

Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων
Τμήμα Φυσικής
Τομέας Αστρογεωφυσικής
Εργαστήριο Μετεωρολογίας

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

**Επίδραση των Αιωρούμενων Σωματιδίων στο Ενεργειακό
Ισοζύγιο της Ατμόσφαιρας της Μεσογείου**

ΧΡΗΣΤΟΣ Δ. ΠΑΠΑΔΗΜΑΣ
Φυσικός
M.Sc Μετεωρολογία και Κλιματολογία

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2009

Η Διδακτορική Διατριβή με τίτλο «Επίδραση των Αιωρούμενων Σωματιδίων στο Ενεργειακό Ισοζύγιο της Ατμόσφαιρας της Μεσογείου» εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών “Μετεωρολογία-Κλιματολογία και Φυσική του Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος” του τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων κατά την χρονική περίοδο 2006-2009

Η δημόσια παρουσίαση, εξέταση και αξιολόγηση της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής έγινε ενώπιον της Εφταμελούς Εξεταστικής Επιτροπής, στο Τμήμα Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, στις 30 Ιουνίου 2009.

Την Εξεταστική Επιτροπή αποτελούσαν οι κάτωθι:

Νικόλαος ΧΑΤΖΗΑΝΑΣΤΑΣΙΟΥ, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (*Επιβλέπων Καθηγητής*)

Βασίλειος ΚΑΤΣΟΥΛΗΣ, τ. Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων (*Μέλος της 3-μελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής*)

Ηλίας ΒΑΡΔΑΒΑΣ, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Κρήτης (*Μέλος της 3-μελούς Συμβουλευτικής Επιτροπής*)

Μαρία ΚΑΝΑΚΙΔΟΥ, Καθηγήτρια του Τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης

Νικόλαος ΜΙΧΑΛΟΠΟΥΛΟΣ, Καθηγητής του Τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης

Αλκιβιάδης ΜΠΑΗΣ, Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης.

Αριστείδης ΜΠΑΡΤΖΩΚΑΣ, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμότατα και ταυτόχρονα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου στον επιβλέποντα Καθηγητή μου, κ. Νικόλαο Χατζηαναστασίου για την καθοδήγηση και την αμέριστη βοήθεια που μου προσέφερε για την εκπόνηση της παρούσας διατριβής, καθώς και για την άριστη συνεργασία που είχαμε κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ευχαριστώ τα μέλη της ερευνητικής μου ομάδας για την άριστη συνεργασία την οποία είχαμε αυτό το διάστημα αλλά και για την συμβολή τους στην επιστημονική μου κατάρτιση και πρόοδο. Την ερευνητική ομάδα πέραν του επιβλέποντα Καθηγητή κ. Χατζηαναστασίου αποτελούν οι: Βαρδαβάς Ηλίας, Αναπληρωτής Καθηγητής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Κρήτης, Ματσούκας Χρήστος, Επίκουρος Καθηγητής του Τμήματος Περιβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αιγαίου, Φωτιάδη Αγγελική, Λέκτορα του Τμήματος Διαχείρισης Περιβάλλοντος και Φυσικών Πόρων του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, Παυλάκης Κωνσταντίνος, Καθηγητής του Τμήματος Γενικών Θετικών Επιστημών του ΤΕΙ Κρήτης, Μπενάς Νικόλαος, υποψήφιος Διδάκτορας του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Κρήτης.

Ευχαριστώ την Καθηγήτρια κα. Μαρία Κανακίδου και τον Καθηγητή κ. Νικόλαο Μιχαλόπουλο του Τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης για την συμβολή τους στην εκπόνηση της Διατριβής καθώς επίσης και για την εποικοδομητική συνεργασία την οποία είχαμε.

Ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Κατσούλη Βασίλειο για την συμβολή του στην πρόοδο μου κατά την διάρκεια των Μεταπτυχιακών μου σπουδών και για τις χρήσιμες παρατηρήσεις του σε θέματα που άπτονταν της παρούσης εργασίας.

Ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Αριστείδη Μπαρτζώκα για τις χρήσιμες υποδείξεις του σχετικά με την παρούσα διατριβή, αλλά και γενικότερα σε θέματα Μετεωρολογίας και κλιματολογίας. Τον Ευχαριστώ επίσης, για το συνεχές ενδιαφέρον του για την πρόοδό μου και την συμβολή του σε αυτήν.

Ευχαριστώ τον Διδάκτορα του Τμήματος Χημείας του Πανεπιστημίου Κρήτης κ. Μυριοκεφαλιτάκη Στέλιο για την άριστη συνεργασία που είχαμε αλλά και την βοήθειά του στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος ΠΕΝΕΔ 2003.

Ευχαριστώ τον Υποψήφιο Διδάκτορα του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων κ. Γκίκα Αντώνη για την εποικοδομητική και αρμονική συνεργασία που είχαμε κατά την διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Ευχαριστώ, όλα τα μέλη Δ.Ε.Π., τους Μετ/κούς Φοιτητές και το προσωπικό του Τομέα Αстроγεωφυσικής του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων για την πολύ καλή συνεργασία που είχαμε κατά την διάρκεια των σπουδών μου.

Επιπλέον, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Μαθηματικό Ελευθερίου Μαρία για την αμέριστη βοήθεια της κατά την διάρκεια της συγγραφής της παρούσας Διατριβής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω την Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας για την χρηματοδότηση του εγχειρήματος αυτού μέσα από το πρόγραμμα ΠΕΝΕΔ 2003 καθώς και το Κοινοφελές Ίδρυμα Ιωάννη Σ. Λάτση για την χρηματοδότηση της Ερευνά μου στα πλαίσια των μεταπτυχιακών μου σπουδών.

Την εργασία αυτή αφιερώνω στους γονείς μου Δημήτριο και Ευδοκία και στην αδερφή μου Αλεξάνδρα για την πολύτιμη ηθική και υλική υποστήριξη που μου παρείχαν στην μέχρι σήμερα πορεία μου.

Χρήστος Δ. Παπαδήμας, Ιωάννινα 2009

Το έργο συγχρηματοδοτείται κατά:

- **75%** της Δημόσιας Δαπάνης από την Ευρωπαϊκή Ένωση – Ευρωπαϊκό Κοινωνικό Ταμείο
 - **25%** της Δημόσιας Δαπάνης από το Ελληνικό Δημόσιο – Υπουργείο Ανάπτυξης – Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας
 - και από τον Ιδιωτικό Τομέα
- στο πλαίσιο του Μέτρου 8.3 του Ε.Π. Ανταγωνιστικότητα – Γ΄ Κοινοτικό Πλαίσιο Στήριξης.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Λίστα ακρωνυμίων	10
Περίληψη	12
Κεφάλαιο 1. Εισαγωγή	14
Κεφάλαιο 2. Διάδοση ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και ατμοσφαιρικά αερολύματα	24
2.1 Ηλιακή ακτινοβολία	24
2.1.1 Το ηλιακό φάσμα εκπομπής	25
2.1.2 Ένταση ηλιακής ακτινοβολίας	25
2.2 Επίδραση της ατμόσφαιρας στην διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας	26
2.2.1 Σκέδαση ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας	27
2.2.1.(i) Σκέδαση Rayleigh ή μοριακή σκέδαση	28
2.2.1.(ii) Σκέδαση Mie η σωματιδιακή σκέδαση	29
2.2.2 Μοριακή απορρόφηση	31
2.3 Ατμοσφαιρικά αερολύματα	34
2.3.1 Κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων	35
2.3.2 Πηγές προέλευσης των αερολυμάτων	35
Κεφάλαιο 3. Περιγραφή μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα	40
3.1 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας	40
3.2 Διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στη γήινη ατμόσφαιρα	42
3.2.1. Διάδοση υπεριώδους-ορατής ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης	42
3.2.2. Διάδοση κοντινής υπέρυθρης ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης	45
3.2.3. Σκέδαση Rayleigh	48
3.2.4. Ατμοσφαιρικά μόρια – Απορρόφηση	48
3.2.5. Νέφη και Αερολύματα	48
3.2.6. Ανακλαστικότητα Επιφανείας της Γης	50
3.3 Προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης	51
3.4 Επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας	52
Κεφάλαιο 4. Δεδομένα εισαγωγής στο μοντέλο	53
4.1. Ατμοσφαιρικές παράμετροι και κάλυψη επιφάνειας εδάφους	53
4.2. Ατμοσφαιρικά μόρια	53
4.3. Νέφη	53
4.4. Ανακλαστικότητα εδάφους	57
4.5. Τοπογραφία	57
4.6. Δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων	57
4.6.1. Δεδομένα MODIS	60
4.6.2. Δεδομένα αερολυμάτων εισαγωγής στο μοντέλο	61
4.6.3. Σύνθεση φασματικών δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων για το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας	62
Κεφάλαιο 5. Οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της	71

λεκάνης της Μεσογείου	
5.1 Χωρική και χρονική διακύμανση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσογείου.	72
5.1.1 Μέση περιοχική κατάσταση	72
5.1.2 Διαχρονική μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων	76
5.1.2.α Ο ρόλος της βροχόπτωσης	79
5.1.2.β Ο ρόλος της Κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation) και της βροχόπτωσης.	80
5.1.2.γ Φασματική μελέτη των μεταβολών	81
5.1.2.δ Αξιολόγηση των μεταβολών του οπτικού βάθους των αερολυμάτων με τη χρήση δεδομένων AERONET.	84
5.2 Αξιολόγηση των δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων των σειρών C004 και C005 του MODIS,.	86
5.3 Αξιολόγηση των δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων του MODIS μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις του δικτύου AERONET	97
Κεφάλαιο 6. Μελέτη της κατανομής των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας και της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο	103
6.1 Χωρικές και χρονικές κατανομές των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας	103
6.1.1 <i>Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας</i>	103
6.1.2 <i>Ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας</i>	106
6.1.3 <i>Απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία στη γήινη ατμόσφαιρα</i>	109
6.1.4 <i>Προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης</i>	112
6.1.5 <i>Φασματική ανάλυση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους</i>	114
6.2 Επίδραση των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας	117
6.2.1 <i>Επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας</i>	118
6.2.2 <i>Επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα</i>	125
6.2.3 <i>Επίδραση των αερολυμάτων στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία</i>	131
6.2.4 <i>Φασματική κατανομή της επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης</i>	136
6.3 Έλεγχος ευαισθησίας των υπολογισμών του μοντέλου για την άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία	139
6.3.1 <i>Μεθοδολογία</i>	140
6.3.2 <i>Δεδομένα αναφοράς ($\Delta F_{ref,i}$)</i>	140
6.3.3 <i>Οπτικό βάθος αερολυμάτων (AOD)</i>	142
6.3.4 <i>Ανακλαστικότητα απλής σκέδαση αερολυμάτων (ω_{aer})</i>	146
6.3.5 <i>Παράγοντας ασυμμετρίας αερολυμάτων (g_{aer})</i>	149
Κεφάλαιο 7. Συμπεράσματα-Προοπτικές	153
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	159
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	174

Λίστα ακρωνυμίων

AERONET	Aerosol Robotic Network
AI	Aerosol Index
AOD	aerosol optical depth
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BSRN	Baseline Surface Radiation Network
CALIPSO	Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation
CCN	Cloud Condensation Nuclei
CDAS	Climate Data Assimilation System
CNES	Centre National d'Etudes Spatiales
CPC	Climate Prediction Center
DAAC	Distributed Active Archive Center
DAO	Data Assimilation Office
DRE	Direct Radiative Effect
DISC	Data and Information Services Center
ECMWF	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EOS	Earth Observing System
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
GADS	Global Aerosol Data Set
GEBA	Global Energy Balance Archive
GEOS	Goddard Earth Observing System
GES	Goddard Earth Sciences- -
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GSFC	Goddard Space Flight Center
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
IR	InfraRed
ISCCP	International Satellite Cloud Climatology Project
LIDAR	Light Detection and Ranging
MINOS	Mediterranean Intensive Oxidants Study,
MISR	Multiangle Imaging SpectroRadiometer
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer)
NAO	North Atlantic Oscillation
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
POLDER	Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance

RTM	Radiation Transfer Model
TOA	Top of the Atmosphere
TOMS	Total Ozone Mapping Spectrometer
TOVS	Operational Vertical Sounder
UV	Ultra violet
VIS	Visible
VOCs	volatile organic compounds

Περίληψη

Στην παρούσα διατριβή μελετήθηκε η επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της μεσογείου με τη χρήση ενός φασματικού μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας για την περίοδο από το Μάρτιο του 2000 έως το Φεβρουάριο του 2007. Αρχικά, πραγματοποιήθηκε ολοκληρωμένη μελέτη, πλήρους γεωγραφικής κάλυψης, των ιδιοτήτων των αερολυμάτων, κάνοντας χρήση φασματικών δορυφορικών δεδομένων από το όργανο MODerate resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) της NASA. Η μελέτη περιλαμβάνει και την αξιολόγηση των δορυφορικών δεδομένων του MODIS μέσω της σύγκρισης με επίγειες μετρήσεις από το δίκτυο του AERONET. Στην συνέχεια με την χρήση φασματικού μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στη ατμόσφαιρα, υπολογίζονται οι ροές ακτινοβολίας και η επίδραση των αερολυμάτων σε αυτές, για την κορυφή της ατμόσφαιρας, μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης. Για πρώτη φορά στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας έγινε χρήση ρεαλιστικών φασματικών δεδομένων αερολυμάτων από το MODIS.

Αποδείχτηκε ότι η ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου αποτελεί ένα από τα σημεία του πλανήτη με το μεγαλύτερο φορτίο αερολυμάτων. Συγκεκριμένα, υπολογίστηκε ότι η μέση περιοχική ετήσια τιμή του οπτικού βάθους αερολυμάτων (AOD) στα 550nm είναι ίση με 0.22 ± 0.07 . Εμφανίζονται μεγάλες τιμές AOD στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης, στη δυτική Μεσόγειο κατά το θέρος και στην κεντρική Μεσόγειο κατά το φθινόπωρο. Αποκαλύπτετε η μεγάλη επίδραση που ασκεί η μεταφορά αερολυμάτων ερημικής σκόνης από τη Β. Αφρική και μέση Ανατολή, κυρίως κατά την περίοδο της Άνοιξης. Εμφανίστηκε γραμμική τάση μείωσης, του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή, ίση με -20.2% (περίοδος 2000-2006). Η γενική αυτή μείωση του φορτίου των αερολυμάτων εντοπίζεται κυρίως στα δυτικά τμήματα της Ιβηρικής, της Ιταλικής και της Βαλκανικής χερσονήσου, όπως επίσης και στα νότια της χερσονήσου της Ανατολίας. Αποδείχτηκε ότι η βροχή αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες απομάκρυνσης των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα της περιοχής μελέτης, καθώς και ότι η βροχή ήταν ο βασικότερος παράγοντας της μείωσης του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή κατά την περίοδο 2000-2006. Βρέθηκε επίσης, αρκετά καλή συσχέτιση μεταξύ του AOD και της κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού (NAO) για την περίοδο μελέτης.

Πραγματοποιήθηκε αξιολόγηση των δεδομένων του AOD των δύο σειρών (collection 4, collection 5) του MODIS, μέσω της σύγκρισης με επίγειες μετρήσεις από το δίκτυο του AERONET, αλλά και μέσω μεταξύ τους συγκρίσεως. Αρχικά, βρέθηκαν μεγάλες διαφορές (έως και 45%) μεταξύ των δύο σειρών δεδομένων κυρίως πάνω από την ξηρά. Η μέση περιοχική τιμή του AOD (collection C005), υπολογίστηκε ίση με 0.22 ± 0.18 , μειωμένη κατά 23% σε σχέση με την αντίστοιχη τιμή (0.27 ± 0.21) του collection 4. Τέλος, προκύπτει ότι η σειρά 4 υπερεκτιμά γενικά το φορτίο των αερολυμάτων, έναντι των επίγειων μετρήσεων, με την μέση υπερεκτίμηση να είναι ίση με 28%, ενώ η σειρά 5 σχεδόν ταυτίζεται με τις επίγειες μετρήσεις. Επίσης, υπάρχει καλύτερη συμφωνία μεταξύ του MODIS C005 και του AERONET ($R=0.77$), έναντι του MODIS C004 και του AERONET ($R=0.66$).

