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων με τις περιοχές προέλευσης των αερίων μαζών μπορεί να αναδείξει σημαντικά σφάλματα, κύρια προερχόμενα από το μη ακριβή προσδιορισμό της περιοχής, τις έντονες διαδικασίες ανάμειξης κατά τη μεταφορά των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα, καθώς και το γεγονός ότι οι αέριες μάζες στα διάφορα επίπεδα μπορεί να προέρχονται από διαφορετικές διευθύνσεις μεταφέροντας διάφορους τύπους αερολυμάτων. Παρόλα αυτά, για μια μεγάλη χρονική περίοδο (συνήθως άνω των 3 ετών) οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων σε μια περιοχή μπορούν με σχετικά καλή ακρίβεια, να συσχετισθούν με τις τροχιές των αερίων μαζών. Ανάλογες εργασίες έχουν πραγματοποιηθεί για τη Βόρεια Ελλάδα (Amiridis et al., 2005; Koukouli et al., 2006), αλλά και άλλες περιοχές της Μεσογείου (Pace et al., 2006). Στην παρούσα διατριβή διακρίνουμε 5 κύριους τομείς προέλευσης των αερίων μαζών (Σχ. 7.2.5). Οι τομείς αυτοί είναι:



*Σχήμα 7.2.5. Διαχωρισμός των περιοχών προέλευσης των αερίων μαζών.*

A) Ο Νότιος τομέας που περιλαμβάνει την Αφρικανική ήπειρο και την Αραβία. Ο κύριος τύπος αερολυμάτων αυτού του τομέα είναι η ερημική σκόνη,

B) Ο Δυτικός τομέας που περιλαμβάνει τη Δυτική Μεσόγειο, την Ιβηρική χερσόνησο και κυρίως τον Ατλαντικό Ωκεανό. Τα αερολύματα αυτού του τομέα είναι κυρίως θαλάσσιας προέλευσης,

C) Ο βόρειος-βορειοδυτικός τομέας που περιλαμβάνει τη Δυτική και κεντρική Ευρώπη. Τα αερολύματα αυτού του τομέα είναι κυρίως ανθρωπογενούς προελεύσεως,

D) Ο βόρειος-βορειοανατολικός τομέας που περιλαμβάνει την Ανατολική Ευρώπη και την πρώην ΕΣΣΔ. Τα αερολύματα αυτού του τομέα είναι ανθρωπογενή, με τη διαφορά όμως, ότι προέρχονται από διαφορετικές πηγές από τα προηγούμενα. Επίσης, η περιοχή αυτή, και κυρίως η κοιλάδα του Δούναβη και η Ουκρανία, χαρακτηρίζονται από εκτεταμένες πυρκαγιές κατά τη θερινή περίοδο (Balis et al., 2003),

E) Ένας μικρός τομέας, ο οποίος περιλαμβάνει τον Ελλαδικό χώρο, τα Νότια Βαλκάνια και το Βόρειο Λιβυκό Πέλαγος, όπου οι αέριες μάζες χαρακτηρίζονται ως τοπικές, εμπλουτισμένες με αερολύματα που παράγονται σε αυτή την περιοχή, άλλοτε βιομηχανικοί ρύποι πάνω από την Αθήνα, άλλοτε θαλάσσια σωματίδια και άλλοτε ερημική σκόνη από τη Λιβύη.

Ένα σημαντικό ερώτημα που προκύπτει, είναι κατά πόσο τα θεωρηθέντα όρια των διαφόρων τομέων επηρεάζουν τις υπολογιζόμενες οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Εκτενής μελέτη σε αυτό το θέμα έχει γίνει από τους Pace et al. (2006) και έδειξε ότι η μεταβολή είναι πολύ μικρή σε κλιματική βάση. Επίσης, φάνηκε ότι η θεώρηση διαφορετικών ημερών στις τροχιές των αερίων μαζών (π.χ. 3 ή 7 ημέρες) δεν επηρεάζει σημαντικά τα αποτελέσματα. Ένα άλλο σημαντικό ζήτημα, που προκύπτει, είναι η διάκριση του κάθε τομέα ανάλογα με το επίπεδο της τροχιάς της αερίας μάζας. Όπως θα φανεί στη συνέχεια, μπορεί να προκύψουν πολύ μεγάλες διαφορές θεωρώντας



ως βάση την αέρια μάζα στην ελεύθερη ατμόσφαιρα (4000 m) ή μέσα στο οριακό στρώμα (500 m ή 1000 m). Στην παρούσα μελέτη, η διάκριση των τομέων γίνεται χωριστά για κάθε επίπεδο τροχιάς αέριας μάζας, ώστε να αναδειχθούν οι όποιες διαφορές. Αυτό αποτελεί πρωτοτυπία, καθώς δεν υπάρχει σχετική αναφορά στη διεθνή βιβλιογραφία.

Πολύ σημαντικά είναι, επίσης, τα κριτήρια που τίθενται για την προέλευση μιας αέριας μάζας από κάποιο τομέα. Προηγούμενες εργασίες (di Sarra et al., 2001; Gerasopoulos et al., 2003) έλαβαν υπόψη το χρόνο παραμονής της αέριας μάζας πάνω από κάποιο τομέα, ενώ άλλες χρησιμοποίησαν τη στατιστική μέθοδο της ανάλυσης καθ' ομάδας (Formenti et al., 2001; Amiridis et al., 2005). Όμως, οι di Sarra et al. (2001) διαπίστωσαν, ότι σημαντικό ποσό αερολυμάτων σκόνης μπορεί να μεταφερθεί ακόμη και από μια σύντομη «πτήση» της αέριας μάζας πάνω ή κοντά από την Αφρικανική Ήπειρο, με αποτέλεσμα ο χρόνος παραμονής της πάνω από κάποιο τομέα να μην αποτελεί ασφαλή μέτρο για τη διάκρισή της. Για το λόγο αυτό χρησιμοποιήθηκε μια εναλλακτική μέθοδος, η οποία λαμβάνει υπόψη το ύψος της τροχιάς της αέριας μάζας και πιθανές αλληλεπιδράσεις της με το οριακό στρώμα. Η μέθοδος αυτή έχει αναπτυχθεί και εφαρμοστεί από τους Pace et al. (2006) και Meloni et al. (2007) και θεωρείται αυτή τη στιγμή η πιο αξιόπιστη.

Το ύψος του οριακού στρώματος μπορεί να υπολογισθεί από το μοντέλο HYSPLIT και ορίζεται ως το ύψος όπου η δυνητική θερμοκρασία υπερβαίνει αυτή του εδάφους κατά 2 K, ενώ θεωρείται ένα ελάχιστο όριο των 250 m (Pace et al., 2006). Έτσι, για κάθε αέρια μάζα, εντοπίζεται η περιοχή, όπου αυτή κινείται εντός του οριακού στρώματος. Ο τομέας, στον οποίο η περιοχή αυτή, ανήκει χαρακτηρίζεται ως τομέας προέλευσης της αέριας μάζας. Σε περίπτωση που η αέρια μάζα βρίσκεται εντός του οριακού στρώματος σε περισσότερους από δύο τομείς, τότε λαμβάνεται υπόψη ο σχετικός χρόνος παραμονής της σε κάθε τομέα. Σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις (~95%) εντός του χρονικού διαστήματος 2000-2005, το κριτήριο αυτό ικανοποιούνταν για τις κατώτερες αέριας μάζες, ενώ δεν ικανοποιούνταν στο ~70% για την τροχιά στα 4000 m. Όμως, όταν η αέρια μάζα στα 4000 m είχε Αφρικανική προέλευση το παραπάνω κριτήριο ικανοποιούνταν στις περισσότερες των περιπτώσεων, καθώς το οριακό στρώμα πάνω από την Αφρική είναι υψηλότερο απ' ότι στην περιοχή της Μεσογείου (Meloni et al., 2006). Το ίδιο ισχύει και κατά τη μεταφορά σκόνης, οπότε η αέρια μάζα ανέρχεται προς την ανώτερη ατμόσφαιρα άμεσα επηρεαζόμενη από τις έντονες κυκλωνικές συνθήκες (Moulin et al., 1998; Alpert et al., 2004). Σε όσες περιπτώσεις το κριτήριο αυτό δεν ικανοποιούνταν, ο προσδιορισμός του τομέα γινόταν σύμφωνα με το χρόνο παραμονής της αέριας μάζας σε αυτόν. Ιδιαίτερα, για να χαρακτηριστεί μια αέρια μάζα ότι ανήκει στον τομέα Β, τέθηκε το κριτήριο παραμονής της κατά ~70% πάνω από θαλάσσια επιφάνεια.

#### **7.2.4. Συχνότητα εμφάνισης των αερίων μαζών σε κάθε τομέα**

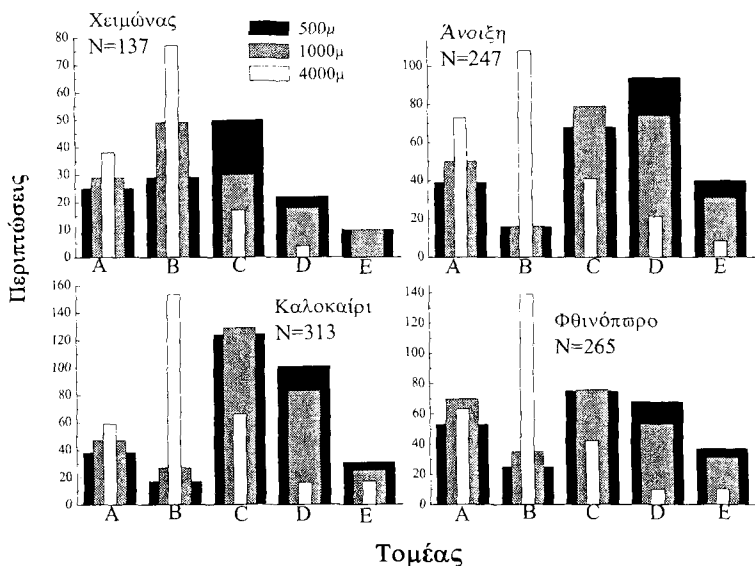
Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων (AOD<sub>550</sub> και FM) συσχετίστηκαν με την αέρια μάζα σε κάθε τομέα και τα αποτελέσματα συμπεριλαμβάνονται στους επόμενους Πίνακες, τόσο για όλες τις περιπτώσεις (Πίνακας 7.2.1), όσο και κάθε τύπο αερολύματος χωριστά (Πίνακες 7.2.2, 7.2.3 και 7.2.4 για τους τύπους αερολυμάτων BU, CM και DD, αντίστοιχα).

**Πίνακας 7.2.1.** Συχνότητα εμφάνισης (%) των αερίων μαζών κάθε τομέα και μέσες τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας κατά το διάστημα 2000-2005. Δίδονται επίσης και τα ποσοστά εμφάνισης σε κάθε εποχή.

Τομέας και ύψος τροχιάς	AOD <sub>550</sub>	FM	Συνολική περίοδος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	
500 m	A	0,38±0,13	0,61±0,10	155 (16%)	16%	25%	25%	34%
	B	0,34±0,10	0,58±0,12	87 (9%)	33%	18%	20%	29%
	C	0,36±0,16	0,59±0,12	317 (33%)	16%	21%	39%	24%
	D	0,39±0,11	0,65±0,10	285 (30%)	8%	33%	35%	24%
	E	0,37±0,10	0,64±0,09	118 (12%)	8%	34%	26%	31%
1000 m	A	0,38±0,12	0,61±0,10	196 (20%)	15%	26%	24%	36%
	B	0,34±0,09	0,58±0,12	108 (11%)	28%	15%	25%	32%
	C	0,36±0,17	0,60±0,12	333 (35%)	15%	24%	39%	23%
	D	0,39±0,12	0,65±0,10	228 (24%)	8%	32%	36%	23%
	E	0,37±0,11	0,65±0,11	97 (10%)	10%	32%	26%	32%
4000 m	A	0,39±0,13	0,60±0,12	233 (24%)	16%	31%	25%	27%
	B	0,34±0,10	0,60±0,12	477 (50%)	16%	23%	32%	29%
	C	0,35±0,09	0,63±0,10	166 (17%)	10%	25%	40%	25%
	D	0,37±0,11	0,63±0,12	51 (5%)	8%	41%	31%	20%
	E	0,40±0,16	0,65±0,11	35 (4%)	0%	23%	49%	29%

Όσον αφορά στο σύνολο των περιπτώσεων (962) που καταχωρούνται στον Πίνακα 7.2.1, διαπιστώνεται ότι η επιλογή της αερίας μάζας για τον προσδιορισμό του τομέα προελευσης είναι ιδιαίτερα σημαντική, καθώς προκύπτουν μεγάλες διαφορές. Πιο συγκεκριμένα, στο κατώτερο οριακό στρώμα (500 m), η πλειονότητα των αερίων μαζών (33% και 30%) ανήκει στους Βόρειους τομείς C και D, ενώ οι αέριες μάζες οι προερχόμενες από τον Ατλαντικό είναι σπάνιες (9%). Ένα άλλο σημαντικό ποσοστό, που ανέρχεται στο 16%, αντιστοιχεί σε αέριες μάζες από τη Σαχάρα, περιπτώσεις κατά τις οποίες συμβαίνει μεταφορά σκόνης και μέσα στο οριακό στρώμα. Άξιο αναφοράς, είναι, επίσης το γεγονός της μεγαλύτερης συχνότητας εμφάνισης αερίων μαζών του τομέα E στα 500 m (12%) αντί των 4000 m (4%). Για τροχιές στα 4000 m, ο τομέας B κυριαρχεί (50%) λόγω της δυτικής κυκλοφορίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Επίσης, σημαντικό ποσοστό αυτών των αερίων μαζών προέρχεται από τη Σαχάρα (24%), το οποίο είναι κατά πολύ υψηλότερο από το αντίστοιχο για αέριες μάζες στα 1000 m ή 500 m. Το γεγονός αυτό δεικνύει ότι η μεταφορά σκόνης πάνω από την Αθήνα λαμβάνει χώρα κυρίως στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

Πολύ σημαντικά συμπεράσματα μπορούν να αναδειχθούν όταν γίνει η εποχική ανάλυση, όπου τα παραπάνω ποσοστά μπορούν να μεταβληθούν σημαντικά. Για καλύτερη αναπαράσταση των αποτελεσμάτων δίδεται το Σχ. 7.2.6. Για κάθε εποχή αναγράφεται επίσης ο συνολικός αριθμός των περιπτώσεων, ενώ η συχνότητα εμφάνισης αναφέρεται σε απόλυτες τιμές.



**Σχήμα 7.2.6.** Αριθμός περιπτώσεων εμφάνισης των τροχιών των αερίων μαζών στα 3 επίπεδα για κάθε τομέα ανάλογα με την εποχή. Αναγράφεται επίσης ο αριθμός των δεδομένων, N, σε κάθε εποχή.

Το χειμώνα, η πλειονότητα των αερίων μαζών στα 4000 m και 1000 m ανήκει στον τομέα Β, λόγω της αυξημένης δυτικής κυκλοφορίας αυτή την εποχή. Στα 500 m, οι περισσότερες αέριες μάζες ανήκουν στον τομέα C προερχόμενες όμως και αυτές από τα δυτικά. Εξάλλου, την εποχή αυτή λαμβάνουν χώρα και οι πιο καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες άμεσα επηρεαζόμενες από τις θαλάσσιες αέριες μάζες του Ατλαντικού. Σημαντικό ποσοστό εμφάνισης παρουσιάζει και ο τομέας Α, μάλιστα είναι περίπου το ίδιο για κάθε αέρια μάζα, ενώ παρουσία αερίων μαζών το χειμώνα δεν ευνοείται από τους τομείς D και E. Την άνοιξη και το καλοκαίρι η προηγούμενη κατάσταση μεταβάλλεται σημαντικά, με την πλειοψηφία των αερίων μαζών να ανήκει στους Βόρειους τομείς (C και D), ειδικά για αέριες μάζες κινούμενες εντός του οριακού στρώματος. Μόνο στα 4000 m ο Δυτικός τομέας εξακολουθεί να είναι ο κυρίαρχος λόγω της δυτικής κυκλοφορίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Το σημαντικό ποσοστό των αερίων μαζών του βορειοανατολικού τομέα οφείλεται στην πνοή των ισχυρών Ετησίων κατά τους θερινούς μήνες, οι οποίοι μπορούν να μεταφέρουν άλλοτε αερολύματα πυρκαγιών στη Βόρεια Ελλάδα (Balis et al., 2003) και άλλοτε θαλάσσια ή εδαφικά αερολύματα πάνω από την Αθήνα. Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε συμφωνία με αντίστοιχα των Stohl et al. (2002) και Duncan and Bey (2004), οι οποίοι επισημαίνουν έντονη μεταφορά ηπειρωτικών αερίων μαζών και διασυνοριακής ρύπανσης προς την Ανατολική Μεσόγειο στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα την άνοιξη και το καλοκαίρι. Ένα, επίσης, σημαντικό ποσοστό (25%-30%) αντιστοιχεί σε αέριες μάζες από τη Σαχάρα, καθώς την εποχή αυτή εντείνεται η μεταφορά σκόνης πάνω από την Ανατολική Μεσόγειο. Επίσης, λόγω των πιο σταθερών ατμοσφαιρικών συνθηκών, τα ποσοστά εμφάνισης τοπικών αερίων μαζών αυξάνονται σημαντικά το καλοκαίρι (Πίνακας 7.2.1). Μια πρόσφατη μελέτη των Scire et al. (2003), εξετάζοντας τη συνεισφορά διαφόρων τύπων αερολυμάτων στην Ανατολική Μεσόγειο, έδειξε ότι τη θερινή περίοδο η περιοχή αυτή βάλλεται από διαφορετικούς τύπους αερίων μαζών τόσο από την Ηπειρωτική Ευρώπη

όσο και τη Σαχάρα. Το φθινόπωρο διαφαίνεται μια πιο «ισορροπημένη» κατάσταση, με τους διάφορους τομείς να συνεισφέρουν σε παρόμοια ποσοστά. Εξαίρεση αποτελεί το μεγάλο ποσοστό εμφάνισης του τομέα Β για αέριες μάζες στα 4000 m και το μικρό ποσοστό για αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος. Το κύριο συμπέρασμα, που προκύπτει από το Σχ. 7.2.6, είναι ότι οι αέριες μάζες στην ανώτερη ατμόσφαιρα έχουν δυτική κυρίως προέλευση (τομείς Α και Β), ενώ η συχνότητα εμφάνισής τους μειώνεται σημαντικά στους άλλους τομείς. Αντίθετα, οι αέριες μάζες, που φθάνουν στην Αθήνα εντός του οριακού στρώματος, είναι κυρίως του Βόρειου τομέα (C και D), σπάνια του Δυτικού (B), ενώ σημαντική συνεισφορά παρουσιάζει και ο Νότιος (A).

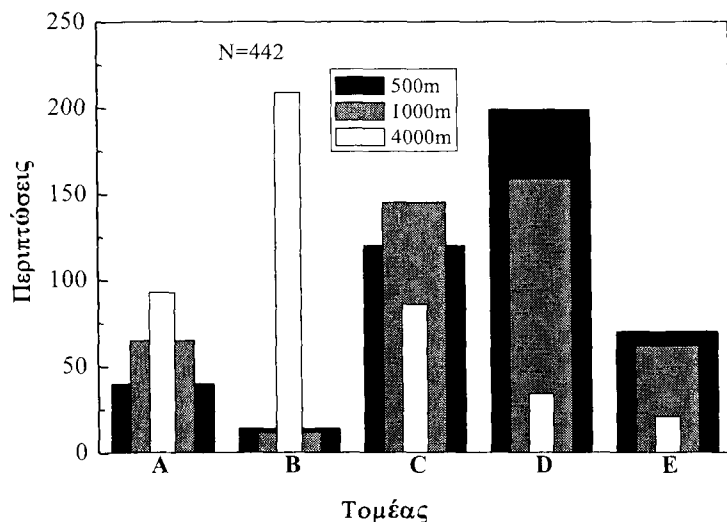
#### **7.2.5. Διερεύνηση των διευθύνσεων για την παρουσία συγκεκριμένου τύπου αερολύματων πάνω από την Αθήνα**

Επαναλαμβάνεται η προηγούμενη μελέτη για κάθε τύπο αερολύματος χωριστά, ώστε να διαπιστωθούν οι κύριοι τομείς που ευνοούν την ύπαρξη ορισμένων τύπων πάνω από την περιοχή της Αθήνας. Τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα για το αστικό/βιομηχανικό (BU) τύπο αερολύματος καταχωρούνται στον Πίνακα 7.2.2. Στην πλειοψηφία των περιπτώσεων, όπου ο κυρίαρχος τύπος αερολύματος είναι ανθρωπογενούς προέλευσης, οι αέριες μάζες που φθάνουν στην Αθήνα είναι του Βόρειου τομέα (D) ιδίως στο κατώτερο οριακό στρώμα. Αυτό είναι εμφανές και από τις τιμές του Πίνακα 7.2.2, αλλά και από το Σχ. 7.2.7. Παρόλα αυτά, σημαντικές διαφορές αναδεικνύονται όσον αφορά στη διάκριση του κάθε τομέα ανάλογα με το επίπεδο της αέριας μάζας. Έτσι, όπως και πριν, οι αέριες μάζες στα 4000 m ανήκουν πλειοψηφικά στον τομέα Β, ενώ η συχνότητά τους ελαττώνεται σταδιακά όσο κινούνται ανατολικότερα. Συνεπώς, η κίνηση και η πορεία των αερίων μαζών στην ανώτερη τροπόσφαιρα δεν παίζουν σημαντικό ρόλο στη συσσώρευση ρύπων στην περιοχή της Αθήνας. Πιο υπεύθυνες για το φαινόμενο αυτό φαίνεται να είναι οι αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος, τα μετεωρολογικά συστήματα (π.χ. η ύπαρξη αντικυκλώνα πάνω από την περιοχή), οι συνοπτικές καταστάσεις και το πεδίο των ανέμων.

Αέριες μάζες προερχόμενες από την Ανατολική κυρίως Ευρώπη, εμπλουτισμένες με αερολύματα ανθρωπογενούς προέλευσης και βιομηχανικούς ρύπους, συμβάλλουν στο πρόβλημα της ρύπανσης στην περιοχή της Αθήνας. Η εμφάνιση συνθηκών αστικής ρύπανσης δεν ευνοείται από αέριες μάζες του Ατλαντικού κινούμενες στο οριακό στρώμα, ενώ σημαντική συμβολή στη συσσώρευση ρύπων έχουν οι τοπικές αέριες μάζες, οι οποίες εμφανίζονται σε ποσοστό 13%-16%. Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε συμφωνία με τα αντίστοιχα των Stohl et al. (2002), Duncan and Bey (2004) και Lelieveld et al. (2002), οι οποίοι επισημαίνουν την έντονη μεταφορά ρυπασμένων αερίων μαζών από την ηπειρωτική Ευρώπη προς την Ανατολική Μεσόγειο στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα.

Πίνακας 7.2.2. Όπως στον Πίνακα 7.2.1, αλλά για τον τύπο αερολύματος BU.

Τομέας και ύψος τροχιάς	AOD <sub>550</sub>	FM	Συνολική περίοδος	Χειμώνας	Ανοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	
500 m	A	0,45±0,12	0,88±0,06	40 (9%)	5%	48%	23%	25%
	B	0,45±0,29	0,89±0,08	14 (3%)	14%	64%	14%	7%
	C	0,42±0,13	0,89±0,07	120 (27%)	8%	42%	34%	17%
	D	0,46±0,13	0,89±0,08	198 (45%)	8%	44%	25%	24%
	E	0,44±0,13	0,89±0,07	70 (16%)	7%	37%	21%	34%
1000 m	A	0,44±0,12	0,88±0,06	65 (14%)	6%	45%	14%	35%
	B	0,45±0,32	0,87±0,08	12 (3%)	17%	67%	17%	0%
	C	0,43±0,12	0,89±0,08	145 (33%)	6%	41%	38%	14%
	D	0,46±0,13	0,90±0,07	159 (37%)	8%	45%	23%	25%
	E	0,46±0,14	0,88±0,07	62 (13%)	10%	40%	23%	27%
4000 m	A	0,47±0,14	0,88±0,09	93 (21%)	16%	45%	15%	24%
	B	0,44±0,14	0,89±0,07	209 (47%)	4%	43%	33%	20%
	C	0,44±0,11	0,90±0,06	86 (19%)	8%	41%	26%	26%
	D	0,46±0,14	0,89±0,07	34 (8%)	6%	59%	21%	15%
	E	0,48±0,14	0,89±0,09	21 (5%)	0%	33%	29%	38%



Σχήμα 7.2.7. Αριθμός περιπτώσεων εμφάνισης των τροχιών των αερίων μαζών στα 3 επίπεδα για κάθε τομέα για τον τύπο αερολύματος BU. Αναγράφεται επίσης ο αριθμός των δεδομένων, N.

Επίσης, σε σημαντικό ποσοστό περιπτώσεων (9%-21%), όπου ο επικρατών τύπος αερολύματος είναι ο BU, οι αέριες μάζες προέρχονται από τη Σαχάρα. Παρατηρήθηκε ότι σε αυτές τις περιπτώσεις, η εκπομπή σκόνης δεν ήταν ιδιαίτερα ισχυρή, ενώ εντοπιζόταν κυρίως στην ανώτερη ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα, τελικά, οι αστικές/βιομηχανικές εκπομπές να καθορίζουν τον επικρατούντα τύπο αερολύματος. Συνεπώς, η χρήση ειδικών οργάνων (π.χ. lidar) για τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης κρίνεται σκόπιμη ειδικά μέσα σε ένα αστικό περιβάλλον, όπως αυτό της Αθήνας.

Βρέθηκε επίσης, ότι μερικές αέριες μάζες του τομέα A συνοδεύονταν από πολύ υψηλές τιμές FM (~0,93), οι οποίες δεν είναι αντιπροσωπευτικές αερολυμάτων σκόνης. Το γεγονός αυτό ήταν εμφανές σε μερικές περιπτώσεις και στη Lampedusa (Pace et al., 2006), συνδυάστηκε δε με ανάμειξη ερημικών αερολυμάτων με σωματίδια καπνού από πυρκαγιές στα βόρεια παράλια της Αφρικής (κυρίως στην Αλγερία και την Τυνησία).

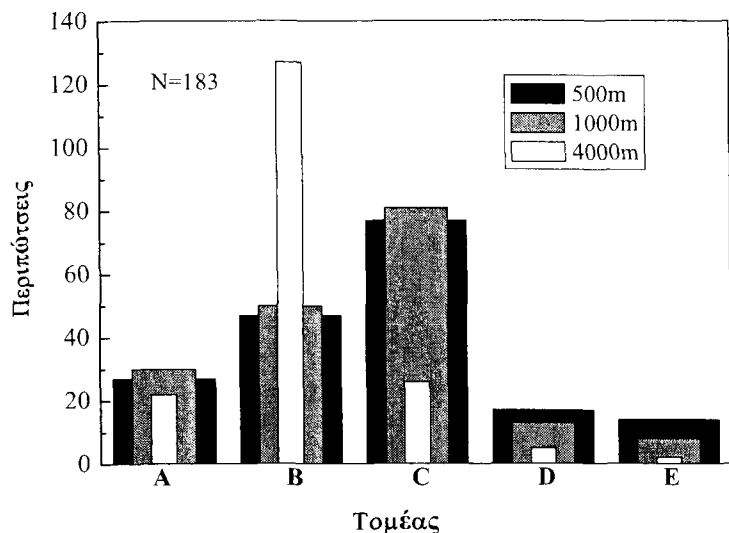
Όπως τονίσθηκε και προηγούμενα, καθαρές θαλάσσιες συνθήκες είναι σπάνιες στο αστικό περιβάλλον της Αθήνας, ενώ εντοπίζονται στη συντριπτική τους πλειοψηφία το χειμώνα. Παρόλα αυτά, οι διευθύνσεις των αερίων μαζών, που ευνοούν τη δημιουργία τέτοιων συνθηκών, είναι μάλλον καλά καθορισμένες, όπως φαίνεται από τα αντίστοιχα ποσοστά στον Πίνακα 7.2.3 και το Σχ. 7.2.8.

*Πίνακας 7.2.3. Όπως στον Πίνακα 7.2.1, αλλά για τον τύπο αερολύματος CM.*

Τομέας και ύψος τροχιάς	AOD	FM	Συνολική περίοδος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	
500 m	A	0,15±0,04	0,51±0,09	27 (15%)	48%	4%	0%	48%
	B	0,13±0,04	0,46±0,14	47 (26%)	55%	11%	0%	34%
	C	0,14±0,04	0,47±0,16	77 (43%)	52%	10%	13%	25%
	D	0,16±0,03	0,60±0,09	17 (9%)	35%	12%	18%	35%
	E	0,15±0,03	0,58±0,10	14 (7%)	29%	64%	7%	0%
1000 m	A	0,15±0,03	0,51±0,10	30 (17%)	53%	7%	0%	40%
	B	0,12±0,04	0,46±0,14	50 (27%)	54%	6%	2%	38%
	C	0,14±0,04	0,49±0,16	81 (45%)	47%	14%	14%	26%
	D	0,15±0,03	0,59±0,10	13 (7%)	46%	0%	8%	46%
	E	0,15±0,04	0,58±0,13	8 (4%)	25%	0%	13%	63%
4000 m	A	0,14±0,03	0,47±0,15	22 (12%)	59%	9%	0%	32%
	B	0,13±0,04	0,49±0,15	127 (70%)	50%	8%	5%	37%
	C	0,16±0,04	0,54±0,12	26 (14%)	38%	15%	23%	23%
	D	0,15±0,04	0,55±0,17	5 (3%)	40%	0%	40%	20%
	E	0,13±0,09	0,62±0,10	2 (1%)	0%	0%	0%	100%

Όσον αφορά την εμφάνιση καθαρών θαλάσσιων συνθηκών στην Αθήνα, αυτή ευνοείται από αέριες μάζες που ανήκουν στους τομείς B και C. Για καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες σημαντικά ποσοστά των αερίων μαζών στο οριακό στρώμα (~55%) ανήκουν στον τομέα B, σε αντίθεση με τις περιπτώσεις εμφάνισης των τύπων αερολυμάτων BU και DD. Συνεπώς, οι πιο καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες άμεσα συνδεδεμένες με αέριες μάζες του Ατλαντικού είναι γεγονός, όπως εξάλλου παρατηρήθηκε και σε ανάλογες εργασίες στη Βόρεια Ελλάδα (Gerasopoulos et al., 2003; Amiridis et al., 2005). Οι ίδιοι ερευνητές εντόπισαν παρόμοιες, σχετικά καθαρές, ατμοσφαιρικές συνθήκες και για αέριες μάζες προερχόμενες από τη Δυτική Ευρώπη, πιθανότατα λόγω μικρότερου φόρτου αερολυμάτων ρύπων σε αντίθεση με τις αντίστοιχες της Ανατολικής Ευρώπης. Αντίθετα, ελάχιστες είναι οι περιπτώσεις εμφάνισης του τύπου αερολυμάτων CM με ταυτόχρονη παρουσία αερίων μαζών του τομέα D ή του E. Οι τομείς αυτοί, γενικά, ευνοούν τη συσσώρευση αερίων ρύπων πάνω από την Αθήνα (τύπος BU) και όχι την εμφάνιση καθαρών συνθηκών. Εξάλλου, οι αέριες μάζες από αυτούς τους τομείς είναι λιγότερο συχνές τη χειμερινή περίοδο (βλέπε Σχ. 7.2.6), όποτε λαμβάνουν χώρα καθαρές συνθήκες. Άξιο αναφοράς είναι, επίσης, τα σημαντικά ποσοστά (12%-17%) των αερίων

μαζών του τομέα Α κατά τη διάρκεια καθαρών θαλάσσιων συνθηκών πάνω από την Αθήνα, καθώς αέριες μάζες αυτού του τομέα κάθε άλλο παρά ευνοούν την ανάπτυξη τέτοιων συνθηκών. Βρέθηκε ότι σε αυτές τις περιπτώσεις η εκπομπή αερολυμάτων σκόνης ήταν πολύ χαμηλή, ενώ στο 70% των περιπτώσεων υπήρξε βροχόπτωση στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Στην πλειοψηφία των περιπτώσεων εμφάνισης του τύπου CM, οι αέριες μάζες παρουσίαζαν μια γρήγορη κίνηση και καθοδική πορεία πριν φθάσουν στην Αθήνα. Παρόμοια χαρακτηριστικά κίνησης αερίων μαζών αναφέρονται στους Pace et al. (2006) για περιπτώσεις καθαρών θαλάσσιων συνθηκών στη Lampedusa.

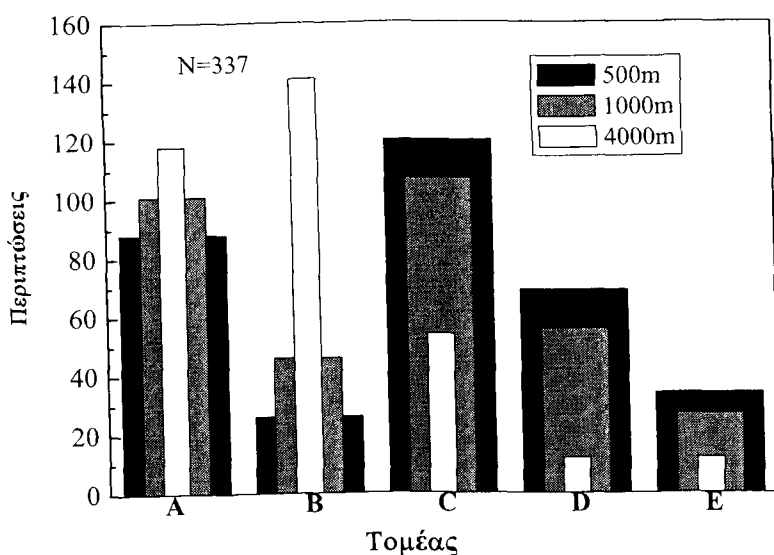


**Σχήμα 7.2.8.** Όπως στο Σχ. 7.2.7, αλλά για τον τύπο αερολύματος CM.

Όπως αναμενόταν, η εμφάνιση του τύπου αερολύματος DD ευνοείται από αέριες μάζες του τομέα Α, κυρίως στην ανώτερη τροπόσφαιρα (35%), αλλά και εντός του οριακού στρώματος σε μικρότερα ποσοστά (βλέπε Πίνακα 7.2.4). Το μεγαλύτερο ποσοστό εμφάνισης ερημικών αερολυμάτων για αέριες μάζες στα 4000 m δείχνει ότι η μεταφορά της Αφρικανικής σκόνης λαμβάνει χώρα κυρίως στην ανώτερη ατμόσφαιρα, όπως εξάλλου αναφέρουν και άλλες εργασίες (di Sarra et al., 2001; Alpert et al., 2004; Amiridis et al., 2005; Papayannis et al., 2005). Όμως, πολύ υψηλά ποσοστά εμφάνισης του τύπου DD παρουσιάζουν και άλλοι τομείς, οι οποίοι δεν σχετίζονται με ερημικές αέριες μάζες, όπως ο C (32%-36%) και ο D (16%-20%). Το γεγονός αυτό, από μια πρώτη ματιά, φαντάζει μη ρεαλιστικό. Πρέπει να λάβουμε, όμως, υπόψη ότι η διάκριση του τύπου DD έγινε με βάση μόνο τις τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM. Καθώς, λοιπόν, τιμές του AOD<sub>550</sub>>0,3 είναι πολύ συχνές μέσα σ' ένα αστικό περιβάλλον, τα παραπάνω κριτήρια «βλέπουν» ένα γενικότερο τύπο αερολύματος με σημαντικό ποσοστό μεγάλων σωματιδίων, όχι απαραίτητα ερημικών. Έτσι, τα μεγάλα αερολύματα του Βόρειου τομέα μπορεί να είναι θαλάσσια σωματίδια από το Βόρειο Αιγαίο αναμεμειγμένα με εδαφικά αερολύματα, καθώς οι άνεμοι του Βόρειου τομέα πνέουν συνήθως με ταχύτητα ικανή να ανυψώσει αερολύματα από φυσικές πηγές.

Πίνακας 7.2.4. Όπως στον Πίνακα 7.2.1, αλλά για τον τύπο αερολύματος DD.

Τομέας και ύψος τροχιάς	AOD <sub>500</sub>	FM	Συνολική περίοδος	Χειμώνας	Άνοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	
500 m	A	0,53±0,22	0,43±0,15	88 (26%)	11%	22%	33%	34%
	B	0,45±0,15	0,40±0,13	26 (8%)	4%	8%	58%	31%
	C	0,45±0,14	0,41±0,14	120 (36%)	1%	8%	61%	30%
	D	0,54±0,17	0,46±0,12	69 (20%)	1%	7%	70%	22%
	E	0,51±0,13	0,46±0,10	34 (10%)	3%	15%	44%	38%
1000 m	A	0,54±0,21	0,43±0,14	101 (30%)	9%	19%	38%	35%
	B	0,44±0,14	0,40±0,13	46 (14%)	2%	11%	52%	35%
	C	0,46±0,12	0,42±0,14	107 (32%)	2%	7%	59%	32%
	D	0,55±0,19	0,46±0,12	56 (16%)	0%	5%	80%	14%
	E	0,50±0,16	0,48±0,13	27 (8%)	7%	22%	37%	33%
4000 m	A	0,57±0,21	0,45±0,13	118 (35%)	8%	25%	38%	29%
	B	0,44±0,12	0,41±0,14	141 (42%)	3%	6%	56%	35%
	C	0,45±0,12	0,46±0,13	54 (17%)	0%	4%	70%	26%
	D	0,49±0,15	0,46±0,13	12 (3%)	0%	8%	58%	33%
	E	0,59±0,24	0,45±0,15	12 (3%)	0%	8%	92%	0%



Σχήμα 7.2.9. Όπως στο Σχ. 7.2.7, αλλά για τον τύπο αερολύματος DD.

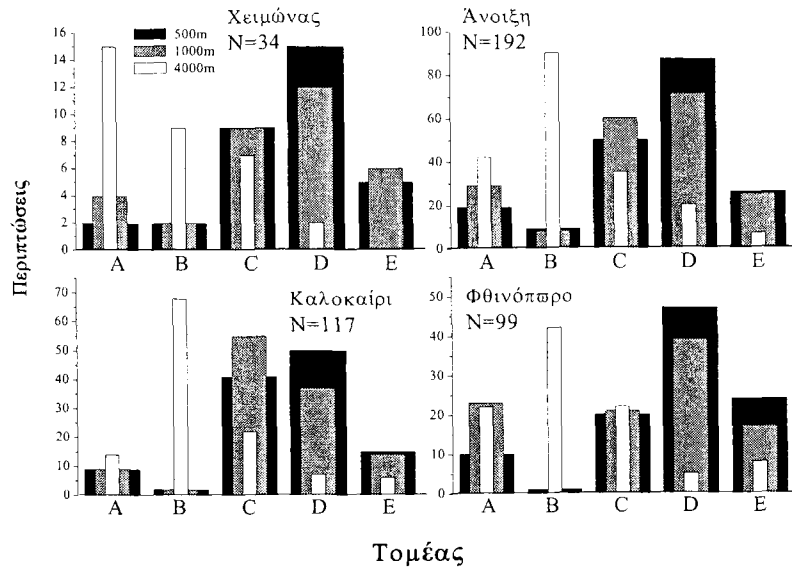
Σημαντικές, επίσης, είναι οι διαφορές στα ποσοστά εμφάνισης του κάθε τομέα ανάλογα με το επίπεδο της αέριας μάζας που χρησιμοποιείται στη διάκριση, Σχ. 7.2.9. Έτσι, η εμφάνιση του τύπου DD ευνοείται από αέρια μάζες του τομέα A στα 4000 m και από αέρια μάζες των τομέων C και D στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Η εμφάνιση του τύπου αερολύματος DD με ταυτόχρονη παρουσία αερίων μαζών από τον τομέα B είναι περισσότερο σπάνια και παρατηρείται σε περιπτώσεις όπου η εκπομπή σκόνης από την Αφρική εκτείνεται σε μια μεγάλη περιοχή της Δυτικής Μεσογείου, με αποτέλεσμα



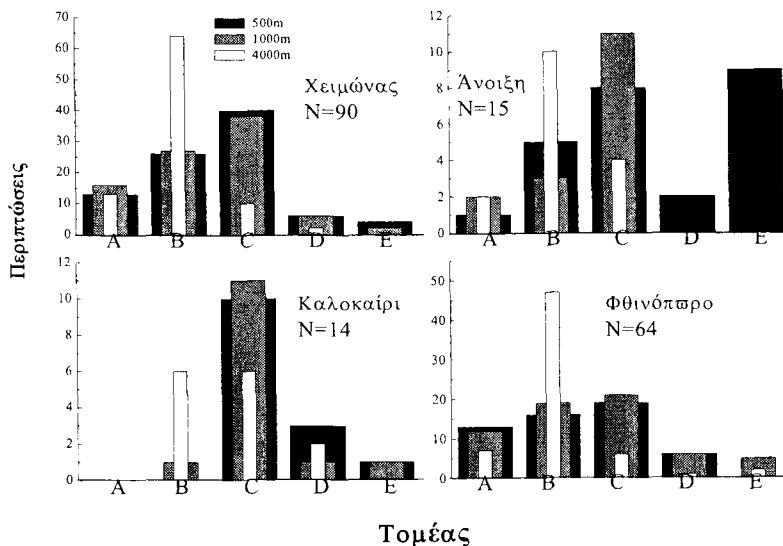
μια σύντομη «πτήση» της αέριας μάζας από εκεί να είναι ικανή να την εμπλουτίσει με ερημικά σωματίδια. Σημαντικό, επίσης, είναι το ποσοστό εμφάνισης αερίων μαζών του τομέα Ε κατά τη διάρκεια εμφάνισης του τύπου αερολύματος DD. Βρέθηκε ότι σχεδόν σε όλες αυτές τις περιπτώσεις, οι αέριες μάζες ήταν μεν τοπικού χαρακτήρα, προέρχονταν δε από Νότιες διευθύνσεις, εμπλουτισμένες με αερολύματα ερημικής προέλευσης.