Οι υπολογισμοί της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην περιοχή έδειξαν ότι τα αερολύματα προκαλούν γενικά ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας λόγω ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας στο διάστημα, η οποία φθάνει ως και 7 Wm^{-2} σε τοπικό επίπεδο. Για το σύνολο της περιοχής μελέτης, η μέση ετήσια τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}) είναι ίση με $-2.2 \pm 0.3 \text{ Wm}^{-2}$ (πλανητική ψύξη πάνω από την περιοχή μελέτης). Ωστόσο, διαπιστώθηκε επίσης, θέρμανση του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας πάνω από περιοχές της βόρειας Αφρικής και της Μέσης Ανατολής αλλά και πάνω από την περιοχή των Άλπεων (ίση με 0.5 Wm^{-2} σε μέση ετήσια βάση). Υπολογίστηκε μια σημαντική μείωση του μεγέθους της επίδρασης

(ψύξης) των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η οποία έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007, ίση με 0.9 Wm^{-2} , η οποία αντιστοιχεί σε μια τάση θέρμανσης της περιοχής μελέτης. Αντίστοιχα τα αερολύματα προκαλούν σημαντική θέρμανση της ατμόσφαιρας πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Η μέση ετήσια περιοχική τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων στην απορροφημένη ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) βρέθηκε ότι είναι ίση με $10.9 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$. Η θέρμανση αυτή σε περιοχές όπως στη Βόρεια Αφρική και τη Μέση Ανατολή είναι πολύ ισχυρή φθάνοντας κατά τόπους και τα 82 Wm^{-2} . Διαπιστώθηκε επίσης, σημαντική μείωση της επίδρασης των αερολυμάτων στην απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) για την περίοδο 2000-2007 ίση με 4 Wm^{-2} (μείωση της θέρμανσης), με εξαίρεση τη χειμερινή περίοδο, κατά την οποία παρατηρήθηκε αύξηση των τιμών DRE_{atm} (περεταίρω θέρμανση της ατμόσφαιρας λόγω σωματιδιακής απορρόφησης) ίση με 5.6%. Τέλος, τα αερολύματα προκαλούν σημαντική ψύξη στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης, όπου σε μέση ετήσια βάση, η τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_{surf}) υπολογίστηκε ίση με $-16.1 \pm 1.0 \text{ Wm}^{-2}$. Η ψύξη φτάνει και τα 88 Wm^{-2} σε ορισμένες περιοχές (Βόρεια Αφρική και στη Μέση Ανατολή). Η επιφανειακή ψύξη, που προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, ελαττώθηκε κατά το διάστημα 2000-2007 κατά 35.9%, γεγονός το οποίο αντιστοιχεί σε μια τάση θέρμανσης της επιφάνειας της περιοχής μελέτης.

Κεφάλαιο 1^ο

Εισαγωγή

Το κλίμα του πλανήτη μας και οι πιθανές μεταβολές του αποτελούν σήμερα ένα από τα κυρίαρχα θέματα που απασχολούν όχι μόνο την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα, αλλά και το σύνολο των κυβερνήσεων των ανεπτυγμένων χωρών. Βασική προϋπόθεση για τη συνέχεια και εξέλιξη της ζωής στον πλανήτη μας αποτελεί η προστασία του περιβάλλοντος από τις επιπτώσεις της άμετρης ανθρώπινης δραστηριότητας. Σημαντικός είναι ο ρόλος σε αυτό το σημείο των ειδικών επιστημόνων, οι οποίοι συμβάλουν στην προσπάθεια αυτή μέσω στοχευμένων και συστηματικών ερευνητικών μελετών σε θέματα κλιματικών μεταβολών.

Οι κύριες διεργασίες που καθορίζουν το κλίμα είναι η θέρμανση από τη μικρού μήκους κύματος εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και η ψύξη από την μεγάλο μήκους κύματος εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία. Κατά μέσον όρο, η Γη (μαζί με την ατμόσφαιρά της) πρέπει να επανεκπέμπει στο διάστημα ακτινοβολία ίσης ενέργειας με αυτή που δέχεται από τον Ήλιο έτσι ώστε το σύστημα Γης – ατμόσφαιρα να βρίσκεται σε ενεργειακή ισορροπία. Η εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία προσδιορίζουν το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης (energy budget). Κάθε διαδικασία που μπορεί να διαταράξει τη γενική ενεργειακή ισορροπία μπορεί να προκαλέσει αλλαγή στο κλίμα του πλανήτη. Η διαδικασία αυτή αναφέρεται με τον όρο εξαναγκασμένη διαταραχή ακτινοβολίας ή εξαναγκασμένη απόκλιση της ακτινοβολίας (radiative forcing) από την φυσική ισορροπία. Η επίδραση στην ακτινοβολία μπορεί να είναι είτε εσωτερική είτε εξωτερική. Η εξωτερική επίδραση ασκείται από παράγοντες έξω από το κλιματικό σύστημα Γης-ατμόσφαιρας, όπως μεταβολές που σχετίζονται με την τροχιά και γενικότερα με τη θέση της Γης ως προς τον Ήλιο, καθώς και γεγονότα που σχετίζονται με τη μεταβολή της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας από τον Ήλιο (π.χ. ηλιακές κηλίδες). Από την άλλη πλευρά, η εσωτερική επίδραση στο κλίμα αναφέρεται σε μεταβολές των συγκεντρώσεων των συστατικών της ατμόσφαιρας, είτε ανθρωπογενούς είτε φυσικής προέλευσης, όπως για παράδειγμα από μία ηφαιστειακή έκρηξη ή από την αύξηση των βιομηχανικών δραστηριοτήτων (Sathesh and Krishna, 2005). Στον Πίνακα 1, παρουσιάζεται η ενεργειακή διαταραχή που έχει προκαλέσει η αύξηση των αερίων του θερμοκηπίου, από την προ-βιομηχανική περίοδο έως το 2005, για κάθε αέριο χωριστά, σύμφωνα με την έκθεση της διακυβερνητικής επιτροπής για την κλιματική αλλαγή (Intergovernmental Panel on Climate Change - IPCC, 2007). Συνολικά η αύξηση αυτή έχει προκαλέσει θέρμανση του πλανήτη μας κατά 2.63 Wm^{-2} (Πίνακας 1).

Πίνακας 1. Συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου στην ατμόσφαιρα το 1750 (προ-βιομηχανική εποχή), το 1988 και το 2005, καθώς και η ενεργειακή διαταραχή που έχει προκαλέσει στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας, η μεταβολή της συγκέντρωσης του κάθε αερίου ξεχωριστά, κατά την περίοδο 1750-2005. (Πηγή: IPCC 2007)

Αέριο	Μέση ποσότητα 1750	Μέση ποσότητα 1988	Μέση ποσότητα 2005	Ενεργειακή διαταραχή 2005 (Wm^{-2})
CO ₂	278 ppm	366 ppm	379 ppm	1.66
CH ₄	700 ppb	1763 ppb	1774 ppb	0.48
N ₂ O	270 ppb	314 ppb	319 ppb	0.16
CFC-11	0 ppt	264 ppt	251 ppt	0.063
CFC-12	0 ppt	534 ppt	538 ppt	0.17
υπόλοιπα				0.10

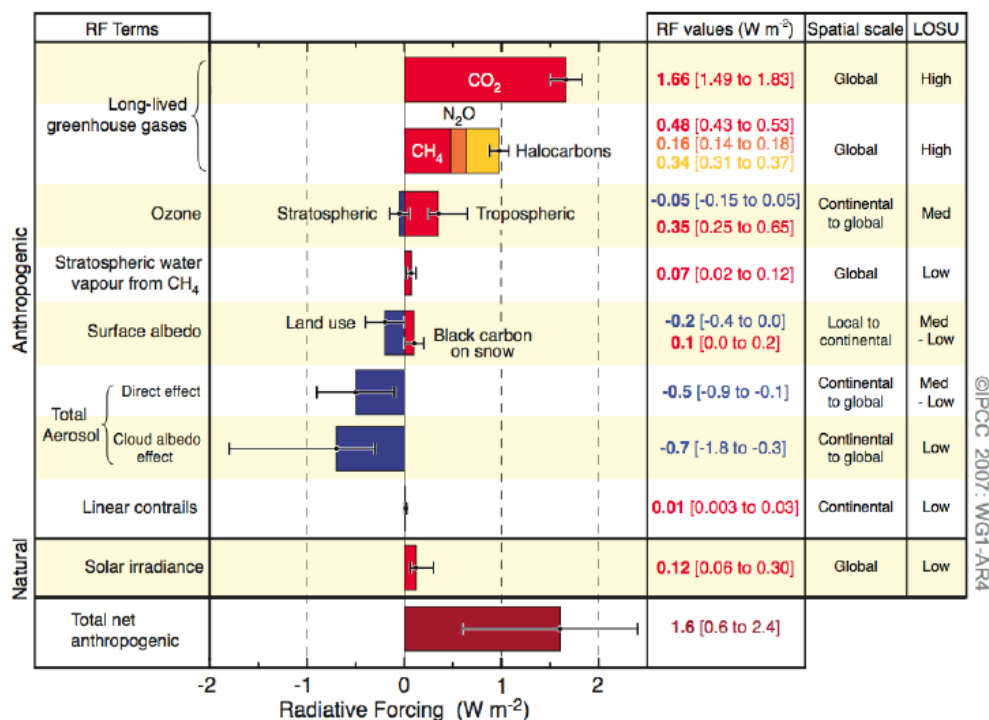
Η παρουσία της ατμόσφαιρας αποτελεί το "κλειδί" στη διαμόρφωση του ενεργειακού ισοζυγίου του πλανήτη μας. Είναι αυτή που ρυθμίζει την ποσότητα της ηλιακής ενέργειας

που εισέρχεται, κατανέμεται στην ατμόσφαιρα και φτάνει στην επιφάνεια της Γης, αλλά και την ποσότητα της ενέργειας που στέλνει η Γη πίσω στο διάστημα. Επομένως, οι αλλαγές στη φυσική και χημική σύσταση της ατμόσφαιρας αποτελούν το σημαντικότερο εσωτερικό μηχανισμό επίδρασης στην ακτινοβολία, στο ενεργειακό ισοζύγιο και στο κλίμα. Τέτοιες αλλαγές, εκτός από τα αέρια του θερμοκηπίου, μπορούν να επιφέρουν και τα *αιωρούμενα σωματίδια* στην ατμόσφαιρα (*αερολύματα, aerosols*), τα οποία αποτελούν επίσης βασικό συστατικό της γήινης ατμόσφαιρας.

Η επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία είναι είτε άμεση (direct effect) μέσω απορρόφησης και σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας (Charlson and Pilat, 1969; Atwater, 1970; Mitchell, 1971; Coakley et al., 1983), είτε έμμεση (indirect effect) μέσω της τροποποίησης των ιδιοτήτων της ακτινοβολίας των νεφών (Twomey, 1977; Albrecht, 1989; Rosenfeld and Lensky, 1998). Επιπλέον, η άμεση απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αερολύματα μπορεί να επηρεάσει την θερμοκρασιακή δομή της ατμόσφαιρας με αποτέλεσμα την επίδραση στο σχηματισμό των νεφών. Η παραπάνω περίπτωση αναφέρεται ως ημι-άμεση επίδραση των αερολυμάτων (semi-direct effect) και είναι η πλέον πρόσφατη (Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000; Koren et al., 2005). Η προσθήκη ανθρωπογενών αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, αλλά και οι αλλαγές στις ιδιότητες των φυσικής προέλευσης αερολυμάτων, είναι δυνατό να μεταβάλουν τη ροή της ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Top of the Atmosphere – TOA), μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης. Θετική μεταβολή στην κορυφή της ατμόσφαιρας υποδηλώνει αύξηση της ενέργειας στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας (θέρμανση), ενώ η αντίστοιχη αρνητική μεταβολή υποδηλώνει μείωση της ενέργειας στο σύστημα (ψύξη).

Έχει καθιερωθεί, λόγω του διαχωρισμού των αερολυμάτων σε φυσικά και ανθρωπογενή, όταν αναφερόμαστε στην επίδραση των ανθρωπογενών αερολυμάτων να χρησιμοποιείται ο όρος διαταραχή ακτινοβολίας λόγω των αερολυμάτων (*aerosol radiative forcing*) και ο όρος επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (*aerosol radiative effect*), εφόσον αναφερόμαστε στο σύνολο των αερολυμάτων (ανθρωπογενή και φυσικά). Στα πλαίσια της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής, μελετάται η επίδραση του συνόλου των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα, στην άμεση επίδρασή τους (aerosol Direct Radiative Effect – DRE).

Παρά τη σημαντική πρόοδο που έχει επιτευχθεί κατά τα τελευταία χρόνια ως προς τον προσδιορισμό του ρόλου των αερολυμάτων για το κλίμα της Γης και τις πιθανές αλλαγές του, ωστόσο, υπάρχει ακόμη αρκετά μεγάλη αβεβαιότητα. Ταυτόχρονα, η σημερινή γνώση στο επιστημονικό αυτό πεδίο δεν θεωρείται επαρκής (IPCC, 2007). Στο Σχήμα 1, παρουσιάζεται, σύμφωνα με την τελευταία έκθεση του IPCC (2007), η επίδραση στην ακτινοβολία που επιφέρει η παρουσία των αερολυμάτων συγκριτικά με την επίδραση άλλων παραγόντων, όπως των αέριων του θερμοκηπίου ή της ανακλαστικότητας του εδάφους (surface albedo). Το βασικότερο συμπέρασμα που προκύπτει από το Σχήμα 1, είναι η διαπίστωση ότι, ο ρόλος των αερολυμάτων στη διαταραχή του ενεργειακού ισοζυγίου παρουσιάζει μεγάλη αβεβαιότητα, όπως επίσης και το γεγονός ότι, η επιστημονική γνώση σε σχέση με αυτό το αντικείμενο βρίσκεται σε χαμηλό επίπεδο.



©IPCC, 2007: WG1-AR4

Σχήμα 1. Επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας, σε μέση πλανητική κλίμακα, των παραμέτρων που αλληλεπιδρούν με τη μικρού και τη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία κατά την διάδοσή της στην ατμόσφαιρα (Πηγή: IPCC, 2007)

Η μελέτη του κλιματικού ρόλου των αερολυμάτων αποτέλεσε αντικείμενο έρευνας μόλις κατά τα τελευταία χρόνια (Satheesh and Krishna, 2005). Με βάση τις ερευνητικές μελέτες που διεξήχθησαν, διαπιστώθηκε η σημαντική συμβολή των αερολυμάτων στις κλιματικές αλλαγές, καθώς και ο ρόλος τους στις διεργασίες σχηματισμού των νεφών και γενικότερα στη διαμόρφωση του ενεργειακού ισοζυγίου του πλανήτη (Jinhuang and Liqian, 2000).

Η μελέτη του κλιματικού ρόλου των αερολυμάτων ωστόσο, παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες. Τα αερολύματα εμφανίζουν συνήθως πολύπλοκη χημική σύνθεση και μεγάλο εύρος διακύμανσης των διαστάσεων τους, που μπορεί να ποικίλλει από μερικά nm έως αρκετά μm . Γενικά, υπάρχει μεγάλη δυσκολία ως προς τον προσδιορισμό της χωρο-χρονικής κατανομής των φυσικοχημικών και οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων. Η δειγματοληψία τους είναι ακόμα και σήμερα μια πρόκληση εξαιτίας του γεγονότος ότι σημαντικό μέρος των αερολυμάτων είναι ημι-πηκτικά και μπορεί να αλλάζουν φάση, από την αέρια στην σωματιδιακή, ανάλογα με τη θερμοκρασία και τη σχετική υγρασία.

Προκειμένου να βελτιωθεί η επιστημονική γνώση ως προς τη χωρο-χρονική κατανομή των φυσικοχημικών και οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, έχει πραγματοποιηθεί κατά την τελευταία δεκαετία ένας σημαντικός αριθμός πειραματικών μετρήσεων σε διάφορες περιοχές του πλανήτη, όπως ενδεικτικά παρουσιάζονται στον Πίνακα 2. Παράλληλα, έχει αναπτυχθεί από τη NASA (National Aeronautics and Space Administration) ένα παγκόσμιο δίκτυο Σταθμών επιφανείας, το AERONET (Aerosol Robotic Network) το οποίο παρέχει σημαντική πληροφορία, με πολύ ικανοποιητική χρονική ανάλυση και κάλυψη, που για κάποιες περιοχές του πλανήτη είναι σχετικά πυκνή. Όλες αυτές οι μετρήσεις είναι πολύτιμες, δεν παύουν όμως να είναι σημειακές και έτσι στερούνται ολοκληρωμένης χωρικής κάλυψης.

Πίνακας 2. Ενδεικτικός κατάλογος με τις ερευνητικές μελέτες, σε επίπεδο πειραματικών μετρήσεων ευρείας κλίμακα, των αερολυμάτων, που διεξήχθησαν κατά την δεκαετία 1995-2004, ανά τον κόσμο.

Καθεστώς αερολυμάτων	Πειραματικές μετρήσεις ευρείας κλίμακας			
	Όνομα	Περιοχή	Χρόνος	Αναφορές
Industrial Pollution from North America and West Europe	TARFOX	North Atlantic	July, 1996	Russell et al., 1999
	NEAQS	North Atlantic	July–August, 2002	Quinn and Bates, 2003
	SCAR-A	North America	1993	Remer et al., 1997
	CLAMS	East Coast of U.S.	July–August, 2001	Smith et al., 2005
	INTEX-NA, ICARTT	North America	Summer 2004	NASA
	ACE-2 MINOS LACE98 Aerosols99	North Atlantic Mediterranean region Lindberg, Germany Atlantic	June–July, 1997 July–August, 2001 July–August, 1998 January–February, 1999	Raes et al., 2000 Lelieveld et al., 2002 Ansmann et al., 2002 Bates et al., 2001
Brown Haze in South Asia	INDOEX	Indian subcontinent and Indian Ocean	January–April, 1998 and 1999	Ramanathan et al., 2001a
	ABC	South and East Asia	ongoing	Ramanathan and Crutzen, 2003
Pollution and dust mixture in East Asia	ACE-Asia	East Asia and NorthwestPacific	April, 2001	Huebert et al., 2003; Seinfeld et al., 2004
	TRACE-P	East Asia and NorthwestPacific	March–April, 2001	Jacob et al., 2003
	PEM-West A & B	Western Pacific off East Asia	September– October, 1991 February–March, 1994	Hoell et al., 1996; 1997
Biomass burning smoke in the tropics	BASE-A	Brazil	1989	Kaufman et al., 1992
	SCAR-B	Brazil	August– September, 1995	-/- et al., 1998b
	LBA-SMOCC	Amazon basin	September– November 2002	Andreae et al., 2004
	SAFARI2000			
	SAFARI92	South Africa and South Atlantic	August– September, 2000	King et al., 2003
	TRACE-A	South Atlantic and South Africa South Atlantic	September– October, 1992 September– October, 1992	Lindesay et al., 1996 Fishman et al., 1996
Mineral dusts from North Africa and Arabian Peninsula	SHADE	West coast of North Africa	September, 2000	Tanre et al., 2003
	PRIDE	Puerto Rico	June–July, 2000	Reid et al., 2003
	UAE	Arabian Peninsula	August– September, 2004	http://uae2.gsfc.nasa.gov/
Remote Oceanic Aerosol	ACE-1	Southern Oceans	December, 1995	Bates et al., 1998; Quinn and Coffman., 1998

Προκειμένου να προσδιορισθεί επακριβώς, ο ρόλος των αερολυμάτων στο κλίμα του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας, απαιτείται η πραγματοποίηση υπολογισμών τουλάχιστον σε εκτεταμένες γεωγραφικές περιοχές, έως και σε πλανητική κλίμακα, με δεδομένη τη μεγάλη χωρική μεταβλητότητα των ιδιοτήτων τους. Για το σκοπό αυτό και προκειμένου να εξασφαλιστούν ικανοποιητικά δεδομένα, έχουν αναπτυχθεί δορυφορικά συστήματα παρακολούθησης και καταμέτρησης των ιδιοτήτων των αερολυμάτων, τα οποία έχουν επιλύσει, τουλάχιστον μερικώς, το πρόβλημα της χωρικής κάλυψης. Μάλιστα, τα σύγχρονα δορυφορικά προγράμματα όπως τα MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectro-Radiometer), POLDER (Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance, Deuzé, et al., 2000) και MISR (Multiangle Imaging SpectroRadiometer), τα οποία κάνουν χρήση οργάνων (ραδιομέτρων) υψηλής τεχνολογίας, παρέχουν αρκετά πλήρεις και ακριβείς μετρήσεις των ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε διάφορα μήκη κύματος (φασματικά), όπως επίσης και πάνω από ηπειρωτικές περιοχές με μεγάλη ανακλαστικότητα για τις οποίες υπήρχε πρόβλημα παλαιότερα.