Από την προηγούμενη ανάλυση διαπιστώθηκε ότι η εμφάνιση ορισμένων τύπων αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα συνδέεται γενικά με συγκεκριμένες διευθύνσεις αερίων μαζών, που άλλοτε βοηθούν στη συσσώρευση των αερολυμάτων και των αερίων ρυπαντών και άλλοτε μεταφέρουν συγκεκριμένους τύπους σωματιδίων πάνω από την Αθήνα. Έτσι, τα αστικά/βιομηχανικά αερολύματα ευνοούνται από αέριες μάζες του Βόρειου τομέα ή ευσταθείς μετεωρολογικές καταστάσεις. Οι καθαρές θαλάσσιες συνθήκες συνδέονται με γρήγορη κίνηση των αερίων μαζών εκ του Ατλαντικού, ενώ η εμφάνιση ερημικών αερολυμάτων συνοδεύεται από αέριες μάζες Αφρικανικής προέλευσης. Όμως, όπως διαπιστώθηκε και πριν, η εμφάνιση ορισμένων τύπων αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα παρουσιάζει μια σαφή ετήσια κύμανση, με αποτέλεσμα τα ποσοστά που παρουσιάστηκαν στα Σχ. 7.2.7-9 να τροποποιούνται σημαντικά ανάλογα με την εποχή. Οι εποχικές μεταβολές οφείλονται, ως επί το πλείστον, στις μετεωρολογικές συνθήκες και τις συνοπτικές καταστάσεις που ευνοούν ή όχι τη συσσώρευση των αερολυμάτων και των αερίων ρυπαντών και επηρεάζουν άμεσα την πορεία των αερίων μαζών. Στους Πίνακες 7.2.2-4 δίδονται τα σχετικά ποσοστά εμφάνισης ανά εποχή, ενώ στα επόμενα Σχ. 7.2.10-12 δίδονται τα απόλυτα ποσοστά εμφάνισης για κάθε τομέα και στα 3 επίπεδα των τροχιών των αερίων μαζών. Από τα Σχήματα αυτά φαίνεται η συχνότητα εμφάνισης του κάθε τομέα στην επικράτηση ορισμένου τύπου αερολυμάτων κάθε εποχή. Καθώς τα σημαντικότερα συμπεράσματα έχουν ήδη εξαχθεί, δεν πραγματοποιείται εκτενής ανάλυση στις εποχικές μεταβολές των αερίων μαζών για κάθε τύπο αερολύματος.

Από την προηγούμενη ανάλυση διαπιστώθηκε ότι η παρουσία του τύπου αερολύματος BU ευνοείται την άνοιξη και από αέριες μάζες του τομέα D. Το συμπέρασμα αυτό είναι εμφανές και στο Σχ. 7.2.10. Την άνοιξη η συχνότητα εμφάνισης των αερίων μαζών στους διάφορους τομείς είναι παρόμοια με την αντίστοιχη της συνολικής περιόδου μελέτης. Το χειμώνα, παρόλη τη μικρή συχνότητα εμφάνισης του τύπου BU, η παρουσία αυτού ευνοείται από αέριες μάζες του τομέα D κυρίως στο οριακό στρώμα. Αντίθετα, παρουσία του τύπου BU με αέριες μάζες των τομέων Α και Β είναι σπάνια καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Η μεγάλη συχνότητα εμφάνισης των αερίων μαζών του τομέα Β στα 4000 m αντιπροσωπεύει τη γενικότερη συνοπτική κατάσταση και δεν σχετίζεται με τη συσσώρευση ρύπων. Συνεπώς, όλες τις εποχές του έτους, η παρουσία του BU τύπου ενισχύεται από αέριες μάζες προερχόμενες από την Ανατολική Ευρώπη, ενώ σημαντική συμβολή έχουν επίσης οι τοπικές αέριες μάζες κυρίως κατά τη θερμή περίοδο του έτους (Απρίλιος-Σεπτέμβριος), όπου οι συνθήκες ευστάθειας είναι πιο έντονες.



**Σχήμα 7.2.10.** Αριθμός περιπτώσεων των τροχιών των αερίων μαζών στα 3 επίπεδα για κάθε τομέα ανάλογα με την εποχή όσον αφορά τον τύπο BU, στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005. Αναγράφεται επίσης ο αριθμός των δεδομένων, N, σε κάθε εποχή.

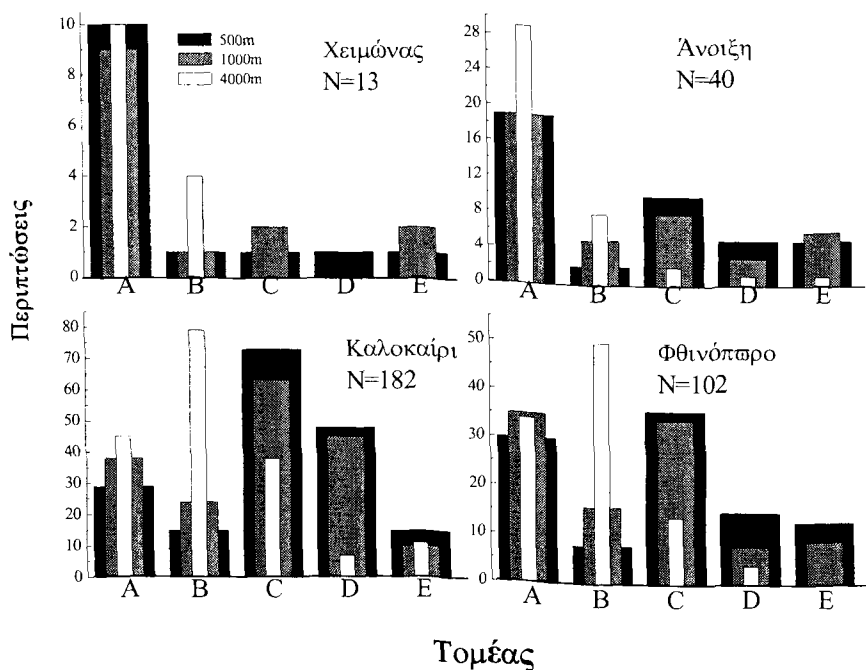


**Σχήμα 7.2.11.** Όπως στο Σχ. 7.2.10, αλλά για τον τύπο αερολύματος CM.

Οι καθαρές θαλάσσιες συνθήκες εντοπίζονται κυρίως τη ψυχρή περίοδο του έτους (χειμώνας 90 και φθινόπωρο 64 περιπτώσεις, αντίστοιχα), ενώ είναι πολύ σπάνιες την άνοιξη (15) και το καλοκαίρι (14), Σχ. 7.2.11. Οι συνθήκες αυτές συνδέονται με αέριες μάζες του Δυτικού τομέα Β ή C. Αξίζει να σημειωθεί ότι σχεδόν οι μισές αέριες μάζες στα 1000 m ή 500 m, που ανήκουν στον τομέα C, έχουν αρχική προέλευση τον Ατλαντικό Ωκεανό, παρουσιάζοντας γρήγορη κίνηση και καθοδική πορεία πριν φθάσουν στην Αθήνα, με αποτέλεσμα να μη μεταφέρουν σημαντικά ποσά ρύπανσης από τις

βιομηχανικές περιοχές της Δυτικής Ευρώπης. Εξάλλου, οι αέριες αυτές μάζες είναι πολύ λίγες την άνοιξη και το καλοκαίρι, όπου συνεισφέρουν σημαντικά στη διασυννοριακή ρύπανση. Να παρατηρηθεί, επίσης, ότι καθαρές θαλάσσιες συνθήκες συνδεόμενες με αέριες μάζες τοπικού χαρακτήρα σχεδόν εκλείπουν, εκτός από 9 περιπτώσεις που εντοπίζονται την άνοιξη στα 500 m. Καθαρές θαλάσσιες συνθήκες συνδεόμενες με Αφρικανικές αέριες μάζες εντοπίζονται κυρίως το χειμώνα, νωρίς την άνοιξη ή αργά το φθινόπωρο, ενώ σε καμία περίπτωση δεν παρατηρήθηκαν τη θερινή περίοδο. Η πλειοψηφία αυτών συνοδεύεται από παρουσία βροχής, η οποία βοηθά στην απομάκρυνση των αερολυμάτων και τον καθαρισμό της ατμόσφαιρας.

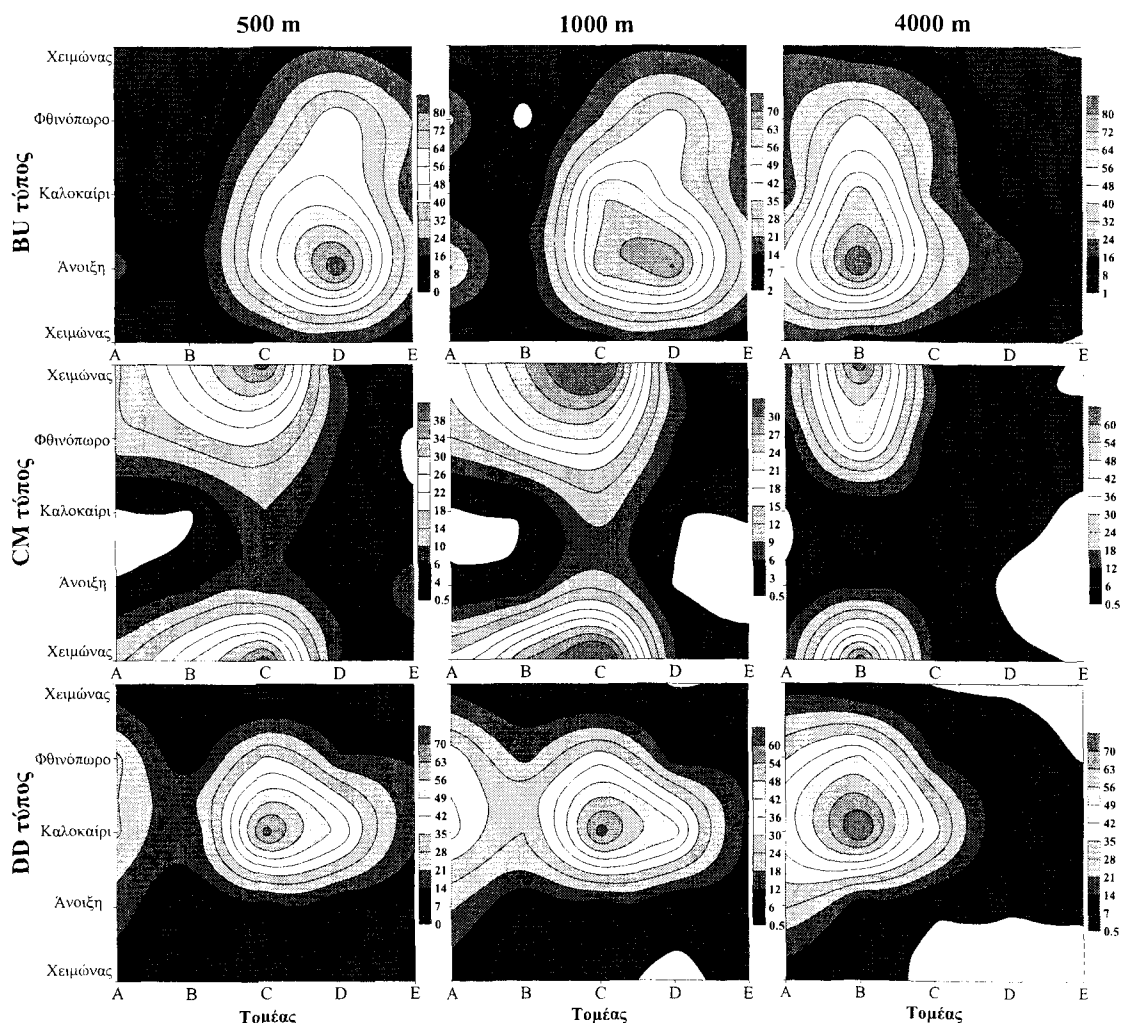
Τα πιο ενδιαφέροντα συμπεράσματα, όσον αφορά στην εποχική μεταβολή της πορείας των αερίων μαζών, προκύπτουν για τον τύπο DD, Σχ. 7.2.12. Το Σχήμα αυτό επιβεβαιώνει τα όσα εκτέθηκαν προηγουμένως, όσον αφορά τη διαφορετική εποχική προέλευση των αερολυμάτων που συγκαταλέγονται στον τύπο DD. Έτσι, το χειμώνα η συντριπτική πλειοψηφία των περιπτώσεων ανήκει στον τομέα A και μάλιστα για όλα τα επίπεδα των αερίων μαζών, αναδεικνύοντας μεταφορά σκόνης σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη. Αυτή την εποχή η κάθετη μεταφορά σκόνης είναι ο κυρίαρχος μηχανισμός, όπως εξάλλου φάνηκε και στους Kalivitis et al. (2007). Παρουσία του τύπου DD το χειμώνα από αέριες μάζες άλλης διεύθυνσης είναι εξαιρετικά σπάνια. Την άνοιξη, η παρουσία του τύπου DD εξακολουθεί να ευνοείται από αέριες μάζες του τομέα A με τη μόνη διαφορά ότι τώρα ενισχύεται η εμφάνιση της αέριας μάζας στα 4000 m. Επίσης, και οι άλλοι τομείς τείνουν να έχουν αυξημένη συμμετοχή.



Σχήμα 7.2.12. Όπως στο Σχ. 7.2.10, αλλά για τον τύπο αερολύματος DD.

Εντελώς αντίθετη είναι η κατάσταση που παρουσιάζεται το καλοκαίρι, όπου η πλειοψηφία των περιπτώσεων εμφάνισης του τύπου DD ανήκει στους τομείς C και D. Όπως έχει ήδη τονισθεί, οι αέριες μάζες του Βόρειου τομέα, που επηρεάζουν την Αθήνα

αργά το καλοκαίρι, οφείλονται στις μετεωρολογικές συνοπτικές καταστάσεις που αναπτύσσονται στην ευρύτερη περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου και ευνοούν την πνοή των Ετησίων πάνω από το Αιγαίο. Οι άνεμοι αυτοί πιθανόν μεταφέρουν θαλάσσια σωματίδια πάνω από την Αθήνα μειώνοντας έτσι τις τιμές του FM και κατατάσσοντας αυτές τις περιπτώσεις στον τύπο DD. Το γεγονός, ότι αυτές οι περιπτώσεις δεν αντιπροσωπεύουν εκπομπές ερημικής σκόνης, διαπιστώνεται και από τις μικρότερες τιμές του AOD<sub>550</sub> τους θερινούς μήνες σε σύγκριση με τους αντίστοιχους της άνοιξης (βλέπε Σχ. 7.2.3). Παρόλα αυτά, σημαντικό εξακολουθεί να είναι το ποσοστό εμφάνισης του τομέα A και τη θερινή περίοδο. Νωρίς το φθινόπωρο η μετεωρολογική κατάσταση είναι αντίστοιχη με αυτή του θέρους (πνοή Ετησίων), ενώ όσο προχωρά ο χειμώνας η συχνότητα εμφάνισης αερίων μαζών του Βόρειου τομέα ελαττώνεται. Αποτέλεσμα αυτού είναι να παρατηρείται το φθινόπωρο ένα παρόμοιο ποσοστό συμμετοχής των τομέων A και C στην εμφάνιση του τύπου αερολυμάτων DD. Όλα τα παραπάνω αποτελέσματα συγκεντρώνονται στο Σχ. 7.2.13, όπου δίδεται η εποχική διακύμανση της συχνότητας εμφάνισης των αερίων μαζών για κάθε τομέα ανάλογα με το ύψος τροχιάς.



Σχήμα 7.2.13. Εποχική διακύμανση της συχνότητας εμφάνισης των αερίων μαζών από κάθε τομέα ανάλογα με το ύψος τροχιάς για τους 3 τύπους αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.

Από το Σχ. 7.2.13 προκύπτει ότι ο BU τύπος εντοπίζεται κυρίως την άνοιξη και συνδέεται με την παρουσία αερίων μαζών από την Ανατολική κυρίως Ευρώπη (τομέας D) στο κατώτερο οριακό στρώμα (500 m). Όσο το ύψος της τροχιάς αυξάνει (1000 m), τόσο αυξάνεται η συχνότητα εμφάνισης αερίων μαζών από τη Δυτική Ευρώπη (τομέας C). Στην ελεύθερη τροπόσφαιρα (4000 m) οι αέριες μάζες προέρχονται από τον Ατλαντικό (τομέας B) λόγω της δυτικής κυκλοφορίας των συνοπτικών συστημάτων. Αυτό είναι εμφανές σε όλους τους τύπους αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα. Ο τύπος CM, εντοπιζόμενος κυρίως το χειμώνα, συνδέεται στενά με παρουσία αερίων μαζών από τη Δυτική Ευρώπη και τον Ατλαντικό σε όλα τα ατμοσφαιρικά επίπεδα. Τέλος, ο DD τύπος, που αντιστοιχεί στα μεγάλα αερολύματα, εμφανίζεται κυρίως το καλοκαίρι και σχετίζεται με αέριες μάζες του Βόρειου τομέα εντός του οριακού στρώματος για τους λόγους που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα. Στα 4000 m σημαντική συμβολή στην εμφάνιση αυτού του τύπου έχουν και οι αέριες μάζες από την Αφρική. Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν σε έλλειψη αριθμού δεδομένων.

#### **7.2.6. Συσχέτιση αερίων μαζών και οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων**

Στην παράγραφο αυτή οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων ( $AOD_{550}$  και FM) μελετώνται σε σχέση με την πορεία των αερίων μαζών στα 3 επίπεδα. Τα αποτελέσματα είναι καταχωρημένα στους Πίνακες 7.2.1-4, τόσο για όλη την περίοδο μελέτης, όσο και κάθε τύπο αερολύματος χωριστά. Από τις τιμές αυτές προκύπτουν και οι όποιες διαφορές ανάλογα με την αέρια μάζα που χρησιμοποιήθηκε για τη διάκριση των τομέων. Το γεγονός αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό όσον αφορά τη συσχέτιση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε μια κάθετη ατμοσφαιρική στήλη με την αέρια μάζα σε ένα συγκεκριμένο επίπεδο.

Οι μέσες τιμές του  $AOD_{550}$  και FM για όλη την περίοδο μελέτης είναι 0,38 και 0,61, αντίστοιχα για τον τομέα A, ενώ αντιστοιχούν μικρότερες τιμές (~0,36 and ~0,58) στον τομέα B. Οι μικρότερες τιμές του  $AOD_{550}$  για αυτόν τον τομέα είναι αναμενόμενες, καθώς οι αέριες μάζες του Ατλαντικού είναι συνήθως ελεύθερες από ρύπανση. Από την άλλη, οι μεγαλύτερες τιμές του  $AOD_{550}$  (0,37-0,40) σε συνδυασμό με τις μεγαλύτερες τιμές του FM (0,63-0,65) εντοπίζονται για ρυπασμένες αέριες μάζες του τομέα D ή τοπικής προέλευσης (τομέας E). Σε προηγούμενη έρευνα οι Zerefos et al. (2000) διαπίστωσαν αυξημένα ποσά  $SO_2$  σε αέριες μάζες που έφταναν στην Ελλάδα από την Ανατολική Ευρώπη, κυρίως κατά τη θερινή περίοδο. Επίσης, η ίδια περιοχή παράγει σημαντικά ποσά αερολυμάτων καπνού λόγω των εκτεταμένων πυρκαγιών (Balis et al., 2003). Ο τομέας E είναι ενδεικτικός της τοπικής κυκλοφορίας γύρω από την περιοχή μελέτης, με αποτέλεσμα οι αυξημένες τιμές του  $AOD_{550}$  και του FM να οφείλονται στις τοπικές εκπομπές κυρίως ανθρωπογενών αερολυμάτων. Στις αστικές εκπομπές συνεισφέρει συχνά και η ερημική σκόνη (κυρίως από τη Λιβύη), που προστίθεται στα υπάρχοντα αερολύματα της ανώτερης τροπόσφαιρας (Papayannis et al., 2005). Αυτό, εξάλλου, μπορεί να διαπιστωθεί και από τις μεγαλύτερες τιμές του  $AOD_{550}$  του τομέα E στα 4000 m. Ένα, επίσης, σημαντικό ποσοστό αερίων μαζών (17% -35%) ανήκει στον τομέα C, ο οποίος παρουσιάζει γενικά χαμηλές τιμές του  $AOD_{550}$  (0,36). Τούτο οφείλεται στην καλύτερη ποιότητα των καυσίμων και τον αυστηρότερο έλεγχο των εκπομπών από τα βιομηχανικά κέντρα της Δυτικής Ευρώπης. Επίσης, ένα μεγάλο ποσοστό των αερίων μαζών του τομέα C έχουν ως αφετηρία τον Ατλαντικό, ανήκουν όμως στον τομέα C σύμφωνα με τα κριτήρια που τέθηκαν.

Από τις μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM για το σύνολο των περιπτώσεων (962), διαπιστώνεται ότι οι διαφορές, που προκύπτουν από τη θεώρηση διαφορετικού ύψους αερίων μαζών στη διάκριση των επιμέρους τομέων, δεν επηρεάζουν τις τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Παρόλα αυτά, οι διαφορές στις τιμές των FM είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες των AOD<sub>550</sub>. Τα αποτελέσματα αυτά είναι σε συμφωνία με εκείνα των Pace et al. (2006), οι οποίοι κατέληξαν σε πολύ μικρές διαφορές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων μεταβάλλοντας τα όρια των τομέων και τη διάρκεια κίνησης των αερίων μαζών. Διαπίστωσαν, επίσης, μεγαλύτερες διαφορές στις μέσες τιμές του α-Ångström παρά του AOD. Οι μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> για κάθε τομέα βρίσκονται σε απόλυτη συμφωνία με τα αποτελέσματα των Gerasopoulos et al. (2003) και Amiridis et al. (2005) για τη Βόρεια Ελλάδα. Οι ερευνητές αυτοί κατέληξαν σε αυξημένα ποσά αερολυμάτων για αέριες μάζες από τους τομείς A, D και E, ενώ οι πιο καθαρές συνθήκες εντοπίστηκαν για αέριες μάζες από τον Ατλαντικό και τη Λυτική Ευρώπη. Επίσης, το μέγεθος των σωματιδίων ήταν μικρότερο για τους τομείς D και E, γεγονός που συμφωνεί με τις μεγαλύτερες τιμές του FM της παρούσας μελέτης για αυτούς τους τομείς. Σε μικρότερου μεγέθους αερολύματα προερχόμενα από την Ανατολική Ευρώπη κατέληξε και η έρευνα των Formenti et al. (2001) στο Άγιο Όρος, κατά την περίοδο Ιουνίου-Σεπτεμβρίου 1998. Τέλος, οι Pace et al. (2006) εξήγαν μικρότερες τιμές του α-Ångström για αέριες μάζες προερχόμενες από την Αφρική, οι οποίες τιμές συνεχώς αύξαναν όσο η προέλευση των αερίων μαζών μετατοπιζόταν προς την Ανατολική Ευρώπη.

Όμως, όσο ο αριθμός των περιπτώσεων μειώνεται σε συγκεκριμένο τύπο αερολύματος, οι διαφορές των οπτικών ιδιοτήτων, που προκαλούνται από τη διαφορετική θεώρηση των αερίων μαζών για τη διάκριση των τομέων, αυξάνει. Για τον τύπο αερολύματος BU, οι μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM είναι καταχωρημένες στον Πίνακα 7.2.2. Λόγω της πολύ μικρής κύμανσης των τιμών του FM (0,8-1,0) οι διαφορές είναι πολύ μικρές. Επίσης, οι μέσες τιμές του AOD<sub>550</sub> είναι αυξημένες (0,42-0,48) ανεξάρτητα του τομέα προέλευσης. Όπως ειπώθηκε και πριν, ο τύπος αερολύματος BU επηρεάζεται κυρίως από τις αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος και όχι τις αντίστοιχες στην ελεύθερη ατμόσφαιρα. Συνεπώς, οι οπτικές ιδιότητες αυτού του τύπου καθορίζονται καλύτερα από τις αέριες μάζες στα 500 m και 1000 m. Συνεπώς, τα υψηλότερα AOD<sub>550</sub> σχετίζονται με αέριες μάζες των τομέων D και του E, οι οποίοι ενισχύουν τη μεταφορά και τη συσσώρευση αερίων ρύπων, αντίστοιχα. Οι υψηλές μέσες τιμές του AOD<sub>550</sub> (0,45) από τον τομέα B αναφέρονται σε ένα μικρό αριθμό περιπτώσεων (3%), εκ των οποίων 3 ημέρες αντιστοιχούν σε αυξημένη ρύπανση στην περιοχή της Αθήνας. Αυτό, εξάλλου, μπορεί να διαπιστωθεί και από τις μεγάλες τιμές των τυπικών αποκλίσεων. Αέριες μάζες του τομέα A μπορεί να έχουν πολύ μεγάλες τιμές FM (0,93), οι οποίες είναι ενδεικτικές ανθρωπογενών και όχι ερημικών αερολυμάτων. Το γεγονός αυτό ήταν εμφανές και στη Lampedusa (Pace et al., 2006) και αποδίδεται στην ανάμειξη των Αφρικανικών αερίων μαζών με αερολύματα πυρκαγιών ή αστικούς ρύπους. Ένα, επίσης, σημαντικό εύρημα είναι η αντιστοίχιση των υψηλότερων τιμών του AOD<sub>550</sub> με αέριες μάζες στα 4000 m στους τομείς A και E. Βρέθηκε ότι στις 18 από τις 21 περιπτώσεις του τομέα E, οι αέριες μάζες είχαν Νότια προέλευση (Λιβυκό Πέλαγος), με αποτέλεσμα να μεταφέρουν αυξημένα ποσά σωματιδίων σκόνης. Το στρώμα σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα, σε συνδυασμό με αυξημένα ποσά αστικών αερολυμάτων εντός του οριακού στρώματος, αυξάνει κατά πολύ το οπτικό βάθος τους στην Αθήνα και μειώνει σημαντικά την

ορατότητα. Συνοψίζοντας, όσον αφορά τις οπτικές ιδιότητες του τύπου αερολύματος BU, διαπιστώνεται ότι αυτές καθορίζονται κυρίως από τοπικές εκπομπές και τοπικές μετεωρολογικές και ατμοσφαιρικές συνθήκες και λιγότερο από την προέλευση και την πορεία κίνησης των αερίων μαζών. Αυτό, εξάλλου, διαπιστώνεται από τις παρόμοιες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM ανεξάρτητα του τομέα.

Οι καθαρές θαλάσσιες συνθήκες εντοπίζονται κυρίως το χειμώνα και αργά το φθινόπωρο άμεσα συνδεδεμένες με αέριες μάζες του Ατλαντικού ή γενικότερα του Δυτικού τομέα. Ως συνέπεια αυτού, οι μικρότερες τιμές του AOD<sub>550</sub> (~0,13) αντιστοιχούν στον τομέα Β, Πίνακας 7.2.3. Καθώς το εύρος των τιμών του AOD<sub>550</sub> είναι περιορισμένο για τον τύπο αερολυμάτων CM (0-0,2), δεν παρατηρούνται σημαντικές διαφορές μεταξύ των τομέων. Παρόλα αυτά, οι αέριες μάζες από τον τομέα Α ή D, που μεταφέρουν ερημική σκόνη ή βιομηχανικούς ρύπους, αντίστοιχα, παρουσιάζουν μεγαλύτερες τιμές AOD<sub>550</sub> (0,15-0,16). Από την άλλη, μεγαλύτερες μεταβολές συντελούνται στις τιμές του FM μεταξύ των διαφόρων τομέων. Οι μεγαλύτερες τιμές του FM αντιστοιχούν στους τομείς D και E αναδεικνύοντας σημαντική συνεισφορά αερολυμάτων ανθρωπογενούς προέλευσης. Εξάλλου, η μεγάλη διακύμανση του μεγέθους και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων κάτω από καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες έχει διαπιστωθεί σε πολλές μελέτες (Dubovik et al., 2002; Smirnov et al., 2002b). Έτσι, από τις τιμές των FM, διαπιστώνεται η μεγαλύτερη συνεισφορά των μεγάλων αερολυμάτων (ερημικής σκόνης, θαλάσσιων σωματιδίων) στους τομείς Α και Β (0,46-0,51) και η συνεισφορά των μικρών από τους τομείς D και E (0,55-0,62). Διαπιστώνεται, λοιπόν, ότι οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων κάτω από καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες και χωρίς την έντονη επίδραση των τοπικών εκπομπών, εξαρτώνται κύρια από τα χαρακτηριστικά των αερίων μαζών και την πηγή προέλευσής τους.

Όσον αφορά στον τύπο αερολυμάτων DD, Πίνακας 7.2.4, από την προηγούμενη ανάλυση διαπιστώθηκε ότι αυτός μπορεί να διακριθεί σε δύο κατηγορίες, α) ερημικά αερολύματα από τη Σαχάρα, και β) μεγάλα σωματίδια από άλλες διευθύνσεις. Οι μέσες τιμές των AOD<sub>550</sub> και FM στα 3 επίπεδα επιβεβαιώνουν τον ισχυρισμό. Έτσι, τα ερημικά αερολύματα καθορίζονται κυρίως από τις αέριες μάζες στα 4000 m, ενώ τα υπόλοιπα από εκείνες εντός του οριακού στρώματος. Παρατηρείται μια σαφής αυξητική τάση των τιμών του AOD<sub>550</sub> (από 0,53 έως 0,57) με αύξηση του ύψους των αερίων μαζών για τον τομέα Α, η οποία αναδεικνύει αυξημένη συγκέντρωση ερημικών αερολυμάτων σε σημαντικό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, αρκετά μικρότερες τιμές του AOD<sub>550</sub> (0,49-0,54) αντιστοιχούν στις αέριες μάζες του τομέα D, παρουσιάζοντας ταυτόχρονη μείωση με αύξηση του ύψους της αέριας μάζας. Όπως αναμενόταν, οι μικρότερες τιμές του AOD<sub>550</sub> (0,44) αντιστοιχούν στον τομέα Β. Ένα άλλο σημαντικό εύρημα είναι οι πολύ υψηλές τιμές (0,59±0,24), οι οποίες αντιστοιχούν σε αέριες μάζες στα 4000 m του τομέα Ε, παρά τον περιορισμένο αριθμό των περιπτώσεων (14). Ακόμα και στις περιπτώσεις όπου ο DD τύπος είναι ο κυρίαρχος, οι διαδικασίες ανάμειξης μέσα στην ατμόσφαιρα επηρεάζουν σημαντικά τις τιμές των FM, αυξάνοντάς τες για αέριες μάζες που ανήκουν στους τομείς D και E λόγω της αυξημένης παρουσίας ανθρωπογενών αερολυμάτων. Το γενικό συμπέρασμα που προκύπτει όσον αφορά τον τύπο αερολυμάτων DD, είναι ότι τόσο οι τομείς προέλευσης όσο και το ύψος κίνησης των αερίων μαζών επηρεάζουν σημαντικά τις οπτικές του ιδιότητες. Συνεπώς, για τη διάκριση των επεισοδίων σκόνης απαιτείται ιδιαίτερη προσοχή τόσο στη μελέτη των οπτικών

ιδιοτήτων των αερολυμάτων και στις τροχιές των αερίων μαζών, όσο και στην κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας.

### **7.3 Μελέτη των επεισοδίων σκόνης από δορυφορικές παρατηρήσεις**

#### **7.3.1 Εισαγωγή**

Χρησιμοποιώντας την περιγραφείσα χρονοσειρά του MODIS δίδεται ιδιαίτερη έμφαση στα αερολύματα ερημικής προέλευσης και στη μεταφορά Αφρικανικής σκόνης προς την Ανατολική Μεσόγειο και ιδιαίτερα τον Ελλαδικό χώρο. Εκτός από τις σημαντικές επιπτώσεις τους στο κλίμα, τα αερολύματα σκόνης, κατά τη μεταφορά και εναπόθεσή τους, προκαλούν σοβαρές βιολογικές και οικολογικές επιπτώσεις. Έτσι, είναι υπεύθυνα για την ατελή διαπνοή των φυτών με την επικάθεισή τους στα φύλλα και το φράξιμο των στομάτων, καθώς και τις βλάβες στο ανθρώπινο αναπνευστικό σύστημα (Avila et al., 1997). Η κυριότερη πηγή σκόνης παγκόσμια είναι η έρημος Σαχάρα, όπου κάθε χρόνο απελευθερώνονται τεράστιες ποσότητες σκόνης και μεταφέρονται προς τον Ατλαντικό Ωκεανό και τη Μεσόγειο. Ενώ το 60% περίπου της σκόνης μεταφέρεται προς τον Ατλαντικό Ωκεανό (Moulin et al., 1997), σημαντικότερο είναι το ποσοστό που δέχεται απευθείας και η Μεσόγειος. Οι δύο διευθύνσεις μεταφοράς διαφέρουν σημαντικά κυρίως ως προς το ύψος, καθώς τα αερολύματα σκόνης μεταφέρονται κάτω των 5 km προς τον Ατλαντικό, ενώ προς τη Μεσόγειο το ύψος μεταφοράς μπορεί να φτάσει και τα 8 km (di Sarra et al., 2001; Alpert et al., 2004). Η μεταφορά της σκόνης πάνω από τη Μεσόγειο παρουσιάζει μια σαφή ετήσια κύμανση, διαφορετική για κάθε τμήμα της Μεσογείου. Η ετήσια κύμανση είναι αποτέλεσμα των συνοπτικών συστημάτων που αναπτύσσονται στην περιοχή και κυρίως των ισχυρών κυκλώνων Sharav (στο Μαρόκο και κυρίως την Αλγερία), που είναι υπεύθυνοι για την ανύψωση και μεταφορά της σκόνης (Moulin et al., 1998; Barkan et al., 2005; Meloni et al., 2007).

Η μεταφορά σκόνης προς τη Μεσόγειο και τη Νότια Ευρώπη αυξάνει σημαντικά τα ποσά των αερολυμάτων των περιοχών αυτών, ξεπερνώντας σημαντικά τα θεσμοθετημένα όρια της Ευρωπαϊκής Ένωσης. Το πρόβλημα αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό στις αστικές περιοχές της Ελλάδας, της Ιταλίας και της Ισπανίας, όπου η συνεισφορά της σκόνης στην υπέρβαση αυτών των ορίων έχει φανεί από σχετικές μελέτες (Rodriguez et al., 2001; Viana et al., 2002; Gerasopoulos et al., 2006). Οι σημαντικές επιπτώσεις της σκόνης στο παγκόσμιο κλιματικό σύστημα, και ιδιαίτερα σε μια ευαίσθητη περιοχή όπως η Μεσόγειος, οι διαδικασίες εκπομπής και μεταφοράς της, η σημαντική χρονική και χωρική διακύμανση των ποσών της σκόνης και οι βλαβερές επιπτώσεις της στην υγεία των κατοίκων, έχουν στρέψει το επιστημονικό ενδιαφέρον προς την ενδελεχή μελέτη των επεισοδίων της στην περιοχή της Μεσογείου και όχι μόνο, συνδυάζοντας διάφορες τεχνικές και όργανα, όπως συλλέκτες σωματιδίων, lidar, ηλιοφωτόμετρα και δορυφορικούς δέκτες.

#### **7.3.2 Μεθοδολογία**

Εξαιτίας του τεράστιου επιστημονικού ενδιαφέροντος που έχει αποκτήσει η μελέτη των επεισοδίων σκόνης στην περιοχή της Μεσογείου, η παρούσα διατριβή μελετά τα ανάλογα επεισόδια κατά τη χρονική περίοδο Φεβρουαρίου 2000 – Δεκεμβρίου 2005, έχοντας ως βάση τα δεδομένα του MODIS και του ΑΙ. Σύμφωνα με τα κριτήρια, που παρουσιάστηκαν στην παράγραφο 7.1.2, επεισόδια με  $AOD_{550} > 0,3$  και  $FM < 0,6$



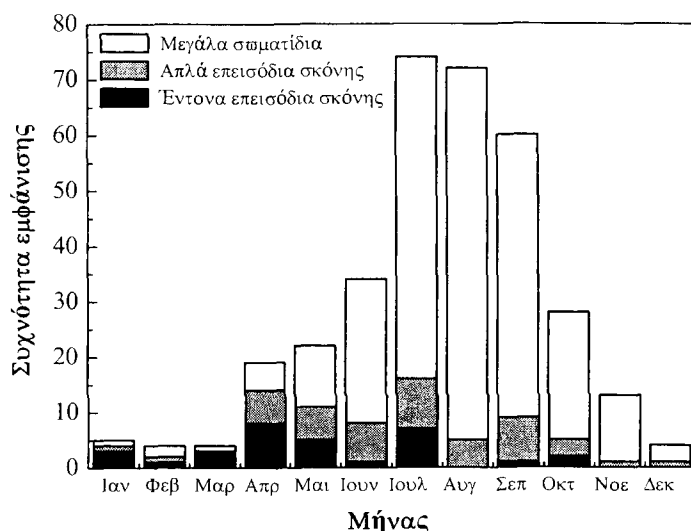
χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη μεγάλων σωματιδίων, πιθανόν ερημικής σκόνης. Στην ενότητα 7.2 δείχθηκε ότι μικρό ποσοστό αυτών των περιπτώσεων αντιστοιχεί σε αέριες μάζες προερχόμενες από την Αφρική (τομέας Α). Στην παρούσα ενότητα τίθενται πρόσθετα κριτήρια για την εξακρίβωση ότι μια αέρια μάζα που ανήκει στον τομέα Α μεταφέρει σωματίδια σκόνης. Σύμφωνα με τα κριτήρια αυτά, η αέρια μάζα θα πρέπει να βρίσκεται εντός του οριακού στρώματος κατά το ταξίδι της πάνω από την Αφρικανική Ήπειρο, με ταυτόχρονη ύπαρξη ισχυρών επιφανειακών ανέμων, ταχυτήτων άνω των  $7 \text{ ms}^{-1}$  στις περιοχές γένεσής τους. Το όριο αυτό ( $7 \text{ m s}^{-1}$ ) επιλέχθηκε καθώς έχει χρησιμοποιηθεί και από άλλους ερευνητές σε παρόμοιες μελέτες (Tegen and Fung, 1994; Berthier, et al., 2006; Meloni et al., 2007). Το κριτήριο αυτό εφαρμόστηκε κυρίως στις αέριες μάζες στα 4000 m, καθώς η σκόνη μεταφέρεται σε σημαντικό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, αλλά και στα άλλα δύο επίπεδα (1000 m και 500 m). Ιδιαίτερη μέριμνα δόθηκε στις περιπτώσεις υγρής εναπόθεσης των σωματιδίων σκόνης κατά τη μεταφορά τους και προτού φθάσουν πάνω από την Αθήνα, όποτε παρουσιάζονται μικρές τιμές του  $\text{AOD}_{550}$ , γύρω στο 0,3. Το πεδίο των ανέμων και οι αντίστοιχοι χάρτες των βροχοπτώσεων λήφθηκαν από το National Center for Environmental Protection (NCEP).

Συνοψίζοντας, από το σύνολο των περιπτώσεων με μεγάλα σωματίδια, επιλέχθηκαν εκείνα τα επεισόδια, όπου οι αέριες τροχιές είχαν Αφρικανική προέλευση και από αυτές όσες ικανοποιούσαν τα παραπάνω κριτήρια. Έτσι, από το σύνολο των αρχικών δεδομένων του MODIS για μεταφορά αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας (1804), οι 337 περιπτώσεις αντιστοιχούν σε αερολύματα μεγάλων διαστάσεων. Στη συνέχεια, από τις 112 αέριες μάζες Αφρικανικής προέλευσης οι 79 συγκαταλέγονται ως επεισόδια μεταφοράς σκόνης. Ο αριθμός των δεδομένων και των επεισοδίων σκόνης για κάθε έτος και κάθε εποχή καταχωρούνται στον Πίνακα 7.3.1. Στον ίδιο Πίνακα αναγράφονται επίσης και οι μέσες τιμές των  $\text{AOD}_{550}$ , FM και AI που αντιστοιχούν στα 79 επεισόδια σκόνης.

**Πίνακας 7.3.1.** Αριθμός περιπτώσεων μεταφοράς αερολυμάτων στην Αθήνα ανά έτος και εποχή, αντίστοιχος αριθμός με μεγάλη περιεκτικότητα σε μεγάλα σωματίδια, απλά και έντονα ( $\text{AOD}_{550} > 0,6$  και  $\text{AI} > 1,0$ ) επεισόδια σκόνης κατά την περίοδο 2000-2005. Εντός των παρενθέσεων δίδονται τα ποσοστά εμφάνισης του κάθε τύπου επεισοδίου, ενώ στις 3 τελευταίες στήλες αναγράφονται οι μέσες τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις των  $\text{AOD}_{550}$ , FM και AI.

Έτος Εποχή	Αριθμός δεδομένων	Αριθμός μεγάλων σωματιδίων	Απλά επεισόδια σκόνης	Έντονα επεισόδια σκόνης	$\text{AOD}_{550}$ (επεισόδια σκόνης)	FM (επεισόδια σκόνης)	AI (επεισόδια σκόνης)
2000	265	51 (19%)	16 (31%)	5 (31%)	0,47±0,15	0,45±0,09	1,03±0,62
2001	299	84 (28%)	12 (14%)	6 (50%)	0,64±0,26	0,48±0,13	1,26±0,77
2002	313	56 (18%)	20 (36%)	9 (45%)	0,68±0,24	0,44±0,11	1,54±0,86
2003	308	63 (20%)	7 (11%)	1 (14%)	0,51±0,17	0,41±0,14	0,63±0,70
2004	310	45 (14%)	12 (27%)	3 (25%)	0,51±0,18	0,47±0,14	1,12±0,65
2005	309	38 (12%)	12 (32%)	8 (67%)	0,53±0,21	0,49±0,15	0,51±0,58
Χειμώνας	376	13 (4%)	7 (54%)	4 (57%)	0,57±0,24	0,43±0,03	0,63±0,48
Ανοιξη	466	40 (9%)	27 (67%)	16 (59%)	0,62±0,27	0,52±0,13	1,13±0,73
Καλοκαίρι	510	182 (35%)	30 (16%)	8 (27%)	0,54±0,19	0,45±0,13	1,32±0,87
Φθινόπωρο	452	102 (22%)	15 (14%)	4 (27%)	0,47±0,12	0,44±0,12	0,59±0,61
2000-2005	1804	337 (19%)	79 (23%)	32 (41%)	0,54±0,21	0,46±0,13	1,11±0,77

Η μηνιαία μεταβολή των περιπτώσεων ύπαρξης μεγάλων σωματιδίων, επεισοδίων σκόνης, καθώς και των έντονων επεισοδίων σκόνης δίδεται στο Σχ. 7.3.1.



**Σχήμα 7.3.1.** Συχνότητα εμφάνισης μεγάλων σωματιδίων, απλών και έντονων επεισοδίων σκόνης.

Είναι εμφανές, ότι τους χειμερινούς και εαρινούς μήνες, οι περισσότερες περιπτώσεις που συγκαταλέγονται ως μεγάλα σωματίδια, αντιστοιχούν σε επεισόδια μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα, ενώ το καλοκαίρι και το φθινόπωρο δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο. Τα επεισόδια σκόνης φαίνεται να είναι πιο συχνά και πιο έντονα την περίοδο Απριλίου-Μαΐου, ενώ σημαντική είναι η συμβολή τους και τον Ιούλιο. Προηγούμενη μελέτη των μετεωρολογικών συστημάτων και των αερίων μαζών που επηρεάζουν τον Ελλαδικό χώρο κατά τη μεταφορά Αφρικανικής σκόνης, ανέδειξε το νοτιοδυτικό τομέα ως κυρίαρχο (Parayannis et al., 2005). Το γεγονός αυτό βρίσκεται σε απόλυτη συμφωνία με αντίστοιχες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στην Κρήτη (Gerasopoulos et al., 2006; Kalivitis et al., 2007). Τον Αύγουστο, ενώ οι περιπτώσεις των μεγάλων σωματιδίων είναι αυξημένες, τα επεισόδια σκόνης είναι σχετικά λίγα, καθώς, όπως αναφέρθηκε στην παράγραφο 7.2.5, οι αέριες μάζες την περίοδο αυτή ανήκουν στο Βόρειο τομέα, λόγω της έντονης πνοής των Ετησίων. Σημαντική συνεισφορά στα επεισόδια σκόνης φαίνεται να παρουσιάζει και ο Σεπτέμβριος, γεγονός που είναι σε συμφωνία με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των Parayannis et al. (2005).

### 7.3.3 Μελέτη των επεισοδίων σκόνης

Από τις 337 περιπτώσεις, όπου ο κυρίαρχος τύπος αερολυμάτων στην ατμοσφαιρική στήλη αντιστοιχούσε στην ύπαρξη μεγάλων σωματιδίων, οι 79 (23%) ικανοποιούν τα κριτήρια χαρακτηρισμού (απλών) επεισοδίων σκόνης. Να τονισθεί, επίσης, ότι ο καθορισμός των έντονων επεισοδίων σκόνης έγινε με βάση τις τιμές των  $AOD_{550} > 0,6$  και  $AI > 1$ , ενώ το στρώμα της σκόνης σε αυτές τις περιπτώσεις ήταν εύκολα διακρίσιμο από τους δορυφορικούς δέκτες. Επίσης, η ξηρή εναπόθεση των μεγαλύτερων και βαρύτερων σωματιδίων κοντά στην πηγή εκπομπής τους, όπως και οι διάφορες διαδικασίες

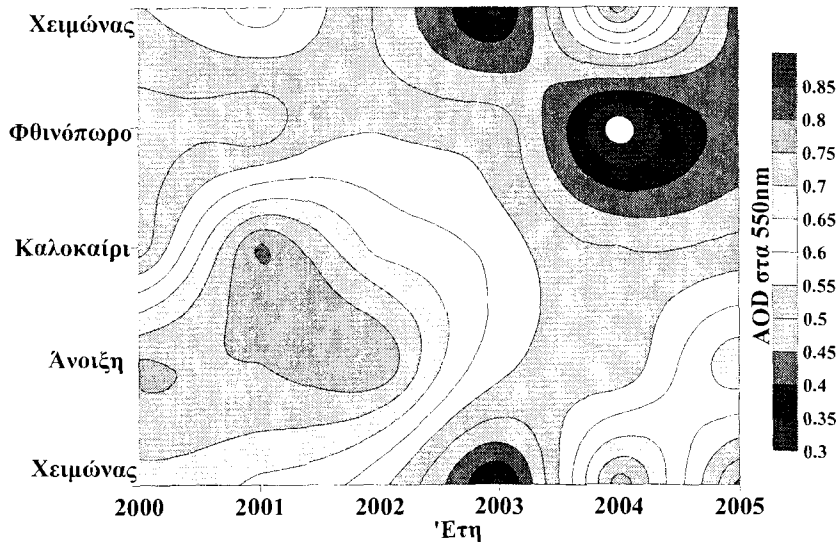
ανάμειξης στην ατμόσφαιρα, μεταβάλλουν σημαντικά τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων σκόνης πάνω από την Αθήνα. Οι 79 ημέρες, που αντιστοιχούν σε απλά επεισόδια μεταφοράς σκόνης, παρουσιάζουν μια μέση τιμή FM της τάξης του  $0,46 \pm 0,13$ , ενώ το 63% αυτών παρουσιάζουν τιμές κάτω του 0,45. Η μέση τιμή του  $AOD_{550}$  ανέρχεται στο  $0,54 \pm 0,21$ , ενώ ένα σημαντικό ποσοστό, της τάξης του 30%, παρουσιάζει τιμές άνω του 0,65. Ο AI παρουσιάζει αυξημένη τιμή ( $1,11 \pm 0,77$ ), ενώ τιμές αυτού άνω του 1,5 κατέχουν επίσης σημαντικό ποσοστό (28%). Στις περιπτώσεις, όπου οι αέριες μάζες στα 4000 m και στα 1000 m έχουν Αφρικανική προέλευση (44 περιπτώσεις), οι παραπάνω μέσες τιμές μεταβάλλονται στις  $AOD_{550}=0,62 \pm 0,24$ ,  $FM=0,38 \pm 0,12$  και  $AI=1,26 \pm 0,81$ . Όταν και η αέρια μάζα των 500 m προέρχεται από τη Σαχάρα, οι μέσες τιμές διαμορφώνονται σε  $AOD_{550}=0,67 \pm 0,25$ ,  $FM=0,35 \pm 0,12$  και  $AI=1,32 \pm 0,78$ .

Η μέση τιμή του  $AOD_{550}$  κατά τη διάρκεια των επεισοδίων σκόνης είναι παρόμοια με τις αντίστοιχες (0,45-0,55) που αναφέρονται από τους Parayannis et al. (2005) για ένα επεισόδιο σκόνης (28-31 Αυγούστου 2000) στην Αθήνα. Αυτοί αναφέρουν ότι το  $AOD_{550}$  εντός του στρώματος της σκόνης (μεταξύ 2,5 και 5 km) κυμάνθηκε γύρω στο 0,23. Παρόλα αυτά, κατά τη διάρκεια των επεισοδίων σκόνης, οι τιμές των  $AOD_{550}$  κυμαίνονται ευρέως από 0,32 έως πάνω από 0,9 σε μερικές περιπτώσεις, ανάλογα με την ένταση του επεισοδίου, τις διαδικασίες εναπόθεσης, τους μηχανισμούς κατακόρυφης μεταφοράς, τις μετεωρολογικές και ατμοσφαιρικές συνθήκες και τις τοπικές εκπομπές ρύπων. Η έντονη παρουσία απορροφητικών ανθρωπογενών αερολυμάτων, κυρίως την άνοιξη, έχει αντίκτυπο στις αυξημένες τιμές του FM ( $0,52 \pm 0,13$ ) και του AI ( $1,13 \pm 0,73$ ) αυτής της περιόδου. Στις περιπτώσεις όπου τα μεταφερόμενα αερολύματα σκόνης αναμειγνύονται με τοπικές εκπομπές ρύπων ή αερολύματα πυρκαγιών, οι χαρακτηριστικές οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων σκόνης αλλοιώνονται σημαντικά. Η ανάμειξη επίσης με θαλάσσια μη απορροφητικά σωματίδια έχει ως αποτέλεσμα τη σημαντική μείωση των τιμών του AI το φθινόπωρο και το χειμώνα, γεγονός που καταγράφηκε και στην Κρήτη (Kalivitis et al., 2007).

Οι τιμές των τυπικών αποκλίσεων του  $AOD_{550}$  στον Πίνακα 7.3.1 είναι μεγαλύτερες το χειμώνα και την άνοιξη, όποτε το  $AOD_{550}$  είναι μέγιστο. Το αποτέλεσμα αυτό δεικνύει τη μεγάλη μεταβλητότητα στην ένταση των επεισοδίων σκόνης. Η μεταβλητότητα αυτή σχετίζεται σημαντικά και με τις διαδικασίες εναπόθεσης, κυρίως δε την υγρή, η οποία αποτελεί το κύριο μέσο καθαρισμού της ατμόσφαιρας από τη σκόνη. Το καλοκαίρι και το φθινόπωρο, η υγρή εναπόθεση είναι σπάνια, ενώ και η ένταση των επεισοδίων σκόνης μειώνεται σημαντικά, με αποτέλεσμα να μειώνονται και οι τυπικές αποκλίσεις του  $AOD_{550}$ . Οι μέσες τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων κατά τη χειμερινή περίοδο έχουν εξαχθεί από ένα περιορισμένο αριθμό δεδομένων (7), καθώς οι εκπομπές σκόνης είναι σπάνιες αυτή την περίοδο συγκρινόμενες με τις αντίστοιχες της άνοιξης (27) και του καλοκαιριού (30).

Όλα τα παραπάνω συνοψίζονται στο Σχ. 7.3.2 όπου δίδεται η εποχική μεταβλητότητα του  $AOD_{550}$  για τα 79 επεισόδια σκόνης της περιόδου 2000-2005. Οι μέγιστες τιμές την άνοιξη, καθώς και η σημαντική μεταβλητότητα ανά εποχή και έτος, είναι ιδιαίτερα εμφανείς οφειλόμενες στους λόγους που εκτέθηκαν παραπάνω. Βασιζόμενοι στη βιβλιογραφική ανασκόπηση, οι υψηλές τιμές του  $AOD_{550}$  την άνοιξη στην Ανατολική Μεσόγειο, συνοδευόμενες από αντίστοιχες χαμηλές του  $\alpha$ -Ångström, σχετίζονται με έντονα επεισόδια σκόνης (Israelevich et al., 2002; Fotiadi et al., 2006; Pace et al., 2006; Kalivitis et al., 2007; Meloni et al., 2007). Παρόλα αυτά, η υψηλότερη

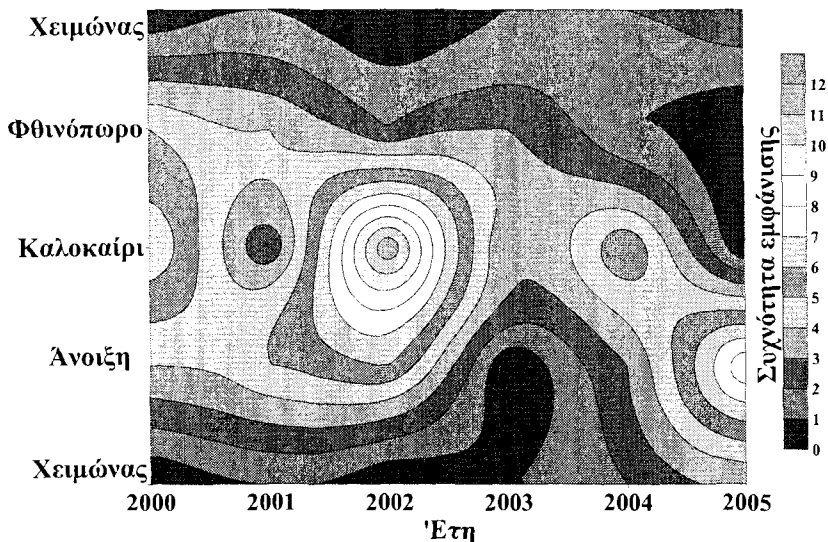
τιμή του  $AOD_{550}$  στην Αθήνα εντοπίζεται το καλοκαίρι του 2001 και αγγίζει το 0,85 (Σχ. 7.3.2). Αντίθετα, η ένταση των επεισοδίων σκόνης ελαττώνεται σημαντικά το φθινόπωρο, όπως φαίνεται και από τη διαχρονική μεταβολή των τιμών του  $AOD_{550}$ .



Σχήμα 7.3.2. Εποχική μεταβολή του  $AOD_{550}$  για τα 79 απλά επεισόδια σκόνης κατά την περίοδο 2000-2005.

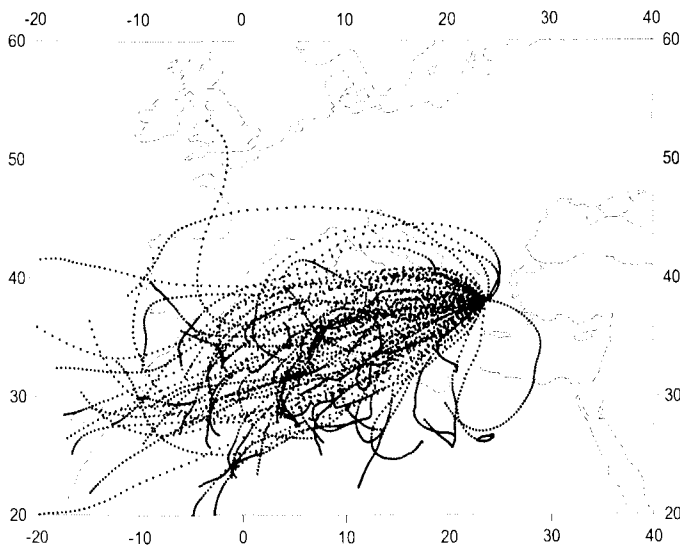
Σημαντική επίσης είναι η μεταβλητότητα στη συχνότητα εμφάνισης των επεισοδίων σκόνης από έτος σε έτος (Σχ. 7.3.3). Έτσι, η μέση τιμή και τυπική απόκλιση του  $AOD_{550}$  το 2003 (Πίνακας 7.3.1) είναι ελαφρά μικρότερη σε σύγκριση με τα άλλα έτη, πιθανόν οφειλόμενη στα λιγότερα επεισόδια σκόνης (7) αυτό το έτος. Αντίθετα, εμφανίζεται αυξημένη παρουσία επεισοδίων σκόνης το καλοκαίρι του 2002 λόγω των ιδιαίτερων μετεωρολογικών συνθηκών που επικράτησαν στην περιοχή της κεντρικής και Ανατολικής Μεσογείου που βοηθούσαν στη μεταφορά σκόνης. Την περίοδο αυτή εμφανίστηκε και το μεγαλύτερο σε διάρκεια επεισόδιο σκόνης που μελετάται στη συνέχεια. Αυξημένη συχνότητα εμφάνισης διακρίνεται και την άνοιξη του 2005, όπου τον Απρίλιο συνέβησαν 3 σχετικά ισχυρά επεισόδια, με το εντονότερο όλης της περιόδου να εντοπίζεται το διήμερο 16-17 Απριλίου 2005. Το επεισόδιο αυτό χρήζει ιδιαίτερης μελέτης τόσο λόγω της έντασής του όσο και λόγω της διεύθυνσης μεταφοράς του στρώματος σκόνης και περιγράφεται στην ενότητα 7.4. Η εποχική μεταβλητότητα των επεισοδίων σκόνης στη Μεσόγειο οφείλεται κυρίως στα συνοπτικά συστήματα και την ατμοσφαιρική κυκλοφορία της περιοχής. Την άνοιξη λαμβάνει χώρα έντονη μεταφορά Αφρικανικής σκόνης προς την Ανατολική Μεσόγειο βοηθούμενη από τα θερμικά χαμηλά (κυκλώνες Sharav) που αναπτύσσονται στη Δυτική Σαχάρα και κινούνται από Δυτικά προς Ανατολικά (Barkan et al., 2005; Fotiadi et al., 2006). Παρόλα αυτά, η κάθε περιοχή της Μεσογείου παρουσιάζει διαφορετική εποχική μεταβλητότητα, όσον αφορά στις εκπομπές σκόνης, με το μέγιστό τους να μετατοπίζεται δυτικότερα κατά τους θερινούς μήνες, ενώ στην Ανατολική Μεσόγειο το μέγιστο λαμβάνει χώρα κυρίως την άνοιξη (Barnaba and Gobbi, 2004; Antoine and Nobileau, 2006). Τα επεισόδια σκόνης μπορούν, επίσης, να εντοπισθούν, και μάλιστα μερικά εξ' αυτών έντονα, ακόμα και το χειμώνα. Όμως, η συχνότητά τους αυτή την περίοδο είναι μικρή και η παραμονή της σκόνης δεν ευνοείται από τα συνοπτικά συστήματα. Οι συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες το χειμώνα στην περιοχή της Μεσογείου επηρεάζονται από α) το Σιβηρικό αντικυκλώνα

που μεταφέρει ψυχρές ηπειρωτικές αέριες μάζες από τη βορειοανατολική Ευρώπη και β), τα βαρομετρικά χαμηλά που κινούνται από τον Ατλαντικό προς την Ανατολική Μεσόγειο. Οι συνοπτικές αυτές καταστάσεις, σε συνδυασμό και με τις αυξημένες βροχοπτώσεις, δεν ευνοούν τη συχνή μεταφορά σκόνης προς τον Ελλαδικό χώρο. Αντίθετα, το καλοκαίρι η απουσία βροχοπτώσης ευνοεί τη μεγαλύτερη διάρκεια ζωής των αερολυμάτων σκόνης και τη μεταφορά τους σε μεγαλύτερες αποστάσεις.



Σχήμα 7.3.3. Όπως στο Σχ. 7.3.2, αλλά για τη συχνότητα εμφάνισης των 79 επεισοδίων σκόνης.

Η παρούσα διατριβή εξετάζει τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης μέσω δορυφορικών παρατηρήσεων και τροχιών των αερίων μαζών. Συνεπώς, η εξέταση των κύριων διευθύνσεων μεταφοράς, καθώς και των περιοχών, από όπου προέρχεται μεταφερόμενη προς την Αθήνα, είναι πρωταρχικής σημασίας. Η χρήση των τροχιών των αερίων μαζών αποτελεί ένα βοηθητικό εργαλείο στη μελέτη των διαφόρων τύπων αερολυμάτων και των οπτικών τους ιδιοτήτων, όπως διαπιστώθηκε στην ενότητα 7.2. Για τους παραπάνω λόγους παρατίθεται το Σχ. 7.3.4, όπου φαίνονται οι οπισθοτροχιές 4-ημερών στα 4000 m κατά τη διάρκεια των 79 επεισοδίων σκόνης. Το ύψος των 4000 m επιλέχθηκε ως το πιο αντιπροσωπευτικό για τη μεταφορά των αερολυμάτων σκόνης. Σε ελάχιστες περιπτώσεις (13) η αέρια μάζα στο ύψος αυτό δεν είχε Αφρικανική προέλευση. Στις περιπτώσεις αυτές Αφρικανική προέλευση είχαν οι αέριες μάζες στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα (1000 m και 500 m). Από το Σχήμα αυτό είναι εμφανές ότι η Δυτική και βορειοδυτική Αφρική αποτελούν τις κύριες περιοχές προέλευσης των αερίων μαζών που μεταφέρουν ερημικά αερολύματα πάνω από την Αθήνα, ενώ ο νοτιοδυτικός τομέας είναι η ευνοϊκότερη διεύθυνση για τη μεταφορά τους. Η ανάλυση των τροχιών των αερίων μαζών δείχνει ότι άλλοτε οι αέριες μάζες στα 4000 m βρίσκονται πάνω από τον Ατλαντικό και καθώς διασχίζουν τη βορειοδυτική Αφρική, εμπλουτίζονται σε ερημικά αερολύματα και άλλοτε έχουν καθαρά Αφρικανική προέλευση πυροδοτούμενες από τους ισχυρούς θερμικούς κυκλώνες πάνω από τη Σαχάρα.

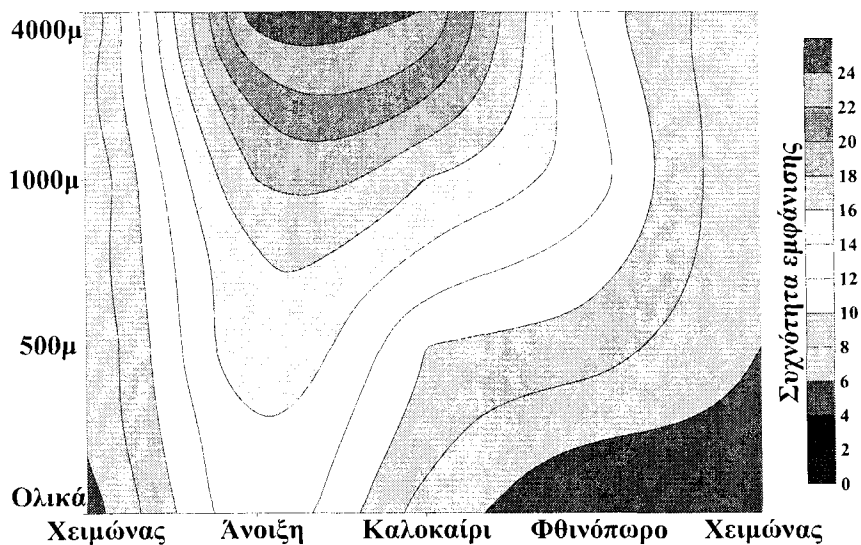


*Σχήμα 7.3.4. Παραγωγή οπισθοτροχιών HYSPLIT στα 4000 m διάρκειας 96 ωρών πριν το πέρας τους στην Αθήνα κατά τη διάρκεια των 79 επεισοδίων σκόνης κατά την περίοδο 2000-2005.*

Σε κάθε επεισόδιο σκόνης, καθορίστηκε η χώρα προέλευσης της αέριας μάζας που μεταφέρει τα ερημικά αερολύματα πάνω από την Αθήνα. Για τον καθορισμό αυτό χρησιμοποιήθηκαν τα κριτήρια που περιγράφηκαν στην παράγραφο 7.3.2, ξεκινώντας αρχικά από την αέρια μάζα στα 4000 m. Σε περιπτώσεις που αυτή δεν ικανοποιούσε τα κριτήρια, χρησιμοποιήθηκε η αέρια μάζα στα 1000 m. Σύμφωνα με την ανάλυση, οι περισσότερες αέριες μάζες με αερολύματα σκόνης προέρχονται κατά φθίνουσα σειρά από την Αλγερία, τη Μαυριτανία, τη Λιβύη, την Τυνησία και το Μαρόκο. Αξίζει να αναφερθεί ότι σε παρόμοια αποτελέσματα κατέληξαν και άλλοι ερευνητές, οι Parayannis et al. (2005) για την Αθήνα, οι Collaud Coen et al. (2004) για τις Ελβετικές Άλπεις και οι Pace et al. (2006) και Meloni et al. (2007) για τη Lampedusa. Οι τελευταίοι, μάλιστα, αναφέρουν ότι την άνοιξη και το καλοκαίρι οι πηγές εκπομπής βρίσκονται πιο Βόρεια, ενώ το φθινόπωρο μετατοπίζονται νοτιότερα. Δυστυχώς, στην παρούσα διατριβή ο περιορισμένος αριθμός των τροχιών των αερίων μαζών σε κάθε εποχή δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων όσον αφορά στη μετατόπιση των πηγών εκπομπής των αερολυμάτων σκόνης. Παρόμοια εποχική μεταβολή των πηγών σκόνης αναφέρεται και από τους Prospero et al. (2002). Οι Alpert et al. (2004) αναφέρουν ότι η πιο «ενεργή» περιοχή εκπομπής αερολυμάτων σκόνης προς τη Μεσόγειο είναι τα οροπέδια του κεντρικού Τσαντ.

Κατά τη διάρκεια των 79 επεισοδίων σκόνης η αέρια μάζα στα 4000 m δεν φαίνεται να προέρχεται πάντα από την Αφρική. Το ίδιο παρατηρείται και στις αέριες μάζες των 1000 m και 500 m. Το γεγονός αυτό διαφοροποιεί σημαντικά τους μηχανισμούς μεταφοράς σκόνης και τις οπτικές ιδιότητές της. Αυτό εξετάζεται στην επόμενη ενότητα. Στο Σχ. 7.3.5 δίδεται το γράφημα της εποχικής μεταβολής της συχνότητας εμφάνισης των αερίων μαζών σε κάθε ύψος για τα 79 επεισόδια μεταφοράς σκόνης. Όπως είναι εμφανές, κατά τη διάρκεια των επεισοδίων, η αέρια μάζα στα 4000 m παρουσιάζει τη μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης, ενώ η συχνότητα εμφάνισης Αφρικανικών αερίων μαζών στα 1000 m ή στα 500 m είναι πολύ μικρότερη. Αυτό δείχνει ότι οι αέριες μάζες που είναι υπεύθυνες για τη μεταφορά Αφρικανικής σκόνης

πάνω από την Αθήνα εντοπίζονται κυρίως στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα. Η μέγιστη συχνότητα την άνοιξη και το καλοκαίρι σε όλα τα ύψη είναι εμφανής, ενώ πιο έντονη βαθμίδα μεταξύ των διαφόρων επιπέδων εντοπίζεται το καλοκαίρι, όπου ο μηχανισμός μεταφοράς της σκόνης διαφοροποιείται από τις άλλες εποχές. Αφρικανικές αέρια μάζες σε όλα τα ύψη εντοπίζονται κυρίως την άνοιξη και είναι υπεύθυνες για τη μεγαλύτερη ένταση των επεισοδίων σκόνης και τις μέγιστες τιμές του AOD<sub>550</sub>. Το φθινόπωρο και το χειμώνα η συχνότητα εμφάνισης Αφρικανικών αερίων μαζών ελαττώνεται σημαντικά ενώ ταυτόχρονα δεν παρατηρείται έντονη διαφοροποίηση μεταξύ των 3 επιπέδων.

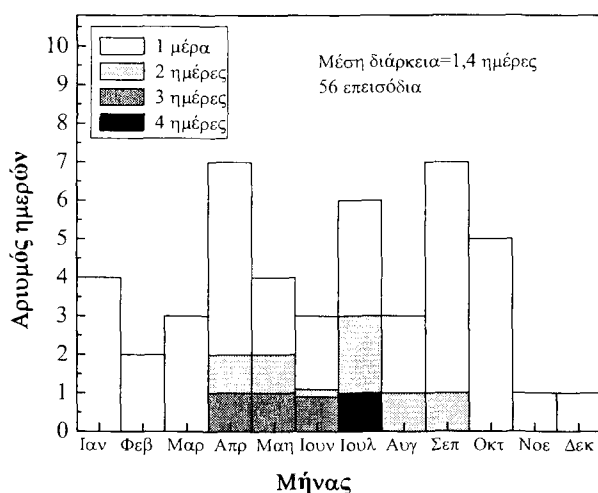


**Σχήμα 7.3.5.** Εποχική μεταβολή της συχνότητας εμφάνισης των Αφρικανικών αερίων μαζών στα 3 ύψη (και όλα τα επίπεδα μαζί) για τα 79 επεισόδια σκόνης.

Από την παρούσα μελέτη και με τη μεθοδολογία που εφαρμόστηκε, εντοπίστηκαν 79 περιπτώσεις μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Αθήνα την περίοδο 2000-2005, οι οποίες αντιστοιχούν σε περίπου 13 επεισόδια ανά έτος. Όμως, η τιμή αυτή δεν μπορεί να θεωρηθεί στατιστικά σημαντική σε κλιματική βάση λόγω του περιορισμένου αριθμού ετών που μελετώνται. Οι Parayannis et al. (2005) αναφέρουν 18 επεισόδια σκόνης ανά έτος την περίοδο 2000-2002. Έτσι, περιορίζοντας την ανάλυσή μας στην ίδια περίοδο εντοπίστηκαν 48 επεισόδια σκόνης έναντι 50 των Parayannis et al. (2005). Ο αριθμός των επεισοδίων σκόνης είναι επίσης συγκρίσιμος με τη μέση τιμή των 16 επεισοδίων σκόνης ανά έτος που αναφέρεται από τους Moulin et al. (1997) στη Δυτική Μεσόγειο, βασισμένη σε παρατηρήσεις 11 ετών (1983-1994). Τα επεισόδια σκόνης στην Κρήτη (Kalivitis et al., 2007) και τη Lampedusa (Meloni et al., 2007) είναι κατά πολύ περισσότερα αυτών που εντοπίστηκαν στην Αθήνα, λόγω γειτνίασης των νησιών αυτών με την Αφρικανική Ήπειρο. Ομοίως, οι Parayannis et al. (2005) αναφέρουν πολύ λιγότερα επεισόδια σκόνης στη Θεσσαλονίκη (17) έναντι της Αθήνας (50) την περίοδο 2000-2002.

Οι περιπτώσεις μεταφοράς σκόνης εντοπίζονται κυρίως το δίμηνο Απριλίου-Μαΐου και τον Ιούλιο. Μια πιο λεπτομερής μελέτη κατατάσσει τις περιπτώσεις αυτές σε 56 επεισόδια μεταφοράς σκόνης διάρκειας 1 έως 4 το πολύ ημερών (Σχ. 7.3.6). Η μέση διάρκεια των επεισοδίων ανέρχεται στις 1,4 ημέρες. Η διάρκεια κάθε επεισοδίου

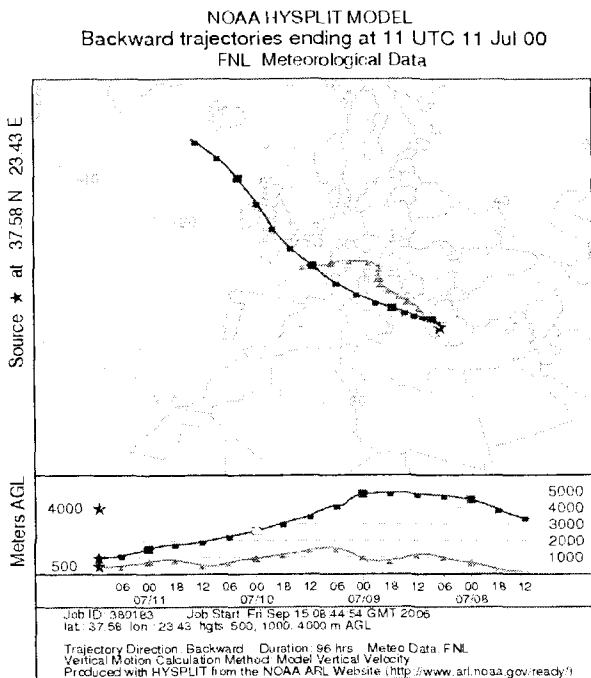
μεταβάλλεται ανάλογα με την εποχή και είναι 1,23 ημέρες την άνοιξη, 1,52 το καλοκαίρι και 1,01 το φθινόπωρο και χειμώνα. Τα επεισόδια σκόνης πάνω από την Αθήνα διαρκούν συνήθως μία ημέρα, σε ποσοστό 60%, ενώ στο 13% των περιπτώσεων η διάρκειά τους φθάνει τις 2 ημέρες. Μεγαλύτερες διάρκειες των 3 ή 4 ημερών, είναι πολύ σπάνιες και εντοπίζονται σε 4 μόνο περιπτώσεις, κυρίως τη θερμή περίοδο, όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες είναι πιο ευσταθείς και ευνοούν την παραμονή και συσσώρευση των αερολυμάτων σκόνης στην ατμόσφαιρα. Αντίθετα, το χειμώνα οι μετεωρολογικές συνθήκες δεν ευνοούν την παραμονή τους στην ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα τα επεισόδια σκόνης, αν και σχετικά έντονα ( $AOD_{550} = 0,55-0,6$ ), να διαρκούν μόνο μία ημέρα.



**Σχήμα 7.3.6.** Μηνιαία μεταβολή της διάρκειας των επεισοδίων σκόνης στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005.

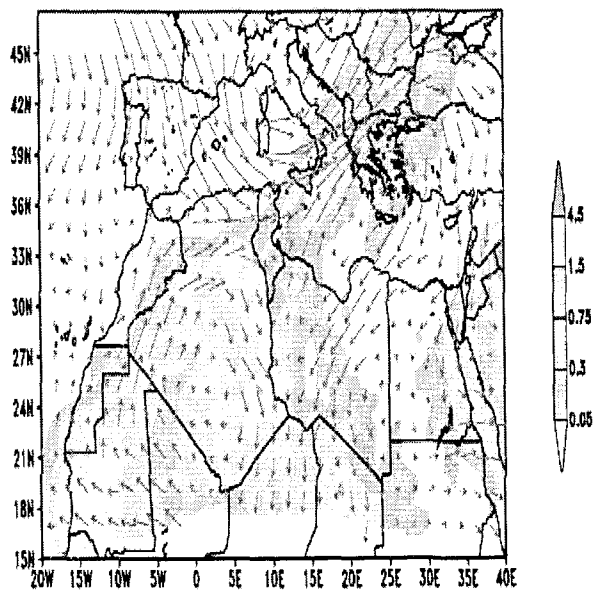
Το επεισόδιο σκόνης με τη μεγαλύτερη διάρκεια στην Αθήνα συνέβη στις 8-11 Ιουλίου 2000, με μια μέση τιμή του  $AOD_{550} = 0,52 \pm 0,11$ , του  $FM = 0,44 \pm 0,06$  και του  $AI = 1,2 \pm 0,4$ . Το επεισόδιο αυτό δεν συγκαταλέγεται μεταξύ των εντονότερων της περιόδου μελέτης, παρόλο που οι τιμές των  $AOD_{550}$  και  $AI$  το κατατάσσουν στα έντονα (βλέπε Πίνακα 7.3.1). Τις ημέρες εκείνες αναπτύχθηκε ένας αντικυκλώνας στο κεντρικό τμήμα της Βορείου Αφρικής (Αλγερία), ο οποίος μετέφερε θερμές και ξηρές αέριες μάζες στα 4000 m πάνω από την Αθήνα εμπλουτισμένες με ερημικά αερολύματα. Από την άλλη μεριά, οι αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος προέρχονται από τη Δυτική Ευρώπη, παρουσιάζοντας καθοδική τροχιά πλησιάζοντας στην Αθήνα. Οι τροχιές των αερίων μαζών στα 3 επίπεδα από το μοντέλο HYSPLIT, καθώς και η μεταφορά της σκόνης σύμφωνα με τις προβλέψεις του μοντέλου DREAM, παρουσιάζονται στο Σχ. 7.3.7α, β για την 11<sup>η</sup> Ιουλίου 2000. Στο Σχ. 7.3.7β η παρουσία του αντικυκλώνα στη Νότια Αλγερία είναι εμφανής από το πεδίο των ανέμων γύρω από αυτόν.





(α)

ICeD/DREAM Dust Loading ( $g/m^2$ ) and 3000m Wind  
0h forecast for 12z 11 JUL 00



(β)

**Σχήμα 7.3.7.** Πορεία των οπισθοτροχιών των αερίων μαζών σύμφωνα με το μοντέλο HYSPLIT (α) και μεταφορά των αερολυμάτων σκόνης σύμφωνα με το μοντέλο DREAM (β), την 11<sup>η</sup> Ιουλίου 2000.

Οι Meloni et al. (2007) αναφέρουν ότι η μέση διάρκεια των επεισοδίων σκόνης στη Lampedusa κυμαινόταν μεταξύ 2 και 2,4 ημερών, ενώ η μεγαλύτερη διάρκεια, που εντοπίστηκε σε 2 περιπτώσεις, συμπεριλάμβανε 13 συνεχόμενες ημέρες. Το πρώτο επεισόδιο αυτής της διάρκειας συνέβη τον Αύγουστο του 1999. Το δεύτερο συνέβη μεταξύ 6 και 18 Ιουλίου 2002 και ήταν ένα πολύ έντονο επεισόδιο μεταφοράς σκόνης που κάλυπτε σχεδόν ολόκληρο το κεντρικό τμήμα της Μεσογείου, βοηθούμενο και από τις ευσταθείς αντικυκλωνικές συνθήκες. Η μεταφορά αυτή κινήθηκε αργά ανατολικά και επηρέασε την Αθήνα το διήμερο 15-16 Ιουλίου 2002. Η μεγαλύτερη διάρκεια των επεισοδίων σκόνης στη νήσο Lampedusa οφείλεται στη γειτνίαση της με την Αφρικανική Ήπειρο και στο γεγονός ότι τα αερολύματα σκόνης διατηρούν τα αρχικά χαρακτηριστικά τους περισσότερο χρόνο από ότι μέσα σε ένα αστικό περιβάλλον, όπου η έντονη ανάμειξη με τις τοπικές εκπομπές αλλοιώνει σημαντικά τις οπτικές ιδιότητες της σκόνης.

### 7.3.4 Μηχανισμοί μεταφοράς της σκόνης πάνω από την Αθήνα

Η ενότητα αυτή εξετάζει την εποχική μεταβολή των επεισοδίων σκόνης, όπως, επίσης, τους μηχανισμούς μεταφοράς της πάνω από την Αθήνα. Για το λόγο αυτό πραγματοποιείται διάκριση των Αφρικανικών αερίων μαζών στα 4000 m, 1000 m και 500 m που επηρεάζουν την Αθήνα κατά τη διάρκεια των επεισοδίων σκόνης. Έτσι, διακρίνονται 3 μηχανισμοί μεταφοράς: α) όταν οι αέριες μάζες σε όλα τα επίπεδα έχουν Αφρικανική προέλευση, αντιστοιχώντας σε συνθήκες κάθετης μεταφοράς σκόνης (KM), β) όταν οι αέριες μάζες στα 4000 m προέρχονται από την Αφρική, αντιστοιχώντας σε συνθήκες μεταφοράς σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα (ΜΑΑ) και, γ) όταν οι αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος (500 m και 1000 m) έχουν Αφρικανική προέλευση, αντιστοιχώντας σε συνθήκες μεταφοράς σκόνης στο οριακό στρώμα (ΜΟΣ). Ο αριθμός

των περιπτώσεων στον κάθε τύπο μεταφοράς, όπως και οι μέσες οπτικές ιδιότητες για κάθε περίπτωση καταχωρούνται στον Πίνακα 7.3.2.