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών έχει πραγματοποιηθεί μεγάλος αριθμός ερευνητικών μελετών επί του κλιματικού ρόλου των αερολυμάτων, μέσω της άμεσης επίδρασής τους στην ηλιακή ακτινοβολία. Οι μελέτες αυτές μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες:

- i. Μελέτες βασισμένες σε επίγειες και δορυφορικές μετρήσεις των ιδιοτήτων των αερολυμάτων (π.χ. των Bellouin et al., 2005; Loeb and Manalo-Smith, 2005; Zhang et al., 2005; Remer and Kaufman, 2006; Christopher et al., 2006).
- ii. Μελέτες βασισμένες σε θεωρητικά μοντέλα προσομοίωσης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. (π.χ. Jacobson, 2001; Chin et al., 2001; Takemura et al., 2002; Liao et al., 2004; Koch and Hansen, 2005; Reddy et al., 2005).
- iii. Μελέτες βασισμένες στο συνδυασμό θεωρητικών μοντέλων προσομοίωσης των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και μετρήσεων των ιδιοτήτων των αερολυμάτων, τόσο επίγειων όσο και δορυφορικών (Chu et al., 2002; Yu et al., 2004; Chung et al., 2005).

Μια εκτεταμένη σύγκριση των παραπάνω ερευνητικών μελετών για την άμεση επίδραση των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας, πραγματοποιείται στην επισκόπηση των Yu et al. (2006).

Γενικά, κάθε μία από τις παραπάνω μεθόδους, παρουσιάζει πλεονεκτήματα αλλά και μειονεκτήματα. Παρά το γεγονός ότι, τα δορυφορικά δεδομένα βελτίωσαν σημαντικά την γεωγραφική κάλυψη των παρατηρήσεων, παρουσιάζουν ακόμη προβλήματα, όπως είναι, i) η περιορισμένη χρονική κάλυψη, καθώς οι δορυφόροι συνήθως διέρχονται σχεδόν μία φορά την ημέρα πάνω από κάθε περιοχή του πλανήτη, ii) οι ελλείψεις δεδομένων, λόγω των δυσκολιών παρατήρησης των οργάνων (ραδιομέτρων) κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες, όπως στην περίπτωση περιοχών με μεγάλη ανακλαστικότητα (πάγος, έρημοι, νεφοκάλυψη). Επίσης, οι δορυφορικές μετρήσεις δεν καλύπτουν ακόμη αρκετά μεγάλη χρονική περίοδο, στοιχείο που είναι απαραίτητο για την πραγματοποίηση κλιματολογικών μελετών. Ακόμη και στην περίπτωση που υπάρχουν κάποιες μακροχρόνιες βάσεις δεδομένων αερολυμάτων, όπως στην περίπτωση των δεδομένων TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer, Herman et al., 1997; Torres et al., 1998), αυτές περιορίζονται μόνο στο οπτικό βάθος των αερολυμάτων (Aerosol Optical Depth, AOD), ενώ στερούνται παραμέτρων, όπως π.χ. ο παράγοντας ασυμμετρίας ή η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης, που είναι απολύτως απαραίτητες στα

μοντέλα υπολογισμού της επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία. Ένα άλλο σημαντικό πρόβλημα των δορυφορικών μετρήσεων, είναι η μη συστηματική παροχή φασματικών δεδομένων. Για παράδειγμα, το TOMS παρέχει δεδομένα AOD σε δύο μόνο μήκη κύματος (Torres et al., 1998). Αυτό μπορεί να είναι αρκετό για υπολογισμούς σε κάποια μοντέλα γενικής κυκλοφορίας, όχι όμως και για τα πιο ακριβή φασματικά μοντέλα διάδοσης της ακτινοβολίας.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι, εκτός από τα δορυφορικά δεδομένα, τα οποία εξασφαλίζουν πλήρη χωρική κάλυψη, τα μοντέλα αερολυμάτων αποτελούν επίσης ένα χρήσιμο εργαλείο αφού παρέχουν δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε πλανητική κλίμακα με σχετικά υψηλή χωρική και χρονική ανάλυση. Τα μοντέλα αυτού του είδους όμως, απαιτούν ακριβή και αξιόπιστα δεδομένα εισαγωγής, γεγονός που τα κάνει να εμπεριέχουν μεγάλη αβεβαιότητα. Επιπλέον, τέτοιου είδους υπολογισμοί ενέχουν σημαντική αβεβαιότητα δεδομένου ότι, τα εν λόγω μοντέλα δεν είναι απολύτως ικανά να προσομοιάσουν τις διαδικασίες σχηματισμού, μετασχηματισμών και μεταφοράς των αερολυμάτων, καθώς και τις ιδιότητες των αερολυμάτων που είναι αποτέλεσμα ανάμιξης διαφορετικών τύπων πρωτογενών αερολυμάτων.

Συμπερασματικά, προκύπτει ότι από μόνα τους τα δορυφορικά και επίγεια δεδομένα αερολυμάτων, καθώς και αυτά που προέρχονται από μοντέλα αερολυμάτων, δεν είναι ικανά να επιλύσουν το πρόβλημα του υπολογισμού της διαταραχής που προκαλούν τα αερολύματα στο ενεργειακό ισοζύγιο και κατά συνέπεια στο κλίμα του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Επομένως, η λύση η οποία μπορεί να φέρει ικανοποιητικά αποτελέσματα, απαιτεί χρήση αξιόπιστων δεδομένων αερολυμάτων, τα οποία να παρέχονται σε πλήρη χωρική κάλυψη (γεωγραφική και καθ' ύψος) και σε φασματικό επίπεδο, τα οποία πρέπει να συνδυάζονται με φασματικά μοντέλα διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Κατ' αυτόν τον τρόπο, αποφεύγεται η αβεβαιότητα των θεωρητικών μοντέλων υπολογισμού των ιδιοτήτων των αερολυμάτων η οποία προκαλεί πρόβλημα και στον υπολογισμό του DRE ενώ προσδιορίζεται φασματικά, με ακρίβεια και σε κάθε επίπεδο της ατμόσφαιρας και στην επιφάνεια της Γης η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ακτινοβολία (DRE). Ο υπολογισμός των ροών ακτινοβολίας και της άμεσης επίδρασης (DRE) των αερολυμάτων στα διάφορα επίπεδα της ατμόσφαιρας είναι σημαντικός, επειδή έτσι είναι δυνατόν να μελετηθούν και οι μεταβολές στην δυναμική της ατμόσφαιρας που επιφέρει η παρουσία των αερολυμάτων. Θα πρέπει να τονιστεί στο σημείο αυτό ότι, οι περισσότερες υπάρχουσες μελέτες αποσκοπούν στην εκτίμηση της επίδρασης των αερολυμάτων μόνο στην κορυφή της ατμόσφαιρας και όχι στην επιφάνεια της Γης ή μέσα στην ατμόσφαιρα (π.χ. Christopher et al., 2006). Ωστόσο, συνδυασμένες μετρήσεις (Formenti et al., 2002; Lelieveld et al., 2002) αλλά και υπολογισμοί με τη χρήση μοντέλων διάδοσης ακτινοβολίας (Hatzianastassiou et al., 2004a) έχουν δείξει ότι, η επίδραση των αερολυμάτων είναι μεγαλύτερη στην επιφάνεια της Γης απ' ό,τι στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας.

Πρόσφατα, οι Hatzianastassiou et al. (2007a) προσομοίωσαν με τη χρήση ενός φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας την άμεση επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας σε παγκόσμια κλίμακα, με τη χρήση δεδομένων εισαγωγής από τη βάση δεδομένων GADS (Global Aerosol Data Set, Koepke et al., 1997; Hess et al., 1998). Συγκεκριμένα, υπολογίστηκε η επίδραση των αερολυμάτων στην υπεριώδη, ορατή και κοντινή υπέρυθη περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας, κάτω από ρεαλιστικές συνθήκες νεφοσκεπούς ουρανού (all-sky). Τα αποτελέσματα της επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}), μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) και στην επιφάνεια της Γης (DRE_{surf}), συνοψίζονται στον Πίνακα 3. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα αυτά, η παρουσία των αερολυμάτων, σε πλανητικό επίπεδο, προκαλεί ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας κατά

1.62 Wm⁻² (τιμές τοπικά από -15, ψύξη, έως 10 Wm⁻², θέρμανση). Αυτή η πλανητική ψύξη είναι το αποτέλεσμα μιας ισχυρής ψύξης στην επιφάνεια της Γης, λόγω μείωσης της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας κατά 3.22 Wm⁻² (τιμές τοπικά έως -35 Wm⁻²), και θέρμανσης της ατμόσφαιρας κατά 1.6 Wm⁻² (τιμές τοπικά έως 35 Wm⁻²). Η ψύξη αυτή, είναι εντονότερη στο Βόρειο Ημισφαίριο, κυρίως λόγω της αυξημένης παρουσίας ανθρωπογενών αερολυμάτων.

Πίνακας 3. Μέσες ετήσιες πλανητικές (Global) και ημισφαιρικές (Northern Hemisphere, NH, Southern Hemisphere, SH) τιμές της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας (DRE) στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}), μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) και στην επιφάνεια της γης (DRE_{surfnet}), κάτω από συνθήκες πραγματικού ουρανού. Οι τιμές δίδονται σε Wm⁻².

	DRE _{TOA}	DRE _{atm}	DRE _{surfnet}
Globe	-1.62	1.60	-3.22
NH	-1.72	2.63	-4.35
SH	-1.51	0.58	-2.09

Όπως προαναφέρθηκε, σύμφωνα με έρευνες των τελευταίων ετών για την αλλαγή του κλίματος και τη συμβολή σε αυτό των αερολυμάτων της ατμόσφαιρας, έχει διαπιστωθεί μεγάλη αβεβαιότητα ως προς το ρόλο των αερολυμάτων και ταυτόχρονα, χαμηλό επίπεδο επιστημονικής κατανόησης των διεργασιών που σχετίζονται με αυτά. Βασικός στόχος της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής είναι η συμβολή στην έρευνα για την πληρέστερη κατανόηση και την ποιοτική και ποσοτική αποτίμηση της επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας. Κύριος σκοπός δηλαδή, της Διατριβής, είναι η συμβολή της στην ελάττωση της αβεβαιότητας σχετικά με το πώς και πόσο τελικά επιδρούν τα αερολύματα στο ισοζύγιο, της ηλιακής ακτινοβολίας ώστε να αποφηνιστεί ο ρόλος των αερολυμάτων στις κλιματικές αλλαγές των τελευταίων ετών, αλλά και να προσδιορισθεί επακριβώς, η επίδρασή τους στα διαφορά επίπεδα του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Επιπλέον, βασική επιδίωξη της παρούσας Διατριβής είναι η χωροχρονική καταγραφή και ανάλυση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, που παίζουν πρωταρχικό ρόλο στην κλιματική τους επίδραση, καθώς και η δημιουργία μιας ολοκληρωμένης και σύγχρονης βάσης αντίστοιχων δεδομένων.

Παρότι οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν και σε πλανητική κλίμακα, η μελέτη επικεντρώθηκε σε μια ιδιαίτερη από κλιματικής άποψης περιοχή του πλανήτη, την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Η περιοχή της Μεσογείου, η οποία προσδιορίζει τα όρια της υποτροπικής και ευκρατής κλιματικής ζώνης, συνθέτει μια περιοχή με ιδιαίτερο επιστημονικό ενδιαφέρον τόσο στο πεδίο των κλιματικών αλλαγών όσο και στο ρόλο των αερολυμάτων σ' αυτές τις αλλαγές. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι, η Μεσόγειος αποτελεί τόπο συνύπαρξης διαφόρων τύπων αερολυμάτων προερχόμενων από ποικίλες πηγές, όπως: σωματιδίων θαλασσίου άλατος, αερολυμάτων ανθρωπογενούς προέλευσης, αστικού και βιομηχανικού τύπου μεταφερόμενων από περιοχές της Δυτικής, κεντρικής και Ανατολικής Ευρώπης, σωματιδίων προερχόμενων από καύση βιομάζας, καθώς και σωματιδίων σκόνης μεταφερόμενων κυρίως από τις ερήμους της Βορείου Αφρικής και της Μέσης Ανατολής. Πάνω από την περιοχή της Μεσογείου έχουν μετρηθεί συγκεντρώσεις ατμοσφαιρικών ιχνοστοιχείων και αερολυμάτων που είναι 2 έως 10 φορές υψηλότερες, σε σχέση με εκείνες του βόρειου Ειρηνικού, που θεωρείται ως το λιγότερο ρυπασμένο περιβάλλον στο Β. Ημισφαίριο (Lelieveld et al., 2002). Για τους λόγους αυτούς, ένας σημαντικός αριθμός πειραματικών προγραμμάτων και ερευνητικών μελετών έχει επικεντρωθεί στην Μεσόγειο

(π.χ. Mihalopoulos et al., 1997a,b; Formenti et al., 1998; Lelieveld et al., 2002; Kouvarakis et al., 2002; Zerefos et al., 2002; Gerasopoulos et al., 2003; Balis et al., 2004). Η πειραματική καμπάνια MINOS (Lelieveld et al., 2002), η οποία διεξήχθη τον Αύγουστο του 2001 στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, επέτρεψε την εξαγωγή μιας κατακόρυφης τομογραφίας της ατμόσφαιρας πάνω από τη συγκεκριμένη περιοχή. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα, η χημική σύσταση της κατώτερης τροπόσφαιρας πάνω από τη Μεσόγειο καθορίζεται κυρίως από τη μεταφορά ρύπανσης από την Ευρώπη ενώ, στη μέση τροπόσφαιρα βρέθηκαν ίχνη ρύπανσης, μεταφερόμενης από τα Δυτικά (έως και από τη Βόρειο Αμερική). Ακόμη, βρέθηκε ότι η ανώτερη τροπόσφαιρα και η κατώτερη στρατόσφαιρα, χαρακτηρίζονται από μεταφορά ρύπανσης από την Ασία μέσω της κυκλοφορίας των μουσσώνων. Τέλος πιστοποιήθηκε η σημαντική επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ενέργειας ακτινοβολίας στη λεκάνη της Μεσογείου (στην Κρήτη), η οποία προκύπτει και ως αποτέλεσμα των σημαντικών ποσοτήτων της ηλιακής ακτινοβολίας, που οφείλονται στην περιορισμένη νεφοκάλυψη στην περιοχή. Διάφορες θεωρητικές μελέτες με μοντέλα έχουν διαγνώσει ότι, η επίδραση των θειικών αερολυμάτων παρουσιάζει μέγιστο τιμών πάνω από τη συγκεκριμένη περιοχή (Charlson et al., 1991; Kiehl and Rodhe, 1995; Boucher and Anderson, 1995). Πρόσφατα, οι Hatzianastassiou et al. (2004a,b) υπολόγισαν πως η μέση μηνιαία επίδραση των αερολυμάτων στην υπεριώδη-ορατή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Κρήτης είναι περίπου ίση με -9 Wm^{-2} , ενώ πειραματικά αποτελέσματα στα πλαίσια της καμπάνιας MINOS έδειξαν ότι, η επίδραση των αερολυμάτων στην ίδια περιοχή μπορεί να φτάσει και τα -18 Wm^{-2} σε μέση ημερήσια βάση.

Στην παρούσα Διατριβή, η ανάλυση και μελέτη των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και ο υπολογισμός της άμεσης επίδρασής τους στην ηλιακή ακτινοβολία, πραγματοποιούνται για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου μεταξύ 29.5°N και 46.5°N γεωγραφικού πλάτους και 10.5°W και 38.5°E γεωγραφικού μήκους, σε χωρική ανάλυση $2.5^{\circ}\times 2.5^{\circ}$ γεωγραφικό πλάτος και μήκος, για την περίοδο των 7 ετών, από τον Μάρτιο του 2000 έως το Φεβρουάριο του 2007.