**Πίνακας 7.3.2.** Συχνότητα εμφάνισης και μέσες οπτικές ιδιότητες ( $AOD_{550}$ , FM και AI) των τριών μηχανισμών μεταφοράς σκόνης πάνω από την Αθήνα για κάθε εποχή κατά την περίοδο 2000-2005. ΜΟΣ: μεταφορά στο οριακό στρώμα, ΚΜ: κάθετη μεταφορά, ΜΑΑ: μεταφορά στην ανώτερη ατμόσφαιρα, ΣΕ: συχνότητα εμφάνισης.

Μηχανισμός μεταφοράς	Παράμετρος	Εποχή				Έτος
		Χειμώνας	Ανοιξη	Καλοκαίρι	Φθινόπωρο	
ΜΟΣ	ΣΕ	1 (8%)	2 (15%)	6 (46%)	4 (31%)	<b>13 (16%)</b>
	$AOD_{550}$	0,37±0,00	0,44±0,32	0,54±0,16	0,41±0,11	<b>0,47±0,14</b>
	AI	0,70±0,00	1,55±0,77	1,55±0,57	1,15±0,73	<b>1,33±0,63</b>
	FM	0,56±0,00	0,58±0,01	0,28±0,15	0,34±0,14	<b>0,37±0,18</b>
ΚΜ	ΣΕ	5 (12%)	18 (43%)	10 (24%)	9 (21%)	<b>42 (53%)</b>
	$AOD_{550}$	0,59±0,24	0,79±0,28	0,56±0,18	0,51±0,18	<b>0,65±0,26</b>
	AI	1,00±0,69	1,47±0,79	2,11±0,87	1,21±0,66	<b>1,51±0,83</b>
	FM	0,41±0,04	0,530,12	0,48±0,13	0,47±0,11	<b>0,49±0,12</b>
ΜΑΑ	ΣΕ	1 (4%)	7 (29%)	14 (58%)	2 (8%)	<b>24 (30%)</b>
	$AOD_{550}$	0,49±0,00	0,63±0,19	0,62±0,22	0,48±0,09	<b>0,60±0,19</b>
	AI	1,30±0,00	1,37±1,15	1,53±0,43	0,80±0,56	<b>1,41±0,72</b>
	FM	0,03±0,00	0,45±0,13	0,42±0,15	0,37±0,09	<b>0,41±0,15</b>

Τα σημαντικότερα συμπεράσματα του Πίνακα 7.3.2. συνοψίζονται στα εξής:

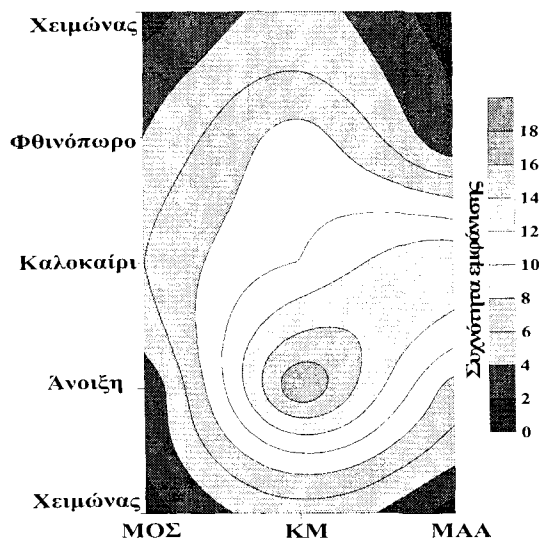
Α) Σε όλες τις εποχές του έτους, εκτός του καλοκαιριού, ο μηχανισμός κάθετης μεταφοράς είναι ο επικρατέστερος. Το καλοκαίρι η μεταφορά της σκόνης πραγματοποιείται συνήθως στην ανώτερη ατμόσφαιρα, ενώ η μεταφορά εντός του οριακού στρώματος είναι σπάνια, εντοπιζόμενη κυρίως το καλοκαίρι και το φθινόπωρο.

Β) Όπως αναμενόταν, οι τιμές του  $AOD_{550}$  είναι μεγαλύτερες στο μηχανισμό της ΚΜ, καθώς σε αυτές τις περιπτώσεις αερολύματα σκόνης παρατηρούνται σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη (τουλάχιστον μέχρι 4 km).

Γ) Οι τιμές του AI είναι μεγαλύτερες σε συνθήκες μεταφοράς σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα ή σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη. Αυτό βρίσκεται σε απόλυτη συμφωνία με τους Torres et al. (1998), οι οποίοι αναφέρουν ότι ο AI σε συνθήκες σκόνης είναι πιο ευαίσθητος όταν αυτή εντοπίζεται σε μεγάλο ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα και όχι εντός του οριακού στρώματος.

Δ) Οι τιμές του FM είναι μικρότερες όταν η σκόνη μεταφέρεται εντός του οριακού στρώματος. Αυτό, εξάλλου, είναι αναμενόμενο, καθώς, όταν η σκόνη, που χαρακτηρίζεται από μικρές τιμές του FM, εντοπίζεται στα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα αλλοιώνει τα χαρακτηριστικά των ανθρωπογενών αερολυμάτων (μεγάλες τιμές FM). Οι τιμές και τα συμπεράσματα του Πίνακα 7.3.2 συνοψίζονται στο Σχ. 7.3.8, όπου δίδεται ο αριθμός των περιπτώσεων εμφάνισης του κάθε είδους μεταφοράς σκόνης

πάνω από την Αθήνα. Το Σχήμα βοηθά οπτικά στην κατανόηση των αποτελεσμάτων του Πίνακα σε ό,τι αφορά τον αριθμό επεισοδίων σκόνης.



**Σχήμα 7.3.8.** Αριθμός εμφάνισης των μηχανισμών μεταφοράς σκόνης πάνω από την Αθήνα για κάθε εποχή κατά την περίοδο 2000-2005. Κάθετη μεταφορά (ΚΜ), μεταφορά στην ανώτερη ατμόσφαιρα (ΜΑΑ) και μεταφορά στο οριακό στρώμα (ΜΟΣ).

Γενικά, σε ετήσια βάση, η μεταφορά της σκόνης πάνω από την Αθήνα λαμβάνει χώρα σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη (συνθήκες κάθετης μεταφοράς), καθώς η ΚΜ συναντάται στις περισσότερες περιπτώσεις (42) κατέχοντας ένα ποσοστό της τάξης του 53%. Ο μηχανισμός αυτός είναι ιδιαίτερα συνήθης την άνοιξη και υπεύθυνος για τη μεγαλύτερη ένταση των επεισοδίων και μεταφράζεται στις μεγαλύτερες τιμές του  $AOD_{550}$  σε αυτή την εποχή. Σημαντικό ποσοστό κατέχει και ο ΜΑΑ (30%), ο οποίος παρουσιάζεται κυρίως το καλοκαίρι, όπου το οριακό στρώμα πάνω από την Αφρική είναι βαθύτερο λόγω της έντονης θέρμανσης του εδάφους, που ευνοεί τις ανοδικές κινήσεις. Αποτέλεσμα αυτού είναι τα σωματίδια σκόνης να ανέρχονται σε μεγάλο ύψος και να μεταφέρονται από τους ανέμους στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Την άνοιξη, εξακολουθεί να υφίσταται ο ίδιος μηχανισμός με μικρότερη ένταση, με αποτέλεσμα τα σωματίδια σκόνης να μεταφέρονται και εντός του οριακού στρώματος. Την εποχή αυτή, εξάλλου, αναπτύσσονται ισχυροί κυκλώνες Sharav στη Σαχάρα, υπεύθυνοι για την ανύψωση και μεταφορά των σωματιδίων σκόνης σε σημαντικό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα. Αυτού του είδους η μεταφορά είναι και η ισχυρότερη (μέγιστο  $AOD_{550}$ ) προκαλώντας σημαντική αύξηση των σωματιδίων στο επίπεδο του εδάφους και σοβαρά αναπνευστικά προβλήματα. Το χειμώνα το οριακό στρώμα στη Σαχάρα είναι ρηχότερο (Meloni et al., 2007) μην επιτρέποντας έντονες ανοδικές κινήσεις· η μεταφορά της σκόνης γίνεται συνήθως σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη (ΚΜ). Όμως, την εποχή αυτή τα επεισόδια σκόνης είναι περιορισμένα και η εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων αρκετά δύσκολη. Το φθινόπωρο, ο μηχανισμός μεταφοράς είναι παρόμοιος με αυτόν της άνοιξης. Ένα ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτής της περιόδου είναι η συχνότερη εμφάνιση μεταφοράς σκόνης εντός του οριακού στρώματος παρά στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Σε όλες τις εποχές του έτους η μεταφορά σκόνης εντός του οριακού στρώματος πολύ μικρή (16%). Το γεγονός αυτό δείχνει ότι η μεταφορά Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Αθήνα πραγματοποιείται είτε σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη, είτε μόνο στην ανώτερη

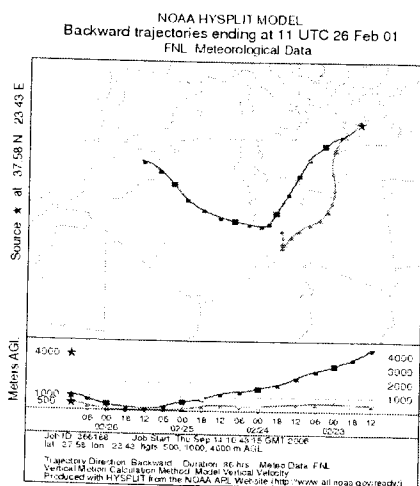
τροπόσφαιρα. Βρέθηκε ότι, στα επεισόδια μεταφοράς στην ανώτερη ατμόσφαιρα, οι αέριες μάζες στα 4000 m προέρχονται κυρίως από τη βορειοδυτική Αφρική (Αλγερία), επηρεάζοντας την Αθήνα από νοτιοδυτικές διευθύνσεις. Αντίθετα, οι αέριες μάζες που μεταφέρουν αερολύματα σκόνης εντός του οριακού στρώματος προέρχονται κυρίως από τη Λιβύη, διασχίζοντας από Νότο τη Μεσόγειο προτού φθάσουν στην Αθήνα.

Αντίστοιχη μελέτη έχει πραγματοποιηθεί πρόσφατα στην Κρήτη από τους Kalivitis et al. (2007) χρησιμοποιώντας μετρήσεις  $PM_{10}$ , σε συνδυασμό με δεδομένα ΑΙ και AOD από το σταθμό του AERONET της Κρήτης. Αυτοί διαπίστωσαν ότι η μεταφορά της Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Κρήτη πραγματοποιούνταν είτε σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη (συνθήκες ΚΜ), είτε στην ανώτερη ατμόσφαιρα, αποτελέσματα δηλαδή παρόμοια με αυτά του Σχ. 7.3.8. Αξίζει, επίσης, να επισημανθεί η ομοιότητα μεταξύ του Σχ. 7.3.8 με το αντίστοιχο Σχ. 1 των Kalivitis et al. (2007) όσον αφορά στην εποχική κύμανση του κάθε είδους μεταφοράς σκόνης. Έτσι, το χειμώνα η ΚΜ κυριαρχεί στην Κρήτη, ενώ το καλοκαίρι η ΜΑΑ είναι ο κυρίαρχος μηχανισμός μεταφοράς (60%) έναντι 25% της ΚΜ και 15% της ΜΟΣ. Την άνοιξη οι μηχανισμοί ΚΜ και ΜΑΑ παρουσιάζουν παρόμοια ποσοστά, ενώ το φθινόπωρο εμφανίζεται η ΚΜ (57%) έναντι της ΜΑΑ (37%). Αντίθετα, η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα προς τον Ατλαντικό παρουσιάζει διαφορετικότητα, καθώς μειώνεται το ύψος μεταφοράς και σε πολλές περιπτώσεις, κυρίως το χειμώνα, κυριαρχεί ο μηχανισμός ΜΟΣ (Viana et al., 2002). Οι διαφορετικοί μηχανισμοί, καθώς και το μεγαλύτερο ύψος μεταφοράς της σκόνης πάνω από τη Μεσόγειο σε σύγκριση με το αντίστοιχο πάνω από τον Ατλαντικό, έχουν μελετηθεί διεξοδικά από τους Alpert et al. (2004).

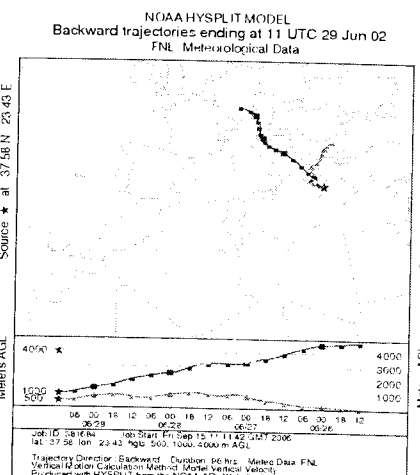
Οι τιμές του  $AOD_{550}$  κατά τη διάρκεια των επεισοδίων σκόνης πάνω από την Αθήνα είναι συνήθως μεγαλύτερες του 0,5, ενώ σε μερικές περιπτώσεις έντονης ΚΜ σκόνης και σε συνδυασμό με τις ευσταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες και τοπικές εκπομπές ρύπων, μπορούν να υπερβούν το 0,9 προκαλώντας σημαντική μείωση της ακτινοβολίας, της ορατότητας και επιβλαβείς επιπτώσεις στην υγεία των κατοίκων. Η ΜΑΑ ευνοείται από το μεγαλύτερο χρόνο παραμονής της σκόνης στην ατμόσφαιρα (περίπου 2 εβδομάδες), καθώς τα μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια εναποτίθενται κοντά στην πηγή προέλευσης χωρίς να μπορούν να ανέλθουν σε μεγάλο ύψος (Alpert et al., 2004). Τα δορυφορικά όργανα τηλεπισκόπισης, που παρακολουθούν και καταγράφουν ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη, δεν μπορούν να διαχωρίσουν το στρώμα της σκόνης μέσα στην ατμόσφαιρα, ούτε να ποσοτικοποιήσουν τις οπτικές ιδιότητές της. Έτσι, στις δορυφορικές εικόνες οι οποίες προέρχονται από κανάλια στο ορατό τμήμα του φάσματος, δεν μπορούν να εντοπισθούν λεπτά πέπλα αιωρούμενης σκόνης πάνω από επιφάνειες έντονης και ευμετάβλητης ανακλαστικότητας. Ακόμη πιο δύσκολος είναι ο εντοπισμός τέτοιων επεισοδίων όταν υπάρχουν και νέφη θυσάνων στη δορυφορική εικόνα (Balis et al., 2006). Στις περιπτώσεις, όπου ο εντοπισμός των επεισοδίων σκόνης, επιχειρείται με δεδομένα δορυφορικής τηλεπισκόπισης, μέσα σε αστικό περιβάλλον με σύγχρονη ύπαρξη ανθρωπογενών αερολυμάτων στο κατώτερο οριακό στρώμα, η διάκριση των οπτικών ιδιοτήτων της σκόνης καθίσταται πολύ δυσχερής. Αυτές οι δυσκολίες στον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης, κυρίως στην ανώτερη ατμόσφαιρα, μπορούν να ξεπεραστούν με τη χρήση lidar. Τα πλεονεκτήματα αυτού του συστήματος πάνω από την Αθήνα (Parayannis et al., 2005) έδειξαν ότι πολλαπλά στρώματα σκόνης πάχους 200-300 m μπορούν να εντοπισθούν σε ύψη μεταξύ 1,5 και 6,5 km κατά τη διάρκεια επεισοδίων σκόνης. Επίσης, οι Amiridis et al. (2005), με

τη χρήση συστήματος lidar, βρήκαν ότι κατά τη διάρκεια επεισοδίων σκόνης πάνω από τη Θεσσαλονίκη τα σωματίδια αυτής στην ελεύθερη ατμόσφαιρα αποτελούν το 30-54% του ολικού οπτικού βάθους των αερολυμάτων. Ανάλογα αποτελέσματα δεν είναι δυνατόν να προκύψουν με όργανα τηλεπισκόπισης τα οποία «βλέπουν» ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη και όχι τμήματα αυτής.

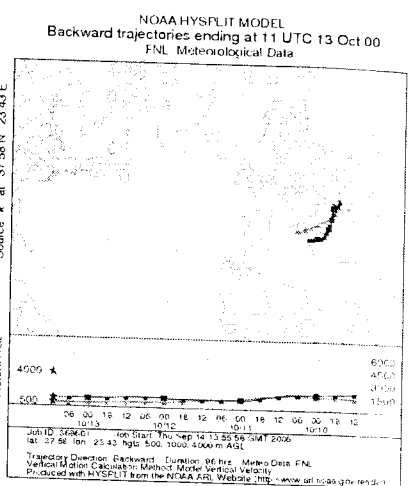
Στη συνέχεια, οι 3 διαφορετικοί μηχανισμοί μεταφοράς σκόνης πάνω από την Αθήνα, εξετάζονται για 3 περιπτώσεις, καθεμία εκ των οποίων αντιστοιχεί σε ένα μηχανισμό μεταφοράς. Στο Σχ. 7.3.9 παρίστανται οι οπισθοτροχιές των αερίων μαζών με το μοντέλο HYSPLIT (Σχ. 7.3.9α, β, γ), το μοντέλο DREAM, όσον αφορά την οριζόντια και κάθετη μεταφορά της σκόνης (Σχ. 7.3.9δ, ε, στ) και το δέκτη MODIS, όσον αφορά στις τιμές του AOD<sub>550</sub> (Σχ. 7.3.9ζ, η, θ) και του FM (Σχ. 7.3.9ι, ια, ιβ). Οι 3 περιπτώσεις αναφέρονται στις 26 Φεβρουαρίου 2001 (συνθήκες KM), τις 29 Ιουνίου 2002 (ΜΑΑ) και τις 13 Οκτωβρίου 2000 (ΜΟΣ). Από τις τροχιές και τα ύψη των αερίων μαζών οι 3 διαφορετικοί μηχανισμοί μεταφοράς σκόνης πάνω από την Αθήνα είναι εύκολα διακρίσιμοι. Στις 26-2-2001 (Σχ. 7.3.9α) και οι 3 αέριες μάζες προέρχονται από την Αφρική και βρίσκονται εντός του οριακού στρώματος μεταφέροντας σημαντικά ποσά σκόνης, ενώ στις 29-6-2002 η αέρια μάζα στα 4000 m προέρχεται από τη Σαχάρα (Σχ. 7.3.9β) και παρουσιάζει ανοδική κίνηση καθώς πλησιάζει την Αθήνα μεταφέροντας αερολύματα σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Χαρακτηριστική περίπτωση μεταφοράς σκόνης στο οριακό στρώμα συντελείται στις 13-10-2000, όπου η αέρια μάζα στα 4000 m προέρχεται από τον Ατλαντικό, ενώ οι κατώτερες από τη Σαχάρα (Σχ. 7.3.9γ). Οι προβλέψεις του μοντέλου DREAM είναι σε απόλυτη συμφωνία με την πορεία των αερίων μαζών, καθώς σε όλες τις περιπτώσεις το μοντέλο προβλέπει μεταφορά σκόνης πάνω από την Ελλάδα. Στις 26-2-2001 (Σχ. 7.3.9δ) ισχυροί άνεμοι μεταφέρουν σημαντικά ποσά σκόνης πάνω από την Ελλάδα, μεγαλύτερα από τις άλλες 2 περιπτώσεις. Στις 29-6-2002 ένας αντικυκλώνας πάνω από την Αλγερία συντελεί στη μεταφορά σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα πάνω από την Αθήνα ακολουθώντας νοτιοδυτική πορεία, ενώ στις 13-10-2000 μια ισχυρή σφήνα ύφεσης στη Δυτική Μεσόγειο μεταφέρει ποσά σκόνης πάνω από την Ελλάδα, χωρίς όμως μεγάλη ένταση. Το μοντέλο DREAM προβλέπει, επίσης, με ακρίβεια την κάθετη μεταφορά της σκόνης. Έτσι, στις 26-2-2001 σημαντικά ποσά της εκτείνονται σε όλη την ατμοσφαιρική στήλη (έως τα 5 km), ενώ στις 29-6-2002 το μέγιστο ποσό σκόνης εντοπίζεται στην ανώτερη ατμόσφαιρα (γύρω στα 3 km). Αντίθετα, στις 13-10-2000 οι μέγιστες συγκεντρώσεις της σκόνης εντοπίζονται εντός του οριακού στρώματος, δηλ. κάτω των 2 km.



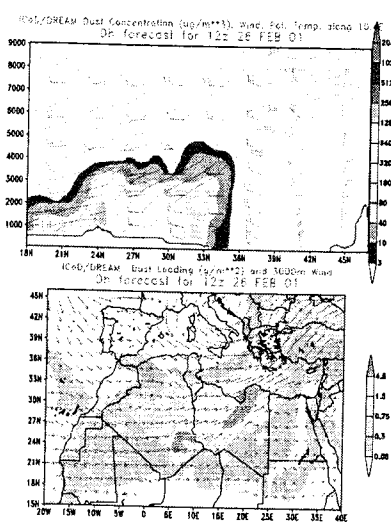
(α)



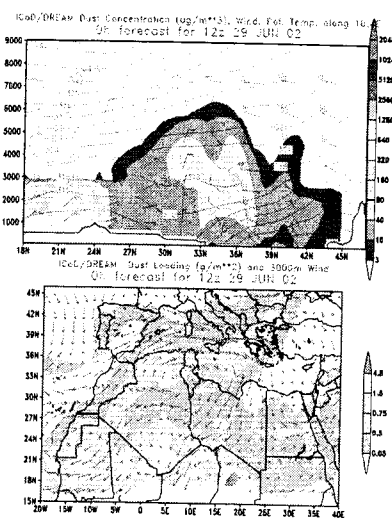
(β)



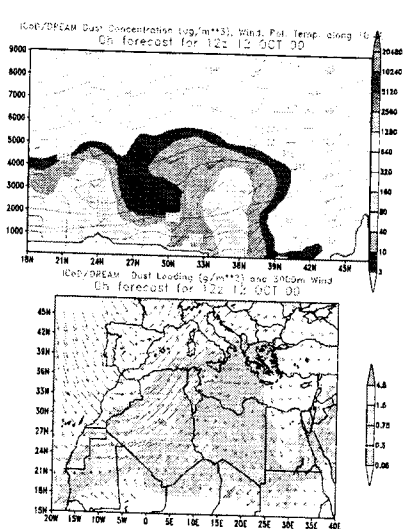
(γ)



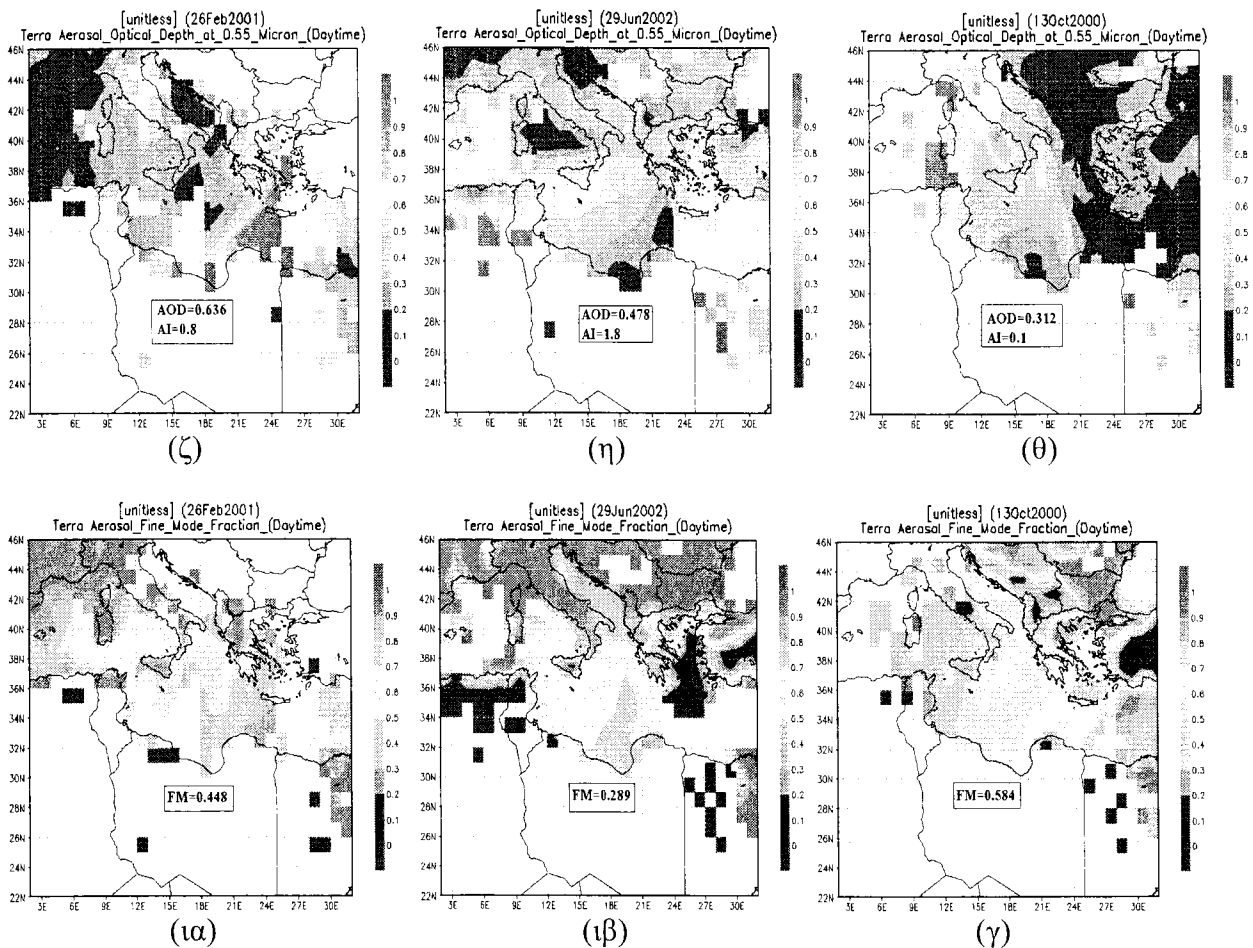
(δ)



(ε)



(σ)



**Σχήμα 7.3.9.** Διάκριση των τριών ειδών μεταφοράς σκόνης πάνω από την Αθήνα μέσω εικόνων του μοντέλου HYSPLIT (α, β, γ), του μοντέλου DREAM (δ, ε, στ), του AOD<sub>550</sub> από το MODIS (ζ, η, θ), και του FM από το MODIS (ι, ια, ιβ). Οι μηχανισμοί μεταφοράς σκόνης είναι: KM στις 26/2/2001, MAA στις 29/6/2002 και ΜΟΣ στις 13/10/2000.

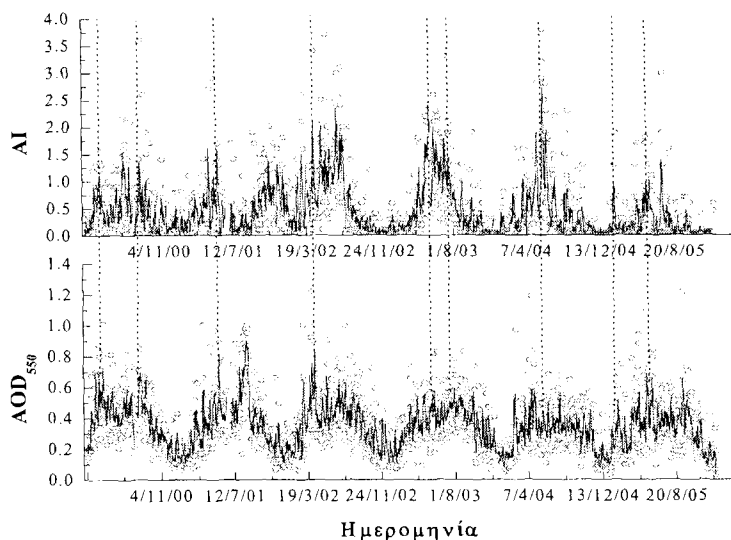
Οι έγχρωμοι χάρτες που λήφθησαν από το MODIS και αναφέρονται στις τιμές του AOD<sub>500</sub> και του FM καλύπτουν όλη την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου για να διακρίνονται οι χωρικές μεταβολές τόσο του ποσού όσο και του μεγέθους των αερολυμάτων στις 3 εξεταζόμενες περιπτώσεις μεταφοράς σκόνης. Σε κάθε περίπτωση οι αναγραφόμενες τιμές AOD<sub>550</sub>, AI και FM αναφέρονται στην Αθήνα. Οι εικόνες του MODIS είναι σε απόλυτη συμφωνία τόσο με τις τροχιές των αερίων μαζών όσο και τις προβλέψεις του μοντέλου DREAM. Έτσι, το AOD<sub>550</sub> παρουσιάζει μεγαλύτερες τιμές στις συνθήκες KM, όπου οι αυξημένες τιμές του αντιστοιχούν ακριβώς στο στρώμα μεταφοράς της σκόνης. Αξίζει να παρατηρηθεί ότι στην κεντρική και Δυτική Μεσόγειο

οι τιμές του AOD<sub>550</sub> είναι αρκετά μικρές. Από τις τιμές του FM εμφανής είναι η έντονη αλλαγή χρωματισμού στην περιοχή μεταφοράς της σκόνης (μικρότερες τιμές FM). Ανάλογα συμπεράσματα προκύπτουν και για την 29-6-2002, όπου η μεταφορά της σκόνης γίνεται από τη Δυτική Μεσόγειο προς την Ελλάδα, ενώ εντοπίζονται πολύ μικρές τιμές του FM πάνω από το Αιγαίο. Άξιο αναφοράς, είναι, επίσης το γεγονός των πολύ υψηλών τιμών του FM πάνω από την ηπειρωτική Ευρώπη, άμεσα συνδεδεμένο με την έντονη παρουσία ανθρωπογενών αερολυμάτων. Η μεταφορά της σκόνης στις 13-10-2000 εντός του οριακού στρώματος δεν είναι διακρίσιμη από τους δορυφορικούς δέκτες, οι οποίοι δεν «βλέπουν» τα πρώτα λίγα χιλιόμετρα της τροπόσφαιρας. Εξάλλου, η ένταση του επεισοδίου αυτού είναι μικρή, όπως εξάγεται και από τις τιμές του AOD<sub>550</sub> και AI, αλλά και τις προβλέψεις του μοντέλου DREAM. Στην περίπτωση αυτή η μεταφορά σκόνης είναι πιο έντονη στο δυτικό τμήμα της Μεσογείου, ενώ υπολείμματά της επηρεάζουν τον Ελλαδικό χώρο. Τα κενά που υπάρχουν στις εικόνες του MODIS οφείλονται στην παρουσία νεφών, ενώ η έλλειψη δεδομένων πάνω από την Αφρική οφείλεται στη μεγάλη αβεβαιότητα των δορυφορικών δεκτών κατά την καταγραφή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πάνω από περιοχές έντονης ανακλαστικότητας, όπως έρημοι ή χιονοσκεπείς επιφάνειες (Chu et al., 2002; Ichoku et al., 2004).

### 7.3.5 Χρήση του AI στον εντοπισμό επεισοδίων σκόνης

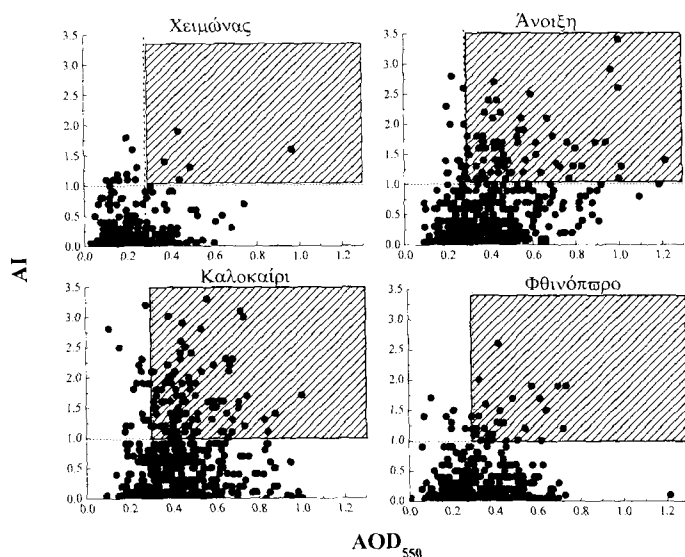
Η παρουσία σκόνης πάνω από την Αθήνα εντοπίζεται συνήθως εντός ενός στρώματος σε σημαντικό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα, με αποτέλεσμα στις περισσότερες περιπτώσεις να γίνεται εύκολα διακρίσιμη από τους δορυφορικούς δέκτες. Συνεπώς, η μελέτη του AI σε αυτές τις περιπτώσεις κρίνεται ιδιαίτερα σημαντική, καθώς οι τιμές του δείκτη αυτού είναι ιδιαίτερα ευαίσθητες στην παρουσία των αερολυμάτων σκόνης (Torres et al., 1998). Γενικά, η χρήση του AI βρέθηκε ότι είναι ιδιαίτερα σημαντική στον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης στην Κρήτη (Kalivitis et al., 2007). Στο Σχ. 7.3.10 δίδονται οι χρονοσειρές των AOD<sub>550</sub> και AI για όλη την περίοδο μελέτης. Οι εστιγμένες γραμμές και στα 2 Σχήματα αναφέρονται σε ταυτόχρονα υψηλές τιμές των AOD<sub>550</sub> και AI, που αντιστοιχούν σε περιπτώσεις έντονης μεταφοράς σκόνης. Οι τιμές των AOD<sub>550</sub> και AI κυμαίνονται ευρέως κατά την περίοδο μελέτης, από 0,1 έως 1,2 και από 0,0 έως 3,5, αντίστοιχα. Μεγάλες τιμές του AI είναι πιο συχνές την άνοιξη και το καλοκαίρι, αναδεικνύοντας εντονότερη παρουσία αερολυμάτων σκόνης αυτή την περίοδο, σε συνδυασμό με τις μεγάλες τιμές του AOD<sub>550</sub>. Οι μεγαλύτερες τιμές του AI εντοπίζονται την περίοδο Απριλίου-Ιουλίου ( $0,81 \pm 0,73$ ). Για ολόκληρη την περίοδο μελέτης η ενδιάμεση τιμή του AI είναι  $\sim 0,2$ , ενώ το 60% των τιμών αυτού κυμαίνονται μεταξύ 0,1 και 0,8 (πρώτο και τρίτο τεταρτημόριο τιμών, αντίστοιχα). Η μέση τιμή του AI για όλη την περίοδο μελέτης βρέθηκε  $0,47 \pm 0,58$ , αρκετά μεγαλύτερη από την ενδιάμεση τιμή. Αυτό αναδεικνύει την ύπαρξη πολύ μεγάλων τιμών AI, ακόμα και πάνω από 2,5, σε έντονα επεισόδια σκόνης. Εξάλλου, οι μέσες τιμές του AI στις περιπτώσεις επεισοδίων σκόνης (Πίνακας 7.3.1) είναι πολύ μεγαλύτερες από τις μέσες τιμές της περιόδου των μετρήσεων. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει την αναγκαιότητα χρήσης του AI στον εντοπισμό επεισοδίων σκόνης.





**Σχήμα 7.3.10.** Διακύμανση του  $AOD_{550}$  και του  $AI$  για όλη την περίοδο μελέτης, 26 Φεβρουαρίου 2000 έως 31 Δεκεμβρίου 2005 πάνω από την Αθήνα. Η συνεχής γραμμή αντιπροσωπεύει τον κινητό μέσο 10 ημερών.

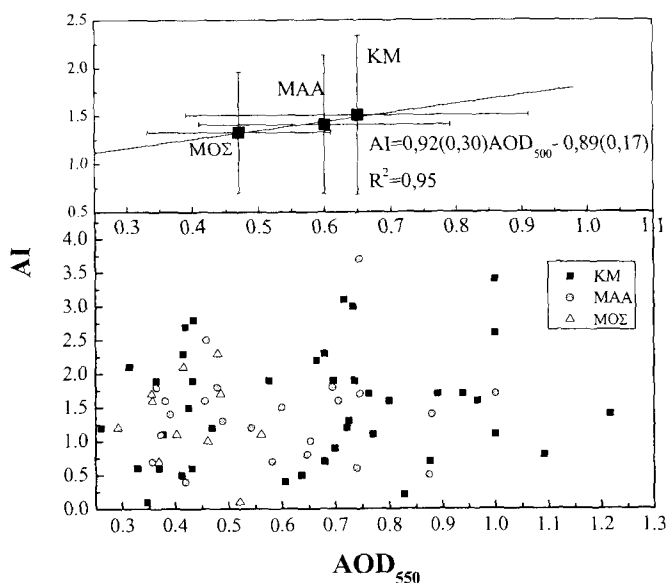
Η ταυτόχρονη παρουσία αυξημένων τιμών  $AOD_{550}$  και  $AI$ , χαρακτηριστική ύπαρξης επεισοδίων σκόνης, εξετάζεται περαιτέρω σε εποχική βάση για τη διερεύνηση της ικανότητας εντοπισμού των επεισοδίων από τις τιμές του  $AI$ . Για το λόγο αυτό παρέχεται το Σχ. 7.3.11, όπου παρουσιάζεται η συσχέτιση των δύο παραμέτρων για κάθε εποχή. Η ταυτόχρονη παρουσία υψηλών τιμών  $AOD_{550} > 0,3$  και  $AI > 1,0$  διακρίνεται από τις σκιαζόμενες περιοχές, οι οποίες, όμως, δεν αντιστοιχούν όλες σε επεισόδια σκόνης.



**Σχήμα 7.3.11.** Συσχέτιση  $AOD_{550}$  με  $AI$  για κάθε εποχή στην περιοχή της Αθήνας κατά την περίοδο 2000-2005. Οι σκιασμένες περιοχές αναφέρονται σε τιμές  $AOD_{550} > 0,3$  και  $AI > 1,0$  οι περισσότερες χαρακτηριστικές επεισοδίων σκόνης.

Το χειμώνα το 35% των μεγάλων τιμών του AI αντιστοιχεί σε μεγάλες τιμές του AOD<sub>550</sub>, ενώ η πλειοψηφία των AI>1,0 αντιστοιχεί σε τιμές του AOD<sub>550</sub><0,3. Εξάλλου, το χειμώνα οι τιμές του AOD<sub>550</sub> είναι χαμηλές, ενώ σε 4 περιπτώσεις με AI>1,0, που αντιστοιχούν σε επεισόδια σκόνης, παρουσιάστηκε βροχόπτωση πάνω από την Αθήνα, ευνοώντας έτσι την υγρή εναπόθεση των σωματιδίων σκόνης. Την άνοιξη και το καλοκαίρι η κατάσταση μεταβάλλεται σημαντικά και η πλειοψηφία των AI>1,0 αντιστοιχεί σε τιμές AOD<sub>550</sub>>0,3. Την άνοιξη το 90% των AI>1,0 αντιστοιχεί σε τιμές AOD<sub>550</sub>>0,3, ενώ το αντίστοιχο ποσοστό το καλοκαίρι ανέρχεται σε 80%. Ταυτόχρονη παρουσία μεγάλων τιμών AI, και AOD<sub>550</sub> είναι λιγότερο συχνή το φθινόπωρο, παρουσιάζοντας ένα ποσοστό της τάξης του 65%. Από την άλλη, είναι εμφανές ότι οι μεγάλες τιμές του AOD<sub>550</sub> δεν αντιστοιχούν σε ταυτόχρονα υψηλές τιμές του AI στις περισσότερες περιπτώσεις. Οι μεγάλες τιμές του AOD<sub>550</sub> στο αστικό περιβάλλον προέρχονται κυρίως από εκπομπές ανθρωπογενών σωματιδίων εντός του οριακού στρώματος. Συμπεραίνεται, λοιπόν ότι δεν ενδείκνυται η χρήση του AI στη μελέτη των αερολυμάτων εντός του οριακού στρώματος.

Οι τιμές των AOD<sub>550</sub> και AI συσχετίζονται μεταξύ τους για τα επεισόδια σκόνης που εντοπίστηκαν. Στο Σχ. 7.3.12 γίνεται διάκριση των 3 μηχανισμών μεταφοράς της σκόνης. Στο πάνω τμήμα του Σχήματος δίδεται η συσχέτιση των μέσων τιμών των AOD<sub>550</sub> και AI για κάθε είδος μεταφοράς καθώς και οι τυπικές αποκλίσεις.



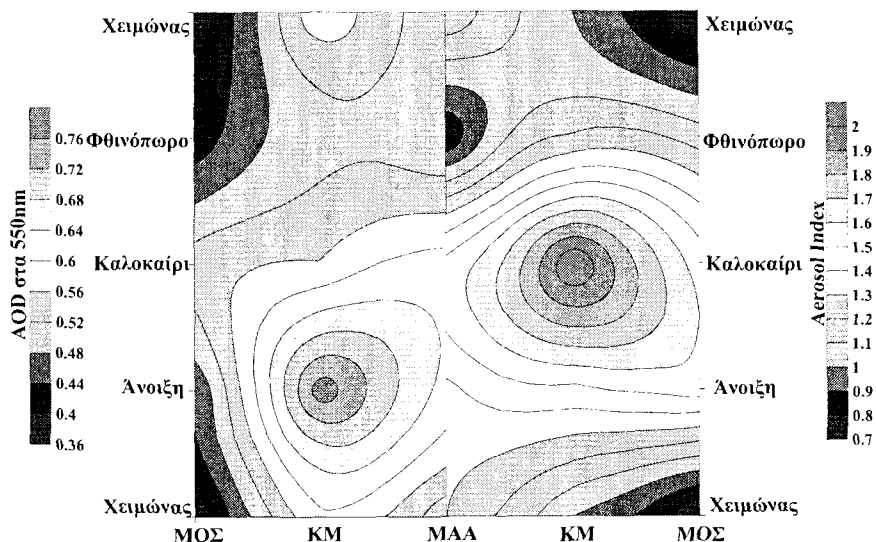
**Σχήμα 7.3.12.** Συσχέτιση των τιμών του AOD<sub>550</sub> με το AI στις περιπτώσεις των τριών μηχανισμών μεταφοράς σκόνης. Δίδονται, επίσης, οι μέσες τιμές και τυπικές αποκλίσεις για κάθε είδος μεταφοράς.

Εξαιτίας της μεγάλης διασποράς των τιμών, δεν διαφαίνεται κάποια ιδιαίτερη συσχέτιση μεταξύ των 2 παραμέτρων. Παρόλα αυτά, οι μεγαλύτερες τιμές του AI λαμβάνουν χώρα σε συνθήκες κάθετης μεταφοράς της σκόνης ή μεταφοράς της στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Αντίθετα, η μεταφορά σκόνης εντός του οριακού στρώματος δεν αντιστοιχεί σε αυξημένες τιμές του AI, όπως εξάλλου δείχθηκε και σε άλλες εργασίες (Torres et al., 1998; Kalivitis et al., 2007). Από την άλλη, όπως αναμενόταν, η κάθετη μεταφορά της σκόνης αυξάνει κατά πολύ τις τιμές του AOD<sub>550</sub>. Συμπεραίνεται, λοιπόν,

ότι οι Αφρικανικές αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος, που αλληλεπιδρούν με θαλάσσια σωματίδια ή ανθρωπογενή αερολύματα, αυξάνουν τις τιμές του AOD<sub>550</sub>, ενώ δεν επηρεάζουν τις αντίστοιχες του AI. Η συσχέτιση των μέσων τιμών των AOD<sub>550</sub> και AI είναι ιδιαίτερα σημαντική με το συντελεστή R<sup>2</sup> να φθάνει το 95%. Έτσι, υψηλότερες τιμές του AOD<sub>550</sub>, που αντιστοιχούν σε συνθήκες MAA και KM, προκαλούν αντίστοιχη αύξηση των τιμών του AI.

Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται είναι σε απόλυτη συμφωνία με τους μηχανισμούς παραγωγής και μεταφοράς της σκόνης, αναδεικνύοντας τη χρησιμότητα του AI στην παρακολούθηση ανάλογων επεισοδίων σε ευρεία χρονική περίοδο. Όμως, υπάρχουν επεισόδια σκόνης, σε ποσοστό 35%, με αντίστοιχες τιμές του AI κάτω του 0,5. Το ποσοστό αυτό είναι μεγαλύτερο το φθινόπωρο και το χειμώνα (55-65%), όπου οι διαδικασίες ανάμειξης είναι πιο έντονες, ενώ την άνοιξη και το καλοκαίρι το 22% και 10% των επεισοδίων σκόνης παρουσιάζουν τιμές AI<0,5. Τα ποσοστά αυτά είναι σε συμφωνία με αντίστοιχα από τους Kubilay et al. (2005) για την Ανατολική Μεσόγειο, όπου το 30% περίπου των εκπομπών σκόνης λαμβάνουν χώρα κάτω από το επίπεδο των 850 hPa και δεν αντιστοιχούν σε αυξημένες τιμές του AI. Αντίστοιχα αποτελέσματα εξάχθηκαν στην Κρήτη από τους Kalivitis et al. (2007), όπου το 20-30% των επεισοδίων σκόνης δεν εντοπίστηκε στις τιμές του AI. Επίσης, τα σωματίδια σκόνης είναι δυνατό να αναμειχθούν με θειικά αερολύματα, με αποτέλεσμα να μειωθεί η απορροφητική τους ικανότητα στην υπεριώδη περιοχή και, κατά συνέπεια, ο AI (Levin et al., 1996). Όλα αυτά συστήνουν ορισμένους περιορισμούς στη χρήση του AI για τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης, καθώς οι τιμές αυτού εξαρτώνται σημαντικά από το ύψος του στρώματος μεταφοράς της σκόνης, το μέγεθος και τη χημική σύσταση των σωματιδίων, την απορροφητική τους ικανότητα, την παρουσία νεφών και τις διαδικασίες ανάμειξης στην ατμόσφαιρα (Toipes et al., 1998). Συνεπώς, η χρήση του AI για τον ακριβή εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης πρέπει να συνοδεύεται και από αντίστοιχη γνώση των τιμών του AOD, της κατανομής του μεγέθους των αερολυμάτων, της προέλευσης των αερίων μαζών και της κάθετης δομής της ατμόσφαιρας.

Οι μέσες εποχικές τιμές του AOD<sub>550</sub> και του AI για κάθε είδος μεταφοράς σκόνης δίδονται στο Σχ. 7.3.13. Η σχετικά καλή συσχέτιση των τιμών των AOD<sub>550</sub> και AI που παρουσιάστηκε στο Σχ. 7.3.12, είναι εμφανής και στο παρόν γράφημα. Έτσι, οι χαμηλότερες τιμές και των δύο παραμέτρων εντοπίζονται το φθινόπωρο και το χειμώνα, ενώ οι υψηλότερες την άνοιξη και το καλοκαίρι. Το AOD<sub>550</sub> παρουσιάζει μέγιστες τιμές την άνοιξη για περιπτώσεις κάθετης μεταφοράς σκόνης, ενώ ο AI το καλοκαίρι για το ίδιο είδος μεταφοράς. Η μεγαλύτερη μεταβλητότητα μεταξύ των εποχών και στις δύο παραμέτρους εντοπίζεται στο μηχανισμό της κάθετης μεταφοράς, ενώ μεταφορά σκόνης στο οριακό στρώμα δεν μεταβάλλει σημαντικά τις τιμές του AOD<sub>550</sub> ανάλογα με την εποχή. Αντίθετα, αυτού του είδους η μεταφορά μεταβάλλει σημαντικά τις τιμές του AI, ενώ οι τιμές του δεν διαφέρουν σημαντικά από εποχή σε εποχή, όσον αφορά στη μεταφορά της σκόνης στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Οι μέγιστες τιμές του AI το καλοκαίρι οφείλονται στο γεγονός ότι αυτή την εποχή μόλις το 10% των περιπτώσεων σκόνης παρουσιάζουν τιμές AI<0,5, ενώ οι αντίστοιχες την άνοιξη ανέρχονται στο 22%. Συνοπτικά λοιπόν, το Σχ. 7.3.13 συγκεντρώνει όλα τα αποτελέσματα και συμπεράσματα που εκτέθηκαν προηγουμένως.



Σχήμα 7.3.13. Εποχική διακύμανση των τιμών του  $AOD_{550}$  και  $AI$  για τους 3 μηχανισμούς μεταφοράς σκόνης.

Η μέθοδος που εφαρμόστηκε για τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης μέσω δορυφορικών δεδομένων είναι η πρώτη που εφαρμόζεται στην Αθήνα και πιθανόν σε παγκόσμια κλίμακα. Αν και τα αποτελέσματα βρίσκονται σε συμφωνία με άλλες μελέτες στον ελλαδικό χώρο και τη Μεσόγειο γενικότερα και οι τιμές των οπτικών ιδιοτήτων είναι αναμενόμενες για το κάθε είδος μεταφοράς, εντούτοις απαιτείται περαιτέρω έρευνα και συγκριτική μελέτη τόσο με άλλους δορυφορικούς δέκτες και επίγεια όργανα όσο και συστήματα lidar. Οι κύριες αβεβαιότητες και δυσκολίες της μεθόδου που εφαρμόστηκε συνίστανται στα εξής:

- A) Αβεβαιότητα στις τιμές των  $AOD_{550}$  και FM όπως αυτές δίδονται από το δέκτη MODIS.
- B) Αβεβαιότητα στον καθορισμό των τιμών κατωφλίου του  $AOD_{550}$  και FM για το διαχωρισμό των μεγάλων αερολυμάτων.
- Γ) Δυσκολίες στον εντοπισμό ασθενών στρωμάτων σκόνης, μέσω των οπτικών της ιδιοτήτων, λόγω παρακολούθησης της ατμόσφαιρας σε κάθετη στήλη. Οι δυσκολίες αυτές είναι ιδιαίτερα σημαντικές μέσα σε ένα αστικό περιβάλλον, όπου οι ανθρωπογενείς εκπομπές είναι σημαντικές και η ανάμειξη αερολυμάτων διαφορετικού τύπου πολύ έντονη.

Παρόλα αυτά, η συμφωνία των αποτελεσμάτων με αντίστοιχες εργασίες της διεθνούς βιβλιογραφίας δικαιώνει την επιλογή αυτής της μεθόδου. Εξάλλου, η χρονοσειρά των δορυφορικών δεδομένων είναι η μεγαλύτερη διαθέσιμη πάνω από την Ελλάδα όσον αφορά την κλιματολογία και τη χωρική κατανομή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων.

## 7.4 Μελέτη του έντονου επεισοδίου σκόνης της 16-17<sup>ης</sup> Απριλίου 2005

### 7.4.1 Εισαγωγή

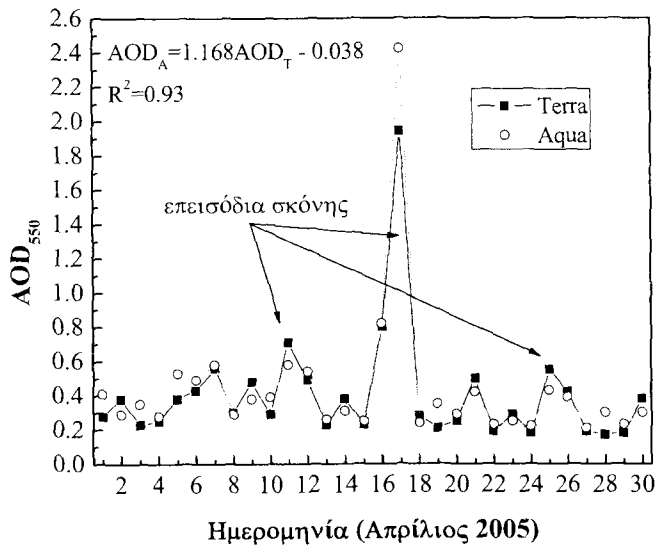
Τον Απρίλιο 2005 εντοπιστήκαν στην Αθήνα, και γενικότερα στον Ελλαδικό χώρο 3 επεισόδια μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης, με διάρκεια δύο ημερών, 11-12, 16-17 και 25-26 Απριλίου. Στην ενότητα αυτή εξετάζεται το επεισόδιο της 16-17<sup>ης</sup> Απριλίου, το οποίο ήταν ένα από τα ισχυρότερα τα οποία συνέβησαν τα τελευταία χρόνια στον Ελλαδικό χώρο, αυξάνοντας δραματικά τις συγκεντρώσεις των PM<sub>10</sub>, ειδικά στην Κρήτη (Gerasopoulos et al., 2006). Η μελέτη του βασίζεται τόσο σε δορυφορικά (Terra και Aqua-MODIS, TOMS και OMI-AI), όσο και σε επίγεια δεδομένα (AERONET, PM<sub>10</sub>). Η ταυτόχρονη χρήση δεδομένων MODIS και από τους δύο δορυφόρους αναδεικνύει το κατά πόσο τα δεδομένα αυτά συμπίπτουν, ώστε να μπορούν να θεωρούνται αξιόπιστα για αντίστοιχες μελέτες σε περιορισμένη κλίμακα χώρου και χρόνου.

### 7.4.2 Συνοπτική κατάσταση στον Ελλαδικό χώρο τον Απρίλιο 2005

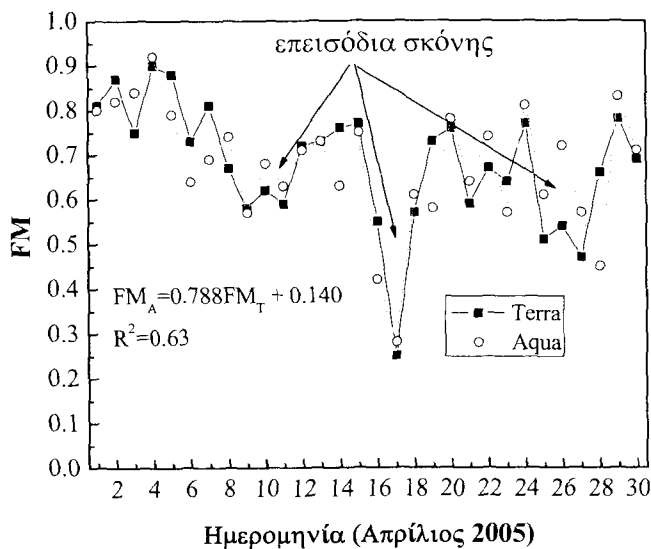
Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, AOD<sub>550</sub> και FM, τον Απρίλιο του 2005 πάνω από τον ευρύτερο Ελλαδικό χώρο δίδονται στο Σχ. 7.4.1α, β, αντίστοιχα. Τα δεδομένα αντιστοιχούν στο δέκτη MODIS και των δύο δορυφόρων, Terra και Aqua, και αποτελούν μέσες τιμές των παραμέτρων AOD<sub>550</sub> και FM για μια περιοχή κάλυψης 32,0°-41,0° N και 22,0°-27,0° E, καλύπτοντας τον Ελλαδικό χώρο, το Αιγαίο και το Βόρειο Λιβυκό Πέλαγος. Στην περίοδο μελέτης οι τιμές του AOD<sub>550</sub> κυμαίνονται από 0,175 έως 1,94 παρουσιάζοντας μέση τιμή της τάξης του 0,41±0,33, για το δέκτη Terra-MODIS. Όσον αφορά τον Aqua-MODIS, οι αντίστοιχη κύμανση του AOD<sub>550</sub> είναι από 0,21 έως 2,42, παρουσιάζοντας μέση τιμή 0,43±0,39. Τιμές των AOD<sub>550</sub> μεγαλύτερες του 0,5 αντιστοιχούν σε επεισόδια σκόνης, τα οποία καθορίζονται από τα βέλη. Παρ' όλη τη διαφορά στην ώρα λήψης, και το γεγονός ότι οι δύο δορυφόροι δεν λαμβάνουν τα ίδια εικονοστοιχεία (pixel) για κάθε μέρα πάνω από την περιοχή μελέτης λόγω μεταβολών στη νεφοκάλυψη, εντούτοις παρουσιάζουν παρόμοιες μέσες τιμές και ημερήσια διακύμανση. Η γραμμική συσχέτιση μεταξύ των AOD<sub>550</sub> των δύο δορυφόρων δίδεται στο Σχ. 7.4.1α. Η δραματική αύξηση των τιμών των AOD<sub>550</sub> την 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005 αναδεικνύει τη μεγάλη ένταση του επεισοδίου σκόνης που εξετάζεται.

Τα 3 επεισόδια σκόνης γίνονται εμφανή και από τις χαμηλές τιμές του FM (Σχ. 7.4.1β) κατά τις ημέρες εκδήλωσής τους (βλέπε βέλη). Στην περιοχή που μελετάται, οι μέσες τιμές του FM κυμαίνονται από πολύ χαμηλές (0,25 και 0,28), κατά τη διάρκεια του επεισοδίου σκόνης (17 Απριλίου), έως πολύ υψηλές (0,90 και 0,92) κατά τη διάρκεια ενός επεισοδίου μεταφοράς ρυπασμένων αερίων μαζών (4 Απριλίου). Οι μέσες τιμές του Απριλίου είναι 0,68 και 0,67, όσον αφορά τον Terra και τον Aqua, αντίστοιχα, αναδεικνύοντας εντονότερη παρουσία μικρού μεγέθους αερολυμάτων. Όμως, η ημερήσια μέση χωρική κύμανση είναι ιδιαίτερη σημαντική αναδεικνύοντας τη διαφορετικότητα του τύπου και του μεγέθους των αερολυμάτων που απαντώνται στην περιοχή αυτή. Επίσης, βρέθηκε μια ισχυρή βαθμίδα στις τιμές του FM, με αυτές να αυξάνουν όσο πλησιάζουμε τα Βόρεια Βαλκάνια. Η συσχέτιση των μέσων περιοχικών τιμών του FM από τους δύο δορυφόρους κρίνεται αρκετά ικανοποιητική, δεδομένου των δυσκολιών στη σύγκριση (μικρή χωρική και χρονική κλίμακα, πρόσθετες ανακρίβειες στον υπολογισμό των παραμέτρων που σχετίζονται με το μέγεθος των αερολυμάτων), παρουσιάζοντας συντελεστή συσχέτισης R<sup>2</sup>=0,67. Η αντίστοιχη συσχέτιση των AOD<sub>550</sub>

είναι πιο ισχυρή ( $R^2=0,93$ ), καθώς αυτά προκύπτουν με μεγαλύτερη ακρίβεια από τους αλγορίθμους του MODIS (Levy et al., 2007a, b). Όμως, δεν παρουσιάζεται κάποια συστηματική τάση υπερεκτίμησης ή υποεκτίμησης κάποιας παραμέτρου από κάποιο δορυφόρο. Την ίδια περίοδο, οι τιμές των ΑΙ,  $O_3$  και UVery από το δέκτη TOMS παρουσίαζαν σημαντική χρονική μεταβλητότητα. Τις ημέρες των επεισοδίων σκόνης, και ιδιαίτερα την 17<sup>η</sup> Απριλίου οι τιμές του ΑΙ ήταν πολύ αυξημένες, ενώ οι τιμές του  $O_3$  και της UVery παρουσίαζαν δραματική μείωση.



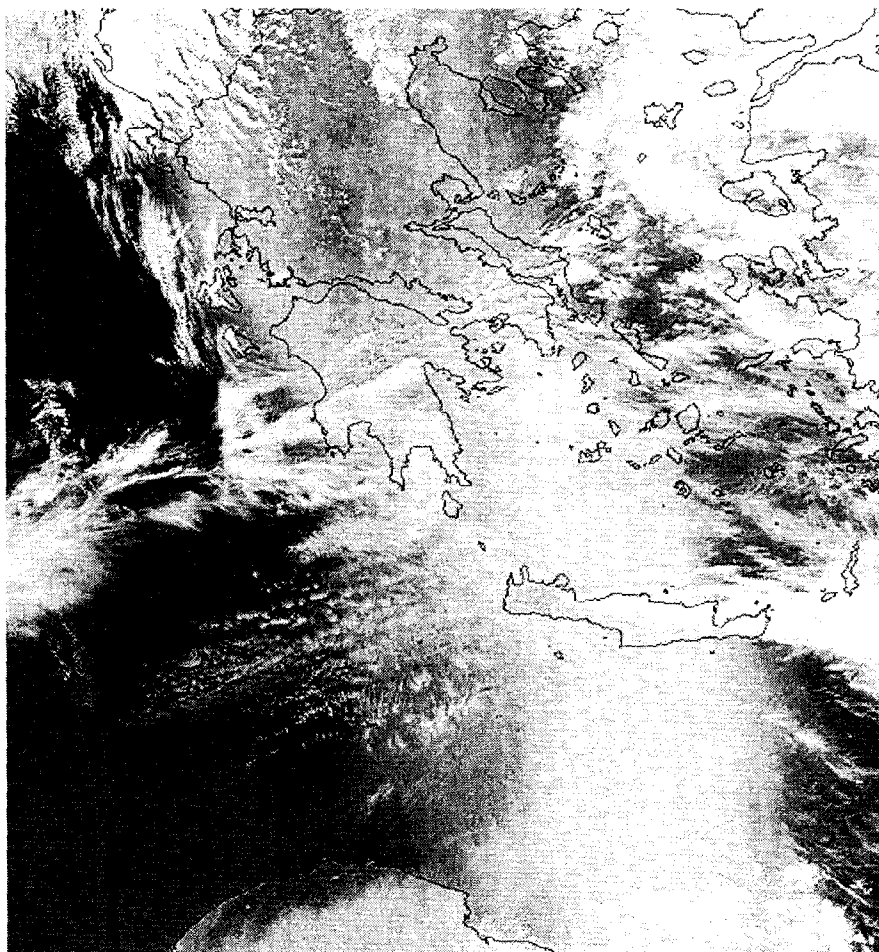
Σχήμα 7.4.1α. Μέση χωρική διακύμανση του  $AOD_{550}$  από τους δορυφορικούς δέκτες Terra και Aqua-MODIS στην περιοχή  $32.0^\circ-41.0^\circ N$  και  $22.0^\circ-27.0^\circ E$ .



Σχήμα 7.4.1β. Όπως το Σχ. 7.4.1α, αλλά για το FM.

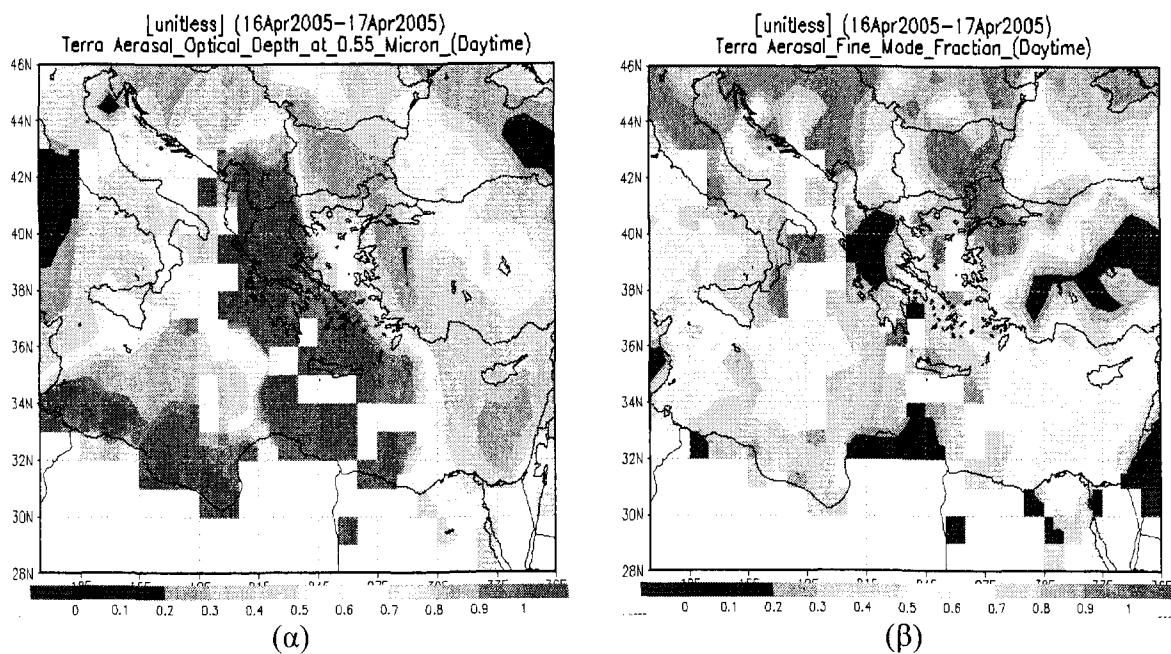
### 7.4.3 Δορυφορικές παρατηρήσεις την 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005

Στην Εικ. 7.4.1 παρουσιάζεται η δορυφορική εικόνα που πάρθηκε από τον Aqua-MODIS στις 17 Απριλίου 2005 (11:40 UTC). Η ένταση του επεισοδίου σκόνης είναι εμφανής καθώς ένα πολύ πυκνό στρώμα αυτής εκτείνεται από τις ακτές της Λιβύης προς την Ελλάδα. Χαρακτηριστικό είναι ότι ούτε η κεντρική Μεσόγειος, αλλά ουσιαστικά ούτε το Ιόνιο Πέλαγος, επηρεάζονται από αυτό το επεισόδιο. Το στρώμα της σκόνης έχει τη μορφή μιας στενής σφήνας, η οποία εξασθενεί σημαντικά όσο απομακρύνεται από την πηγή προέλευσης λόγω των διαδικασιών εναπόθεσης (ξηρής) των σωματιδίων σκόνης. Μόνο τα μικρότερα και ελαφρύτερα σωματίδια αυτής φτάνουν μέχρι τη Βόρεια Ελλάδα και τις Βαλκανικές χώρες. Επίσης, καθώς πλησιάζουν την ηπειρωτική Ευρώπη αναμειγνύονται έντονα με αερολύματα άλλων πηγών (κυρίως ανθρωπογενή), με αποτέλεσμα να αλλοιώνονται οι αρχικές τους ιδιότητες. Εκτός από την έντασή του και τη μεγάλη απόσταση από την Αφρική στην οποία φθάνει, το παρόν επεισόδιο σκόνης διαφοροποιείται από τα συνηθισμένα καθώς εκτείνεται στη διεύθυνση Βορράς-Νότος, ενώ η πλειοψηφία των επεισοδίων σκόνης, όπως αναλύθηκε προηγουμένως, παρουσιάζουν μια νοτιοδυτική πορεία πριν φθάσουν στην Ελλάδα. Στη δορυφορική εικόνα παρουσιάζονται αρκετά νέφη, και υψηλά (θύσανοι), αλλά και μέσου ύψους (σωρείτες), τα οποία πιθανόν παρεμποδίζουν τις δορυφορικές παρατηρήσεις και την εξαγωγή των οπτικών ιδιοτήτων του στρώματος της σκόνης.

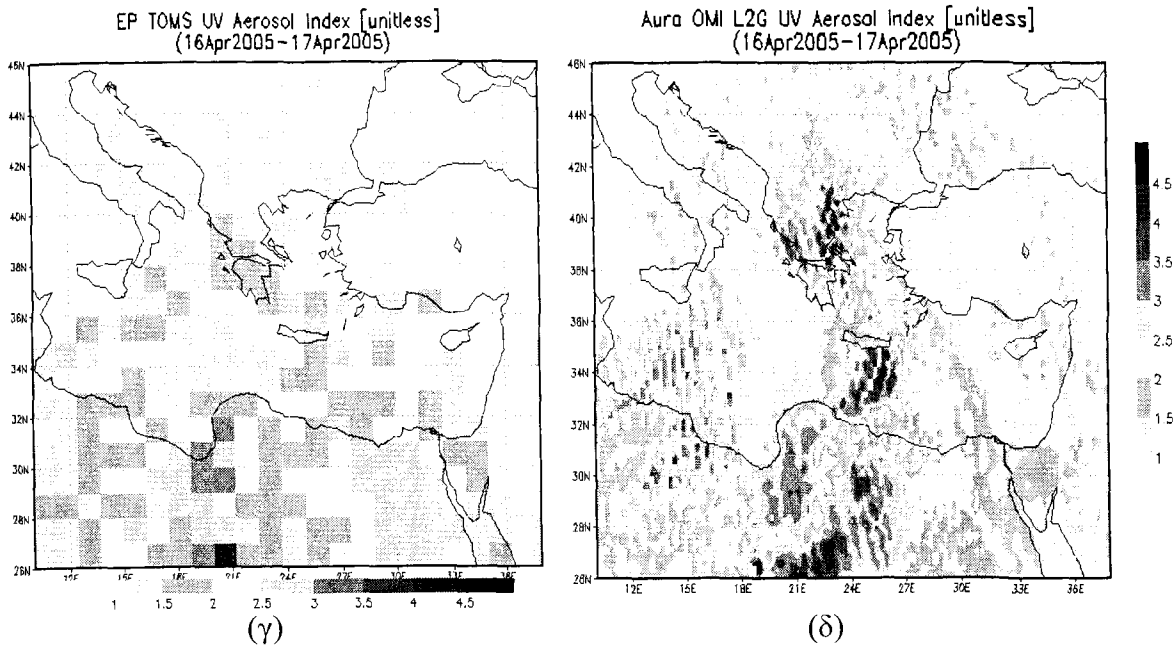


Εικόνα 7.4.1. Δορυφορική εικόνα παρμένη από τον Aqua-MODIS στις 17 Απριλίου 2005 (11:40 UTC).

Η χωρική κατανομή των τιμών των  $AOD_{550}$  και FM από τους δέκτες Terra-MODIS, καθώς και του AI από τους δέκτες TOMS και OMI δίδεται στο Σχ. 7.4.2α, β, γ, δ αντίστοιχα, για το διήμερο 16-17 Απριλίου 2005. Ο δέκτης OMI είναι εγκατεστημένος στο δορυφόρο Aura και δίδει τιμές AI,  $O_3$ , UVery και επιφανειακής ανακλαστικότητας, ξεκινώντας από τον Ιούλιο 2004. Η χωρική κατανομή του AI από τον OMI έχει χρησιμοποιηθεί για σύγκριση με την αντίστοιχη του TOMS-Earth Probe. Για τη μελέτη της χωρικής κατανομής των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων σκόνης επιλέχθηκε η μελέτη και των δύο ημερών του επεισοδίου, ώστε να εξαλειφθούν πιθανές ανακρίβειες των δορυφορικών δεκτών και η επίδραση των νεφών. Να τονιστεί, επίσης, ότι κατά την ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra πάνω από την περιοχή στις 17 Απριλίου 2005 παρατηρήθηκε εκτεταμένη νεφοκάλυψη στο μεγαλύτερο μέρος της Ελλάδας, και πάνω από την Αθήνα, με αποτέλεσμα την έλλειψη ικανού αριθμού δεδομένων. Συνεπώς, η 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005 δε συμπεριλαμβάνεται στα δεδομένα που αναλύθηκαν στις προηγούμενες ενότητες του Κεφαλαίου 7. Όσον αφορά το  $AOD_{550}$  παρατηρούνται πολύ μεγάλες τιμές αυτού κατά τη διεύθυνση μεταφοράς του πυκνού στρώματος σκόνης, η οποία καλύπτει το Λιβυκό και το Αιγαίο Πέλαγος, την ηπειρωτική Ελλάδα και φθάνει μέχρι τις Βαλκανικές χώρες. Αντίθετα, η κεντρική Μεσόγειος είναι ανεπηρέαστη από το επεισόδιο σκόνης παρουσιάζοντας μικρές τιμές του  $AOD_{550}$ . Ιδιαίτερα σημαντική είναι και η επίπτωση των σωματιδίων σκόνης στις τιμές του FM, οι οποίες παρουσιάζονται πολύ μειωμένες πάνω από την Ελλάδα, ενώ στην Ιταλία και στα Βόρεια Βαλκάνια ο τύπος των αερολυμάτων φαίνεται να είναι διαφορετικός, μικρά ανθρωπογενή σωματίδια που αντιστοιχούν σε μεγάλες τιμές του FM. Ομοίως με το  $AOD_{550}$ , ο AI επηρεάζεται σημαντικά από το στρώμα της σκόνης παρουσιάζοντας μεγάλες τιμές κατά τη διεύθυνση μεταφοράς της. Τέτοιες τιμές του AI αντιστοιχούν σε έντονο στρώμα απορροφητικών αερολυμάτων σε σημαντικό ύψος μέσα στην ατμόσφαιρα (Torres et al., 1998; Eck et al., 2001b). Εμφανές, όμως, είναι ότι οι δέκτες TOMS και OMI δίδουν διαφορετικές τιμές και χωρική κατανομή του AI, με τις τιμές του νεότερου δέκτη OMI να υπερσχύουν.

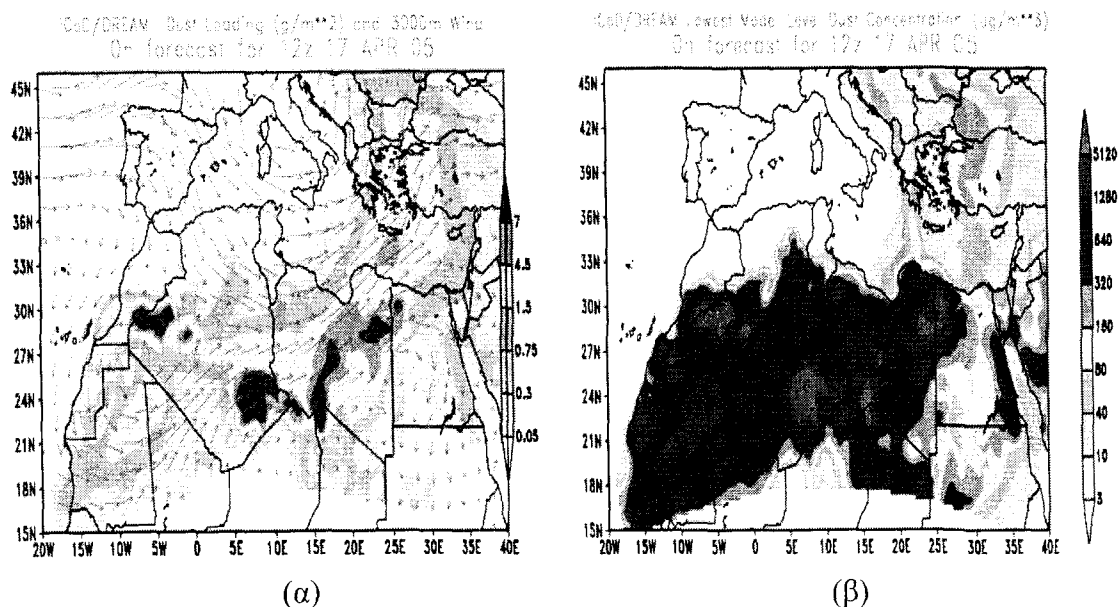






**Σχήμα 7.4.2.** Χωρική κατανομή του  $AOD_{550}$  (α) και του FM (β) από το δέκτη MODIS του δορυφόρου Terra, του AI από το δέκτη TOMS του δορυφόρου Earth-Probe (γ) και από το δέκτη OMI του δορυφόρου Aura (δ) το διήμερο 16-17 Απριλίου 2005. Οι τιμές των παραμέτρων αφορούν τις μέσες τιμές του διημέρου.

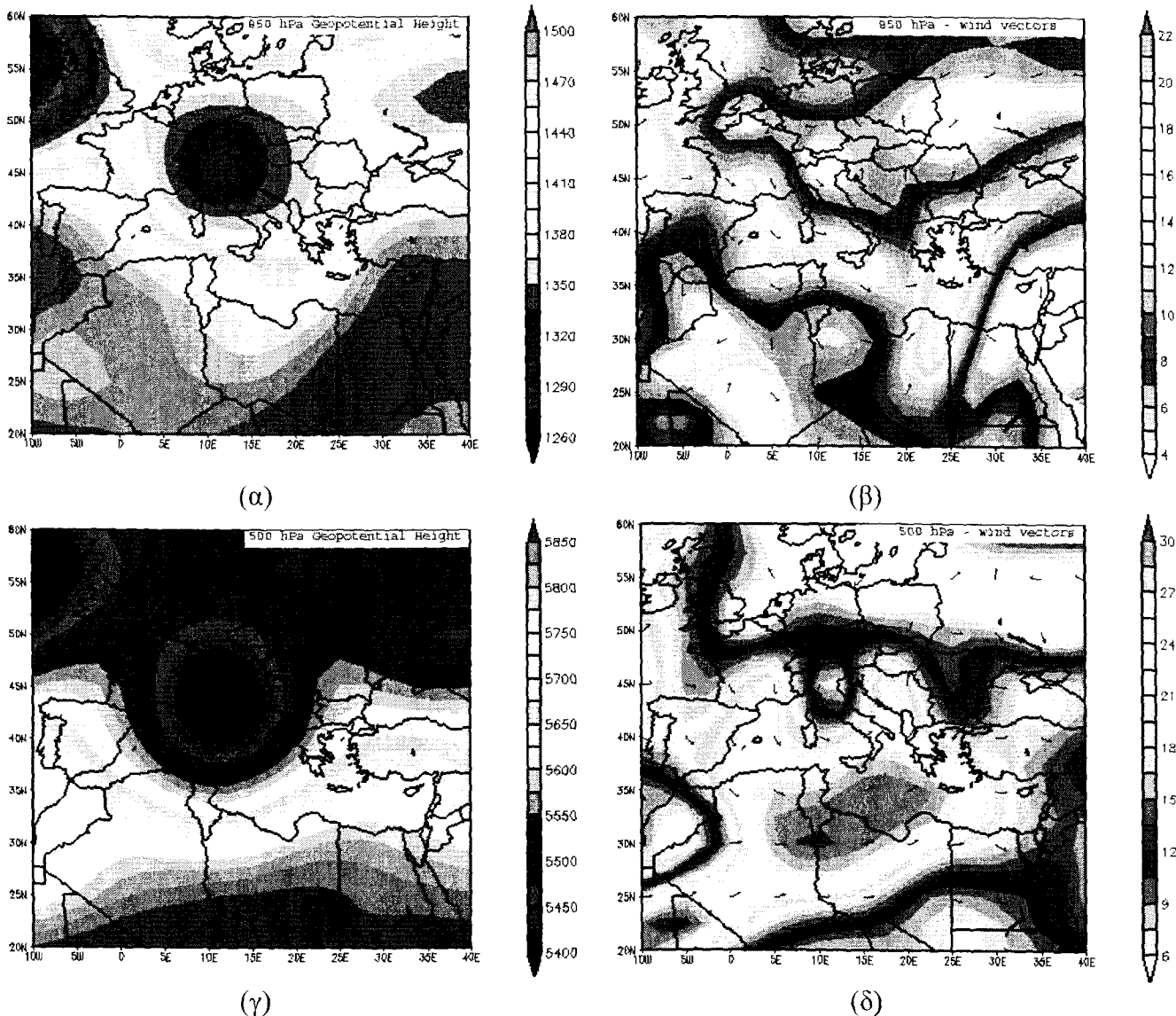
Το μοντέλο DREAM προβλέπει ισχυρή μεταφορά, φορτίο, συγκέντρωση αλλά και εναπόθεση σκόνης πάνω από τον Ελλαδικό χώρο στις 17 Απριλίου 2005 (Σχ. 7.4.3α, β). Οι προβλέψεις του DREAM βρίσκονται σε απόλυτη συμφωνία με την εικόνα του δορυφόρου, αλλά και με τη χωρική κατανομή των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων ( $AOD_{550}$ , FM και AI). Από το Σχ. 7.4.3α γίνεται εμφανές το ισχυρό πεδίο των ανέμων στα 3000 m, υπεύθυνο για τη μεταφορά της σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα.



**Σχήμα 7.4.3.** Χωρική κατανομή των αερολυμάτων σκόνης, φορτίου (α) και συγκέντρωσης (β) σύμφωνα με το μοντέλο DREAM την 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005.

#### 7.4.4. Συνοπτική μετεωρολογική κατάσταση την 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005

Οι συνοπτικές μετεωρολογικές καταστάσεις, και κυρίως το πεδίο των ανέμων τόσο στην επιφάνεια όσο και στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα, παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην εκπομπή και μεταφορά της Αφρικανικής σκόνης πάνω από τη Μεσόγειο (Meloni et al., 2008). Για το λόγο αυτό οι συνοπτικές μετεωρολογικές συνθήκες, μέσω του NCEP, που επικράτησαν στην ευρύτερη περιοχή την 17<sup>η</sup> Απριλίου 2005 φαίνονται στο Σχ. 7.4.4 α, β, γ, δ.



Σχήμα 7.4.4. Χωρική κατανομή του Γεωδυναμικού ύψους στα 850 hPa (α), της ταχύτητας του ανέμου ( $m s^{-1}$ ) στα 850 hPa (β), του Γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa (γ) και της ταχύτητας του ανέμου ( $m s^{-1}$ ) στα 500 hPa (δ), στις 17 Απριλίου 2005 από το NCEP/NCAR.