Για την επίτευξη των στόχων της Διατριβής έγινε χρήση δύο βασικών εργαλείων:

i. Ενός μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα Γης - ατμόσφαιρα το οποίο βασίζεται:

- α. Στην πραγματοποίηση λεπτομερών φασματικών υπολογισμών, με τη χρήση φασματικών δεδομένων εισόδου.
- β. Θεώρηση στους υπολογισμούς του μοντέλου κάθε παραμέτρου του συστήματος Γης - ατμόσφαιρας που αλληλεπιδρά με την ακτινοβολία.
- γ. Πραγματοποίηση υπολογισμών σε μεγάλη γεωγραφική κλίμακα, αλλά και σε πλανητικό επίπεδο.
- δ. Ικανοποιητική πραγματοποίηση υπολογισμών των ροών ακτινοβολίας, καθώς και επιδράσεως των αερολυμάτων σε αυτές σε όλα τα επίπεδα του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας.

ii. Δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, τα οποία διαθέτουν:

- α. Ικανοποιητική γεωγραφική κάλυψη και ανάλυση.
- β. Ποιοτική επάρκεια.
- γ. Ευρεία φασματική ανάλυση
- δ. Ικανοποιητική χρονική κάλυψη (των μεταγενέστερων ετών του 2000)

Το φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας έχει αναπτυχθεί στο μεγαλύτερο τμήμα του, όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou et al. (2004a,c; 2007a,b). Στα πλαίσια της παρούσας Διατριβής, το μοντέλο εφαρμόστηκε στη συγκεκριμένη γεωγραφική περιοχή της ευρύτερης λεκάνης της Μεσογείου, έγινε προσπάθεια για τη δημιουργία μιας

σειράς νέων υπο-ρουτινών που αποσκοπούν στη χρήση των νέων δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν στα πλαίσια της Διατριβής, ενώ εφαρμόστηκαν κάποιες τροποποιήσεις και βελτιώσεις στον υπάρχοντα κώδικα, ώστε να προσαρμοστεί στις ανάγκες της παρούσας Διατριβής. Οι βασικές τροποποιήσεις και βελτιώσεις είχαν κυρίως, να κάνουν με την εισαγωγή των νέων φασματικών δεδομένων εισαγωγής MODIS, που αφορούν στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, με την επεξεργασία αυτών των δεδομένων μέσα στο μοντέλο και την εξαγωγή αποτελεσμάτων από αυτό, τόσο για κάθε μήκος κύματος του φάσματος από 0.2 έως 10 μm, ξεχωριστά αλλά και ολοφασματικά. Επίσης, μια άλλη σημαντική καινοτομία συνίσταται στην εξαγωγή της ενδοετήσιας διακύμανσης των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης, η οποία κατέστη δυνατή χάρη στα νέα δεδομένα εισαγωγής (MODIS).

Το δεύτερο εργαλείο που χρησιμοποιείται στα πλαίσια της Διατριβής, τα ποιοτικά και σύγχρονα δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων του MODIS, ολοκληρώθηκε ύστερα από λεπτομερείς μελέτες, κάνοντας χρήση των τελευταίων επιτευγμάτων της δορυφορικής παρατήρησης. Καταβλήθηκε προσπάθεια να συλλεχθεί ένας τεράστιος όγκος δεδομένων, να προσαρμοσθεί στις υπολογιστικές ανάγκες της Διατριβής και στη συνέχεια, να υποστεί ποιοτικό έλεγχο και να αναλυθεί. Το τελευταίο στοιχείο είναι καίριας σημασίας, καθώς έγινε χρήση δεδομένων αερολυμάτων από σύγχρονες και πρόσφατες δορυφορικές βάσεις δεδομένων, οι οποίες λόγω της πρόσφατης δημιουργίας τους δεν είχαν προλάβει να αξιολογηθούν επαρκώς.

Στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή, πραγματοποιείται για πρώτη φορά μια ολοκληρωμένη μελέτη, πλήρους γεωγραφικής κάλυψης και για ικανοποιητική χρονική περίοδο, για ολόκληρη την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, που αφορά όχι μόνο στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, αλλά και στην επίδραση (διαταραχή) που αυτά προκαλούν στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας σε όλα τα επίπεδα της ατμόσφαιρας. Αυτό είναι πολύ σημαντικό, δεδομένου ότι οι προϋπάρχουσες προσπάθειες περιορίζονται μόνο σε μελέτες τοπικής ή και σημειακής κλίμακας και αφορούν κυρίως, μόνο στις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, ενώ η κλιματική τους επίδραση συνίσταται και καθορίζεται από την επίδραση τους στο ενεργειακό ισοζύγιο. Επίσης, κάποιες προηγούμενες μελέτες οπτικών ιδιοτήτων σε μεγάλη κλίμακα ήταν περιορισμένες σε χρονική διάρκεια μελέτης (έως 1-2 χρόνια). Σημαντικό ακόμη στοιχείο της παρούσας Διατριβής είναι ο προσδιορισμός για κάθε σημείο της περιοχής μελέτης, των φασματικών κατανομών της ηλιακής ακτινοβολίας και της επίδρασης των αερολυμάτων, κάτι που δεν είχε μελετηθεί συστηματικά έως τώρα, είναι σημαντικό για την κλιματική επίδραση των αερολυμάτων (Hatzianastassiou et al., 2007b).

Η δομή της Διδακτορικής Διατριβής είναι η ακόλουθη:

Αρχικά, στο 2^ο Κεφάλαιο γίνεται αναφορά στον τρόπο με τον οποίο αλληλεπιδρά η ηλιακή ακτινοβολία κατά την διέλευσή της μέσα από την ατμόσφαιρα με τα διάφορα συστατικά της καθώς και με το έδαφος. Στην συνέχεια, παρέχεται μια σύντομη περιγραφή σχετική με τις πηγές και τα είδη των αερολυμάτων που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα της Γης. Στο Κεφάλαιο 3, περιγράφεται το μοντέλο διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην γήινη ατμόσφαιρα, το οποίο χρησιμοποιήθηκε και τροποποιήθηκε στα πλαίσια της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής. Στην συνέχεια, στο Κεφάλαιο 4, παρουσιάζονται τα δεδομένα εισαγωγής που χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο, με ιδιαίτερη έμφαση στα δεδομένα των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, για τα οποία παρουσιάζεται σύντομα η κατανομή τους στην περιοχή μελέτης. Στο Κεφάλαιο 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της μελέτης των χωρο-χρονικών κατανομών καθώς και των μεταβολών των ιδιοτήτων των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης. Στο 6^ο Κεφάλαιο, γίνεται λεπτομερής ανάλυση και παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που αφορούν στις υπολογισθείσες με το μοντέλο ροές ηλιακής ακτινοβολίας στα διάφορα επίπεδα του συστήματος Γης - ατμόσφαιρας και στην άμεση επίδραση των

αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Επίσης, γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στα αποτελέσματα της φασματικής κατανομής τόσο των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας, όσο και της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων σε αυτήν. Στο 7^ο Κεφάλαιο, συνοψίζονται τα σημαντικότερα ευρήματα και παρουσιάζονται τα συμπεράσματα της παρούσας Διατριβής καθώς και οι προοπτικές περαιτέρω μελετών. Τέλος παρατίθεται εκτεταμένη βιβλιογραφία, σχετική με το αντικείμενο της Διατριβής και παραρτήματα της γεωγραφικής κατανομής για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης (Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου τόσο του φορτίου των αερολυμάτων στα 550 nm από την σειρά MODIS C005, Level 3, όσο και της επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης.

Κεφάλαιο 2°

Διάδοση ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα και ατμοσφαιρικά αερολύματα

Κάθε σώμα εκπέμπει και ταυτόχρονα απορροφά ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία. Η ακτινοβολία που εκπέμπει ένα σώμα αποτελείται από ένα σύνολο επιμέρους μονοχρωματικών ακτινοβολιών. Το σύνολο αυτό ονομάζεται φάσμα της ακτινοβολίας.

Η ένταση I_λ της ακτινοβολίας, με ισχύ dE_λ/dt , που ορίζεται μεταξύ των μηκών κύματος λ και $\lambda+d\lambda$, η οποία εκπέμπεται από την πηγή μέσα σε στερεά γωνία $d\omega=\sin\theta \cdot d\phi \cdot d\theta$ και προσπίπτει σε στοιχειώδη επιφάνεια $d\sigma$, ονομάζεται μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας και δίδεται από την σχέση:

$I_\lambda = \frac{dE_\lambda / dt}{d\omega \cdot d\lambda \cdot d\sigma \cdot \cos\theta}$	(2.1)
---	-------

όπου θ η γωνία προσπτώσεως.

Αντίστοιχα, η ροή dF_λ της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από στοιχειώδη μάζα dm στην μονάδα του χρόνου, ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις, και ορίζεται μεταξύ των μηκών κύματος λ και $d\lambda$, δίδεται από τη σχέση:

$$dF_\lambda = 4 \cdot \pi \cdot \epsilon'_\lambda dm \cdot d\lambda \quad (2.2)$$

όπου ϵ'_λ είναι ο φασματικός συντελεστής εκπομπής της πηγής για το μήκος κύματος λ .

Το τμήμα της ροής ακτινοβολίας που απορροφάται από επίπεδη επιφάνεια $d\sigma$, στην μονάδα του χρόνου, δίδεται από τη σχέση:

$$dF_\lambda = \alpha'_\lambda \cdot I_\lambda \cdot \cos\theta \cdot d\sigma \cdot d\omega \cdot d\lambda \quad (2.3)$$

όπου α'_λ είναι ο φασματικός συντελεστής απορροφήσεως της επιφάνειας και θ η γωνία προσπτώσεως.

Το ποσοστό R'_λ , της προσπίπτουσας σε ένα σώμα μονοχρωματικής ακτινοβολίας που ανακλάται, ονομάζεται φασματικός συντελεστής ανάκλασης. Επομένως, για κάθε αδιαφανές σώμα θα ισχύει η σχέση:

$$\alpha'_\lambda + R'_\lambda = 1, \quad (2.4)$$

Στην περίπτωση διαφανούς σώματος η εξίσωση 2.4 παίρνει την μορφή:

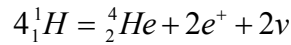
$$\alpha'_\lambda + R'_\lambda + \tau'_\lambda = 1 \quad (2.5)$$

με τ'_λ την μονοχρωματική διαπερατότητα του σώματος.

Οι τιμές των φασματικών συντελεστών εξαρτώνται από το μήκος κύματος και την απόλυτη θερμοκρασία του σώματος στο οποίο αναφέρονται (Νόμος Planck). Όταν οι παραπάνω συντελεστές αναφέρονται σε όλο το φάσμα, ονομάζονται ολοφασματικοί.

2.1 Ηλιακή ακτινοβολία

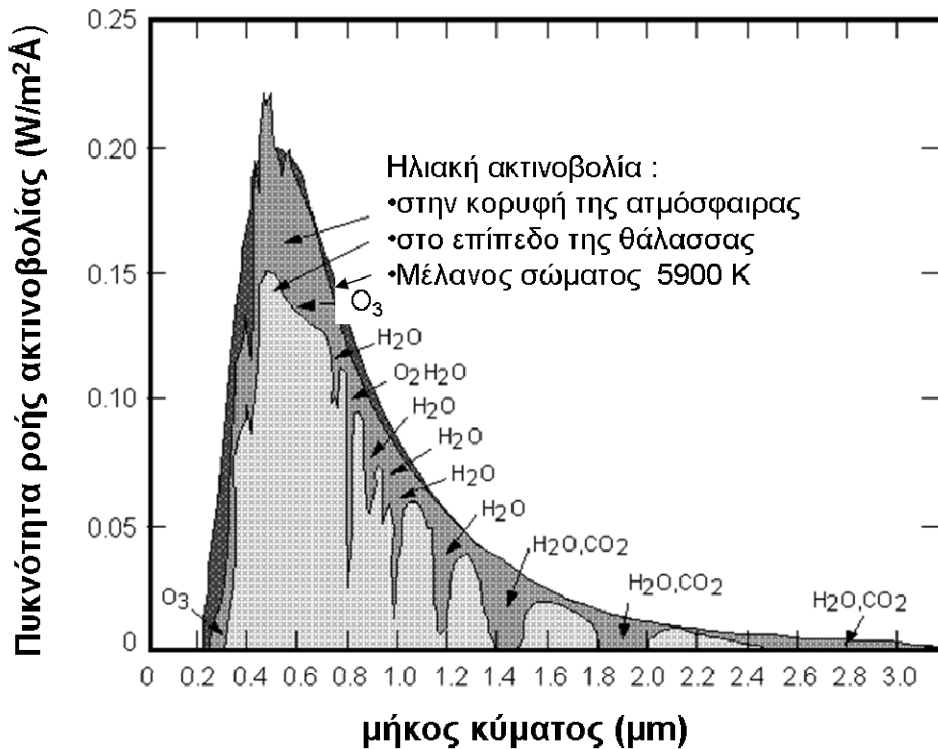
Η ηλιακή ακτινοβολία είναι, κατά το μεγαλύτερο μέρος της, ηλεκτρομαγνητικής φύσεως και είναι προϊόν πυρηνικών αντιδράσεων (μετατροπή του υδρογόνου (H) σε ήλιο (He)) που λαμβάνουν χώρα στο εσωτερικό του ηλίου. Η αντίδραση μετατροπής του υδρογόνου σε ήλιο δίνεται από την σχέση



Το φάσμα των ακτινοβολιών που εκπέμπεται από τον ήλιο είναι περίπου όμοιο με εκείνο που εκπέμπει μέλαν σώμα θερμοκρασίας περίπου 5780 K.

2.1.1 Το φάσμα εκπομπής του Ήλιου

Το σύνολο των ακτινοβολιών που εκπέμπει ο ήλιος, παρουσιάζει ένα ευρύ φάσμα τιμών. Η ακτινοβολία που εκπέμπεται έχει μήκη κύματος που κυμαίνονται από αυτά των ακτίνων X και γ (μήκος κύματος $\lambda < 0.001 \mu\text{m}$), έως και τα μικροκύματα ($\lambda > 1000 \mu\text{m}$). Με βάση τον νόμο των Stefan – Boltzman, η συνολική ισχύς που εκπέμπει ο ήλιος είναι περίπου $3.85 \cdot 10^{26}$ Watts. Από αυτά το 98 % περίπου, περιλαμβάνεται μεταξύ 0.25 και 3 μm . επίσης, το 69.5% από την συνολική εκπεμπόμενη ισχύ από το Ήλιο περιλαμβάνεται στο υπεριώδες-ορατό και κοντινό υπέρυθρο (0.2 έως 1.0 μm). Η κατανομή της ενέργειας του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας όπως αυτό καταγράφεται στην κορυφή της ατμόσφαιρας (όριο ατμόσφαιρας) και στην επιφάνεια της γης για μέσες ατμοσφαιρικές συνθήκες και τον ήλιο στο ζενίθ, φαίνεται στο Σχήμα 2.1.



Σχήμα 2.1. Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας και στο επίπεδο της θάλασσας για μέσες ατμοσφαιρικές συνθήκες και με τον ήλιο στο ζενίθ και το φάσμα μέλανος σώματος θερμοκρασίας 5900 K. Παρουσιάζεται επίσης η απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα αέρια της ατμόσφαιρας (Πηγή: Vardavas and Taylor, 2007)

2.1.2 Ένταση ηλιακής ακτινοβολίας

Σύμφωνα με τον νόμο των Stefan – Boltzman, ο ήλιος εάν δεχτούμε ότι συμπεριφέρεται σαν μέλαν σώμα ($T=5780 \text{ K}$) θα εκπέμπει συνολική ισχύ:

$$P_{\text{ολ}} = 4\pi R^2_{\text{ηλ}} \sigma T^4 \quad (2.6)$$

όπου $R_{\eta\lambda}$ ($6.957 \cdot 10^8 \text{m}$) είναι η ακτίνα ηλίου και σ ($5.672 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{deg}^{-4}$) η σταθερά Stefan-Boltzman.

Επομένως, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας σε απόσταση R από τον ήλιο θα δίνεται από τη σχέση

$$I = \frac{P_{\sigma\lambda}}{4\pi R^2} = \left(\frac{R_{\eta\lambda}}{R} \right)^2 \sigma T^4 \quad (2.7)$$

Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην μέση απόσταση R_0 ($149.5 \cdot 10^9 \text{m}$) Γης-Ηλίου ονομάζεται **ηλιακή σταθερά I_0** και η τιμή της υπολογίζεται από τον τύπο (2.7) αντικαθιστώντας τις αντίστοιχες τιμές των παραμέτρων. Μετά την αντικατάσταση προκύπτει $I_0 = 1367 \text{Wm}^{-2}$ (Hartmann, 1994; Willson, 1997)

2.2 Επίδραση της ατμόσφαιρας στη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας

Η ηλιακή ακτινοβολία μετά την είσοδό της στην ατμόσφαιρα και καθώς τη διατρέχει έως το έδαφος, εξασθενεί λόγω σκέδασης και απορρόφησης που προκαλείται από την παρουσία των μορίων των ατμοσφαιρικών αερίων, των νεφών και των αερολυμάτων.

Η σχετική μείωση (εξασθένηση) dI_λ/I_λ , της έντασης μονοχρωματικής ακτινοβολίας, λόγω σκέδασης και απορρόφησης, ακολουθεί τον νόμο του Beer:

$$(dI_\lambda/I_\lambda) = -\alpha_\lambda(\lambda) \cdot \rho \cdot dx \quad (2.8)$$

όπου α_λ είναι ο συντελεστής εξασθένησης (extinction coefficient), ρ η πυκνότητα του ομοιογενούς μέσου (ατμόσφαιρα) και dx το μήκος της διαδρομής της ακτινοβολίας.

Ο συντελεστής εξασθένησης εξαρτάται από φαινόμενα σκέδασης και απορρόφησης που οφείλονται, όπως προαναφέραμε, στα μόρια και στα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας και στα νέφη. Μπορούμε να γράψουμε λοιπόν τη γενική σχέση:

$$\alpha_\lambda = \alpha_M(\lambda) + \alpha_R(\lambda) = \alpha_{Mscat}(\lambda) + \alpha_{Mabs}(\lambda) + \alpha_{Rscat}(\lambda) + \alpha_{Rabs}(\lambda) \quad (2.9)$$

όπου οι δείκτες R και M , αναφέρονται στα αιωρούμενα σωματίδια και τα μόρια της ατμόσφαιρας, αντίστοιχα, και οι δείκτες, «scat» και «abs», αναφέρονται στην σκέδαση και την απορρόφηση, αντίστοιχα.

Αν με $I_{0\lambda}$ εκφράσουμε την ένταση μονοχρωματικής εισερχόμενης ακτινοβολίας, στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας, τότε η ένταση I_λ της ίδιας ακτινοβολίας στο έδαφος (ανά μονάδα επιφάνειας), θα δίνεται από την σχέση:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \exp(-\alpha_\lambda \cdot M) \quad (2.10)$$

Όπου M ($\int_0^S \rho \cdot dx$) είναι η συνολική μάζα της ατμόσφαιρας που διατρέχει η ακτινοβολία καθώς κινείται από το ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας μέχρι το έδαφος (συνολικό διάστημα S), με ζενίθεια γωνία z .

Εάν M_0 είναι η συνολική ατμοσφαιρική μάζα που θα διέτρεχε η ακτινοβολία από το ανώτερο μέχρι το κατώτερο όριο της ατμόσφαιρας, αν ο ήλιος βρισκόταν στο ζενίθ, ορίζουμε ως σχετική οπτική μάζα, m_r το λόγο M/M_0

Με βάση τα παραπάνω, η εξίσωση 2.10 μπορεί να γραφεί με την μορφή:

$$I_\lambda = I_{0\lambda} \exp(-\alpha_\lambda \cdot M_0 \cdot m_r) \quad (2.11)$$

Ο παράγοντας:

$$\tau_\lambda = \alpha_\lambda \cdot \int_0^s \rho \cdot dx \quad (2.12)$$

ονομάζεται οπτικό βάθος ή κατακόρυφο οπτικό πάχος (optical depth, AOD ή optical thickness) και εκφράζει την εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διέλευσή της από την ατμόσφαιρα, λόγω απορρόφησης και σκέδασης.

2.2.1 Σκέδαση ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας

Οι κύριες παράμετροι, οι οποίες επηρεάζουν τη σκέδαση και την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από κέντρο σκέδασης (σωματίδιο) είναι το μήκος κύματος, λ , της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, το μέγεθος του σωματιδίου, D_p , (διάμετρος) και ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης (complex refractive index) του υλικού του κέντρου σκέδασης. Το μέγεθος του κέντρου σκέδασης εκφράζεται με την παράμετρο μεγέθους α (size parameter) σύμφωνα με τη σχέση:

$$\alpha = (2\pi r / \lambda) = \pi D_p / \lambda, \quad (2.13)$$

όπου r είναι η ακτίνα του σωματιδίου, ενώ ο δείκτης διάθλασης δίνεται από τη σχέση:

$$m = n_r - i n_i \quad (2.14)$$

όπου n_r είναι το πραγματικό μέρος του δείκτη διάθλασης ο οποίος καθορίζει την ταχύτητα διάδοσης της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στο υλικό μέσο, ενώ το φανταστικό μέρος n_i καθορίζει την απορρόφηση στο υλικό μέσο (ισχύει $k_a = 4\pi n_i / \lambda$, όπου k_a συντελεστής απορρόφησης του υλικού μέσου).

Τόσο το πραγματικό μέρος n_r , όσο και το φανταστικό n_i , είναι συναρτήσεις του μήκους κύματος.

Λαμβάνοντας υπόψη την τιμή της παραμέτρου μεγέθους α , η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολία διακρίνεται σε:

Σκέδαση Rayleigh ($\alpha \ll 1$, σωματίδια μικρά σε σχέση με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας).

Σκέδαση Mie ($\alpha \approx 1$, σωματίδια περίπου ίδιου μεγέθους με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας).

Γεωμετρική σκέδαση ($\alpha \gg 1$ σωματίδια μεγάλα σε σχέση με το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας).

Μια συνοπτική περιγραφή της σκέδασης Rayleigh και Mie, δίνεται παρακάτω.

2.2.1(i) Σκέδαση Rayleigh ή μοριακή σκέδαση

Στη *μοριακή σκέδαση* ($\alpha \ll 1$), τα σκεδάζοντα σωματίδια (μόρια) της ατμόσφαιρας έχουν διάμετρο μικρότερη από το μήκος κύματος, λ , της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (π.χ. για το ορατό φως έχουμε σωματίδια διαμέτρου $\leq 0.1 \mu\text{m}$). Οι βασικές αρχές της μοριακής σκέδασης περιγράφηκαν από τον λόρδο Rayleigh το 1871. Στη μοριακή σκέδαση ο φασματικός συντελεστής σκέδασης (scattering cross section, δρώσα ή ενεργός διατομή σκέδασης) δίδεται από την σχέση του Möler:

$$\sigma_{\lambda} = \left[8\pi(n_{\lambda}^2 - 1)^2 / 3N^2\lambda^4 \right] \left(\frac{6 + 3\delta_{\lambda}}{6 - 7\delta_{\lambda}} \right) \quad (2.15)$$

όπου δ_{λ} είναι ο συντελεστής που εκφράζει την ικανότητα πόλωσης των μορίων, n_{λ} είναι το πραγματικό μέρος του φασματικού δείκτη διάθλασης της ατμόσφαιρας. N είναι το πλήθος των σωματιδίων ανά μονάδα όγκου.

Σύμφωνα με τη θεωρία σκέδασης Rayleigh, η σχετική ένταση της ακτινοβολίας που σκεδάζεται από τα μόρια του ατμοσφαιρικού αέρα προς μια συγκεκριμένη κατεύθυνση σε σχέση με την συνολική σκεδαζόμενη ακτινοβολία, παρέχεται από την σχέση:

$$\frac{I_{\lambda}(\theta)}{I_{\text{ολ}}} = \frac{8\pi^4\delta_{\lambda}^2}{r^2}(1 + \cos^2\theta) / \lambda^4 \quad (2.16)$$

Όπως προκύπτει από τη σχέση (2.16), η σχετική έντασης της ακτινοβολίας που προέρχεται από τη σκέδαση των μορίων του ατμοσφαιρικού αέρα είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του μήκους κύματος λ , και του τετραγώνου της αποστάσεως r του σημείου παρατήρησης από το κέντρο σκέδασης. Επίσης, εξαρτάται από τη γωνία θ που σχηματίζει η διεύθυνση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας με τη διεύθυνση της προσπίπτουσας και από την ικανότητα πόλωσης δ των μορίων.

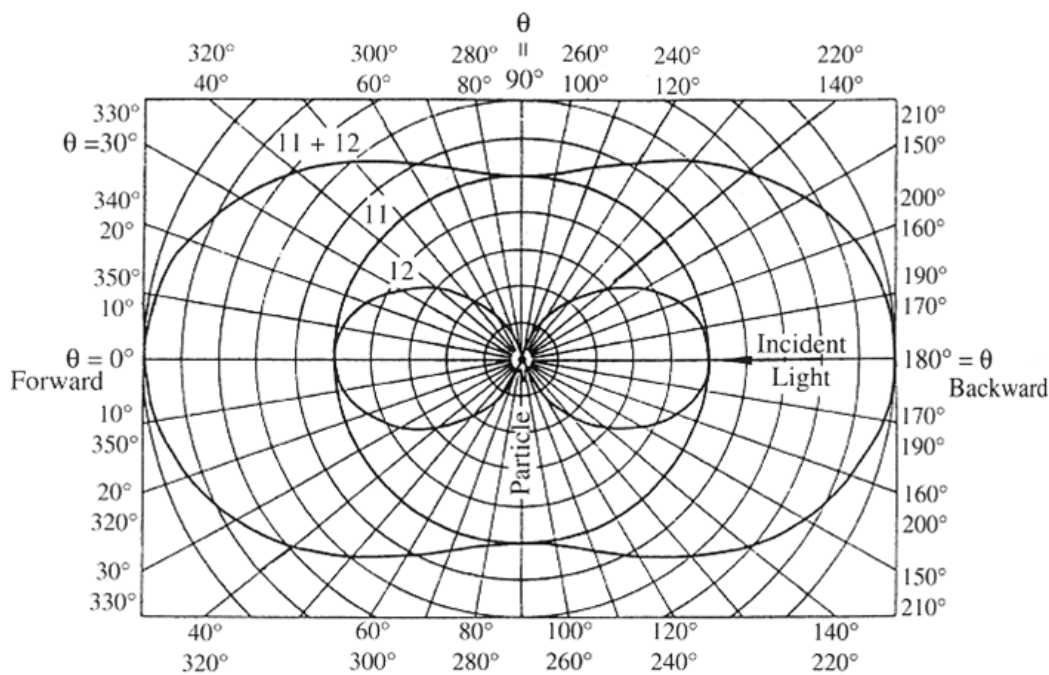
Στο Σχήμα 2.2, παρουσιάζεται η γωνιακή κατανομή της έντασης της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από σωματίδιο, σύμφωνα με τις αρχές της θεωρίας του Rayleigh. Η γωνιακή αυτή κατανομή ονομάζεται συνάρτηση σκεδαζουσας φάσης (scattering phase function) και η μαθηματική της έκφραση δίδεται από τον τύπο:

$$P(\theta, \alpha, m) = \frac{I(\theta, \alpha, m)}{\int_0^{\pi} I(\theta, \alpha, m) \cdot \sin\theta \cdot d\theta} \quad (2.17)$$

όπου, $I(\theta, \alpha, m)$ είναι η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας στη διεύθυνση θ , α είναι η παράμετρος μεγέθους (εξίσωση 2.12) και m είναι ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης (Van de Hulst, 1981). Επίσης, αντίστοιχα με τη σχέση 2.10, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διεύθυνση διάδοσης, όπως προκύπτει ως αποτέλεσμα μόνο της μοριακής σκέδασης, θα δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$I_{\lambda} = I_{\text{ολ}} \exp(-\alpha_R(\lambda) \cdot m_T) \quad (2.18)$$

Όπου α_R ο συντελεστής της μοριακής εξασθένισης και m_T η σχετική οπτική μάζα.



Σχήμα 2.2. Γωνιακή κατανομή της έντασης της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από σωματίδιο, σύμφωνα με τις αρχές της θεωρίας του Rayleigh. (Πηγή: Seinfeld and Pandis, 1998)

Παρατηρώντας το διάγραμμα της γωνιακής κατανομής της σκεδαζόμενης κατά Rayleigh ακτινοβολίας, προκύπτουν τα ακόλουθα:

- Η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι μέγιστη τόσο κατά τη διεύθυνση διάδοσης της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, όσο και κατά την αντίθετη.
- Η ελάχιστη τιμή της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας, παρατηρείται κατά τη κάθετη διεύθυνση προς τη διεύθυνση διάδοσης.
- Η μέγιστη ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας είναι περίπου διπλάσια της ελάχιστης.
- Το ήμισυ σχεδόν της προσπίπτουσας ακτινοβολίας μετά την σκέδαση επιστρέφει προς τα πίσω.

2.2.1 (ii) Σκέδαση Mie ή σωματιδιακή σκέδαση

Η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από σωματίδια διαμέτρου συγκρίσιμης με το μήκος κύματος λ μελετήθηκε από τον Mie το 1908. Η θεωρία που θεμελιώθηκε από τον Mie κατέδειξε την πλήρη ασυμμετρία που υπάρχει ανάμεσα στην εμπρόσθια σκέδαση (forward scattering) και στην οπισθοσκέδαση (backscattering). Στη σκέδαση Mie σημαντικό ρόλο παίζει το μέγεθος του σκεδάζοντος σωματιδίου σε σχέση με το μήκος κύματος, λ , της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, καθώς επίσης και οι οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων που σχετίζονται με το δείκτη διάθλασής τους ($m=n-in_i$). Τα αιωρούμενα σωματίδια στην ατμόσφαιρα, για τα οποία θα γίνει λόγος στην συνέχεια, αλλά και τα νέφη, σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία σύμφωνα με την θεωρία της σκέδασης Mie.

Στην περίπτωση της σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα αερολύματα (σκέδαση Mie), ο συντελεστής σκέδασης δίδεται από τη σχέση:

$$\sigma_{\lambda_{aer}} = \pi r^2 N \cdot K(\rho, n) \quad (2.19)$$

όπου π^2 είναι η μέση ενεργός (δρώσα) διατομή των σωματιδίων, N το πλήθος τους στη μονάδα του όγκου και $K(\rho, n)$, είναι μια αδιάστατη συνάρτηση η οποία εξαρτάται από το πραγματικό μέρος, n , του δείκτη διάθλασης και την παράμετρο μεγέθους $a=2\pi r/\lambda$ (Konratyev, 1969).

Το οπτικό βάθος λόγω της σωματιδιακής σκέδασης στην ατμόσφαιρα εξαιτίας των αερολυμάτων, δίδεται από τη σχέση:

$$\alpha_{\text{aer}}(\lambda)=c/\lambda^d \quad (2.20)$$

όπου, c και d , είναι παράμετροι σχετικές με τη συγκέντρωση και το μέγεθος των σωματιδίων, αντίστοιχα.

Επομένως, η ένταση της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από τα αερολύματα θα δίδεται από τη σχέση

$$I_{\lambda}=I_{0\lambda}\exp[(-c/\lambda^d)\cdot m_{\tau}] \quad (2.21)$$

Στην περίπτωση της σωματιδιακής σκέδασης, το πολικό διάγραμμα της εντάσεως της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας δεν παρουσιάζει συμμετρία και ως προς τους δύο άξονες όπως στην περίπτωση της σκέδασης Rayleigh. Στην σωματιδιακή σκέδαση (Mie) παρουσιάζεται συμμετρία μόνον κατά τη διεύθυνση του άξονα διάδοσης (Σχήμα 2.3).

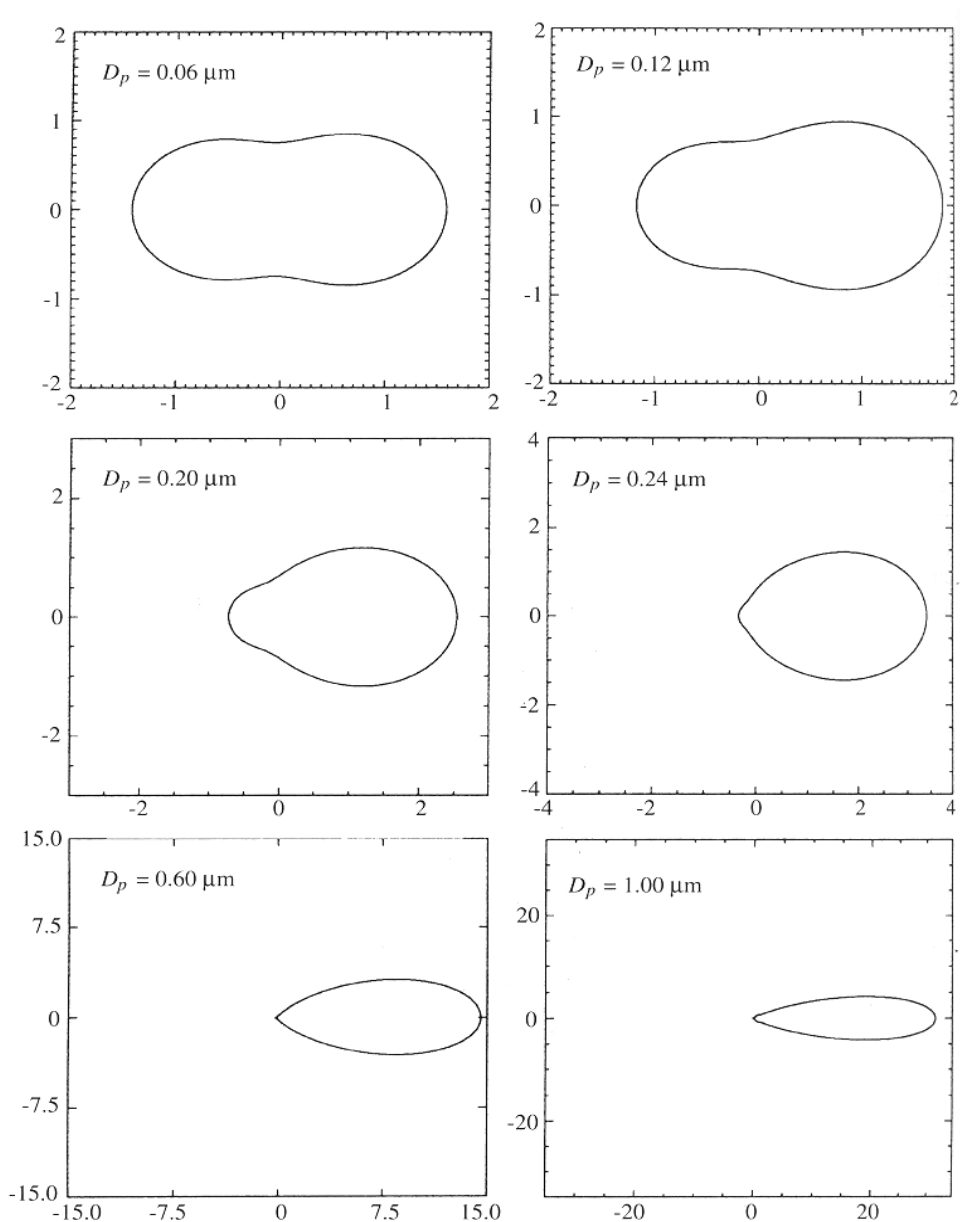
Εάν θεωρηθεί ότι τα αερολύματα είναι σφαιρικά, τότε το ολοκλήρωμα της συνάρτησης φάσης (Εξίσωση 2.17) στην μονάδα σφαίρας, η οποία έχει ως κέντρο το κέντρο του σωματιδίου, θα είναι ίσο με 4π .