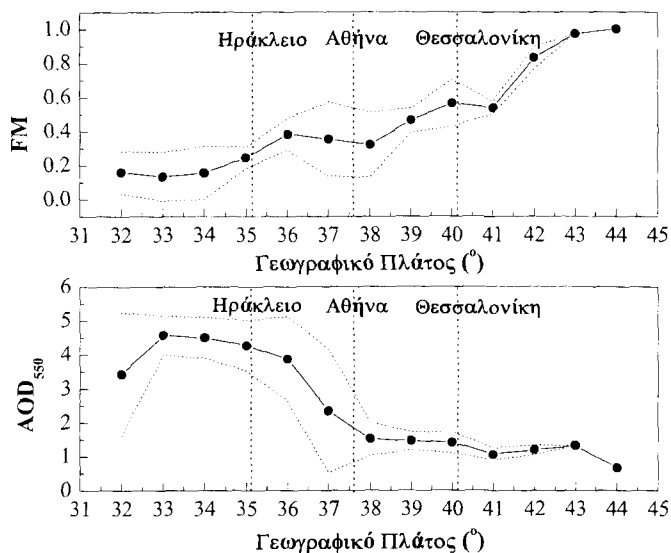
Πιο συγκεκριμένα, στην κατώτερη τροπόσφαιρα, η χωρική κατανομή του Γεωδυναμικού ύψους στα 850 hPa αναδεικνύει την παρουσία ενός βαρομετρικού χαμηλού στην περιοχή της Κεντρικής Ευρώπης (Σχ. 7.4.4α). Ως συνέπεια αυτού του συστήματος, η

ατμοσφαιρική κυκλοφορία μεταφέρει αέριες μάζες από τη Λιβύη, η οποία βρίσκεται στο νότιο άκρο του χαμηλού, προς την Ελλάδα συνοδευόμενες από πολύ ισχυρούς ανέμους ( $16-19 \text{ m s}^{-1}$ ) (Σχ. 7.4.4β). Η Αφρικανική σκόνη μεταφέρεται από τη Λιβύη προς την Ελλάδα καλύπτοντας το Λιβυκό και το Αιγαίο Πέλαγος. Η κατάσταση αυτή ενισχύεται στη μέση τροπόσφαιρα, όπου μια εκτεταμένη σφήνα ύφεσης στα 500 hPa (Σχ. 7.4.4γ), με κέντρο τη Βόρεια Ιταλία, προκαλεί έντονη νοτιοδυτική κυκλοφορία πάνω από την Ελλάδα. Το πεδίο των ανέμων στα 500 hPa (Σχ. 7.4.4δ) αναδεικνύει σφοδρούς νοτιοδυτικούς ανέμους της τάξης των  $29-30 \text{ (m s}^{-1}\text{)}$ , ενισχύοντας τη μεταφορά της Αφρικανικής σκόνης στη μέση τροπόσφαιρα. Αφρικανικής προέλευσης αέριες μάζες σε όλα τα ατμοσφαιρικά επίπεδα προβλέπονται από το μοντέλο HYSPLIT, χωρίς όμως να δίδονται οι αντίστοιχες εικόνες. Συνεπώς, το ισχυρό αυτό επεισόδιο μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης συγκαταλέγεται σε αυτά της κάθετης μεταφοράς, μηχανισμός ο οποίος, όπως είδαμε πριν, είναι κυρίαρχος την άνοιξη. Μελετώντας τα ισχυρότερα επεισόδια μεταφοράς σκόνης στη Lampedusa κατά την περίοδο 1999 και 2001-2005, οι Meloni et al. (2008) διαπίστωσαν ότι η συνδυασμένη δράση ενός αντικυκλώνα στη Βόρεια Αφρική (Αλγερία) με αυτή μιας ισχυρής σφήνας ύφεσης στην Ιβηρική χερσόνησο ήταν ο πιο ευνοϊκός συνδυασμός για τη μεταφορά μεγάλων ποσοτήτων σκόνης στην Κεντρική Μεσόγειο. Στην περίπτωση που το βαρομετρικό χαμηλό μεταφερθεί ανατολικότερα (από τον Ατλαντικό στην Κεντρική Ευρώπη), όπως συνέβει στις 17 Απριλίου 2005 (Σχ. 7.4.4α), σε συνδυασμό με το πεδίο των υψηλών πιέσεων πάνω από την Αφρική, μεταφέρει σημαντικά ποσά σκόνης από τη Σαχάρα προς την Ανατολική Μεσόγειο και την Ελλάδα.

#### 7.4.5 Οπτικές ιδιότητες της σκόνης κατά τη διεύθυνση μεταφοράς

Στην παράγραφο αυτή μελετώνται πιο λεπτομερώς οι οπτικές ιδιότητες ( $AOD_{550}$ , FM και AI) των σωματιδίων, που αποτελούν το στρώμα της σκόνης, κατά τη μεταφορά τους από την Αφρική μέχρι τα Κεντρικά Βαλκάνια. Τα δεδομένα του Aqua-MODIS ( $AOD_{550}$  και FM) αναλύονται ως μέσες ολοκληρωμένες τιμές γεωγραφικού μήκους σε μια στενή ζώνη που καλύπτει την κύρια διεύθυνση μεταφοράς του στρώματος σκόνης ( $22,0^\circ-25,0^\circ \text{ E}$ ). Στο Σχ. 7.4.5 δίδεται η μεταβολή των τιμών των  $AOD_{550}$  και FM κατά μήκος της πορείας μεταφοράς της σκόνης, από την Αφρική ( $31,0^\circ \text{ N}$ ) μέχρι τα Κεντρικά Βαλκάνια ( $44,0^\circ \text{ N}$ ). Στην Εικ. 7.4.1 παρατηρείται εκτεταμένη νεφοκάλυψη σε πολλές περιοχές κατά τη διεύθυνση μεταφοράς της σκόνης, η οποία εμποδίζει τη λήψη αξιόπιστων μετρήσεων από τους δορυφόρους. Επίσης, η πιθανή ανάμειξη των σωματιδίων σκόνης με τα μέσα και ανώτερα νέφη αλλοιώνει τα χαρακτηριστικά της και επιπλέον δημιουργεί πρόσθετες ανακρίβειες στην εξαγωγή των  $AOD_{550}$  και FM. Οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων υπολογίζονται από το MODIS με χωρική ανάλυση  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$  (Level 2) μέσω των αρχικών μετρούμενων τιμών ηλιακής ανακλαστικότητας (Level 1). Καθώς οι τιμές ανακλαστικότητας στα περισσότερα κανάλια του MODIS έχουν χωρική ανάλυση 500 m, αυτό σημαίνει ότι τα δεδομένα των 500 m συναθροίζονται στα εικονοστοιχεία (pixel) των 10 km (π.χ.  $20 \times 20$  εικοστοιχεία ανακλαστικότητας). Ο αλγόριθμος του MODIS διαχωρίζει τα νέφη εντός των  $20 \times 20$  εικονοστοιχείων (Levy et al., 2007a) και, συνεπώς, η ανάκτηση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πραγματοποιείται εάν υπάρχει ικανός αριθμός (περίπου 10%) από μη επηρεαζόμενα από νέφη δεδομένα. Συνεπώς, τα δεδομένα του “Level 2” μπορεί να είναι βάσιμα ακόμα και στην περίπτωση που το εικονοστοιχείο καλύπτεται κατά το 90% από νέφη. Τα δεδομένα των  $10 \text{ km} \times 10 \text{ km}$

(Level 2) εμπεριέχονται σε αυτά του Level 3 ( $1^\circ \times 1^\circ$ ), που χρησιμοποιούνται στην παρούσα ανάλυση. Λαμβάνοντας, επίσης, υπόψη ότι τα χρησιμοποιούμενα δεδομένα στο Σχ. 7.4.5 είναι ολοκληρωμένα στην περιοχή  $22,0^\circ$ - $25,0^\circ$  E για κάθε τιμή του γεωγραφικού πλάτους, συμπεραίνεται ότι οι τιμές που παρουσιάζονται στο Σχ. 7.4.5 είναι αρκετά βάσιμες και αξιόπιστες.

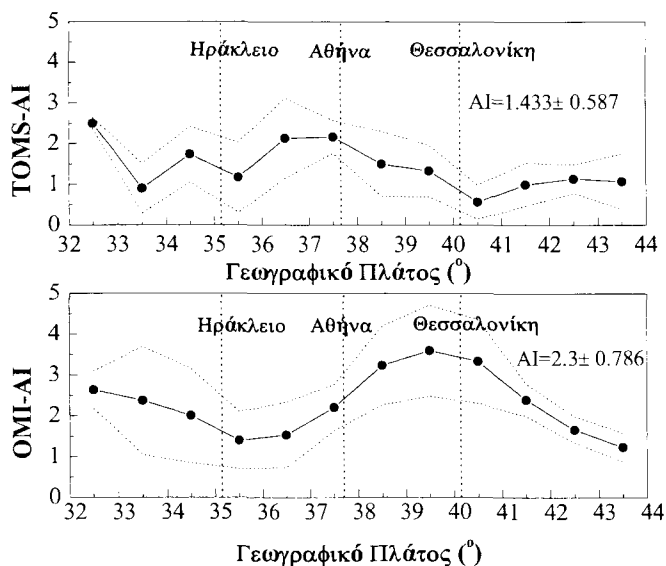


**Σχήμα 7.4.5.** Μεταβολή των οπτικών χαρακτηριστικών του στρώματος σκόνης στις 17 Απριλίου 2005 κατά μήκος της διεύθυνσης μεταφοράς του. Τα δεδομένα του AOD<sub>550</sub> (κάτω) και του FM (πάνω) λήφθηκαν από τον Aqua-MODIS και αποτελούν ολοκληρωμένες τιμές γεωγραφικού μήκους  $22^\circ$ - $25^\circ$  E. Οι εστιγμένες γραμμές αποτελούν την τυπική απόκλιση. Δίδονται, επίσης, τα γεωγραφικά πλάτη του Ηρακλείου, της Αθήνας και της Θεσσαλονίκης.

Μια σαφέστατη βαθμίδα, από Νότο προς Βορρά, μείωσης του AOD<sub>550</sub> παρατηρείται κατά τη μεταφορά της σκόνης από την Αφρική προς την Ελλάδα και τις Βαλκανικές χώρες. Επίσης, η τυπική απόκλιση από τις μέσες τιμές του AOD<sub>550</sub> για κάθε τιμή του γεωγραφικού πλάτους είναι μεγαλύτερη κοντά στην Αφρική, όπου το στρώμα σκόνης παρουσιάζει μεγαλύτερη χωρική μεταβολή στις ιδιότητες του και κυρίως στην ένταση. Πολύ μεγάλες τιμές AOD<sub>550</sub>, ακόμα και πάνω από 4, παρατηρούνται κατά τη μεταφορά του στρώματος σκόνης μέχρι την Κρήτη, ενώ στη συνέχεια αυτές μειώνονται σημαντικά. Εξάλλου, όπως φαίνεται και στη δορυφορική Εικ. 7.4.1 το στρώμα της σκόνης είναι πολύ πιο πυκνό στο Λιβυκό Πέλαγος από ότι στο Αιγαίο. Η εξασθένιση του AOD<sub>550</sub> οφείλεται κύρια στις διαδικασίες εναπόθεσης της σκόνης, στην περίπτωση μας μόνο ξηρή. Συνεπώς, τα μεγαλύτερα και βαρύτερα σωματίδια άμμου, που προσδίδουν και το πιο κίτρινο χρώμα στο στρώμα της σκόνης νότια της Κρήτης (Εικ. 7.4.1), εναποτίθενται σχετικά κοντά στην πηγή προέλευσής τους και μόνο τα μικρότερα σωματίδια σκόνης φτάνουν μέχρι τη Βόρεια Ελλάδα. Παρόλα αυτά, οι πολύ μεγάλες τιμές του AOD<sub>550</sub> (>1,0) στα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη αναδεικνύουν τη μεγάλη ένταση του επεισοδίου μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Ελλάδα. Ακριβώς την αντίθετη μεταβλητότητα από το AOD<sub>550</sub> παρουσιάζει το FM, καθώς οι τιμές αυτού αυξάνουν σημαντικά όσο το στρώμα σκόνης πλησιάζει την ηπειρωτική Ευρώπη. Η ξηρή εναπόθεση των μεγαλύτερων σωματιδίων σκόνης, καθώς και η ανάμειξή τους με άλλους

ανθρωπογενείς τύπους αερολυμάτων (π.χ. θειικά σωματίδια) είναι υπεύθυνες για την αλλοίωση των αρχικών χαρακτηριστικών της σκόνης (Levin et al., 1996). Τιμές  $FM < 0,5$  συναντώνται μέχρι το Κεντρικό Αιγαίο περίπου, ενώ ο χαρακτηρισμός του τύπου αερολυμάτων ως ερημική σκόνη, σύμφωνα με τα κριτήρια που τέθηκαν στην παράγραφο 7.1.2, είναι πολύ δύσκολος για γεωγραφικά πλάτη μεγαλύτερα των  $41^\circ$  N. Ομοίως με το  $AOD_{550}$ , η τυπική απόκλιση των τιμών του FM ελαττώνεται σημαντικά όσο η σκόνη απομακρύνεται από την πηγή παραγωγής της, καθώς κοντά στην πηγή παραγωγής παρατηρείται μεγάλη μεταβλητότητα στο μέγεθος και στη χωρική κατανομή των μικρών και μεγάλων σωματιδίων σκόνης. Εξάλλου, πάνω από ηπειρωτικές περιοχές οι τιμές του FM καθορίζονται κυρίως από τις οπτικές ιδιότητες των ανθρωπογενών αερολυμάτων, όπως συστήνεται και από τα μοντέλα αερολυμάτων που χρησιμοποιούνται στον αλγόριθμο του MODIS για την εξαγωγή των  $AOD_{550}$  και FM (Levy et al., 2007a). Επίσης, οι Barnaba and Gobbi (2004) διαπίστωσαν πολύ μεγάλη διαφορά στη συνεισφορά των αερολυμάτων σκόνης στο ολικό οπτικό βάθος μεταξύ Βορείου και Νοτίου Αιγαίου (το οποίο συμπεριλαμβάνει και τμήμα του Λιβυκού). Έτσι, την άνοιξη, η σκόνη συνειφέρει κατά 29% στο ολικό οπτικό βάθος στο Βόρειο Αιγαίο, ενώ στο Νότιο η αντίστοιχη συνεισφορά ανέρχεται στο 52% (βλέπε Σχ. 10 στους Barnaba and Gobbi, 2004).

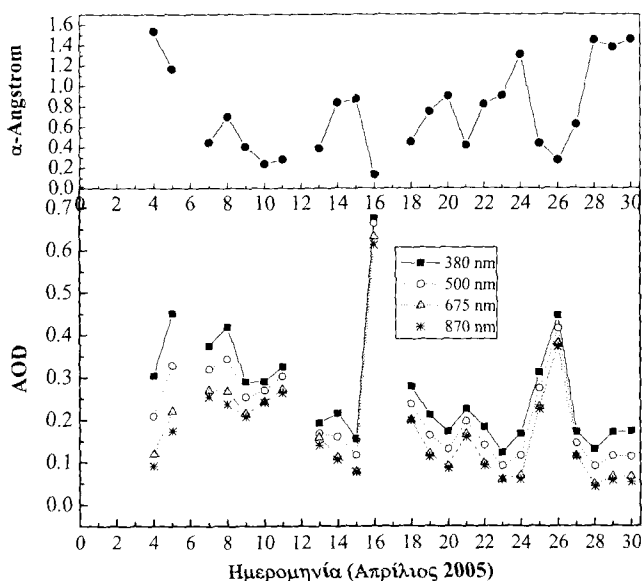
Η αντίστοιχη μεταβολή των τιμών του AI από τους δέκτες TOMS και OMI δίδεται στο Σχ. 7.4.6. Οι μέσες τιμές των δύο δεκτών διαφέρουν σημαντικά, γεγονός που δεν παρατηρήθηκε για τις τιμές των  $AOD_{550}$  και FM των δορυφόρων Terra και Aqua. Γεγονός όμως είναι, ότι οι τιμές του TOMS-AI μειώνονται όσο το στρώμα της σκόνης απομακρύνεται από την Αφρική, ενώ οι αντίστοιχες τιμές του OMI αυξάνουν πάνω από τη Θεσσαλονίκη. Ο δέκτης OMI είναι νεότερος, και πιθανόν μεγαλύτερης ακρίβειας, από τον TOMS, ο οποίος σταμάτησε τη λειτουργία του το Δεκέμβριο 2005. Σε κάθε περίπτωση απαιτείται πρόσθετη έρευνα, σε μεγαλύτερη χωρική και χρονική κλίμακα, για τη διερεύνηση των διαφορών του AI των δύο δορυφορικών δεκτών.



**Σχήμα 7.4.6.** Όπως στο Σχ. 7.4.5, αλλά για τον AI μέσω των δεκτών TOMS (πάνω) και OMI (κάτω). Επίσης, δίδονται οι μέσες τιμές του AI για κάθε δέκτη. Οι τιμές του AI είναι ολοκληρωμένες στην περιοχή  $22^\circ$ - $25,5^\circ$  E.

#### 7.4.6 Μετρήσεις από το δίκτυο του AERONET στην Κρήτη

Οι μέσες ημερήσιες τιμές του φασματικού AOD σε επιλεγμένα μήκη κύματος (380, 500, 675 και 870 nm), όπως και οι αντίστοιχες του  $\alpha_{440-870}$  από το σταθμό FORTH-CRETE του δικτύου AERONET (Fotiadi et al., 2006) δίδονται στο Σχ. 7.4.7 για τον Απρίλιο 2005. Ελλείψεις σε δεδομένα ορισμένων ημερών οφείλονται σε παρουσία νεφών. Τα 3 επεισόδια σκόνης, όπως εντοπίστηκαν από το MODIS (Σχ. 7.4.1α, β), είναι διακρίσιμα και από τις τιμές των AOD και του  $\alpha_{440-870}$  στην Κρήτη. Αξιοσημείωτη είναι, επίσης, η μεγάλη συμφωνία όσον αφορά στην ημερήσια διακύμανση τόσο των τιμών του AOD όσο και του  $\alpha_{44-870}$  με τις αντίστοιχες των AOD<sub>550</sub> και του FM από το MODIS (Σχ. 7.4.1α, β), παρόλο που οι τιμές του MODIS αναφέρονται σε μια ευρύτερη περιοχή. Το ισχυρό επεισόδιο μεταφοράς σκόνης το διήμερο 16-17 Απριλίου είναι ιδιαίτερα εμφανές στην Κρήτη, μέσω των πολύ μεγάλων τιμών του AOD (0,66 στα 500 nm) και των πολύ μικρών του  $\alpha_{440-870}$  (0.14) στις 16 Απριλίου 2005. Δυστηχώς, την επόμενη μέρα που το επεισόδιο σκόνης παρουσίασε τη μεγαλύτερή του ένταση, η εκτεταμένη νεφοκάλυψη πάνω από την περιοχή δεν επέτρεψε μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας με το CIMEL.

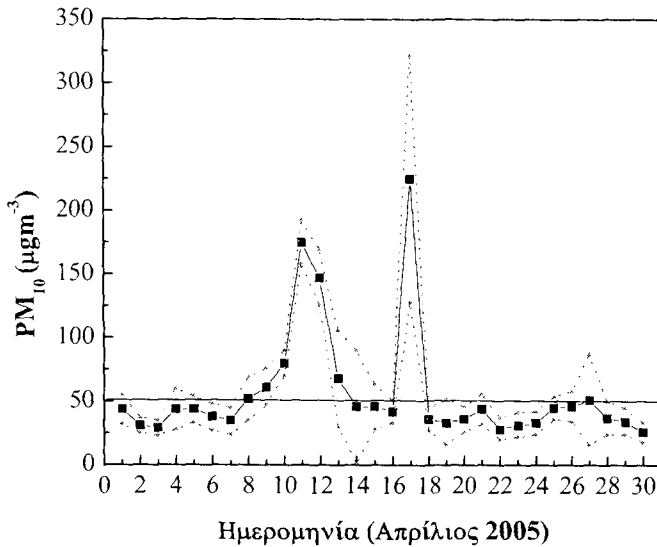


Σχήμα 7.4.7. Μέσες ημερήσιες τιμές του φασματικού AOD και του  $\alpha_{440-870}$  από το σταθμό FORTH-CRETE του AERONET τον Απρίλιο 2005.

#### 7.4.7 Συγκεντρώσεις σωματιδίων (PM<sub>10</sub>) στο έδαφος

Εντός της αστικής περιοχής του λεκανοπεδίου Αττικής το ΥΠΕΧΩΔΕ έχει εγκαταστήσει ένα δίκτυο σταθμών για την παρακολούθηση της αέριας ρύπανσης σε καθημερινή βάση. 8 από αυτούς τους σταθμούς μετρούν επίσης τη συγκέντρωση των σωματιδίων στο έδαφος, τα οποία έχουν διάμετρο κάτω των 10  $\mu\text{m}$  (PM<sub>10</sub>). Ως πηγές τέτοιων σωματιδίων μέσα σε ένα αστικό περιβάλλον μπορούν να θεωρηθούν οι ανθρώπινες δραστηριότητες, οι εξατμίσεις των αυτοκινήτων, οι κεντρικές θερμάνσεις, η αιωρούμενη σκόνη προερχόμενη από τοπικές εκπομπές, κ.α. (Gobbi et al., 2007). Εκτενής μελέτη της χωρικής κατανομής των PM<sub>10</sub>, όπως επίσης της ημερήσιας και ενδοετήσιας κύμανσης, αναφέρεται για την περιοχή της Αθήνας από τους Chaloulakou et al. (2003). Μια τέτοια

μελέτη ξεφεύγει από τους σκοπούς της παρούσας διατριβής και οι συγκεντρώσεις των  $PM_{10}$  τον Απρίλιο 2005 αναφέρονται απλά για να αναδείξουν την ένταση του επεισοδίου σκόνης συγκρινόμενες με κλιματικές τιμές. Στο Σχ. 7.4.8 φαίνονται οι μέσες ημερήσιες συγκεντρώσεις των  $PM_{10}$  για τους 8 σταθμούς του δικτύου (Αγ. Παρασκευή, Αριστοτέλους, Γουδί, Θρακομακεδόνες, Λυκόβρυση, Μαρούσι, Πειραιάς και Ζωγράφου). Οι εστιγμένες γραμμές αντιπροσωπεύουν  $\pm 1$  τυπική απόκλιση από τη μέση τιμή των 8 σταθμών.



**Σχήμα 7.4.8.** Μέσες τιμές και τυπικές αποκλίσεις των ημερήσιων συγκεντρώσεων  $PM_{10}$  για τους 8 σταθμούς του δικτύου του ΥΠΕΧΩΔΕ.

Η μέση ημερήσια τιμή των  $PM_{10}$  για όλους τους σταθμούς βρέθηκε να είναι  $55,2 \pm 41,3 \mu g m^{-3}$  τον Απρίλιο 2005, η οποία είναι αρκετά μεγαλύτερη από τη θεσπισμένη από την ΕΥ μέση ετήσια συγκέντρωση των  $40 \mu g m^{-3}$ . Οι μέσες ημερήσιες συγκεντρώσεις ξεπερνούν τη θεσπισμένη τιμή των  $50 \mu g m^{-3}$ , η οποία δεν πρέπει να ξεπερνάται 35 φορές το χρόνο (Gerasopoulos et al., 2006), 6 φορές, που αντιστοιχούν στα 3 επεισόδια σκόνης της περιόδου. Τα επεισόδια αυτά είναι εμφανή και στις τιμές των  $PM_{10}$ , γεγονός που δείχνει τον άμεσο επηρεασμό των συγκεντρώσεων των σωματιδίων στο έδαφος. Εξάλλου, όπως τονίστηκε προηγούμενα, αναλύοντας τις τροχιές των αερίων μαζών όλα τα επεισόδια σκόνης χαρακτηρίζονται από συνθήκες κάθετης μεταφοράς, μηχανισμός που ευνοεί τη μεταφορά της σκόνης κοντά στο έδαφος και την αύξηση των συγκεντρώσεων των  $PM_{10}$ . Στις 11-12 Απριλίου, η μεταφορά Αφρικανικής σκόνης συνέβαλε στην αύξηση των  $PM_{10}$  κατά  $\sim 100 \mu g m^{-3}$ , σε σύγκριση με τη μέση τιμή του Απριλίου. Η αύξηση αυτή ήταν  $150 \mu g m^{-3}$  στις 17 Απριλίου, οφειλόμενη στο έντονο επεισόδιο μεταφοράς σκόνης. Στην Κρήτη οι συγκεντρώσεις των  $PM_{10}$  ήταν ακόμη υψηλότερες λόγω γειννίαςσης με τη Σαχάρα. Οι Gerasopoulos et al. (2006) αναφέρουν συγκεντρώσεις πάνω από  $250 \mu g m^{-3}$  το διήμερο 11-12 Απριλίου 2005. Στις 16-17 Απριλίου, οι συγκεντρώσεις των  $PM_{10}$  στη Φινοκαλιά άγγιζαν τα  $2500 \mu g m^{-3}$ , ενώ την ίδια μέρα στο Ηράκλειο έφτασαν το άνω όριο του οργάνου μέτρησης ( $1000 \mu g m^{-3}$ ).





## **ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ ΓΙΑ ΜΕΛΛΟΝΤΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ**

Στο Κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα κύρια συμπεράσματα της διδακτορικής διατριβής και παρατίθενται προτάσεις για μελλοντική έρευνα στην επιστήμη της ατμοσφαιρικής φυσικής, δίδοντας ιδιαίτερη έμφαση στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και τις μεταβολές της λόγω των αλληλεπιδράσεών της με τα ατμοσφαιρικά αερολύματα, όπως επίσης και στις οπτικές ιδιότητες αυτών. Γεγονός είναι ότι τα αερολύματα αποτελούν σήμερα ένα εκτενές πεδίο έρευνας, με τμήμα του οποίου ασχολήθηκε η διατριβή, η οποία, όμως, αποτελεί μια πρώτη ολοκληρωμένη μελέτη όσον αφορά τη χρήση δορυφορικών δεδομένων στην περιοχή της Αθήνας.

### **8.1 Συμπεράσματα**

Τα αποτελέσματα της διατριβής, όπως δομήθηκαν και παρουσιάστηκαν στα Κεφάλαια 5, 6 και 7, μπορεί να θεωρηθεί ότι επικεντρώθηκαν σε 3 γενικές κατηγορίες: α) τη μελέτη του ηλιακού φάσματος και την τροποποίησή του μέσα στην ατμόσφαιρα με τη χρήση ηλιακών φασματικών μοντέλων, β) τη μελέτη των φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των διαφόρων τύπων αερολυμάτων σε 4 περιοχές της Γης και, γ) τη μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων μέσω δορυφορικών παρατηρήσεων στην περιοχή της Αθήνας. Για το λόγο αυτό η παρουσίαση των συμπερασμάτων χωρίζεται, στα ακόλουθα, σε 3 παραγράφους.

#### **8.1.1 Συμπεράσματα για την ηλιακή ακτινοβολία**

Το ηλιακό φάσμα, και στις 3 του συνιστώσες, εξαρτάται κυρίως από τη ζενίθια γωνία του Ήλιου και κατά δεύτερο λόγο από το ποσό και τις οπτικές ιδιότητες των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Γενικά, αύξηση της ζενίθιας γωνίας μειώνει τα ποσά των ακτινοβολιών στο έδαφος, λόγω του μεγαλύτερου οπτικού δρόμου που χρειάζεται η ακτινοβολία να διανύσει μέσα στην ατμόσφαιρα. Η μείωση αυτή είναι πιο έντονη στην άμεση συνιστώσα παρά τη διάχυτη, ενώ παρουσιάζει φασματική εξάρτηση, με τις μεγαλύτερες μειώσεις να εντοπίζονται στα μικρότερα μήκη κύματος. Αντίστοιχες αυξήσεις λαμβάνουν χώρα στην περίπτωση μείωσης της ζενίθιας γωνίας. Οι διακυμάνσεις της φασματικής σύνθεσης της ακτινοβολίας εξαρτώνται, επίσης, από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες, με τις μεταβολές αυτές να παρουσιάζουν μεγαλύτερη φασματική εξάρτηση όσο η ατμόσφαιρα είναι πιο καθαρή. Αυτό προκύπτει από τις θεωρίες σκέδασης του Rayleigh για τα μόρια του αέρα και του Mie για τα αερολύματα. Αντίθετα, η αύξηση της ατμοσφαιρικής θόλωσης επιδρά διαφορετικά στις 3 συνιστώσες της ηλιακής ακτινοβολίας. Έτσι, μειώνει την άμεση και την ολική συνιστώσα, λόγω αυξημένης σκέδασης, με τις εντονότερες μεταβολές (μειώσεις) να εντοπίζονται στα μικρά μήκη κύματος. Αντίθετα, η διάχυτη συνιστώσα αυξάνει, με τις εντονότερες αυξήσεις να λαμβάνουν χώρα στα μεγάλα μήκη κύματος (υπέρυθρο). Γενικά, η θόλωση αυξάνει το διάχυτο φάσμα, ενώ ταυτόχρονα το μετατοπίζει προς τα μεγαλύτερα μήκη κύματος, ένα φαινόμενο που είναι γνωστό σαν «ερυθρά μετατόπιση».

Με τη χρήση φασματικών υπολογιστικών μοντέλων δείχθηκε ότι η φασματική σύνθεση της ακτινοβολίας στο έδαφος μπορεί να μεταβληθεί ακόμα και σε περιπτώσεις ίδιων ζενιθίων γωνιών και επιπέδων θόλωσης, διότι εξαρτάται άμεσα από τις οπτικές

ιδιότητες των αερολυμάτων που καθορίζουν τη σκέδαση, όπως είναι το μέγεθός τους, η σκεδαστική τους ικανότητα και ο παράγοντας ασυμμετρίας της σκέδασης. Οι ιδιότητες αυτές επηρεάζουν περισσότερο τη διάχυτη ακτινοβολία, η οποία είναι προϊόν της σκέδασης. Έτσι, αύξηση στη σκεδαστική ικανότητα των σωματιδίων (λευκαύγεια απλής σκέδασης) οδηγεί σε αύξηση του διάχυτου φάσματος και λιγότερο του ολικού, ενώ αφήνει εντελώς ανεπηρέαστο το άμεσο. Παρόμοιες μεταβολές στις 3 συνιστώσες συντελούνται και με την αύξηση του συντελεστή ασυμμετρίας, αυξημένες τιμές του οποίου υποδηλώνουν αύξηση της εμπρόσθιας σκέδασης. Το μέγεθος των αερολυμάτων επηρεάζει επίσης το ηλιακό φάσμα. Όσο πιο μικρό είναι ένα σωματίδιο τόσο πιο έντονα σκεδάζει κυρίως στα μικρά μήκη κύματος. Συνεπώς, εντονότερη παρουσία αερολυμάτων μικρών διαστάσεων μειώνει το άμεσο φάσμα, ενώ αυξάνει το διάχυτο.

Ένα από τα σημαντικότερα πεδία της παρούσας διατριβής αφορούσε τη μελέτη των φασματικών λόγων των ακτινοβολιών διάχυτη/άμεση ( $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$ ), καθώς και τις τροποποιήσεις αυτών μέσα στην ατμόσφαιρα. Είναι η πρώτη φορά που η μελέτη αυτού του λόγου γίνεται μέσω φασματικών ηλιακών μοντέλων, όπου η επίδραση του κάθε παράγοντα (ζενίθια γωνία, θόλωση, οπτικές ιδιότητες αερολυμάτων) μπορεί να γίνει εύκολα διακρίσιμη και κατανοητή. Ο λόγος διάχυτης/άμεση ακτινοβολία μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ως δείκτης διαφάνειας της ατμόσφαιρας. Ο λόγος αυτός έχει βρει μεγάλη εφαρμογή, εκτός από μέτρο της ατμοσφαιρικής θόλωσης, και στον έμμεσο υπολογισμό των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Η φασματική μεταβολή του λόγου παρουσιάζει εκθετική μείωση της μορφής  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}=a\lambda^{-b}$ . Το γεγονός αυτό δημιουργεί καμπυλότητα κατά τη λογαριθμική της εκθετικής συνάρτησης, η οποία επηρεάζεται από τη ζενίθια γωνία και τις διαδικασίες σκέδασης στα μικρά κυρίως μήκη κύματος. Ο συντελεστής  $a$  εξαρτάται κυρίως από τη θόλωση και σε μικρότερο βαθμό από τη ζενίθια γωνία, ενώ ο ρυθμός της φασματικής μείωσης,  $b$ , εξαρτάται από τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Βρέθηκε, επίσης, ότι η ζενίθια γωνία αυξάνει σημαντικά την προαναφερθείσα καμπυλότητα με αποτέλεσμα η φασματική μείωση του λόγου  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  να περιγράφεται από μια πιο πολύπλοκη σχέση της απλής εκθετικής συνάρτησης. Αντίθετα, η ατμοσφαιρική θόλωση δεν φάνηκε να επηρεάζει την ικανότητα προσαρμογής της απλής εκθετικής συνάρτησης. Εκτός από τον ολοφασματικό λόγο  $E_d/E_b$ , που έχει ήδη χρησιμοποιηθεί ως δείκτης θόλωσης, το ίδιο μπορεί να ειπωθεί και για τη χρήση του φασματικού  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  για  $\lambda > 460$  nm περίπου, καθώς για μεγαλύτερα μήκη κύματος η επίδραση της ζενιθιας γωνίας σχεδόν εξαλείφεται. Η συσχέτιση των φασματικών λόγων  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  με το  $AOD_\lambda$  περιγράφεται από μια εκθετική συνάρτηση, οι συντελεστές της οποίας εξαρτώνται σημαντικά από το ποσό και τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Εξάλλου, συσχετίσεις αυτού του τύπου έχουν πρόσφατα χρησιμοποιηθεί για τη διάκριση των τύπων αερολυμάτων, κυρίως όσον αφορά στην απορροφητική τους ικανότητα.

Ο λόγος  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  μελετήθηκε με το φασματικό ηλιακό μοντέλο SMARTS 2.9.2, ενώ μερικά φασματικά δεδομένα από την Αθήνα του Σεπτεμβρίου 2002 είχαν καλή συμφωνία με τα αποτελέσματα του μοντέλου. Η καλή συμφωνία πειραματικών και προσομοιωμένων αποτελεσμάτων οδηγεί στο συμπέρασμα ότι τα εξαχθέντα αποτελέσματα αποτελούν νόμους των ακτινοβολιών. Αξιοσημείωτη είναι, επίσης, η μεγάλη επίδραση της λευκαύγειας απλής σκέδασης στις τιμές του  $E_{d\lambda}/E_{b\lambda}$  και κυρίως κάτω από συνθήκες αυξημένης θόλωσης. Εκμεταλλευόμενοι το γεγονός αυτό, η

λευκαύγεια απλής σκέδασης μπορεί να υπολογισθεί έμμεσα με τη χρήση πειραματικών και προσομοιωμένων λόγων  $E_{αλ}/E_{βλ}$ .

### 8.1.2 Συμπεράσματα για τα ατμοσφαιρικά αερολύματα

Η σχέση του Ångström ( $\tau_{αλ} = βλ^{-α}$ ) περιγράφει τη φασματική μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων. Οι συντελεστές της σχέσης αυτής,  $α$  και  $β$ , εξαρτώνται από το μέγεθος και το ποσό των αερολυμάτων, αντίστοιχα. Ο κυματικός εκθέτης  $α$  αποτελεί το μέτρο της φασματικής μεταβολής του οπτικού βάθους, άμεσα εξαρτώμενος από τις διαδικασίες σκέδασης μέσα στην ατμόσφαιρα. Όσο η σκέδαση της ακτινοβολίας γίνεται πιο επιλεκτική (δηλ. εντονότερη στα μικρά μήκη κύματος) τόσο η φασματική εξάρτηση του οπτικού βάθους γίνεται εντονότερη αυξανόμενες μεγαλύτερες τιμές του  $α$ . Καθώς η σκέδαση μέσα στην ατμόσφαιρα εξαρτάται σημαντικά από το μέγεθος και τη μορφή των σωματιδίων, τα πιο μικρά αερολύματα οδηγούν σε πιο επιλεκτική σκέδαση και συνεπώς σε μεγαλύτερες τιμές του  $α$ . Παρόλο που στη σχέση του Ångström τα  $α$  και  $β$  θεωρούνται ανεξάρτητα μεταξύ τους και ανεξάρτητα του μήκους κύματος, εντούτοις είναι γνωστό από πλήθος μελετών ότι και οι δύο συντελεστές παρουσιάζουν έντονη φασματική μεταβολή. Έτσι, πολύ διαφορετικές τιμές αυτών προέκυψαν ανάλογα με τη φασματική περιοχή που χρησιμοποιήθηκε στον υπολογισμό τους. Τα συμπεράσματα αυτά φάνηκαν ξεκάθαρα στην παρούσα διατριβή, όπου το  $α$  υπολογίστηκε με διαφορετικές μεθόδους (π.χ. μέθοδος Volz, μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων) και σε διαφορετικές φασματικές περιοχές. Τα σφάλματα υπολογισμού του  $α$  βρέθηκε να είναι σημαντικά μικρότερα κάτω από συνθήκες έντονης θόλωσης.

Μελετήθηκαν εκτενώς οι οπτικές ιδιότητες για τους 4 βασικούς τύπους αερολυμάτων (αερολύματα πυρκαγιών, βιομηχανικά, θαλάσσια και ερημικά σωματίδια). Τα δεδομένα λήφθηκαν από το παγκόσμιο δίκτυο του AERONET και αφορούσαν τις μέσες ημερήσιες τιμές των φασματικών οπτικών βαθμών των αερολυμάτων και του κυματικού εκθέτη του Ångström στη φασματική περιοχή 440-870 nm. Οι περιοχές που επιλέχθηκαν ήταν: α) A. Ita Floresta, Βραζιλία (αερολύματα πυρκαγιών), β) Ispra, Ιταλία (αστικά/βιομηχανικά αερολύματα), γ) Nauvu, Ειρηνικός Ωκεανός (θαλάσσια αερολύματα) και, δ) Solar Village, Σαουδική Αραβία (ερημικά αερολύματα). Τα αερολύματα πυρκαγιών είναι συνήθως μικρού μεγέθους, αλλά ταυτόχρονα πολύ ευμετάβλητα, ανάλογα με το χρόνο παραμονής τους στην ατμόσφαιρα και τις διαδικασίες συσσωμάτωσης τις οποίες υφίστανται. Οι οπτικές τους ιδιότητες εξαρτώνται σημαντικά από πολλούς παράγοντες, όπως το είδος της καύσιμης ύλης, την υγρασία αυτής, τη φάση της πυρκαγιάς, το χρόνο παρέλευσης της καύσης, την υγρασία της ατμόσφαιρας κ.α. Γενικά παρουσιάζουν πολύ μεγάλες τιμές του  $α$ , συνήθως πάνω από 1,7, ενώ η φασματική μεταβολή του οπτικού βάθους σε λογαριθμική κλίμακα προκύπτει κυρτή, με την κυρτότητα να αυξάνει όσο το ποσοστό των μικρών σωματιδίων αυξάνει. Αυτό σημαίνει ότι ο ρυθμός μεταβολής του οπτικού βάθους στα μεγαλύτερα μήκη κύματος είναι εντονότερος, με αποτέλεσμα να είναι μεγαλύτερες και οι τιμές του  $α$  στην περιοχή NIR από τις αντίστοιχες στη UV. Ανάλογες ιδιότητες παρουσίασαν και τα αστικά/βιομηχανικά αερολύματα, τα οποία είναι μικρού μεγέθους. Αυτά παρουσίασαν κυρτή καμπυλότητα και παράλληλα πολύ μεγάλες μεταβολές στις οπτικές, φυσικές και χημικές τους ιδιότητες, άμεσα επηρεαζόμενες από τις μετεωρολογικές συνθήκες λόγω του ότι είναι υγροσκοπικά. Αντίθετα συμπεράσματα εξήχθησαν για τα θαλάσσια και ερημικά αερολύματα. Το μέγεθος αυτών είναι μεγάλο, ενώ σκεδάζουν μη επιλεκτικά την

ηλιακή ακτινοβολία, με αποτέλεσμα να παρουσιάζεται μη έντονη φασματική μεταβολή του οπτικού βάθους. Αποτέλεσμα αυτών ήταν οι μικρές τιμές του κυματικού εκθέτη  $\alpha$ , κυμαίνονται συνήθως από 0,2 έως 0,7, ενώ ήταν μεγαλύτερες όταν χρησιμοποιούνται τα μικρά μήκη κύματος για τον υπολογισμό τους. Η φασματική μεταβολή του οπτικού βάθους σε λογαριθμική κλίμακα παρουσίασε καμπύλη κοίλης μορφής, η οποία όμως δεν ήταν το ίδιο έντονη όπως στην περίπτωση των αστικών αερολυμάτων ή των αερολυμάτων πυρκαγιών. Από τα παραπάνω διαπιστώνεται ότι η συσχέτιση των τιμών του  $\alpha$  με τις αντίστοιχες των οπτικών βαθών αποτελεί ένα χρήσιμο εργαλείο για τη διάκριση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων. Η εισαγωγή της καμπυλότητας μπορεί να βοηθήσει επιπλέον στη διάκρισή τους κυρίως για ενδιάμεσες τιμές του  $\alpha$ , γύρω στο 1, όπου η διάκριση των τύπων είναι δυσκολότερη. Με τη χρήση κατάλληλων τιμών κατωφλίου του  $AOD_{500}$  και  $\alpha_{440-870}$ , οι οποίες προτείνονται από τη διεθνή βιβλιογραφία, τα αερολύματα των 4 περιοχών του AERONET διακρίθηκαν σε επιμέρους τύπους: α)  $AOD_{500} > 0,1$  και  $\alpha_{440-870} > 1,5$  χαρακτηρίζουν αερολύματα πυρκαγιών και αστικά/βιομηχανικά (BU τύπος), β)  $AOD_{500} < 0,06$  και  $\alpha_{440-870} < 1,3$  αναπαριστούν καθαρές ωκεάνιες συνθήκες (CM τύπος) και, γ)  $AOD_{500} > 0,15$  και  $\alpha_{440-870} < 0,5$  είναι χαρακτηριστικά ερημικών αερολυμάτων (DD τύπος). Όσες περιπτώσεις δεν άνηκαν σε κάποιον από τους παραπάνω τύπους, χαρακτηρίστηκαν ως «ακαθόριστα» ή αναμεμειγμένου τύπου (MT) αερολύματα. Βρέθηκε, ότι στην Alta Floresta, το 41,8% σε ετήσια βάση αντιστοιχούσε στον BU τύπο, με το ποσοστό αυτό να αυξάνεται σημαντικά (άνω του 70%) σε περιόδους πυρκαγιών (Αύγουστος-Σεπτέμβριος), στην Ispra το 47,2% σε ετήσια βάση αντιστοιχούσε στον BU τύπο, ενώ στο Nauru το 56,7% αντιστοιχούσε στον τύπο CM. Τέλος, στο Solar Village το 46,6% των αερολυμάτων χαρακτηριζόταν ως DD τύπος. Τα αποτελέσματα αυτά δείχνουν ότι, γενικά, οι τοποθεσίες είναι χαρακτηριστικές του τύπου αερολυμάτων για τον οποίο επιλέχθηκαν.