Με την βοήθεια της συνάρτησης φάσης μπορούμε να ορίσουμε τον παράγοντα ασυμμετρίας (*asymmetry factor* ή *asymmetry parameter*, g) μέσω του οποίου μπορούμε να χαρακτηρίσουμε τον τρόπο με τον οποίο σκεδάζει την ακτινοβολία ένα σωματίο, δηλαδή την κατανομή της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας στο χώρο. Ο παράγοντας ασυμμετρίας δίδεται από τη σχέση:

$$g = \frac{1}{2} \int_0^{\pi} P_{\lambda}(\theta) \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot d\theta \quad (2.22)$$

Οι τιμές του παράγοντα ασυμμετρίας κυμαίνονται από -1 έως 1 . Όταν το g παίρνει την τιμή 1 τότε η ακτινοβολία σκεδάζεται σε γωνία $\theta=0^\circ$ (εμπροσθοσκέδαση), ενώ όταν το g παίρνει την τιμή -1 , τότε η ακτινοβολία σκεδάζεται σε γωνία $\theta=180^\circ$ (οπισθοσκέδαση). Στην περίπτωση όπου $g=0$, τότε το σωματίδιο σκεδάζει την ακτινοβολία ισότροπα (σκέδαση Rayleigh). Γενικότερα, θετικές τιμές του g δηλώνουν ότι το μεγαλύτερο μέρος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σκεδάζεται προς τα εμπρός, ενώ αρνητικές τιμές του g ότι το μεγαλύτερο μέρος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σκεδάζεται προς τα πίσω.

Γενικά, η θεωρία της σκέδασης Mie εκφράζεται με μια μαθηματική σειρά που περιλαμβάνει σωματίδια διαφόρων μεγεθών ο πρώτος όρος της οποίας αντιστοιχεί στην έκφραση που υπολογίζει η θεωρία του Rayleigh (Goody and Yung, 1989).



Σχήμα 2.3. Γωνιακή κατανομή της έντασης της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από σωματίδιο, σύμφωνα με τις αρχές της θεωρίας Mie. Παρέχονται παραδείγματα σκέδασης ακτινοβολίας με μήκος κύματος $\lambda=0.55\mu\text{m}$, από σωματίδια με διάμετρο D_p ίση με 0.06, 0.12, 0.20, 0.24, 0.60 και 1 μm (Πηγή: Seinfeld and Pandis, 1998).

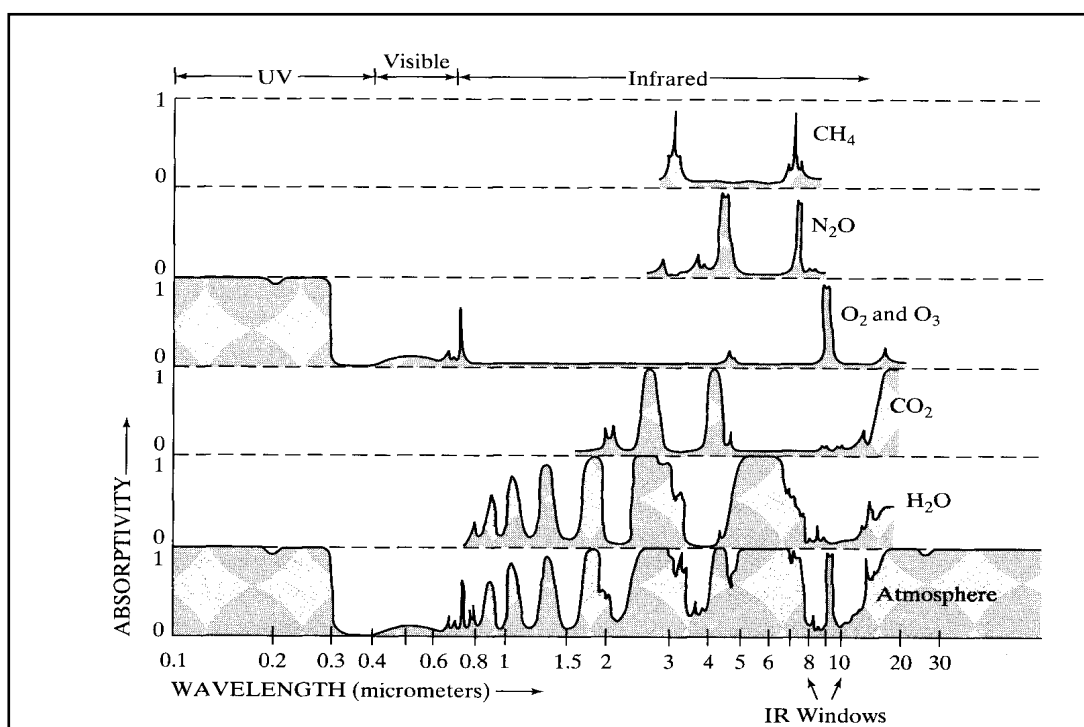
2.2.2 Μοριακή απορρόφηση

Η απορρόφηση ακτινοβολίας από τα μόρια της ατμόσφαιρας σχετίζεται κυρίως με τις μεταπτώσεις (ενεργειακές μεταβάσεις) μεταξύ των επιτρεπόμενων κβαντισμένων ενεργειακών επιπέδων των μορίων. Τα ενεργειακά αυτά επίπεδα συσχετίζονται με ηλεκτρονικές, ταλαντωτικές και περιστροφικές μεταπτώσεις, ή σε συνδυασμό ταλαντωτικών και περιστροφικών μεταπτώσεων.

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας, κατά τη διέλευσή της μέσα από την ατμόσφαιρα της Γης, προκαλείται από τα διάφορα αέρια και σωματίδια της ατμόσφαιρας. Τα κυριότερα αέρια που απορροφούν ακτινοβολία είναι οι υδρατμοί (H_2O), το οξυγόνο (O_2), το

όζον (O_3), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο (CH_4), οξείδια του αζώτου (N_2O), κ.λ.π., όπως παριστάνεται στα Σχήματα 2.1. και 2.4.

Ενδεικτικά, αναφέρεται ότι τα αέρια CH_4 , N_2O , O_3 , CO_2 και H_2O απορροφούν έντονα στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος, ενώ μεταξύ 8-12 μm , παρατηρούμε την ύπαρξη του λεγόμενου ατμοσφαιρικού παράθυρου στο θερμικό υπέρυθρο, εντός του οποίου η απορροφητικότητα της ατμόσφαιρας είναι χαμηλή (εκτός από τη ζώνη απορρόφησης του όζοντος στα 9.6 μm). Οι υδρατμοί απορροφούν στο μακρινό υπεριώδες ($\lambda < 186$ nm) (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις), στο υπέρυθρο στα 6.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις), στα 2.6-3.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις) και σε περιοχές του φάσματος με $\lambda > 16$ μm (περιστροφικές μεταπτώσεις). Το CO_2 απορροφά έντονα στο υπέρυθρο στα 15 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις) και στα 4.3 μm (ταλαντωτικές μεταπτώσεις). Το O_3 απορροφά κυρίως στο υπεριώδες (ηλεκτρονικές μεταπτώσεις) σε συνεχές φάσμα (continuum) από 200-310 nm (ζώνες Hartley) και στα 310-350 nm (ζώνες Huggins), αλλά και στο ορατό 400-850 nm (Chappuis), όπως φαίνεται στο σχήμα 2.4. Το όζον (O_3) διαθέτει επίσης τρεις ζώνες απορρόφησης (λόγω ταλαντωτικών-περιστροφικών μεταπτώσεων) στο υπέρυθρο 9.1 μm , 9.6 μm και 14.1 μm , οι οποίες είναι ασθενέστερες από αυτές του υπεριώδους. Το N_2O απορροφά κυρίως στο υπέρυθρο (4.5 μm , 7.8 μm και 17 μm , Vardavas and Taylor, 2007)



Σχήμα 2.4. Το φάσμα απορρόφησης βασικών αέριων συστατικών της ατμόσφαιρας (CH_4 , N_2O , O_2 , O_3 , CO_2 και H_2O), καθώς και το ποσοστό της απορροφήσεως που προκαλούν τα συστατικά αυτά στην ηλιακή ακτινοβολία μέχρι να φτάσει στο έδαφος.

Όσον αφορά στα σωματίδια με $a \geq 1$, η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας προκαλείται μόνο από εκείνα που έχουν μη μηδενικό φανταστικό δείκτη διάθλασης n_i . Έτσι, όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του n_i , τόσο ισχυρότερη είναι και η απορρόφηση από τα σωματίδια αυτά. Στον Πίνακα 2.1, παρουσιάζονται οι τιμές του δείκτη διάθλασης ορισμένων σωματιδίων της ατμόσφαιρας στο μήκος κύματος $\lambda = 0.589$ μm

Πίνακας 2.1. Τιμές του δείκτη διάθλασης σωματιδίων της ατμόσφαιρας, για προσπίπτουσα ακτινοβολία μήκους κύματος $\lambda=0.589 \mu\text{m}$. (Weber M. J., 2003)

Σωματίδιο	n	n _i
H ₂ O (υγρή φάση)	1.33	0
H ₂ O (στερεά φάση)	1.309	0
H ₂ O (αέρια φάση)	1.00025	0
NaCl	1.54	0
NH ₄ HSO ₄	1.47	0
(NH ₄) ₂ SO ₄	1.53	0
SiO ₂	1.55	0
Τέφρα (κάρβουνο)	1.96	0.66
Mineral dust	1.56	-0.006

Μία άλλη σημαντική παράμετρος που σχετίζεται με τον τρόπο αλληλεπίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας με τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, είναι η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης ω (single scattering albedo). Η παράμετρος αυτή ορίζεται ως ο λόγος του συντελεστή σκέδασης προς το συντελεστή εξασθένισης:

$$\omega = \alpha_{\text{scat}}(\lambda) / \alpha_{\lambda}(\lambda) \quad (2.23)$$

με

$$\alpha_{\lambda}(\lambda) = \alpha_{\text{scat}}(\lambda) + \alpha_{\text{abs}}(\lambda) \quad (2.24)$$

Κατά συνέπεια, μεγάλες τιμές του ω (≈ 1) καταδεικνύουν σωματίδια που σκεδάζουν έντονα (π.χ. θαλάσσιο άλας), ενώ αντίστοιχα μικρές τιμές του ω (≈ 0) καταδεικνύουν σωματίδια που απορροφούν έντονα (π.χ. αιθάλη, με $\omega < 0.5$).

Μία ακόμη σημαντική παράμετρος που χρησιμοποιείται σε μελέτες σχετικές με τα αερολύματα της ατμόσφαιρας και συγκεκριμένα για τον χαρακτηρισμό τους σε ότι αφορά στο μέγεθός τους, είναι ο παράγοντας Ångström (Ångström exponent). Εάν, $\alpha_{\lambda}(\lambda_2)$ είναι ο συντελεστής εξασθένισης, λόγω της παρουσίας των σωματιδίων στην ατμόσφαιρα, στο μήκος κύματος λ_2 , τότε ο συντελεστής εξασθένισης σε ένα άλλο μήκος κύματος λ_1 θα δίδεται από την σχέση:

$$\alpha_{\lambda}(\lambda_1) = \alpha_{\lambda}(\lambda_2) \cdot [\lambda_1 / \lambda_2]^{-a}, \quad (2.25)$$

με τον εκθέτη a να αντιστοιχεί στον παράγοντα Ångström (Ångström, 1921; Eck et al. 1999), ο οποίος λοιπόν θα είναι:

$$a = - \frac{\ln \frac{\alpha_{\lambda}(\lambda_1)}{\alpha_{\lambda}(\lambda_2)}}{\ln \frac{\lambda_1}{\lambda_2}}, \quad (2.26)$$

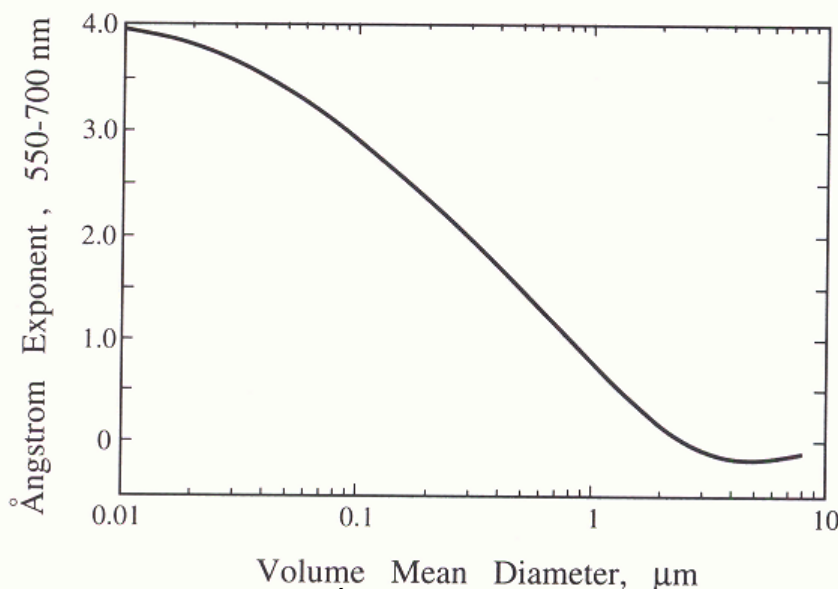
Οι τιμές του παράγοντα Ångström μπορούν να χρησιμοποιηθούν για το διαχωρισμό των σωματιδίων σε μικρού μεγέθους (fine mode) και σε μεγάλου μεγέθους (coarse mode). Οι μεγάλες τιμές ($a > 1.6$) δηλώνουν σωματίδια μικρού μεγέθους (π.χ. ανθρωπογενούς

προελεύσεως), ενώ οι μικρές τιμές ($a < 0.6$) δηλώνουν σωματίδια μεγάλου μεγέθους (π.χ. σωματίδια ερημικής σκόνης, θαλάσσιο άλας, Levy et al, 2007). Στο Σχήμα 2.5, παρατηρούμε το διάγραμμα της σχέσης του παράγοντα Ångström (550-700 nm) με τη μέση διάμετρο των αιωρούμενων σωματιδίων.

Στην επόμενη παράγραφο γίνεται συνοπτική αναφορά στα χαρακτηριστικά και τις ιδιότητες των αερολυμάτων (αιωρούμενων σωματιδίων) της ατμόσφαιρας, των οποίων η επίδραση στην ηλιακή ακτινοβολία αποτελεί το αντικείμενο έρευνας της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής.

2.3 Αερολύματα

Με τον όρο αερολύματα χαρακτηρίζουμε τα αιωρούμενα, στερεής ή υγρής φάσης, σωματίδια στην ατμόσφαιρα. Τα αερολύματα στην ατμόσφαιρα της Γης είναι γενικά σωματίδια των οποίων το μέγεθος κυμαίνεται από λίγα νανόμετρα (nm) μέχρι μερικές δεκάδες μικρόμετρα (μm). Είναι δηλαδή σωματίδια των οποίων το μέγεθος εκτείνεται



Σχήμα 2.5. Μεταβολή του παράγοντα Ångström στη φασματική ζώνη 550-700 nm, σε σχέση με τις τιμές της μέσης διαμέτρου των αιωρούμενων σωματιδίων. (Πηγή: Seinfeld and Pandis, 1998).

από αυτό των μοριακών συμπλεγμάτων έως και αυτό των νεφοσταγόνων. Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα αερολύματα μεγέθους μεταξύ 0.1 και 2.5 μm , λόγω της επίδρασής τους στο κλίμα, της συμμετοχής τους σε διαφορές φυσικές διεργασίες της ατμόσφαιρας (π.χ. σχηματισμός νεφών και βροχής), καθώς και της επίδρασής τους στην ανθρώπινη υγεία. Τα αερολύματα βρίσκονται κυρίως στην τροπόσφαιρα, με το μεγαλύτερο μέρος τους να βρίσκεται στα πρώτα 2-3 km από το έδαφος, δηλαδή στο οριακό στρώμα, ενώ μία πολύ μικρότερη ποσότητα βρίσκεται στη στρατόσφαιρα. Τα αερολύματα εισέρχονται στην ατμόσφαιρα κατά κύριο λόγο απευθείας με τη μορφή σωματιδίων (πρωτογενή αερολύματα), είτε από φυσικές πηγές (φυσικής προέλευσης), είτε λόγω της ανθρώπινης δραστηριότητας (ανθρωπογενούς προέλευσης). Επίσης τα αερολύματα μπορούν να δημιουργηθούν στην ατμόσφαιρα μέσω χημικών διεργασιών (δευτερογενή αερολύματα, Seinfeld and Pandis, 1998). Ο χρόνος παραμονής τους στην ατμόσφαιρα κυμαίνεται από λίγες ημέρες έως και αρκετές εβδομάδες. Η απομάκρυνσή τους από την ατμόσφαιρα, δηλαδή η εναπόθεσή τους στο έδαφος, λαμβάνει χώρα μέσω δύο φυσικών μηχανισμών: μέσω της βαρύτητας (ξηρή

εναπόθεση) και μέσω εισαγωγής τους μέσα στα σταγονίδια της βροχής (υγρή εναπόθεση), με αποτέλεσμα και στις δύο περιπτώσεις την πτώση τους στο έδαφος.

Χαρακτηριστικό γνώρισμα των αερολυμάτων αποτελεί η ανομοιογένεια τόσο στη σύσταση όσο και στη συγκέντρωσή τους σε πλανητική κλίμακα, καθώς επίσης και ο χρόνος παραμονής τους μέσα στην ατμόσφαιρα ο οποίος, όπως προαναφέρθηκε παρουσιάζει μεγάλες διακυμάνσεις (από λίγες ημέρες έως και αρκετές εβδομάδες, Seinfeld and Pandis, 1998).

Για την καλύτερη μελέτη των αερολυμάτων, διαχωρίζονται σε κατηγορίες είτε με βάση το μέγεθός τους, είτε με βάση την πηγή προέλευσής τους. Παρακάτω παρέχεται μια συνοπτική περιγραφή των διαφόρων κατηγοριών αερολυμάτων όπως αυτές αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία.

2.3.1 Κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων

Η κατανομή του μεγέθους των αερολυμάτων περιγράφεται καθορίζοντας διακριτές τάξεις σωματιδίων, οι οποίες προσεγγίζονται κυρίως ως λογαριθμικές κατανομές. Ακολουθώντας την μέθοδο του Whitby (1978), τα σωματίδια διαμέτρου κάτω από 2.5 μm χαρακτηρίζονται ως λεπτά σωματίδια (fine particles) ή λεπτόκοκκα (βλ Σχήμα 2.6), ενώ αυτά με διάμετρο άνω των 2.5 μm χαρακτηρίζονται ως χονδρά σωματίδια (coarse particles) ή χονδρόκοκκα (Hegg and Kaufman, 1998). Τα σωματίδια κάθε τάξης εξ' αυτών δημιουργούνται, μεταφέρονται και απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα με διαφορετικές διεργασίες, έχουν διαφορετική χημική σύσταση και οπτικές ιδιότητες και διαφοροποιούνται σημαντικά ως προς την κλιματική τους επίδραση και την εισαγωγή τους στην ανθρώπινη αναπνευστική οδό.

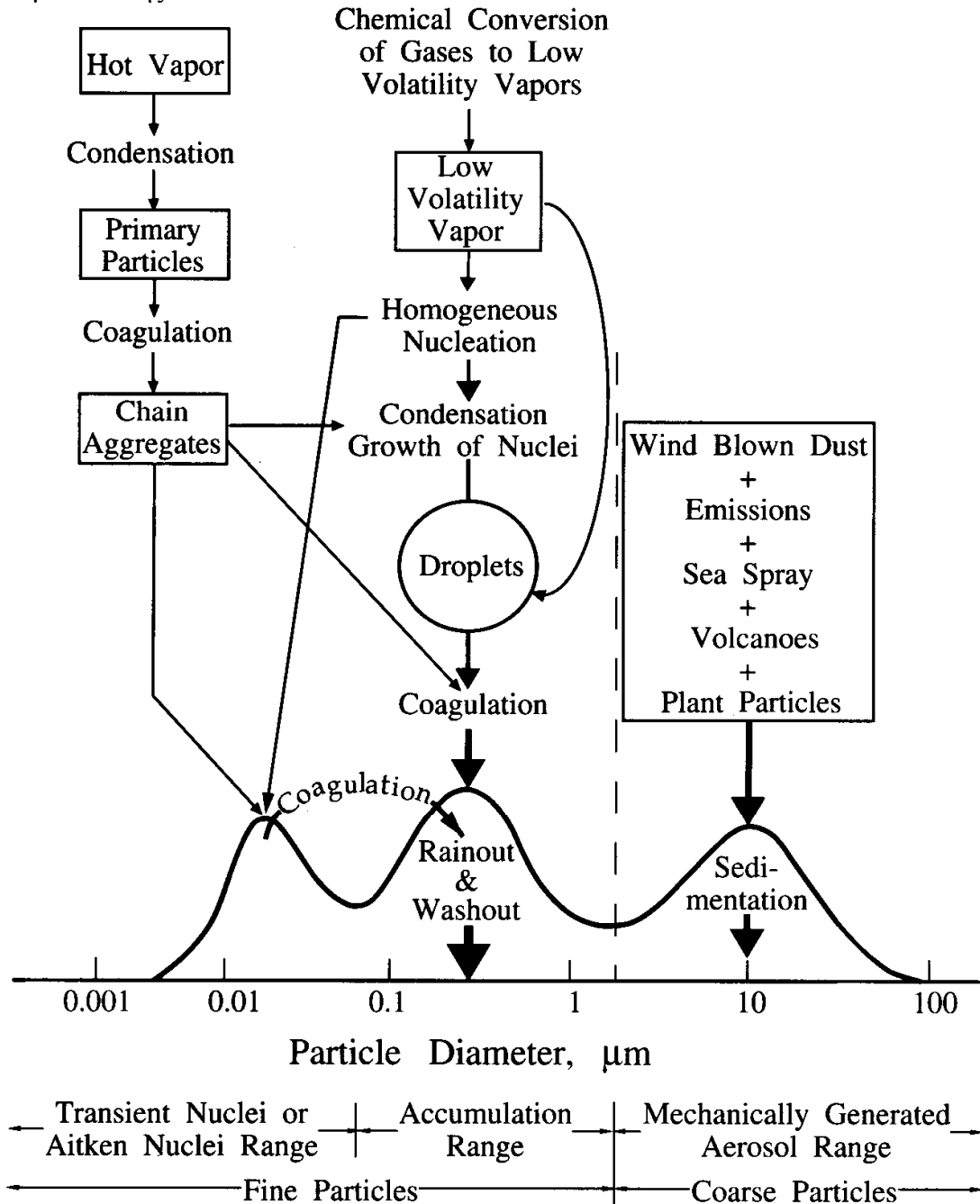
Στο Σχήμα 2.6, παρουσιάζονται οι διεργασίες δημιουργίας των αερολυμάτων, οι οποίες επηρεάζουν ταυτόχρονα και το μέγεθός τους. Τα λεπτά σωματίδια διακρίνονται στους πυρήνες Aitken (Aitken nuclei range) και στα σωματίδια συσσώρευσης (accumulation mode). Τα σωματίδια Aitken έχουν διάμετρο 0.005 έως 0.1 μm. Λόγω του μικρού μεγέθους τους αποτελούν μόνο ένα πολύ μικρό ποσοστό της ολικής μάζας (και όγκου) των αιωρούμενων σωματιδίων της ατμόσφαιρας. Τα σωματίδια αυτά σχηματίζονται μέσω συμπύκνωσης θερμών ατμών κατά τη διάρκεια διεργασιών καύσης και μέσω πυρηνοποίησης ατμοσφαιρικών μορίων προς παραγωγή νέων σωματιδίων. Τα σωματίδια συσσώρευσης, διαμέτρου 0.1 έως 2.5 μm αποτελούν σημαντικό μέρος της ολικής μάζας των αερολυμάτων. Η πηγή προέλευσης αυτών των σωματιδίων είναι η συσσωμάτωση πυρήνων Aitken και η συμπύκνωση ατμών πάνω σε προϋπάρχοντα σωματίδια. Οι μηχανισμοί απομάκρυνσής τους δεν είναι τόσο αποτελεσματικοί και έτσι επιτρέπουν στα σωματίδια αυτά να συσσωματώνονται με αποτέλεσμα τον μεγάλο χρόνο παραμονής τους στην ατμόσφαιρα. Στην περίπτωση, όμως, που λειτουργήσουν ως πυρήνες συμπύκνωσης ο χρόνος αυτός μειώνεται. Συνεπώς, τα αερολύματα σε αυτήν την κλίμακα μεγέθους έχουν σημαντικές επιδράσεις στις ατμοσφαιρικές διαδικασίες (Hobbs, 2000).

Τα χονδρά σωματίδια, σχηματίζονται μέσω μηχανικών διεργασιών (π.χ. σωματίδια εδαφικής σκόνης που εισέρχονται στην ατμόσφαιρα εξαιτίας δυνατών ανέμων και αποσάθρωσης του εδάφους). Χαρακτηρίζονται από μεγάλες ταχύτητες καθίζησης, λόγω μεγέθους, οπότε απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα σε μικρό χρονικό διάστημα.

2.3.2 Πηγές προέλευσης των αερολυμάτων

Οι πηγές από τις οποίες τροφοδοτείται η ατμόσφαιρα με αερολύματα, ανάλογα με την γεωγραφική περιοχή, διακρίνονται σε θαλάσσιες, ηπειρωτικές και πολικές. Τα αερολύματα που προέρχονται από τις παραπάνω περιοχές χαρακτηρίζονται αντίστοιχα ως θαλάσσια, ηπειρωτικά και πολικά. Τα θαλάσσια αερολύματα αποτελούνται από τα αερολύματα υποβάθρου (ως αερολύματα υποβάθρου ορίζονται τα αερολύματα της ελεύθερης

τροπόσφαιρας), μαζί με τα σωματίδια θαλασσίου άλατος. Τα ηπειρωτικά αερολύματα μπορούν να κατηγοριοποιηθούν περαιτέρω σε απομακρυσμένα, αστικά και ερημικά αερολύματα. Τα απομακρυσμένα ηπειρωτικά αερολύματα επηρεάζονται ελάχιστα έως καθόλου από ανθρωπογενείς πηγές ενώ τα αστικά χαρακτηρίζονται από έντονες ανθρωπογενείς επιδράσεις και παρουσιάζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις σε σχέση με τα απομακρυσμένα. Τα αερολύματα από τις ερήμους υπόκεινται σε μεταφορά ευρείας κλίμακας και επηρεάζουν πολλές και μεγάλες εκτάσεις. Τέλος, τα πολικά αερολύματα αναφέρονται σε σωματίδια της



Σχήμα 2.6. Σχηματική αναπαράσταση της κατανομής του μεγέθους των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων (Whitby and Cantrell, 1976). Βασικές τάξεις μεγέθους, κατηγορίες, πηγές και μηχανισμοί απομάκρυνσής τους. (Πηγή: Seinfeld and Pandis, 1998).

Αρκτικής και Ανταρκτικής.

Παρακάτω παρέχεται μια συνοπτική περιγραφή των σημαντικότερων πηγών προέλευσης των αερολυμάτων.

i. **Το έδαφος:** Η πλειοψηφία των σωματιδίων με προέλευση τον γήινο φλοιό μεταφέρονται στην ατμόσφαιρα με τον άνεμο κυρίως από τις άνυδρες περιοχές του πλανήτη. Όμως, οποιαδήποτε επιφάνεια αποτελεί δυνητική πηγή σωματιδίων εδαφικής σκόνης και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της, όπως η υγρασία, η βλάστηση και η τραχύτητα, αποτελούν σημαντικούς παράγοντες που προσδιορίζουν τις εκπομπές της σκόνης αυτής (Gillette et al., 1980). Οι εκτιμήσεις για την παγκόσμια μέση παραγωγή σκόνης κυμαίνονται περίπου από 1000 ως 5000 Tg/έτος (Duce, 1995). Υπάρχει ωστόσο μεγάλη αβεβαιότητα που οφείλεται στην πολυπλοκότητα των μηχανισμών παραγωγής των σωματιδίων αυτών, γεγονός που επιφέρει μεγάλη χωροχρονική μεταβλητότητα. Η εξάρτηση των εκπομπών σκόνης από μετεωρολογικές παραμέτρους, όπως ταχύτητα ανέμου και βροχόπτωση, αποδεικνύει ότι οι ατμοσφαιρικές τους συγκεντρώσεις επηρεάζονται κυρίως από την κατάσταση του καιρού στις περιοχές αυτές.

ii. **Οι έρημοι:** Την σημαντικότερη πηγή σωματιδίων με προέλευση τον φλοιό της γης, κατέχουν οι ερημικές περιοχές. Οι ερημικές εκτάσεις, οι οποίες αποτελούν το 1/3 της χερσαίας επιφάνειας, υφίστανται ακραίες φυσικές και χημικές διεργασίες και παρέχουν άφθονα προσχηματισμένα σωματίδια. Οι αμμόλοφοι και οι ξηρές επιφάνειες περιέχουν μόνο 4% της μάζας των σωματιδίων, με μέγεθος κατάλληλο για μεταφορά σε μακρινές αποστάσεις, ενώ στις ξηρές κοιλάδες το αντίστοιχο ποσοστό ανέρχεται στο 57% (d'Almeida and Schutz, 1983). Σε ότι αφορά στο μέγεθός τους, έχουν ανιχνευτεί σωματίδια με ακτίνα πάνω από 0.01μm, με μέγιστο τα 0.1μm. Η μεταφορά των σωματιδίων από τον φλοιό της γης στον αέρα προκαλείται από ατμοσφαιρικές διαταραχές, όπως από την παρουσία ισχυρών κυκλωνικών συστημάτων.

iii. **Οι ωκεανοί:** Σημαντική πηγή αερολυμάτων αποτελούν οι ωκεανοί και οι θάλασσες, που με τη δράση του ανέμου στην επιφάνειά τους τροφοδοτούν με σωματίδια θαλάσσιου άλατος την ατμόσφαιρα. Η συνολική ροή θαλάσσιου άλατος στην ατμόσφαιρα εκτιμάται ίση με 3300 Tg/έτος. Οι κατανομές των μεγεθών τους χαρακτηρίζονται από τρεις περιοχές: την περιοχή των πυρήνων ($D_p < 0,1\mu\text{m}$), την περιοχή συσσώρευσης ($0,1 < D_p < 2,5\mu\text{m}$) και την περιοχή των χονδρόκοκκων ($D_p > 2,5\mu\text{m}$). Συνήθως τα χονδρόκοκκα σωματίδια αντιπροσωπεύουν το 95% της συνολικής μάζας αλλά μόλις το 5-10% του αριθμού των σωματιδίων (Seinfeld and Pandis, 1998). Τα αερολύματα θαλασσίου άλατος σκεδάζουν έντονα την ηλιακή ακτινοβολία λόγω της δομής τους ενώ ταυτόχρονα λειτουργώντας ως πυρήνες συμπύκνωσης (Cloud Condensation Nuclei, CCN) μεταβάλλουν την ανακλαστικότητα των νεφών (Hatzianastassiou et al., 1997, 1998; IPCC, 2007)

iv. **Οι ανθρωπογενείς Πηγές:** Ανθρώπινες δραστηριότητες που αφορούν κυρίως στην χρήση γης επηρεάζουν τις πηγές σκόνης με αποτέλεσμα να αυξάνεται το φορτίο που διοχετεύεται στην ατμόσφαιρα. Το ανθρωπογενούς προέλευσης ποσοστό σκόνης μπορεί να φτάσει το 30 – 50 % της ολικής παραγωγής σκόνης (Sokolik and Toon 1996; Tegen and Fung 1995). Σε ότι αφορά στις βιομηχανικές εκπομπές σκόνης, αποδίδονται κυρίως, στα λατομεία, στην παραγωγή τσιμέντου και σε μεταλλουργικές δραστηριότητες (Flagan and Friedlander, 1978) και είναι της τάξης των 130 Tg/έτος (Andreae, 1995). Οι βιομηχανικές εκπομπές θείου οφείλονται στην καύση ορυκτών καυσίμων, σε ευρείας κλίμακας καύση βιομάζας και βιοαερίου, καθώς και στη διαχείριση αποβλήτων. Επίσης, από ανθρωπογενείς πηγές εκπέμπονται πτητικές οργανικές ενώσεις (Seinfeld and Pandis, 1998).

v. **Οι βιογενείς εκπομπές:** Με τον όρο βιογενή ύλη εννοούμε πρωτογενή προϊόντα, σωματίδια που εκπέμπονται άμεσα στην ατμόσφαιρα τόσο από την βιόσφαιρα όσο και από άλλες επιφάνειες. Η βιογενής σωματιδιακή ύλη περιλαμβάνει γύρη, σπόρους και υπολλείματα φυτών και ζώων, μεγέθους μερικών μικρομέτρων, αλλά και βακτήρια, φύκη, πρωτόζωα, μύκητες και ιοί μικρότερου μεγέθους. Οι μικροοργανισμοί και τα βιογενή σωματίδια προέρχονται από φυσικές και ανθρωπογενείς πηγές. Η συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα εξαρτάται από την τοποθεσία, τα μετεωρολογικά χαρακτηριστικά και την εποχή.

vi. **Τα ηφαιστεια:** Τα ηφαιστεια αποτελούν σημαντική πηγή αερολυμάτων. Κατά τη διάρκεια των εκρήξεών τους απελευθερώνονται υδρατμοί, διοξείδιο του άνθρακα, διοξείδιο του θείου, υδρόθειο και θειικά ιόντα, με αποτέλεσμα να παρέχονται δύο βασικά στοιχεία για το σχηματισμό αερολυμάτων, πρόδρομα αέρια για μετατροπή αερίου σε σωματίδιο (gas to particle conversion) και αδιάλυτη στο νερό σκόνη και στάχτη (πυριτικά και μεταλλικά οξείδια, όπως SiO_2 , Al_2O_3 και Fe_2O_3). Οι ετήσιες ηφαιστειακές εκπομπές θείου είναι 14 ± 6 Tg (Graf et al., 1997, Andres and Kasgnoc, 1998). Επηρεάζουν επίσης τη συγκέντρωση των θεικών στην μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, καθώς και στη στρατόσφαιρα. Χαρακτηριστικά πρόσφατα παραδείγματα μαζικής εκπομπής αερολυμάτων από ηφαιστειακές εκρήξεις, με σημαντική επίδραση στο κλίμα, υπήρξαν οι εκρήξεις των ηφαιστειών El Chichon (1983) και Pinatubo (1991).

vii. **Η καύση βιομάζας:** Η καύση βιομάζας περιλαμβάνει την καύση δασών, σαβάννας και γεωργικών απορριμμάτων. Η καύση βιομάζας παράγει αερολύματα με περιεχόμενο θειούχα και αζωτούχα συστατικά καθώς και οργανικό και στοιχειακό άνθρακα. Τα σωματίδια άνθρακα είναι σημαντικά για το ισοζύγιο ακτινοβολίας της Γης, λόγω της ισχυρής ικανότητας τους να απορροφούν την ηλιακή ακτινοβολία. επίσης, κατά τη διάρκεια καύσεων βιομάζας απελευθερώνονται μεγάλες ποσότητες αερίων, τα οποία συνεισφέρουν στο σχηματισμό αερολυμάτων μέσω μετατροπής αερίων σε σωματίδια. Η ολική καύση βιομάζας σε πλανητικό επίπεδο κυμαίνεται από 4000 ως 104000 Tg/έτος (Crutzen and Andreae, 1990) ενώ η ολική παραγωγή σωματιδίων ποικίλει από 60 έως 100 Tg/έτος, με ένα ποσοστό 10% να σχετίζεται με το μαύρο άνθρακα.