### 8.1.3 Συμπεράσματα από τη χρήση δορυφορικών δεδομένων

Τα δορυφορικά δεδομένα του MODIS αποτελούν τη μεγαλύτερη χρονοσειρά για την παρακολούθηση του ποσού και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα. Δεδομένα οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm ( $AOD_{550}$ ) και αντίστοιχα του ποσοστού των μικρών σωματιδίων (FM) λήφθηκαν για την περίοδο Φεβρουαρίου 2000 – Δεκεμβρίου 2005 από το δέκτη MODIS εγκατεστημένο στο δορυφόρο Terra της NASA. Και οι δύο παράμετροι ( $AOD_{550}$  και FM) δεν παρουσίασαν εμφανή τάση μεταβολής κατά την περίοδο της μελέτης, ενώ σημαντική ήταν η ετήσια κύμανσή τους. Έτσι, το  $AOD_{550}$  παρουσίασε αυξημένες τιμές την άνοιξη και το καλοκαίρι (0,4-0,5), ενώ οι τιμές αυτού το χειμώνα ήταν πολύ μικρότερες (γύρω στο 0,2). Οι αντίστοιχες τιμές του FM δεν παρουσίασαν σημαντική ενδοετήσια κύμανση, με τις μικρότερες τιμές του να εντοπίζονται τη θερινή περίοδο, ενδεικτικές της αυξημένης παρουσίας αερολυμάτων μεγάλου μεγέθους. Με βάση τις τιμές των  $AOD_{550}$  και FM διακρίθηκαν 3 κύριοι τύποι αερολυμάτων με διαφορετικά οπτικά χαρακτηριστικά ο καθένας: α) αστικά/βιομηχανικά αερολύματα, β) καθαρές θαλάσσιες συνθήκες και γ) αερολύματα μεγάλου μεγέθους, πιθανότατα ερημική σκόνη. Λόγω των έντονων διαδικασιών ανάμειξης στην ατμόσφαιρα, και ιδίως εντός του αστικού περιβάλλοντος, διακρίθηκε και ένας τέταρτος τύπος που αντιστοιχεί σε αναμεμειγμένα αερολύματα. Ο τύπος αυτός ήταν ο κυρίαρχος σε όλες τις εποχές και κυρίως το φθινόπωρο και το χειμώνα, όπου οι διαδικασίες ανάμειξης είναι πιο έντονες. Τα αστικά αερολύματα

εντοπίστηκαν κυρίως την άνοιξη, λόγω των αυξημένων εκπομπών και των σταθερών ατμοσφαιρικών συνθηκών που ευνοούν τη συσσώρευσή τους, ενώ τα μεγάλα μεγέθη αερολύματα αποτέλεσαν τον κυρίαρχο τύπο το καλοκαίρι, λόγω των πιο ξηρών ατμοσφαιρικών συνθηκών που ευνοούν την εκπομπή μεγάλων αερολυμάτων φυσικής προέλευσης.

Εκτενής έρευνα πραγματοποιήθηκε για την προέλευση και την πορεία των αερίων μαζών που φθάνουν στην Αθήνα. Διακρίθηκαν 5 κύριοι τομείς προέλευσης, οι οποίοι αντιστοιχούν σε αερολύματα διαφορετικών μεγεθών και οπτικών ιδιοτήτων. Έτσι, αερολύματα, που προέρχονται από την Αφρική, παρουσίασαν αυξημένα οπτικά βάθη και χαμηλές τιμές του FM ενδεικτικές των αερολυμάτων σκόνης, ενώ οι αέριες μάζες του Ατλαντικού συνοδεύονταν από πιο καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες. Αντίθετα, αέριες μάζες προερχόμενες από την Ανατολική Ευρώπη μετέφεραν σημαντικά ποσά αερολυμάτων ανθρωπογενούς προέλευσης συμβάλλοντας στη διασυνοριακή ρύπανση. Οι αέριες μάζες καθορίστηκαν σε 3 επίπεδα μέσα στην ατμόσφαιρα (500 m, 1000 m και 4000 m), προκειμένου να διαπιστωθεί η κύρια διεύθυνσή τους σε κάθε επίπεδο ανάλογα με την εποχή. Στην ελεύθερη ατμόσφαιρα (4000 m), σε όλες τις εποχές του έτους, οι περισσότερες αέριες μάζες προέρχονταν από τον Ατλαντικό, ως άμεσο αποτέλεσμα της Δυτικής κυκλοφορίας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη του Βορείου Ημισφαιρίου. Σημαντικό ποσοστό αυτών προέρχεται και από την Αφρική μεταφέροντας αερολύματα σκόνης πάνω από τον Ελλαδικό χώρο. Ανατολικότερα, οι αέριες μάζες στα 4000 m εμφάνισαν συνεχώς μειωμένα συχνότητα εμφάνισης, ενώ ταυτόχρονη αύξηση παρουσίασαν οι αέριες μάζες εντός του οριακού στρώματος. Παρ' όλες τις σημαντικές διαφορές στη συχνότητα εμφάνισης των αερίων μαζών στα διαφορετικά επίπεδα από κάθε τομέα, οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα παρουσίασαν μάλλον σταθερές τιμές, γεγονός που αναδεικνύει καλή συσχέτιση μεταξύ των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και της προέλευσης των αερίων μαζών, σε όποιο επίπεδο και αν αυτές καθορισθούν. Για κάθε τύπο αερολυμάτων χωριστά μελετήθηκαν οι τομείς προέλευσης των αερίων μαζών, που ευνοούν την παρουσία του συγκεκριμένου τύπου. Έτσι, τα αστικά/βιομηχανικά αερολύματα σχετίζονται με αέριες μάζες προερχόμενες κυρίως από την Ευρώπη, ενώ αέριες μάζες από την Αφρική ευνοούν την παρουσία μεγάλων αερολυμάτων σκόνης. Καθαρές ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από την Αθήνα ήταν λιγότερο συχνές, εντοπιζόμενες κυρίως το χειμώνα και συνοδευόμενες από θαλάσσιες αέριες μάζες του Ατλαντικού.

Ιδιαίτερη μέριμνα λήφθηκε στον εντοπισμό και τη μελέτη των επεισοδίων σκόνης πάνω από την Αθήνα, βασισμένη στις τιμές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και τις τροχιές των αερίων μαζών. Εντοπίστηκαν 79 επεισόδια μεταφοράς Αφρικανικής σκόνης που αντιστοιχούσαν σε 13 επεισόδια ανά έτος. Η περίοδος Απριλίου-Μαΐου, αλλά και ο Ιούλιος αποδείχτηκαν οι πιο ευνοϊκές εποχές για τη μεταφορά της σκόνης πάνω από την Αθήνα. Όμως, την άνοιξη η ένταση του φαινομένου ήταν πιο ισχυρή λαμβάνοντας υπόψη και τις τιμές του AOD<sub>550</sub>, ενώ το καλοκαίρι η διάρκεια των επεισοδίων ήταν μεγαλύτερη. Η μεταφορά Αφρικανικής σκόνης πάνω από την Αθήνα διαρκεί συνήθως μία ή το πολύ δύο ημέρες, ενώ επεισόδια σκόνης μεγαλύτερης διάρκειας ήταν πολύ σπάνια. Από την ανάλυση των αερίων μαζών διαπιστώθηκε ότι η μεταφορά της σκόνης πάνω από την Αθήνα γίνεται είτε σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη (συνθήκες κάθετης μεταφοράς), μηχανισμός που επικρατεί κυρίως το χειμώνα και την άνοιξη, είτε μόνο στην ελεύθερη ατμόσφαιρα, μηχανισμός που επικρατεί το

καλοκαίρι. Αντίθετα, συνθήκες μεταφοράς σκόνης μόνο εντός του οριακού στρώματος ήταν πολύ σπάνιες.

Η χρήση των δεδομένων του δείκτη αερολυμάτων (AI) από τους δέκτες TOMS και OMI για τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης μπορεί να αποτελέσει ένα επιπλέον εύχρηστο εργαλείο σε κλιματική βάση. Στις περισσότερες περιπτώσεις τα επεισόδια σκόνης είχαν αντίκτυπο στις τιμές του AI, ενώ περίπου στο 30% των περιπτώσεων όχι. Διαπιστώθηκε ότι η χρήση του AI στον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης είναι περισσότερο ασφαλής όταν η μεταφορά της σκόνης λαμβάνει χώρα είτε σε ολόκληρη την ατμοσφαιρική στήλη είτε στην ελεύθερη ατμόσφαιρα. Αντίθετα, η χρήση του είναι ιδιαίτερα επισφαλής όταν η σκόνη περιορίζεται στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα ή τα ερημικά αερολύματα αναμειγνύονται με άλλα μη απορροφητικά σωματίδια. Καλύτερη μελέτη των επεισοδίων σκόνης μπορεί να προκύψει με τη συνδυασμένη χρήση δορυφορικών και επίγειων δεδομένων αλλά και με τη χρήση οπτικής δέσμης λέιζερ που παρέχει την κατατομή του ποσού των αερολυμάτων. Αξίζει, τέλος, να επισημανθεί, ότι ανάλογες μελέτες με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων, τόσο για τη διάκριση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων, όσο και τη συσχέτισή τους με την πορεία των αερίων μαζών και τον εντοπισμό των επεισοδίων σκόνης δεν έχουν πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Αθήνας.

## 8.2 Μελλοντική έρευνα

Η παρούσα διδακτορική διατριβή καθότι ασχολήθηκε με διάφορα θέματα της ατμοσφαιρικής φυσικής (ηλιακή φασματική ακτινοβολία, νόμοι εξασθένισης, οπτικές ιδιότητες διαφόρων τύπων αερολυμάτων, δορυφορικές παρατηρήσεις), παρέχει την τεχνογνωσία και το επιστημονικό υπόβαθρο για τη συνέχιση της μελέτης των φυσικών και οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων με υψηλής ανάλυσης φάσματα ακτινοβολίας.

Το κύριο μειονέκτημα της παρούσας διατριβής είναι η έλλειψη φασματικών δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας σε μια ευρεία και συστηματική περίοδο μελέτης, π.χ. σε ετήσια βάση, στην Αθήνα. Αυτό, όμως, είναι αρκετά δύσκολο να πραγματοποιηθεί καθώς φασματικά όργανα υψηλής ανάλυσης είναι σπάνια στους λίγους ακτινομετρικούς σταθμούς, ενώ δεδομένα αυτών των οργάνων λαμβάνονται συνήθως κατά τη διάρκεια πειραματικών εκστρατειών. Παρόλα αυτά, φασματικές μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας (ολικής, άμεσης και διάχυτης) συλλέγονται σε συνεχή βάση κάτω από ανέφελο ουρανό με το φασματοφωτόμετρο MFRSR που λειτουργεί στον ακτινομετρικό σταθμό του ΕΑΑ. Είναι αναγκαία λοιπόν η επέκταση της πειραματικής έρευνας για μακρά χρονική περίοδο και σε συστηματική βάση αναφορικά με τη μελέτη της ηλιακής ακτινοβολίας και των αερολυμάτων από τα δεδομένα του MFRSR. Άξια μελέτης είναι η διαχρονική πορεία των συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας καθώς και των λόγων της στην περιοχή της Αθήνας, όπως επίσης και η μελέτη των φασματικών μεταβολών των λόγων κάτω από διάφορες ατμοσφαιρικές συνθήκες. Η μεγάλη χρονική περίοδος δίνει τη δυνατότητα της μελέτης των συνιστωσών και των λόγων της ηλιακής ακτινοβολίας σε περιόδους όπου κυριαρχούν συγκεκριμένοι τύποι αερολυμάτων, όπως π.χ. έντονη παρουσία φωτοχημικού νέφους, αερολύματα από εποχικές πυρκαγιές το καλοκαίρι ή ερημικά σωματίδια από τη Σαχάρα. Η μελέτη της τροποποίησης των ακτινοβολιών κάτω από τέτοιες συνθήκες και η σύγκρισή τους με συνθήκες καθαρής ατμόσφαιρας αποτελεί ένα πρωτοποριακό πεδίο έρευνας για την περιοχή της Αθήνας. Επίσης, ένα αρκετά ενδιαφέρον πεδίο έρευνας αποτελεί ο έμμεσος υπολογισμός της λευκαύγειας απλής

σκέδασης και του δείκτη διάθλασης μέσω των λόγων διάχυτης/άμεση ακτινοβολίας και τη χρήση μοντέλων. Να σημειωθεί ότι ανάλογη έρευνα δεν έχει πραγματοποιηθεί στην περιοχή της Αθήνας. Επίσης, αρκετό ενδιαφέρον θα έχει και η μελέτη της κλιματικής επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών στην ατμόσφαιρα της Αθήνας. Ο υπολογισμός, όμως, αυτός είναι αρκετά δύσκολος με τα παρόντα μέσα, καθώς απαιτείται η καλή γνώση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και κυρίως της λευκαύγειας απλής σκέδασης, όπως και η χρήση εξειδικευμένων μοντέλων. Επίσης, οι συστηματικές μετρήσεις αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας θα μας δώσουν τη δυνατότητα καλύτερου εντοπισμού ενός κυρίαρχου τύπου για μια συγκεκριμένη εποχή του έτους, όπως, επίσης, θα βοηθούσε και στην εξακρίβωση του καλύτερου μοντέλου αερολυμάτων για συγκεκριμένες ατμοσφαιρικές και μετεωρολογικές συνθήκες. Επίσης, μια τέτοια έρευνα θα δημιουργούσε μια βάση δεδομένων (τυπική ατμόσφαιρα) αποκλειστικά για την Αθήνα που θα μπορούσε να χρησιμοποιηθεί σε επιχειρησιακές μελέτες της ηλιακής ακτινοβολίας μέσω φασματικών μοντέλων. Άξια μελέτης είναι, επίσης, η διαχρονική εξέλιξη, η εποχική και ημερήσια κύμανση του ποσού και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και η συσχέτισή τους με μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως ταχύτητα και διεύθυνση ανέμου, σχετική υγρασία αλλά και με τις τροχιές των αερίων μαζών μέσω του μοντέλου HYSPLIT. Μια τέτοια μελέτη θα αναδείξει τις ατμοσφαιρικές και μετεωρολογικές συνθήκες που ευνοούν τη συσσώρευση των αερολυμάτων και των αερίων ρύπων στην περιοχή της Αθήνας. Επίσης, μέσω των τιμών των AOD, α, αλλά και της καμπυλότητας μπορεί να επιτευχθεί μια διάκριση του τύπου των αερολυμάτων στην περιοχή της Αθήνας και να συγκριθεί με την αντίστοιχη που παρουσιάστηκε στην παρούσα διατριβή με τη χρήση δορυφορικών δεδομένων. Όλα τα παραπάνω, τα οποία αφορούν προτάσεις έρευνας με τη χρήση μετρήσεων επίγειων παθητικών οργάνων ηλιακής ακτινοβολίας, μπορούν να βοηθηθούν και να συμπληρωθούν με την ταυτόχρονη χρήση της σύγχρονης τεχνολογίας lidar, που δίδει την κατατομή των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα, ενώ σε συνδυασμό με τη χρήση των αερίων τροχιών του μοντέλου HYSPLIT να εντοπίσουν τους τύπους αερολυμάτων πάνω από την Αθήνα. Επίσης, σημαντικό ρόλο σε αυτή την προσπάθεια μπορούν να παίζουν και οι δορυφόροι μέσης (MODIS, MISR) και υψηλής (SPOT) φασματικής ανάλυσης, τα δεδομένα των οποίων μπορούν να συγκρίνονται σε συστηματική βάση με τα αντίστοιχα του MFRSR, ώστε η μελέτη των αερολυμάτων να γίνεται τόσο με επίγεια όσο και με δορυφορικά μέσα. Μερικές από τις προτάσεις αυτές έχουν ήδη αρχίσει να πραγματοποιούνται σε άμεση συνεργασία και με άλλες ερευνητικές ομάδες.





## BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Abbey, D. E., Nishino, N., McDonnell, W. F., Burchette, R. J., Knudsen, S. F., Lawrence, B. W., Yang, J. X., 1999. Long-term inhalable particles and other air pollutants related to mortality in nonsmokers. *American Journal of Respiratory & Critical Care Medicine* 159(2), 373-382.
- Adeyewa, Z.D., Balogun, E.E., 2003. Wavelength dependence of aerosol optical depth and the fit of the Angstrom law. *Theor. Appl. Climatology* 74, 105-122.
- Ahmad, S. P., Levelt, P.F., Bhartia, P.K., Hilsenrath, E., Leppelmeier, G.W., Johnson, J.E., 2003. Atmospheric Products from the Ozone Monitoring Instrument (OMI), Proceedings of SPIE conference on Earth Observing Systems VIII, Volume 5151, pp 619630. ([http://acdisc.gsfc.nasa.gov/ozone/docs/omispie\\_2003.doc](http://acdisc.gsfc.nasa.gov/ozone/docs/omispie_2003.doc))
- Alpert, P., Kaufman, Y., Shay-El, Y., Tanrè, D., da Silva, A., Schubert, S., Joseph, J., 1998. Quantification of dust-forced heating of the lower troposphere. *Nature* 395, 367-370.
- Alpert, P., Kishcha, P., Shtivelman, A., Krichak, S.O., Joseph, J.H., 2004. Vertical distribution of Saharan dust based on 2.5-year model Predictions. *Atmos. Res.* 70, 109-130.
- Amiridis, V., Balis, D.S., Kazadzis, S., Bais, A., Giannakaki, E., Papayannis, A., Zerefos, C., 2005. Four-year aerosol observations with a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, in the framework of European Aerosol Research Lidar Network (EARLINET). *J. Geophys. Res.* 110, doi: 10.1029/2005JD006190.
- Andreae, M. O., 1985. Dimethyl sulphide in the marine atmosphere. *J. Geophys. Res.* 90, 12891-12900.
- Andreae, M. O., 1995. Climate effects of changing atmospheric aerosol levels. In World Survey of Climatology. Future Climate of the World, Vol. 16, Edited by Henderson-Sellers, A., pp. 341- 392, Elsevier, Amsterdam.
- Ångström, A.K, 1929. On the atmospheric transmission of sun radiation and on the dust in the air. *Geogr. Ann.* 12, 130-159.
- Ångström, A.K, 1961. Techniques of determining the Turbidity of the Atmosphere. *Tellus XIII*, 214-223.
- Antoine, D., Nobileau, D., 2006. Recent increase of Saharan dust transport over the Mediterranean Sea, as revealed from ocean color satellite (SeaWiFS) observations. *J. Geophys. Res.* 111, D12214, doi:10.1029/2005JD006795.
- Artaxo, P., Gerab, F., Yamasoe, M.A., Martins, J.V., 1994. Fine mode aerosol composition at three long-term atmospheric monitoring sites in the Amazon Basin. *J. Geophys. Res.* 99, 22857-22868.
- Atkinson R.W., Anderson H.R., Strachan D.P., Bland J.M, Bremner S.A., Ponce de Leon A., 1999. Short-term associations between outdoor air pollution and visits to accident and emergency departments in London for respiratory complaints. *European Respiratory Journal.* 13(2), 257-65.
- Avila, A., Queralt-Mitjans, I., Alarcón, M., 1997. Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. Geophys. Res.* 102, 21977-21996.
- Bais, A.F., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Balis, D.S., Zerefos, C.S., Meleti, C., 2005. Deriving an effective aerosol single scattering albedo from spectral surface UV irradiance measurements. *Atmos. Environ.* 39, 1093-1102.
- Balis, D.S., Amiridis, V., Zerefos, C.S., Gerasopoulos, E., Andreae, M., Zanis, P., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Papayannis, A., 2003. Raman lidar and sunphotometric measurements of aerosol optical properties over Thessaloniki, Greece during a biomass-burning episode. *Atmos. Environ.* 37, 4529-4538.

- Balis, D.S., Amiridis, V., Zerefos, C.S., Kazantzidis, A., Kazadzis, S., Bais, A.F., Meleti, C., Papayannis, A., Matthias, V., Dier, H., Andreae, M.O., 2004a. Study of the effect of different type of aerosols on UV-B radiation from measurements during EARLINET. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 307-321.
- Balis, D.S., Amiridis, V., Nickovic, S., Papayannis, A., Zerefos, C.S., 2004b. Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece. *Geophys. Res. Lett.* 31, L13104, doi:10.1029/2004GL019881.
- Balis, D.S., Amiridis, V., Kazadzis, S., Papayannis, A., et al., 2006. Optical characteristics of desert dust over the East Mediterranean during summer: a case study. *Ann. Geophys.* 24, 807-821.
- Barkan, J., Alpert, P., Kutiel, H., Kishcha, P., 2005. Synoptics of dust transportation days from Africa toward Italy and central Europe. *J. Geophys. Res.* 110, D07208, doi:10.1029/JD006795.
- Barnaba, F., Gobbi, G.P., 2004. Aerosol seasonal variability over the Mediterranean region and relative impact of maritime, continental and Saharan dust particles over the basin from MODIS data in the year 2001. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 2367-2391.
- Bates, T.S., Charlson, R.J., Gammon, R.H., 1987. Evidence for the climatic role of marine biogenic sulphur. *Nature* 329, 319-321.
- Bergstrom, R.W., Pilewskie, P., Schmid, B., Russel, P.B., 2003. Estimates of the spectral aerosol single scattering albedo and aerosol radiative effects during SAFARI 2000. *J. Geophys. Res.* 108, D13, 8474.
- Berthier, S., Chazette, P., Couvert, P., Pelon, J., Dulac, F., Thieuleux, F., Moulin, C., Pain, T., 2006. Desert dust aerosol columnar properties over ocean and continental Africa from Lidar in-Space Technology Experiment (LITE) and Meteosat synergy. *J. Geophys. Res.* 111, D12214, doi:10.1029/2005JD005222.
- Bohren, C.F., Huffman, D.R., 1983. Absorption and scattering of light by small particles. John Wiley and sons, p. 550.
- Bonasoni, P., Cristofaneli, P., Calzolari, F., Bonafé, U., Evangelisti, F., Stohl, A., Zauli Sajani, S., van Dingenen, R., Colombo, T., Balkanski, Y., 2004. Aerosol-ozone correlations during dust transport episodes. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 1201-1215.
- Braslau, N., Dave, J.V., 1973. Effect of aerosols on the transfer of solar energy through realistic model atmospheres. *J. Appl. Meteorol.* 30, 601-619.
- Bruhl, C., Crutzen, P., 1989. On the disproportionate role of tropospheric ozone as a filter against solar UV-B radiation. *Geophys. Res. Lett.* 16, 703-706.
- Cachorro, V.E., de Frutos, A.M., 1995. A revised study of the validity of the general Junge relationship at solar wavelengths: Application to vertical atmosphere aerosol layer studies. *Atmos. Res.* 39, 1995.
- Cachorro, V.E., Duran, P., Vergaz, R., de Frutos, A.M., 2000. Measurements of the atmospheric turbidity of the North-Centre continental area in Spain: Spectral aerosol optical depth and Angstrom turbidity parameters. *J. Aeros. Sci.* 31, 687-702.
- Cachorro, V.E., Vergaz, R., de Frutos, A.M., 2001. A quantitative comparison of  $\alpha$  Ångström turbidity parameter retrieved in different spectral ranges based on spectroradiometer solar radiation measurements. *Atmos. Envir.* 35, 5117-5124.
- Calogirou, A., Larsen, B. R., Kotzias, D., 1999. Gas-phase terpene oxidation products; a review. *Atmos. Envir.* 33, 1423-1439.

- Chaloulakou, A., Kassomenos, P., Spyrelis, N., Demokritou, P., Koutrakis, P., 2003. Measurements of PM<sub>10</sub> and PM<sub>2.5</sub> particle concentrations in Athens, Greece. *Atmos. Environ.* 37, 649-660.
- Charlson, R.J., Lovelock, J.E., Andreae, M.O., Warren, S.G., 1987. Ocean phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. *Nature* 326, 655-661.
- Charlson, R.J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C.B., Warren, S.G., 1991. Perturbation of the northern hemispheric radiation balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus* 43AB, 152-163.
- Chazette, P., 2003. The monsoon aerosol extinction properties at Goa during INDOEX as measured with lidar. *J. Geophys. Res.* 108 (D6), 4187.
- Cheng, T., Liu, Y., Lu, D., Xu, Y., Li, H., 2006. Aerosol properties and radiative forcing in Hunshan Dave desert, northern China. *Atmos. Environ.* 40, 2169-2179.
- Chin, M., Chu, A., Levy, R., Remer, L., Kaufman, Y., Holben, B., Eck, T., Ginoux, P., Gao, Q., 2004. Aerosol distribution in the Northern Hemisphere during ACE-Asia: Results from global model, satellite observations, and Sun photometer measurements. *J. Geophys. Res.* 109, doi:10.1029/2004JD004829.
- Christopher, S.A., Wang, J., Ji, Q., Tsay, SiChee, 2003. Estimation of diurnal shortwave dust aerosol radiative forcing during PRIDE. *J. Geophys. Res.* 108, D19, 8596.
- Chu, D.A., Kaufman, Y.J., Ichoku, C., Remer, L.A., Tanre, D., Holben, B.N., 2002. Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval overland. *Geophys. Res. Lett.* 29, doi:10.1029/2001GL013205.
- Chu, D.A., Kaufman, Y.J., Zibordi, G., Chem, J.D., Mao, J., Li, C., Holben, B.N., 2003. Global monitoring of air pollution over land from the Earth Observing System-Terra Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS). *J. Geophys. Res.* 108(D21), 4661 doi:10.1029/2002JD003179.
- Clarke, A.D., Ahlquist, N.C., Covert, D.S., 1987. The Pacific marine aerosols: evidence for natural acid sulphates. *J. Geophys. Res.* 92, 4179-4190.
- Clarke, A.D., 1993. Atmospheric nuclei in the Pacific Mid-troposphere: their nature, concentration and evolution. *J. Geophys. Res.* 98, 20633-20647.
- Clarke, A.D., Porter, J.N., 1994. Aerosol measurements and optical extinction in the marine boundary layer. Proc., Int. Specialty Conf. on Aerosols and Atmospheric Optics: Radiative Balance and Visual Air Quality, Vol. 4, Snowbird, UT, Air and Waste Management Association, 209-226.
- Claquin, T., Schulz, M., Balkanski, Y., Boucher, O., 1998. Uncertainties in assessing radiative forcing by mineral dust. *TellusB* 50, 491-505.
- Collaud Coen, M., Weingartner, E., Schaub, D., Hueglin, C., Corrigan, C., Henning, S., Schwikowski, M., Baltensperger, U., 2004. Saharan dust events at the Jungfraujoch: Detection by wavelength dependence of the single scattering albedo and first climatology analysis. *Atmos. Chem. Phys.* 4, 2465-2480.
- Conant, W.C., Seinfeld, J.H., Wang, J., Carmichael, G.R., Tang, Y., Uno, I., Flatau, P.J., Markowicz, K.M., Quinn, P.K., 2003. A model for radiative forcing during ACE-Asia derived from CIPTAS Twin Otter and R/V Ronal H. Brown data and comparison with observations. *J. Geophys. Res.* 108, D23, 8661.
- Cox, R. A., Bloss, W. J., Jones, R. L., 1999. OIO and the Atmospheric Cycle of Iodine. *Geophys. Res. Lett.* 26(13), 1857-1860.

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

D' Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *J. Clim. Appl. Meteor.* 25, 903-916.

D' Almeida, G.A., 1987. On the variability of desert aerosol radiative characteristics. *J. Geophys. Res.* 92, 3017-3026.

D' Almeida, G.A., Koepke, P., Shettle, E.P., 1991. Atmospheric Aerosols. Global Climatology and Radiative Characteristics. A. Deepak Publishing, Hampton, VA, USA.

Davies, J.A., Hay, J.E., 1980. Calculation of the solar radiation incident on a horizontal surface. In: Hay, J.E., Won, T.K. (Eds.), Proceedings of the First Canadian Solar Radiation Data Workshop, Toronto, 1978. Canadian Atmospheric Environment Service, Downsview, pp.32-58.

Day, D.E., Malm, W.C., Kreidenweis, S.M., 2000. Aerosol light scattering measurements as a function of relative humidity. *J. of Air and Waste Management Association* 50, 710-716.

Day, D.E., Malm, W.C., 2001. Aerosol light scattering measurements as a function of relative humidity: a comparison between measurements made at three different sites. *Atmos. Envir.* 35, 5169-5176.

Dellago, C., Horvath, H., 1993. On the accuracy of the size distribution information obtained from light extinction and scattering measurements, I, Basic considerations and models. *J. Aeros. Sci.* 24, 129-141.

Díaz, J.P., Exposito, F.J., Torres, C.J., Herrera, F., Prospero, J.M., Romero, M.C., 2001. Radiative properties of aerosols in Saharan dust outbreaks using ground-based and satellite data: applications to radiative forcing. *J. Geophys. Res.* 106, 18403-18416.

Di Iorio, T., di Sarra, A., Junkermann, W., Cacciani, M., Fiocco, G., Fuà, D., 2003. Tropospheric aerosols in the Mediterranean : 1. Microphysical and optical properties. *J. Geophys. Res.* 108, D10, 4316.

Di Sarra, A., Di Iorio, T., Cacciani, M., Fiocco, G., Fuà, D., 2001. Saharan dust profiles measured by lidar at Lampedusa. *J. Geophys. Res.* 106, 10335-10348.

Dockery, D.W., Pope, A.C., Xu, X., Spengler, J.D., Ware, J.H., Fay, M.E., Ferris, B.G. Jr-Speizer, F.E., 1993. An association between air pollution and mortality in six U.S. cities. *N Engl. J. Med.* 9 329(24), 1753-1759.

Draxler, R.R., Rolph, G.D., 2003. HYSPLIT (Hybrid single-particle Lagrangian Integrated Trajectory) model, <http://www.arl.noaa.gov/ready/hysplit4.html>, NOAA Air Resources Laboratory, Silver, Spring, MD.

Dubovik, O., Holben, B.N, King, M.D., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., Eck, T.F., Kinne, S., Slutsker, I., 1999. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. Paper Presented at ALPS '99. Cent. Natl. d'Etudes Spatiales, Meribel, France, pp. 18-22.

Dubovik, O., King, M.D., 2000. A flexible inversion algorithm for retrieval of aerosol optical properties from sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.* 105, 20673-20696.

Dubovik, O., Smirnov, A., Holben, B.N, King, M.D., Kaufman, Y.J., Eck, T.F., Slutsker, I., 2000. Accuracy assessments of aerosol properties retrieved from Aerosol Robotic Network (AERONET) sun and sky radiance measurements. *J. Geophys. Res.* 105, 9791-9806.

Dubovik, O., Holben, B.N, Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanrè, D., Slutsker, I., 2002. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations. *J. Atmos. Sci.* 59, 590-608.

- Dulac, F., Tanrè, D., Bergametti, G., Buat-Ménard, P., Desbois, M., Sutton, D., 1992. Assessment of the african airborne dust mass over the western Mediterranean sea using meteosat data. *J. Geophys. Res.* 97, 2489-2506.
- Duncan, B.N., Martin, R.V., Staudt, A.C., Yevish, R., Logan, J.A., 2003. Interannual and seasonal variability of biomass burning emissions constrained by satellite observations. *J. Geophys. Res.* 108 (D2), 4100, doi:10.1029/2002JD002378.
- Duncan, B.N., Bey, I., 2004. A modeling study of the export pathways of pollution from Europe: Seasonal and interannual variations (1987-1997). *J. Geophys. Res.* 109, D08301, doi:10.1029/JD004079.
- Dunion, J., Velden, C., 2004. The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 85, 353-365.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Slutsker, I., Setzer, A., 1998. Measurements of irradiance attenuation and estimation of aerosol single scattering albedo for biomass burning aerosols in Amazonia. *J. Geophys. Res.* 103, 31865-31878.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Reid, J.S., Dubovic, O., Smirnov, A., O'Neil, N.T., Slutsker, I., Kinne, S., 1999. Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban, and desert dust aerosols. *J. Geophys. Res.* 104, D24, 31,333-31,349.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Dubovic, O., Smirnov, A., Slutsker, I., Lobert, J.M., Ramanathan, V., 2001a. Column-integrated aerosol optical properties over the Maldives during the northeast monsoon for 1998-2000. *J. Geophys. Res.* 106, 28555-28566.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Ward, D.E., Dubovic, O., Reid, J.S., Smirnov, A., Mukelabai, M.M., Hsu, N.C., O'Neil, N.T., Slutsker, I., 2001b. Characterization of the optical properties of biomass burning aerosols in Zambia during the 1997 ZIBBEE field campaign. *J. Geophys. Res.* 106, D4, 3425-3448.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Ward, D.E., et al., 2003. Variability of biomass burning aerosol optical characteristics in southern Africa during SAFARI 2000 dry season campaign and a comparison of single scattering albedo estimates from radiometric measurements. *J. Geophys. Res.* 108, D13, 8477.
- Eck, T.F., Holben, B.N., Dubovic, O., Smirnov, A., Goloub, P., Chen, H.B., Chatenet, B., Gomes, L., Zhang, X.Y., Tsay, S.C., Ji, Q., Giles, D., Slutsker, I., 2005. Columnar aerosol optical properties at AERONET sites in central eastern Asia and aerosol transport to the tropical mid-Pacific. *J. Geophys. Res.* 110, doi: 10.1029/2004JD005274.
- EPA (Environmental Protection Agency), 1996. National Air Quality and Emissions Trends Reports, 1995. Office of Air Quality Planning and Standards, Research Triangle Park, NC.
- Esposito, F., Leone, L., Pavese, G., Restieri, R., Serio, C., 2004. Seasonal variation of aerosols properties in South Italy: a study on aerosol optical depths Ångström turbidity parameters and aerosol size distributions. *Atmos. Envir.* 38, 1605-1614.
- Falkowski, P.G., Barber, R.T., Smetacek, V., 1998. Biogeochemical controls and feedbacks on ocean, primary production. *Science* 281, 200-206.
- Ferrare, R., et al., 2000. Comparison of aerosol optical properties and water vapor among ground and airborne lidars and sun photometers during TARFOX. *J. Geophys. Res.* 105, 9917-9933.
- Formenti, P., Andreae, M.O., Andreae, T.W., Galani, E., Vasaras, A., Zerefos, C., Amiridis, V., Orlovsky, L., Karnieli, A., Wendish, M., Wex, H., Holben, B.N., Maenhaut, W., Lelieveld, J., 2001. Aerosol optical

properties and large-scale transport of air mass: observations at a coastal and a semiarid site in the eastern Mediterranean during summer 1998. *J. Geophys. Res.* 106, 9807-9826.

Fotiadi, A., Hatzianastassiou, N., Drakakis, E., Matsoulas, C., Pavlakis, K.G., Hatzidimitriou, D., Gerasopoulos, E., Mihalopoulos, N., Vardavas, I., 2006. Aerosol physical and optical properties in the Eastern Mediterranean Basin, Crete, from Aerosol Robotic Network data. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 5399-5413.

Fouquart, Y., Bonnel, B., Brigniez, J.C., Buriez, L., Smith, L., Morcrette, J.J., 1987. Observation of Saharan aerosols: results of ECLATS field experiment: II. Broadband radiative characteristics of the aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Clim. Meteorol.* 25, 38-52.

Gerasopoulos, E., Andreae, M.O., Zerefos, C.S., Andreae, T.W., Balis, D., Formenti, P., Merlet, P., Amiridis, V., Parastefanou, C., 2003. Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece. *Atmos. Chem. Phys.* 3, 2025-2041.

Gerasopoulos, E., Kouvarakis, G., Babasakalis, P., Vrekoussis, M., Pataud, J.-P., Mihalopoulos, N., 2006. Origin and variability of particulate matter (PM<sub>10</sub>) mass concentrations over the Eastern Mediterranean, *Atmos. Environ.* 40, 4679-4690.

Giavis, G.M., Kambezidis, H.D., Sifakis, N., Tóth, Z., Adamopoulos, A.D., Zevgolis, D., 2005a. Diurnal variation of the aerosol optical depth for two distinct cases in the Athens area, Greece. *Atmos. Res.* 78, 79-92.

Giavis, G.M., Kambezidis, H.D., Sifakis, N., Tóth, Z., Adamopoulos, A.D., Zevgolis, D., 2005b. Cases of aerosol optical depth estimations in the Athens area, Greece. *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.* 67, 1524-1532.

Ginoux, P., Prospero, J.M., Torres, O., Chin, M., 2004. Long-term simulation of dust distribution with the GOCART model: correlation with the North Atlantic oscillation. *Environmental Modeling and Software* 19, 113-128.

Glasius, M., Carlsen, M.F., Hansen, T.S., Lohse, C., 1999. Measurements of nitrogen dioxide of Funen using diffusion tubes. *Atmos. Environ.* 33, 1177-1185.

Gobbi, G.P., Barnaba, F., Giorgi, R., Santacasa, A., 2000. Altitude-resolved properties of a Saharan-Dust event over the Mediterranean. *Atmos. Environ.* 34, 5119-5127.

Gobbi, G.P., Barnaba, F., Ammannato, L., 2007. Estimating the impact of Saharan dust on the year 2001 PM<sub>10</sub> record of Rome, Italy. *Atmos. Environ.* 41, 261-275.

Graßl, H., 1979. Possible changes of planetary albedo due to aerosol particles in Man's Impact on Climate, edited by: W. Bach, J. Pankrath, and W. Kellogg, Elsevier, New York.

Gueymard, C., 1993. Development and performance assessment of a clear sky spectral radiation model. In proceedings Solar '93-22<sup>nd</sup> ASES Conference, Washington, DC.

Gueymard, C., 1994. Updated transmittance functions for use in fast spectral direct-beam irradiance models. Proc. of the 23<sup>rd</sup> Am. Solar Energy Soc. Ann. Confer., San Jose, CA, June 1994.

Gueymard, C., 1995. SMARTS2. A simple model of the atmospheric radiative transfer of sunshine. Algorithms and performance assessment. FSEC-PF-270-93. Florida Solar Energy Center, Cocoa, FL.

Gueymard, C.A., 2003. Interdisciplinary applications of a versatile spectral solar irradiance model: a review. Proc. International Expert Conf. on Measurement and Modelling of Solar Radiation, Edinburgh, Scotland.

- Hamilton, R.S., Mansfield, T.A., 1991. Airborne particulate elemental carbon: its sources, transport and contribution to dark smoke and soiling. *Atmos. Envir.* 25, 715-723.
- Han, Q.Y., Rossow, W.B., Chou, J., et al., 1998. Global survey of the relationships of cloud albedo and liquid water path with droplet size using ISCCP. *J. Climate* 11 (7), 1516-1528.
- Hänel, G., 1976. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of relative humidity at thermodynamic equilibrium with surrounding moist air. In: *Advances in Geophys.* Vol. 19. Academic Press, New York, pp. 73-188.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., 1997. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* 102, 6831-6864.
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., Oinas, V., 2000. Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 97, 9875-9880.
- Hauser, A., Oesch, D., Foppa, N., 2005. Aerosol optical depth over land: Comparing AERONET, AVHRR and MODIS. *Geophys. Res. Lett.* 32, L17816, doi:10.1029/2005GL023579.
- Haywood, J.M., Boucher, O., 2000. Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: a review. *Reviews of Geophys.* 38, 513-543.
- Haywood, J., Fransis, P., Osborne, S., Glew, M., Loeb, N., Highwood, E., Tanrè, D., Myhre, G., Formenti, P., Hirst, E., 2003. Radiative properties and direct radiative effect of Saharan dust measured by the C-130 aircraft during SHADE. 1. Solar spectrum. *J. Geophys. Res.* 108, (D18), 8577.
- Herman, B.N., Browning, R.S., DeLuisi, J.J., 1975. Determination of the effective imaginary term of the complex refractive index of atmospheric dust by remote sensing: the diffuse-to-direct radiation method. *J. Atmos. Sci.* 32, 918-925.
- Herman, J.R., Bhartia, P., Ziemke, J., Ahmad, Z., Larko, D., 1996. UV-B increases (1979-1992) from decreases in total ozone. *Geophys. Res. Lett.* 23, 2117-2120.
- Herman, J.R., Krotov, N., Celarier, E., Larco, D., Labow, G., 1999. Distribution of UV radiation at the Earth's surface from TOMS-measured and UV-backscattered irradiances. *J. Geophys. Res.* 104, 12059-12076.
- Hess, A.M., Koepke, P., Schult, I., 1998. Optical properties of aerosol and clouds: the software package OPAC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 831-844.
- Hobbs, P.V., Radke, L.W., 1992. Airborne studies of the smoke from the Kuwait oil fires. *Science* 256, 987-991.
- Holben, B.N., Setzer, A., Eck, T.F., Pereira, A., Slutsker, I., 1996. Effect of dry season biomass burning on Amazon basin aerosol concentrations and optical properties. *J. Geophys. Res.* 101, 19465-19481.
- Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Tanré, D., Buis, J.P., Setzer, A., Vermote, E., Reagan, J.A., Kaufman, Y.A., 1998. AERONET-a federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Rem. Sens. of Envir.* 66, 1-16.
- Holben, B.N., Tanre, D., Smirnov, A., Eck, T.F., Slutsker, I., et al., 2001. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. *J. Geophys. Res.* 106, 12,067-12,097.
- Höllner, R., Ito, K., Tohno, S., Kasahara, M., 2003. Wavelength-dependent aerosol single scattering albedo: Measurements and model calculations for a coastal site near the Sea of Japan during ACE-Asia. *J. Geophys. Res.* 108, D23, 8648.

- Hoppel, W.A., Frick, G.M., Fitzgerald, J.W., Larson, R.E., 1994. Marine boundary layer measurements of new particles formation and the effects non-precipitating clouds have on aerosol size distribution. *J. Geophys. Res.* 99, 14443-14459.
- Horvath, H., 1996. Spectral extinction coefficients of rural aerosol in southern Italy- a case study of cause and effect of variability of atmospheric aerosol. *J. Aeros. Sci.* 27, 437-453.
- Houghton, J.T., et al., 2001. (Eds.), Climatic Change, 2001: The Scientific Basis, pp. 896, Cambridge Univ. Press, New York.
- Hsu, N.C., Herman, J.R., Bhartia, P.K., Sefstor, C., Torres, O., Thompson, A.M., Gleason, J.F., Eck, T.F., Holben, B.N., 1996. Detection of Biomass Burning Smoke from TOMS Measurements. *Geophys. Res. Lett.* 23, 745-748.
- Husar, R.B., Prospero, J.M., Stowe, L.L., 1997. Characterization of tropospheric aerosols over the oceans using the NOAA advanced very high-resolution radiometer optical thickness operational product. *J. Geophys. Res.* 102, 16899-16909.
- Hutchison, K., 2003. Application of MODIS satellite data and products for monitoring air quality in the state of Texas. *Atmos. Envir.* 37, 2403-2412.
- Ichoku, C., Kaufman, Y.J., Remer, L.A., Levy, R., 2004. Global aerosol remote sensing from MODIS. *Adv. Space Res.* 34, 820-827.
- Ignatov, A., Stowe, L., Singh, R., 1998. Sensitivity study of the Ångström exponent derived from AVHRR over the oceans. *Adv. Space Res.* 21, 439-422.
- Ignatov, A., Stowe, L., 2002. Aerosol retrievals from individual AVHRR channels part I: Retrieval algorithm and transition from Dave to 6S radiative transfer model. *J. Atmos. Sci.* 59, 313-334.
- IPCC, 2001. Climatic change 2001. The Scientific Basis. In: Houghton, J.T., et al. (Eds.). The science of Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Israelevich, P.L., Levin, Z., Joseph, J.H., Ganor, E., 2002. Desert aerosol transport in the Mediterranean region as inferred from the TOMS aerosol index. *J. Geophys. Res.* doi:10.1029/2001JD002011.
- Jacobson, M.Z., 2001. Strong radiative heating due to the mixing state of black carbon in atmospheric aerosols. *Nature* 409, 695-697.
- Jacovides, C.P., Kaltsounides, N.A., Asimakopoulos, D.N., Kaskaoutis, D.G., 2005. Spectral aerosol optical depth and the Ångström's parameters in the polluted Athens atmosphere. *Theor. Appl. Clim.* 81, 161-167.
- Janjai, S., Kumharn, W., Laksanaboonsong, J., 2003. Determination of Ångström's turbidity coefficient over Thailand. *Renew. Energy* 28, 1685-1700.
- Johnson, B.T., Shine, K.P., Forster, P.M., 2004. The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Q. J. R. Meteor. Soc.* 130, 1407-1422.
- Junge, C.E., 1955. The size distribution and aging of natural aerosols as determined from electrical and optical measurements in the atmosphere. *J. Meteorol.* 12, 13-25.
- Kalashnikova, O.V., Sokolik, I.N., 2002. Importance of shapes and compositions of wind-blown dust particles for remote sensing at solar wavelengths. *Geophys. Res. Lett.* 29, 381-384.



- Kalivitis, N., Gerasopoulos, E., Vrekousis, M., Kouvarakis, G., Kubilay, N., Hatzianastassiou, N., Vardavas, I., Mihalopoulos, N., 2007. Dust transport over the Eastern Mediterranean from TOMS, AERONET and surface measurements. *J. Geophys. Res.* 112, D03202, doi:10.1029/2006JD007510.
- Kambezidis, H.D., Tulleken, R., Amanatidis, G.T., Paliatsos, A.G., Asimakopoulos, D.N., 1995. Statistical evaluation of selected air pollutants in Athens, Greece. *Enviromentics* 6, 349-361.
- Kambezidis, H.D., Adamopoulos, A.D., Zevgolis, D., 2001. Determination of Ångström and Schüepp's parameters from ground-based spectral measurements of beam irradiance in the Ultraviolet and Visible spectrum in Athens, Greece. *Pure Appl. Geophys.* 158, 821-838.
- Karyampudi, V.M., et al., 1999. Validation of the Saharan dust plume conceptual model using lidar, Meteosat, and ECMWF data. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 80, 1045-1075.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., 2006. Investigation on the wavelength dependence of the aerosol optical depth in the Athens area. *Q. J.R.Meteor. Soc.* 132, 2217-2235.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Adamopoulos, A.D., Kassomenos, P.A., 2006a. Comparison between experimental data and modeling estimates of atmospheric optical depth over Athens, Greece. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 68, 1167-1178.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Adamopoulos, A.D., Kassomenos, P.A., 2006b. On the determination of aerosols using the Ångström exponent in the Athens area. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 68, 2147-2143.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Jacovides, C.P., Steven, M.D., 2006c. Modification of solar radiation components under different atmospheric conditions in the Greater Athens Area, Greece. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 68, 1043-1052.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Shailesh Kumar Kharol, Badarinath, K.V.S., 2007. Investigation on the ozone and trace gases contribution to the total optical depth in a polluted urban environment. *Atmos. Res.* 86, 286-296.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Toth, Z., 2007b. Investigation about the dependence of spectral diffuse-to-direct-beam ratio on atmospheric turbidity and solar altitude. *Theor. Appl. Clim.* 89, 245-256.
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., 2008a. Comparison of the Ångström parameters retrieval in different spectral ranges with the use of different techniques. *Meteoro. Atmos. Phys.* (in press).
- Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., 2008b. The role of aerosol models of the SMARTS code in predicting the spectral direct-beam irradiance in an urban area. *Renewable Energy* 33, 1532-1543.
- Κασκαούτης Δ.Γ., 2002. Σύγκριση φασμάτων συνιστωσών ηλιακής ακτινοβολίας: Μετρήσεις vs Μοντέλα. Διπλωματική Εργασία Μ.Δ.Ε. Πανεπ. Αθηνών.
- Kasten, F., Young, A.T., 1989. Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt.* 28, 4735-4738.
- Kaufman, Y.J., Setzer, A., Ward, D., Tanrè, D., Holben, B.N., Menzel, P., Pereira, M.C., Ramussen, R., 1992. Biomass burning airborne and spaceborne experiment in the Amazonas (BASE-A). *J. Geophys. Res.* 97, 14581-14599.
- Kaufman, Y.J., 1993. Aerosol optical thickness and atmospheric path radiance. *J. Geophys. Res.* 98, 2677-2692.

- Kaufman, Y.J., Tanrè, D., Remer, L.A., Vermote, E.F., Chu, A., Holben, B.N., 1997. Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS moderate resolution imaging spectroradiometer. *J. Geophys. Res.* 102, 17051-17067.
- Kaufman, Y.J., et al., 1998. Smoke, Clouds and Radiation-Brazil (SCAR-B) experiment. *J. Geophys. Res.* 31, 103-108.
- Kaufman, Y.J., Tanrè, D., 1998. Algorithm for remote sensing of tropospheric aerosol from MODIS, Algorithm Theoretical Basis Documents (ATBD-MOD-02), pp. 85.
- Kaufman, Y.J., Tanrè, D., Dubovik, O., Karnieli, A., Remer, L.A., 2001a. Absorption of sunlight by dust as inferred from satellite and ground-based remote sensing. *Geophys. Res. Lett.* 28, 1479-1482.
- Kaufman, Y.J., Smirnov, A., Holben, B.N., Dubovik, O., 2001b. Baseline maritime aerosol: methodology to derive the optical thickness and the scattering properties. *Geophys. Res. Lett.* 28, 3251-3254.
- Kaufman, Y.J., Tanrè, D., Boucher, O., 2002. A satellite view of aerosols in the climate system. *Nature* 419, 215-223.
- Kazantzidis, A., Balis, D.S., Bais, A.F., Kazadzis, S., Galani, E., Kosmidis, E., Blumthaler, M., 2001. Comparison of model calculations with spectral UV measurements during the SUSPEN campaign: the effect of aerosols. *J. Atmos. Sci.* 58, 1529-1539.
- Kikas, Ü., Reinart, A., Vaht, M., Veismann, U., 2001. A case study of boundary layer aerosol size distribution on the surface UV irradiance. *Atmos. Environ.* 35, 5041-5051.
- Kim, D.H., Sohn, B.J., Nakajima, T., Takamura, T., Choi, B.C., Yoon, S.C., 2004. Aerosol optical properties over eastern Asia determined from ground-based sky radiation measurements. *J. Geophys. Res.* 109, D02209, doi:10.1029/2003JD003387.
- Kim, S.W., Yoon, S.C., Jefferson, A., et al., 2005. Aerosol optical, chemical and physical properties at Gosan, Korea during Asian dust and pollution episodes in 2001. *Atmos. Environ.* 39, 39-50.
- King, M.D., Byrne, D.M., 1976. A method for inferring total ozone content from spectral variation of total optical depth obtained with a solar radiometer. *J. Atmos. Sci.* 33, 2242-2251.
- King, M.D., 1979. Determination of the ground albedo and the index of absorption of atmospheric particulates by remote sensing. Part II: Application. *J. Atmos. Sci.* 36, 1072-1083.
- King, M.D., Herman, B.M., 1979. Determination of the ground albedo and the index of absorption of atmospheric particulates by remote-sensing, 1, Theory. *J. Atmos. Sci.* 36, 163-173.
- King, M.D., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Nakajima, T., 1999. Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 80, 2229-2259.
- King, M., Menzel, W.P., Kaufman, Y.J., Tanre, D., Gao, B.C., Platnick, S., Ackerman, S.A., Remer, L.A., Pincus, R., Hubanks, P.A., 2003. Cloud and aerosol properties, precipitable water, and profiles of temperature and humidity from MODIS. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 41, 442-458.
- Kinne, S., Poeschel, R., 2001. Aerosol radiative forcing for Asian continental outflow. *Atmos. Environ.* 35, 5019-5028.
- Koepke, P., Hess, A.M., Schult, I., Shettle, P., 1997. Global aerosol data set. MPI Meteorologie Hamburg Rep. 243, pp.44.

- Koukouli, M.E., Balis, D.S., Amiridis, V., Kazadzis, S., Bais, A., Nickovic, S., Torres, O., 2006. Aerosol variability over Thessaloniki using ground based remote sensing observations and the TOMS aerosol index. *Atmos. Envir.* 40, 5367-5378.
- Kouvarakis, G., Doukelis, Y., Mihalopoulos, N., Rapsomanikis, S., Sciare, J., Blumthaler, M., 2002. Chemical, physical, and optical characterization of aerosols during PAUR II experiment. *J. Geophys. Res.* 107, D18, 8141.
- Kubilay, N., Oguz, T., Kocak, M., 2005. Ground-based assessment of Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) data for dust transport over the northeastern Mediterranean. *Global Biogeochem. Cycles* 19, GB1022, doi:10.1029/2004GB002370.
- Kylling, A., Bais, A.F., Blumthaler, M., Shreder, J., Zerefos, C.S., 1998. UV irradiances during the PAUR campaign: comparison between measurement and model simulations. *J. Geophys. Res.* 103, 26051-26060.
- Latha, M.K., Badarinath, K.V.S., 2005a. Seasonal variations of black carbon aerosols and total aerosol mass concentrations over urban environment in India. *Atmos. Envir.* 39, 4129-4141.
- Latha, M.K., Badarinath, K.V.S., 2005b. Spectral solar attenuation due to aerosol loading over an urban area in India. *Atmos. Res.* 75, 257-266.
- Lelieveld, J., et al., 2002. Global air pollution crossroads over the Mediterranean. *Science* 298, 794-999.
- Levin, Z., Ganor, E., Gladstein, V., 1996. The effects of desert particles coated with sulphate on rain formation in the eastern Mediterranean. *J. Appl. Meteorol.* 35, 1511-1523.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Tanre, D., Kaufman, Y.J., Ichoku, C., Holben, B., Livingston, J., Russell, P., Mating, H., 2003. Evaluation of the MODIS retrievals of dust aerosol over the ocean during PRIDE. *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2002JD002460.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Dobovik, O., 2007a. Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging spectroradiometer aerosol retrieval over land. *J. Geophys. Res.* 112, D13210, doi:10.1029/2006JD007815.
- Levy, R.C., Remer, L.A., Mattoo, S., Vermote, E., Kaufman, Y.J., 2007b. Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance. *J. Geophys. Res.* 112, D13211, doi:10.1029/2006JD007811.
- Linke, F., 1922. Transmission Koeffizient und Trubungsfactor. *Beitr Phys. Frei Atmos.* 10, 91-103.
- Lohmann, U., Feichter, J., 2005. Global indirect aerosol effects: a review. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 715-737.
- Loomis D., Castillejos, M., Gold, D. R., McDonnell, W., Borja-Aburto, V. H., 1989. Air pollution and infant mortality in Mexico City. *Epidemiology* 10 (2), 118-123.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H., European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science* 303, 1499-1503.
- Lyamani, H., Olmo, F.J., Alados-Arboledas, L., 2004. Long-term changes in aerosol radiative properties at Armilla (Spain). *Atmos. Envir.* 38, 5935-5943.
- Madronich, S., 1992. Implications of recent total atmospheric ozone measurements for biologically active ultraviolet radiation reaching the earth's surface. *Geophys. Res. Lett.* 19, 37-40.
- Mage, D., Ozolins, G., Peterson, P., Webster, A., Orthofer, R., Vandeweerd, V., Gwynne, M., 1996. Urban air pollution in megacities of the world. *Atmos. Environ.* 30, 681-686.

- Makroyannis, T.J. and Giles, B.D., 1980. Frequencies, individual and mean tracks of moving anticyclones over SE Europe. *J. Meteor.* 5, 240-248.
- Martinez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Tena F., Cachorro, V.E., 1998. The parametrization of the atmospheric aerosol optical depth using the Ångström power law. *Sol. Energy* 63, 303.
- Markowicz, K.M., Flatau, P.J., Ramana, M.V., Crutzen, P.J., Ramanathan, V., 2002. Absorbing Mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface. *Geophys. Res. Lett.* 29, doi: 10.1029/2002GL015767.
- Masmoudi, M., Chaabane, M., Tanré, D., Gouloup, P., Blarel, L., Elleuch, F., 2003. Spatial and temporal variability of aerosol: size distribution and optical properties. *Atmos. Res.* 66, 1-19.
- Masuda, K., Sakaki, M., Takashima, T., Ishida, H., 1999. Use of polarimetric measurements of the sky over the ocean for spectral optical thickness retrievals. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 16, 846-859.
- Matthias, V., Freudenthaler, V., Amodeo, A., et al., 2004. Aerosol lidar inter-comparison in the framework of the EARLINET project. 1. Instruments. *Appl. Opt.* 43, 961-976.
- Mattis, I., Ansmann, A., Müller, D., Waqndinger, U., Althausen, D., 2004. Multiyear aerosol observations with dual-wavelength Raman lidar in the framework of EARLINET. *J. Geophys. Res.* 109, D13203, doi:10.1029/2004JD004600.
- McClatchey, R.A., Selby, J.E., 1972. Atmospheric Transmittance from 0.25 to 38.5  $\mu\text{m}$ : Computer Code LOWTRAN-2. Rep. AFCRL-72-0745, Environ. Res. Pap. 427. Air Force Cambridge Res. Lab., Hanscom Air Force Base, Mass.
- Meloni, D., di Sarra, A., De Luisi, J.J., Di Iorio, T., Fiocco, G., Junkermann, W., Pace, G., 2003. Tropospheric aerosols in the Mediterranean: 2. Radiative effects through model simulations and measurements. *J. Geophys. Res.* 108, D10, 4317.
- Meloni, D., di Sarra, A., Pace, G., Monteleone, F., 2006. Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean) –2. Determination of single scattering albedo at two wavelengths for different aerosol types. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 715-727.
- Meloni, D., di Sarra, A., Biavati, G., DeLuisi, J.J., Monteleone, F., Pace, G., Piacentino, S., Sferlazzo, D.M., 2007. Seasonal behavior of Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa in the period 1999-2005. *Atmos. Env.* 41, 3041-3056.
- Meloni, D., di Sarra, A., Monteleone, F., Pace, G., Piacentino, S., Sferlazzo, D.M., 2008. Seasonal transport patterns of intense Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa. *Atmos. Res.* doi:10.1016/j.atmosres.2007.10.007 (in press).
- Miller, R.L., Tegen, I., Perlwitz, J., 2004. Surface radiative forcing by soil dust aerosols and the hydrologic cycle. *J. Geophys. Res.* 109, (D4) Art. No. D04203.
- Molnár, A., Mészáros, E., 2001. On the relation between the size and chemical composition of aerosol particles and their optical properties. *Atmos. Envir.* 35, 5053-5058.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dulac, F., Dayan, U., 1997. Control of atmospheric export of dust from North America by the North Atlantic Oscillation. *Nature* 387, 691-694.
- Moulin, C., Lambert, C.E., Dayan, U., et al., 1998. Satellite climatology of African dust transport in Mediterranean atmosphere. *J. Geophys. Res.* 103, 13137-13144.

- Murayama, T., Sugimoto, N., Uno, I., et al., 2001. Ground-based network observation of Asian dust events of April 1998 in east Asia. *J. Geophys. Res.* 106, 18345-18359.
- Murphy, D. M., Thomson, D. S., Mahoney, M. J., 1998. In Situ Measurements of Organics, Meteoritic Material, Mercury and Other Elements in Aerosols at 5 to 19 Kilometers. *Science* 282, 1664-1669.
- Myhre, G., Grini, A., Haywood, J.M., Stordal, F., Chatenet, B., Tanrè, D., Sundet, J.K., Isaksen, I.S.A., 2003. Modeling the radiative impact of mineral dust during the Saharan Dust Experiment (SHADE) campaign. *J. Geophys. Res.* 108, 8579, doi: 10.1029/2002JD002566.
- Nakajima, T., Higurashi, A., 1998. A use of two-channel radiances for an aerosol characterization from space. *Geophys. Res. Lett.* 25 (20), 3815-3818.
- Nickovic, S., Kallos, G., Papadopoulos, A., Kakaliagou, O., 2001. A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 106, 18113-18130.
- Ogunjobi, K.O., He, Z., Kim, K.W., Kim, Y.J., 2004. Aerosol optical depth during episodes of Asian dust storms and biomass burning at Kwangju, South Korea. *Atmos. Envir.* 38, 1313-1323.
- O'Neill, N., Royer, A., 1993. Extraction of bimodal aerosol size distribution radii from spectral and angular slope Ångström coefficients. *App. Opt.* 32, 1642-1645.
- O'Neill, N.T., Dubovic, O., Eck, T.F., 2001a. Modified Ångström exponent for the characterization of submicrometer aerosols. *Appl. Opt.* 40 (15), 2368-2375.
- O'Neill, N.T., Eck, T.F., Holben, B.N., Smirnov, A., Dubovic, O., 2001b. Bimodal size distribution influences on the variation of Ångström derivatives in spectral and optical depth space. *J. Geophys. Res.* 106 (D9), 9787-9806.
- Otterman, J.T., Fraser, R.S., Bahethi, O.P., 1982. Characterization of tropospheric desert aerosols at solar wavelengths by multispectral radiometry from Landsat. *J. Geophys. Res.* 87, 1270-1278.
- Pace, G., Meloni, D., di Sarra, A., 2005. Forest fire aerosol over the Mediterranean basin during summer 2003. *J. Geophys. Res.* 110, D21202, doi:10.1029/2005JD005986.
- Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., Chamard, P., 2006. Aerosol optical properties at Lampeduca (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 697-713.
- Pandis, S., Wexler, A., Seinfeld, J., 1995. Dynamics of tropospheric aerosol. *J. Phys. Chem.* 99, 9646-9659.
- Papayannis, A., Balis, D., Amiridis, V., Chourdakis, G., Tsaknakis, G., Zerefos, C.S., Castanho, A.D.A., Nickovic, S., Kazadzis, S., Grabowski, J., 2005. Measurements of Saharan dust aerosols over the Eastern Mediterranean using elastic backscatter-Raman lidar, spectrophotometric and satellite observations in the frame of the EARLINET project. *Atmos. Chem. Phys.* 5, 2065-2079.
- Pedrés, R., Martínez-Lozano, J.A., Utrillas, M.P., Gómez-Amo, J.L., Tena, F., 2003. Column-integrated aerosol optical properties from ground-based spectroradiometer measurements at Barrax (Spain) during the Digital Airborne Imaging Spectrometer Experiment (DAISEX) campaigns. *J. Geophys. Res.* 108, D18, 4571.
- Penner, J.E., Zhang, S.Y., Chuang, C.C., 2003. Soot and smoke aerosol may not warm climate. *J. Geophys. Res.* 108, doi: 101029/2003JD003409.

- Perez, C., Nickovic, S., Baldasano, J.M., Sicard, M., Rocadenbosch, F., Cachorro, V.E., 2006. A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations and regional dust modeling. *J. Geophys. Res.* 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579.
- Petters, J.L., Saxena, V.K., Slusser, J.R., Wenny, B.N., Madronich, S., 2003. Aerosol single scattering albedo retrieved from measurements of surface UV irradiance and a radiative transfer model. *J. Geophys. Res.* 108, D9, 4288.
- Prospero, J.M., Carlson, T., 1972. Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic. *Pure Appl. Geophys.* 119, 678-691.
- Prospero, J.M., Uematsu, M., Savoie, D.L., 1989. Mineral aerosol transport to the Pacific. In: Riley Chester, J.P., Duce, R.A. (Eds.), *Chemical Oceanography*, 10. Academic press, San Diego, CA, pp. 188-218.
- Prospero, J.M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S.E., Gill, T., 2002. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.* 40, doi:10.1029/2000RG000095.
- Quijano, A., Sokolik, I.N., Toon, O.B., 2000. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *J. Geophys. Res.* 105, 12207-12219.
- Rajeev, K., Ramanathan, V., Meywerk, J., 2000. Regional aerosol distribution and its long-range transport over the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 105 (D2), 2029-2043.
- Ramachandran, S., Jayaraman, A., 2003. Spectral aerosol optical depths over Bay of Bengal and Chennai: II- sources, anthropogenic influence and model estimates. *Atmos. Envir.* 37, 1951-1962.
- Ramachandran, S., 2004. Spectral aerosol optical characteristics during the northeast monsoon over the Arabian Sea and the tropical Indian Ocean: 1. Aerosol optical depth and their variabilities. *J. Geophys. Res.* 109, D19208, doi:10.1029/20003JD004476.
- Ramanathan, Y., et al., 2001. Indian Ocean Experiment: an integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian Haze. *J. Geophys. Res.* 106, 28371-28398.
- Reid, J.S., Hobbs, P.V., 1998. Physical and optical properties of young smoke from individual biomass fires in Brasil. *J. Geophys. Res.* 103, 32059-32080.
- Reid, J.S., Hobbs, P.V., Ferek, R.J., Blake, D.R., Martins, J.V., Dunlap, M.R., Liousse, C., 1998. Physical, chemical and optical properties of regional hazes dominated by smoke in Brazil. *J. Geophys. Res.* 103, 32059-32080.
- Reid, J.S., Eck, T.F., Christopher, S.A., Hobbs, P.V., Holben, B.N., 1999. Use of the Ångström exponent to estimate the variability of optical and physical properties of aging smoke particles in Brazil. *J. Geophys. Res.* 104, D22, 27473-27489.
- Reilly, P.T.A., Gieray, R.A., Whitten, W.B., Ramsey, J.M., 1998. Real-time characterization of the organic composition and size of individual diesel engine smoke particles. *Env. Sci. Tech.* 32 (18), 2672-2679.
- Remer, L.A., Casseó, S., Hegg, D.A., Kaufman, Y.J., Holben, B.N., 1997. Urban/industrial aerosol: Ground-based Sun/sky radiometer and airborne in situ measurements. *J. Geophys. Res.* 102, 16849-16859.
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., 1998. Dynamic aerosol model: urban/industrial aerosol. *J. Geophys. Res.* 103, 13859-13871.

- Remer, L.A., Kaufman, Y., Holben, B.N., Thompson, A.M., McNamara, D.P., 1998. Biomass burning aerosol size distribution and modeled optical properties. *J. Geophys. Res.* *103*, 31879-31891.
- Remer, L.A., Tanre, D., Kaufman, Y.J., Ichoku, C., Matoo, S., Levy, R., Chu, D.A., Holben, B., Dubovik, O., Ahmad, Z., Smirnov, A., Martins, J.V., Li, R.R., 2002. Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean. *Geophys. Res. Lett.* *29*, doi:10.1029/2001GL013204.
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Tanre, D., et al. 2005. The MODIS aerosol algorithm, products, and validation. *J. Atmos. Sci.*, *62*, 947-973.
- Retalis, A., Cartalis, C., Athanassiou, E., 1999. Assessment of the distribution of aerosols in the area of Athens with the use of LANDSAT Thematic Mapper data. *I. J. Remote Sensing* *20*, 939-945.
- Rodriguez, S., Querol, X., Alastey, A., Kallos, G., Kakaliagou, O., 2001. Saharan dust contributions to PM<sub>10</sub> and TSP levels in southeasteastern and eastern Spain. *Atmos. Envir.* *35*, 2433-2447.
- Russell, P.B., Pandis, S.N., Seinfeld, J.H., 1994. Aerosol production and growth in marine boundary layer. *J. Geophys. Res.* *99*, 20989-21003.
- Russell, P.B., Hobbs, P.V., Stowe, L.L., 1999. Aerosol properties and radiative effects in the United State east coast haze plume: An overview of the Tropospheric Aerosol Radiative Forcing Observational eXperiment (TARFOX). *J. Geophys. Res.* *104*, 2213-2222.
- Satheesh, S.K., Loubin, D., 2003. Short wave versus long wave radiative forcing due to aerosol over Indian Ocean: Role of sea-surface winds. *Geophys. Res. Lett.* *30* (13).
- Satheesh, S.K., Krishna Moorthy, K., 2005. Radiative effects of natural aerosols: A review. *Atmos. Envir.* *35*, 2089-2110.
- Savoie, D.L., Arimoto, R., Keene, W.C., Prospero, J.M., Duce, R.A., Galloway, J.N., 2002. Marine biogenic and anthropogenic contributions to non-sea-salt sulfate in the marine boundary layer over the North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.* *107*, (D18), 4356.
- Schafer, J.S., Holben, B.N., Eck, T.F., Yamasoe, M.A., Artaxo, P., 2002. Atmospheric effects on insolation in the Brazilian Amazon: Observed modification by clouds and smoke and derived single scattering albedo of fire aerosols. *J. Geophys. Res.* *107*, 8074, doi:101029/2001JD000428.
- Schuepp, W., 1949. Die Bestimmung der Komponenten der atmosphärischen Trübung aus Aktinometer Messungen. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol. Bl.* 257-346.
- Schuster, G.L., Dubovik, O., Holben, B.N., 2006. Ångström exponent and bimodal aerosol size distributions. *J. Geophys. Res.* *111*, D07207, doi:101029/2005JD006328.
- Sciare, J., Bardouki, H., Moulin, C., Mihalopoulos, N., 2003. Aerosol sources and their contribution to the chemical composition of aerosols in the Eastern Mediterranean Sea during summertime. *Atmos. Chem. Phys.* *3*, 291-302.
- Seinfeld, J.H., Pandis, S.N., 1997. Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change, J. Wiley, New York, pp. 1326.
- Shettle, E.P., Fenn, R.W., 1979. Models for the aerosol of the lower atmosphere and the effects of humidity variations on their optical properties, AFGL-TR-79-0214. Environmental Res. 676, Hanscom AFL, MA.
- Shifrin, K.S., 1995. Simple relationships for the Ångström parameter of disperse systems. *Appl. Opt.* *34*, 4480-4485.

Sifakis, N., Deschamps, P.Y., 1992. Mapping of air pollution using SPOT satellite data. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 58, 1433-1437.

Smirnov, A., Holben, B.N., Eck, T.F., Dubovik, O., Slutsker, I., 2000. Cloud screening and quality control algorithms for the AERONET data base. *Remote Sens. Env.* 73, 337-349.

Smirnov, A., Holben, B.N., Dubovik, O., O'Neil, N.T., Eck, T.F., Westphal, D.L., Gorothe, A.K., Pietras, C., Slutsker, I., 2002a. Atmospheric aerosol optical properties in the Persian Gulf. *J. Atmos. Sci.* 59, 620-634.

Smirnov, A., Holben, B.N., Kaufman, Y.J., Dubovik, O., Eck, T.F., Slutsker, I., Pietras, C., Halthore, R.N., 2002b. Optical properties of atmospheric aerosol in Maritime Environments. *J Atmos. Sci.* 59. 501-523.

Smirnov, A., Holben, B.N., Eck, T.F., Slutsker, I., Chatenet, B., Pinker, R.T., 2002c. Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites. *Geophys. Res. Lett.* 29, 2115 doi:10.1029/2002GL016305.

Smirnov, A., Holben, B.N., Dubovik, O., Fruin, R., Eck, T.F., Slutsker, I., 2003. Maritime component in aerosol optical models derived from aerosol robotic network data. *J. Geophys. Res.* 108 (D1) 4033.

Sokolik, I.N., Toon, O.B., 1999. Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *J. Geophys. Res.* 104, 9423-9444.

Stephens, G., 1994. Remote Sensing of the Lower Atmosphere. Oxford Univ. press, New York.

Stohl, A., Eckhardt, S., Forster, C., James, P., Spichtinger, N., 2002. On the pathways and timescales of intercontinental air pollution transport. *J. Geophys. Res.* 107, 4684.

Tadros, M.T.Y., El-Metwally, M., Hamed, A.B., 2005. A comparative study on SPCTRAL2, SPCTR-1881 and SMARTS2 models using direct normal solar irradiance in different bands for Cairo and Aswan, Egypt. *J. Atmos. Solar Terr. Phys.* 67, 1343-1356.

Tafuro, A.M, Barnaba, F., De Tomasi, F., Perrone, M.R., Gobbi, G.P., 2006. Saharan dust particle properties over the central Mediterranean. *Atmos. Res.* 81, 67-93.

Tang, I.N., 1996. Chemical and size effects of hygroscopic aerosols on light scattering coefficients. *J. Geophys. Res.* 101, 19245-19250.

Takemura, T., Nakajima, T., Higurashi, A., Ohta, S., Sugimoto, N., 2003. Aerosol distributions and radiative forcing over the Asian Pacific region simulated by Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species (SPRINTARS). *J. Geophys. Res.* 108(D23), 8659, doi:101029/2002JD003210.

Tegen, I., Fung, I., 1994. Modeling of mineral dust in the atmosphere: Sources, transport, and optical thickness. *J. Geophys. Res.* 99(D11), 22897-22914.

Tegen, I., Werner, M., Harrison, S.P., Kohfeld, K.E., 2004. Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophys. Res. Lett.* 31, L05105.

Thompson, A.M., Witte, J., Hudson, R., Guo, H., Herman, J., Fujiwara, M., 2001. Tropical tropospheric ozone and biomass burning. *Science* 291, 2128-2132.

Tomasi, C., Caroli, E., Vitale, V., 1983. Study of the relationship between Ångström's wavelength exponent and Junge particle size distribution exponent. *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 1707-1716.



- Torres, O., Bhartia, P.K., Herman, J.R., Ahmad, Z., Gleason, J., 1998. Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *J. Geophys. Res.* 103, 17099-17110.
- Unsworth, M.H., Montcith, J.I., 1972. Aerosol and solar radiation in Britain. *Q. J. R. Meteor. Soc.* 98, 778-797.
- Utrillas, M.P., Pedrós, R., Martínez-Lozano, J.A., Tena, F., 2000. A new method for determining the Ångström turbidity coefficient from broad-band filter measurements. *J. Appl. Meteor.* 39, 863-874.
- Vermote, E.F., Tanrè, D., Deuze, J.L., Herman, M., Morcrette, J.J., 1997. Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum, 6S: An overview. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 35, 675-686.
- Viana, M., Querol, X., Alatsuey, A., Cuevas, E., Rodriguez, S., 2002. Influence of African dust on the levels of atmospheric particulates in the Canary Islands air quality network. *Atmos. Environ.* 36, 5861-5875.
- Volz, F., 1959. Photometer mit Selen-photoelement zur spektralen Messung der Soennestrahlung und zur Bestimmung der Wallenlangeabhängigkeit der Dunstrubung. *Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol.* 10, 100-131.
- Wafers, M., Jaenicke, R., 1990. *Aerosols*, Pergamon Press, New York.
- Warneck, P., 1988. *Chemistry of the Natural Atmosphere*. Int. Geophysics Series 41, Academic Press, New York, 753pp.
- Wayne, R. P., 1991. *Chemistry of Atmospheres*. Clarendon Press Oxford, Second Edition.
- Weller, M., Plessing, P., Rench, H., Lattauschke, J., Von Hoyngen-Heune, W., 2000. Regional differences of column-related aerosol parameters. *Atmos. Environ.* 34, 5107-5118.
- Winter, B., Chylek, P., 1997. Contribution of sea salt aerosol to the planetary clear-sky albedo. *TellusB* 49, 72-79.
- Wiscombe, W.J., Grams, G.W., 1976. The backscattered fraction in two-stream approximations. *J. Atmos. Sci.* 33, 2440-2451.
- Wiscombe, W.J., 1980. Improved Mie scattering algorithms. *Appl. Opt.* 19, 1505-1509.
- Whitby, K.T., 1978. The physical characteristics of sulphur aerosols. *Atmos. Environ.* 12, 135-159.
- WMO, 1983. World Climate Research Programme (WCRP). Revised instruction manual on radiation instruments and measurements. Editors: Fröhlich, C., and London, J., WCRP Publications series No 7, WMO/TD – No. 149, pp.22-28.
- Wu, X.A.C., Bergstrom, R.W., 1996. Evaluation of a sectional representation of size distributions for calculating aerosol optical properties. *J. Geophys. Res.* 101, 19277-19283.
- Zender, C.S., Bian, H., Newman, D., 2003. Mineral Dust Entrainment and Deposition (DEAD) model: description and 1990s dust climatology. *J. Geophys. Res.* 108, (D14), 4416.
- Zerefos, C.S., Bais, A.F., Meleti, C., Ziomas, I., 1995. A note on the recent increase of solar UV-B radiation over northern middle latitudes. *J. Geophys. Res.* 22, 1245-1247.
- Zerefos, C., Ganev, K., Kourtidis, K., Tzortziou, M., Vasaras, A., Syrakov, E., 2000. On the origin of SO<sub>2</sub> above northern Greece. *Geophys. Res. Lett.* 27, 365-368.

## ΔΗΜΟΣΙΕΥΣΕΙΣ

Η παρούσα διδακτορική διατριβή απέδωσε τα παρακάτω άρθρα σε επιστημονικά περιοδικά διεθνούς κύρους:

- 1. Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Hatzianastassiou, N., Kosmopoulos, P.G., Badarinath, K.V.S., 2007.** Aerosol Climatology: On the discrimination of aerosol types over four AERONET sites. *Atmospheric Chemistry Physics Discussions*, 7, 6357-6411.
- 2. Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Hatzianastassiou, N., Kosmopoulos, P.G., Badarinath, K.V.S., 2007.** Aerosol Climatology: Dependence of the Ångström exponent on wavelength over four AERONET sites. *Atmospheric Chemistry Physics Discussions*, 7, 7347-7397.
- 3. Kaskaoutis, D.G., Kosmopoulos, P.G., Kambezidis, H.D., Nastos, P.T., 2007.** Aerosol climatology and discrimination of different types over Athens, Greece based on MODIS data. *Atmospheric Environment* 41, 7315-7329.
- 4. Kosmopoulos, P.G., Kaskaoutis, D.G., Nastos, P.T., Kambezidis, H.D., 2008.** Seasonal variation of columnar aerosol optical properties over Athens, Greece, based on MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 112, 2354-2366.
- 5. Kambezidis, H.D., Kaskaoutis, D.G., 2008.** Analysis of aerosol optical properties over four AERONET sites. *Atmospheric Environment*, 42, 1892-1906.
- 6. Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Nastos, P.T., Kosmopoulos, P.G., 2008.** Study on an intense dust storm over Greece. *Atmospheric Environment*, 42, 6884-6896.
- 7. Kaskaoutis, D.G., Nastos, P.T., Kosmopoulos, P.G., Kambezidis, H.D., 2008.** The combined use of satellite data, air-mass trajectories and model applications for monitoring of the dust transport over Athens, Greece. *Intern. J. Remote Sensing (δεκτή προς δημοσίευση)*.
- 8. Kaskaoutis, D.G., Kambezidis, H.D., Gueymard, C., 2008.** Modification of solar irradiance. Part I: The effect of atmospheric turbidity and solar zenith angle. *Solar Energy (υπό κρίση)*.
- 9. Kambezidis, H.D., Kaskaoutis, D.G., Gueymard, C., 2008.** Modification of solar irradiance. Part II: The effect of atmospheric aerosols. *Solar Energy (υπό κρίση)*.
- 10. Kaskaoutis, D.G., Kosmopoulos, P.G., Kambezidis, H.D., Nastos, P.T., 2008.** Climatology of the Saharan dust events over Athens in the period 2000-2005. *Earth-Science Reviews (υπό κρίση)*.
- 11. Kaskaoutis, D.G., Kosmopoulos, P.G., Kambezidis, H.D., Hatzianastassiou, N., Nastos, P.T., 2008.** Identification of different aerosol types over Athens, Greece. The influence of transport. *Atmospheric Research (υπό κρίση)*.
- 12. Kaskaoutis, D.G., Kosmopoulos, P.G., Nastos, P.T., Kambezidis, H.D., 2008.** Investigation on the aerosol transport mechanisms over Athens, Greece combining satellite data and back-trajectory analysis (*υπό υποβολή*).