Στη συνέχεια γίνεται ιδιαίτερη αναφορά στα ανθρακούχα αερολύματα λόγω της μεγάλης τους συγκέντρωσης στην ατμόσφαιρα αλλά και της μεγάλης ικανότητάς τους στην απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας

viii. **Τα Ανθρακούχα αερολύματα (οργανικός και μαύρος άνθρακας)**

Τα ανθρακικά αερολύματα χωρίζονται σε δύο κατηγορίες, το μαύρο άνθρακα (black carbon) και τον οργανικό άνθρακα. Τα ανθρακούχα αερολύματα είναι μια μεγάλη αλλά και πολύ μεταβλητή ομάδα ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Η κύρια πηγή ανθρακούχων αερολυμάτων είναι η καύση βιομάζας και ορυκτών καυσίμων και η ατμοσφαιρική οξείδωση βιογενών και ανθρωπογενών πτητικών οργανικών ενώσεων (volatile organic compounds, VOCs). Η παγκόσμια εκπομπή οργανικών αερολυμάτων από καύση βιομάζας και ορυκτών καυσίμων υπολογίζεται ότι κυμαίνεται μεταξύ 45 και 80 Tg/έτος και 10 έως 30 Tg/έτος, αντίστοιχα (Lioussse et al., 1996; Cooke et al., 1999; Scholes and Andreae, 2000).

a. **Τα αερολύματα μαύρου άνθρακα,** είναι πρωτογενή αερολύματα, που εκπέμπονται απευθείας στην ατμόσφαιρα μέσα από διαδικασίες ατελούς καύσης όπως η καύση ορυκτών καυσίμων και βιομάζας. Οι μεγαλύτερες ποσότητες οργανικού σωματιδιακού άνθρακα είναι ανθρωπογενούς προέλευσης (IPCC, 2007). Οι συνολικές εκπομπές μαύρου άνθρακα είναι

περίπου 8 Tg/έτος. Τα αερολύματα μαύρου άνθρακα απορροφούν ισχυρά την ηλιακή ακτινοβολία (IPCC, 2007).

β. **Τα οργανικά αερολύματα** είναι ένα σύνθετο μείγμα χημικών ενώσεων με δεσμούς άνθρακα και παράγονται από καύση ορυκτών καυσίμων και βιοκαυσίμων και από φυσικές βιογενείς πηγές. Τα οργανικά αερολύματα εκπέμπονται επίσης ως πρωτογενή σωματίδια ή σχηματίζονται ως δευτερογενή σωματίδια μέσω οξείδωσης οργανικών πρόδρομων αερίων προς ημιπτητικά ή χαμηλής πτητικότητας ενώσεις. Έχουν βρεθεί στην ατμόσφαιρα εκατοντάδες είδη οργανικών αερολυμάτων, πράγμα το οποίο κάνει τη μελέτη και τη μοντελοποίηση των άμεσων και έμμεσων επιδράσεών τους στην ακτινοβολία, αρκετά σύνθετη.

Κεφάλαιο 3^ο

Περιγραφή μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.

Το φυσικό προσδιοριστικό φασματικό μοντέλο διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα (Radiation Transfer Model, RTM), το οποίο χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο, αποτελεί εξέλιξη ενός μοντέλου ανω-μεταφοράς-ακτινοβολίας (radiative-convective model, Vardavas and Carver, 1984) Το μοντέλο, στην παρούσα έκδοσή του, χρησιμοποιεί τη μέθοδο Delta-Eddington για τον υπολογισμό των πολλαπλών σκεδάσεων στις φασματικές περιοχές του υπεριώδους-ορατού και του κοντινού υπερύθρου. Στην περιοχή του υπεριώδους ορατού υπολογίζεται η απορρόφηση από το όζον (O₃) καθώς και η μοριακή σκέδαση Rayleigh της ατμόσφαιρας, ενώ στο κοντινό υπέρυθρο υπολογίζονται η απορρόφηση από τους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα. Επιπλέον, λαμβάνεται υπόψη η σκέδαση και η απορρόφηση από τα νέφη (χαμηλά, μεσαία υψηλά) και τα αερολύματα.

Το μοντέλο έχει χρησιμοποιηθεί (σε διάφορες εκδόσεις του) για τον υπολογισμό του ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας στη κορυφή της ατμόσφαιρας, μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης (Hatzianastassiou et al., 1999; 2001; 2004a, 2005), καθώς και την επίδραση των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο (Hatzianastassiou et al., 2004a,b; 2007a,b; 2009) σε πλανητική κλίμακα. Τα αποτελέσματα του μοντέλου έχουν αξιολογηθεί επιτυχώς μέσω εκτεταμένων συγκρίσεων με αξιόπιστες μετρήσεις ακτινοβολίας είτε στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Earth Radiation Budget Experiment, ERBE-S4 scanner data, Barkstrom et al., 1989), είτε στην επιφάνεια της Γης (Baseline Surface Radiation Network, BSRN, Ohmura et al., 1998, Global Energy Balance Archive, GEBA, Gilgen and Ohmura, 1999). Οι παραπάνω μετρήσεις, τόσο οι δορυφορικές όσο και οι επίγειες, είναι οι πλέον αξιόπιστες παγκοσμίως, γεγονός που εξασφαλίζει την υψηλή αξιοπιστία των υπολογισθέντων με το μοντέλο ροών ηλιακής ακτινοβολίας.

Το μοντέλο υπολογίζει θεωρητικά την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην **κορυφή της ατμόσφαιρας**, ενώ υπολογίζει στη συνέχεια όλες τις συνιστώσες του ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, **μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια της Γης**, λαμβάνοντας υπόψη όλες τις φυσικές παραμέτρους του συστήματος Γης – ατμόσφαιρας που αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία (π.χ. όζον - O₃, διοξείδιο του άνθρακα - CO₂, μεθάνιο - CH₄, υδρατμούς - H₂O, νέφη) αερολύματα, ατμοσφαιρικά μόρια (σκέδαση Rayleigh), ανακλαστικότητα επιφάνειας εδάφους.

Η μεθοδολογία που ακολουθείται και οι φυσικές διαδικασίες του μοντέλου περιγράφονται λεπτομερώς στις παραγράφους που ακολουθούν.

3.1 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας

Το μοντέλο υπολογίζει θεωρητικά, με τη βοήθεια αστρονομικών εξισώσεων, την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας (F_{top}^{\downarrow}). Η μέση μηνιαία εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για κάθε κυψελίδα 2.5° x 2.5° γεωγραφικού πλάτους και μήκους, υπολογίζεται αθροίζοντας τις αντίστοιχες μέσες ημερήσιες τιμές ροής ηλιακής ακτινοβολίας για κάθε ημέρα n, σύμφωνα με τον τύπο

$$F_{top}^{\downarrow} = S_0 \mu_n d_n / r^2 \quad (3.1)$$

όπου, μ_n είναι το συνημίτονο της μέσης ημερήσιας ζενίθειας γωνίας του Ηλίου, S_0 είναι η ηλιακή σταθερά, η οποία θεωρείται ίση με 1367 Wm⁻² (Hartmann, 1994; Willson, 1997), και d_n είναι η διάρκεια της ημέρας.

Το $1/r^2$ είναι ένας παράγοντας διόρθωσης λόγω της ελλειπτικής τροχιάς της Γης γύρω από τον Ήλιο και δίνεται από την παρακάτω σχέση

$$\frac{1}{r^2} = \left(\frac{\bar{r}}{r_n} \right)^2 \quad (3.2)$$

όπου:

$$\frac{r_n}{\bar{r}} = \frac{1 - e^2}{1 + e \cos(w)} \quad (3.3)$$

Στην παραπάνω σχέση, \bar{r} είναι η μέση απόσταση της Γης από τον Ήλιο και r_n είναι η απόσταση αυτή σε μια συγκεκριμένη ημέρα n , του έτους, e είναι η τρέχουσα εκκεντρότητα της ελλειπτικής τροχιάς της Γης γύρω από τον Ήλιο ($e = 0.0167$) και $w = (n-1) \cdot 360/365$. Η διάρκεια της ημέρας (d_n) είναι ίση με:

$$d_n = 8.64 \cdot 10^4 (H_n / \pi) \quad (3.4)$$

όπου H_n είναι η ωριαία γωνία του Ήλιου, η οποία δίδεται από τη σχέση:

$$H_n = \cos^{-1}(-\tan \theta \cdot \tan \delta_n)$$

όπου, θ είναι το γεωγραφικό πλάτος για μια συγκεκριμένη τοποθεσία πάνω στη Γη και δ_n η απόκλιση του Ηλίου, η οποία υπολογίζεται από τον τύπο

$$\delta_n = \arcsin(0.39779 \cdot \sin \lambda_n) \quad (3.5)$$

με

$$\lambda_n = L_n + 1.915 \sin g_n \quad (3.6)$$

$$L_n = 280.46 + K_n + 0.0077(\text{yr} - 2000) \quad (3.7)$$

$$g_n = 357.53 + K_n - 0.0095(\text{yr} - 2000) \quad (3.8)$$

$$K_n = 360(n - 1 + t/24)/365 \quad (3.9)$$

όπου yr είναι το ημερολογιακό έτος και t η τοπική ώρα κάθε ημέρας

Η μέση ημερήσια ζενίθια γωνία του Ηλίου δίδεται από τη σχέση:

$$\mu_n = A_n + B_n (\sin H_n) / H_n \quad (3.10)$$

όπου

$$A_n = \sin \theta \cdot \sin \delta_n \quad (3.11)$$

και

$$B_n = \cos \theta \cdot \cos \delta_n \quad (3.12)$$

Η υπολογιζόμενη θεωρητικά εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας μελετήθηκε και έχει συγκριθεί επιτυχώς με τα δεδομένα αναφοράς scanner S4 του Earth Radiation Budget Experiment (ERBE, Barkstrom and Smith, 1986) και διαπιστώθηκαν πολύ μικρές διαφορές (μικρότερες των 2.5 W/m^2) σε επίπεδο κυψελίδας (βλ. Hatzianastassiou et al., 2004c).

Στη συνέχεια, οι ροές της ηλιακής ακτινοβολίας υπολογίζονται σε 118 μήκη κύματος από τα $0.2 \mu\text{m}$ έως τα $1.0 \mu\text{m}$ χρησιμοποιώντας τη φασματική κατανομή ηλιακής ακτινοβολίας των Thekaekara and Drummond (1971), κανονικοποιημένη στην ηλιακή σταθερά των 1367 W/m^2 που αντιστοιχούν στο 69.48% της συνολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας. Η ηλιακή ακτινοβολία για τα μήκη κύματος μεταξύ $1 \mu\text{m}$ και $10 \mu\text{m}$ υπολογίζεται επίσης βάσει της φασματικής κατανομής των Thekaekara and Drummond (1971), κανονικοποιημένης στο 30.52% της ολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (ηλιακή σταθερά $S_0 = 1367 \text{ W/m}^2$).

3.2 Διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στη γήινη ατμόσφαιρα

Η διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης υπολογίζεται ξεχωριστά για το υπεριώδες-ορατό και το κοντινό υπέρυθρο τμήμα του φάσματος. Επίσης, οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται διαφορετικά για την περίπτωση νεφοσκεπούς και ανέφελου ουρανού. Έτσι, το μοντέλο στην περίπτωση κυψελίδας, ένα τμήμα της οποίας καλύπτεται από νέφη, διακρίνει τον ουρανό της κυψελίδας σε δύο τμήματα, το ανέφελο και το νεφοσκεπές και κάνει για το κάθε τμήμα τους αντίστοιχους υπολογισμούς, που αναλύονται στη συνέχεια. Η αναλυτική περιγραφή των σχημάτων διάδοσης της υπεριώδους-ορατής-κοντινής υπέρυθρης ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα υπό συνθήκες ανέφελου και νεφοσκεπούς ουρανού περιγράφεται στις εργασίες των Hatzianastassiou et al (2004 a,b; 2007 a,b) και επεξηγείται στις επόμενες παραγράφους.

3.2.1 Διάδοση υπεριώδους-ορατής ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης.

Για κάθε μήκος κύματος της περιοχής $0.2-0.85 \mu\text{m}$ επιλύεται ένα σύστημα εξισώσεων διάδοσης μονοχρωματικής ακτινοβολίας που λαμβάνουν υπόψιν την απορρόφηση και τις πολλαπλές σκεδάσεις της ακτινοβολίας στη ατμόσφαιρα. Η επίλυση των εξισώσεων γίνεται με τη μέθοδο Delta-Eddington των Joseph et al. (1976), η οποία αποτελεί μια βελτίωση της μεθόδου Eddington (Shettle and Weinmann, 1970), όπου οι βασικές παράμετροι του οπτικού πάχους (τ), του παράγοντα ασυμμετρίας (g) και της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης (ω) αντικαθίστανται από τους παρακάτω μετασχηματισμούς:

$$\tau' = (1 - \omega \cdot f) \cdot \tau \quad (3.13)$$

$$\omega' = \frac{(1 - f) \cdot \omega}{1 - \omega \cdot f} \quad (3.14)$$

και

$$g' = \frac{g}{1 + g} \quad (3.15)$$

όπου

$$f = g^2 \quad (3.16)$$

Για την περίπτωση ανέφελου ουρανού, η ατμόσφαιρα διαιρείται σε τρία (3) στρώματα. Το υψηλότερο στρώμα, περιλαμβάνει τα ατμοσφαιρικά αέρια που αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία, συμπεριλαμβανομένου του όζοντος. Το δεύτερο (μεσαίο) στρώμα περιλαμβάνει όλα τα ατμοσφαιρικά αέρια, όπως και το πρώτο στρώμα, εκτός από το όζον. Το τρίτο και χαμηλότερο στρώμα (πάνω από το έδαφος) περιλαμβάνει και αυτό τα αέρια της ατμόσφαιρας καθώς επίσης και τα αερολύματα. Θα πρέπει να σημειωθεί πως λόγω του γεγονότος της έλλειψης δεδομένων αερολυμάτων, κατακόρυφης κατανομής σε πλήρη γεωγραφική κάλυψη, και της ύπαρξης μόνο δεδομένων τύπου “κολώνας”, τα αερολύματα τοποθετούνται σε ένα μόνο στρώμα. Αυτό προκαλεί μια μικρή σε μέγεθος υποεκτίμηση της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία, κυρίως στην περίπτωση της παρουσίας απορροφητικών αερολυμάτων επάνω από νέφη (Keil and Haywood, 2003). Αυτό είναι ιδιαίτερα έντονο σε περιοχές καύσης βιομάζας στις τροπικές κυρίως περιοχές της Αφρικής και της νοτίου Αμερικής. Αντίθετα, στην περιοχή της Μεσογείου δεν παρουσιάζεται το παραπάνω πρόβλημα σε μεγάλο βαθμό.

Δεδομένα αερολυμάτων κατακόρυφης κατανομής παρέχονται από επίγειους σταθμούς lidar, καθώς και από μετρήσεις εναέριων μέσων (π.χ. αεροπλάνα) όμως αυτού του τύπου τα δεδομένα υστερούν σημαντικά τόσο σε γεωγραφική όσο και χρονική κάλυψη. Ωστόσο, κατά τα τελευταία έτη έχουν καταβληθεί προσπάθειες χρησιμοποίησης της τεχνολογίας των lidars σε δορυφόρους. Συγκεκριμένα, το πρόγραμμα Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation (CALIPSO, Currey, 2002) της NASA, σε συνεργασία με το Γαλλικό φορέα Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) έχει αρχίσει να παρέχει περιορισμένα από το 2006, κάποια δεδομένα κατακόρυφης κατανομής τόσο για ιδιότητες αερολυμάτων όσο και για οπτικές ιδιότητες νεφών. Παρόλα αυτά προϊόντα αυτού του τύπου βρίσκονται ακόμα σε πολύ πρώιμο στάδιο ελέγχων και βελτίωσης των αλγορίθμων τους και δεν είναι διαθέσιμα σε επιχειρησιακή βάση.

Για κάθε ατμοσφαιρικό στρώμα, το συνολικό οπτικό του πάχος υπολογίζεται με βάση την ακόλουθη σχέση:

$$\tau = \tau_{aers} + \tau_{aera} + \tau_{ma} + \tau_R \quad (3.17)$$

όπου: τ_{aers} και τ_{aera} είναι το οπτικό πάχος σκέδασης και απορρόφησης των αερολυμάτων, αντίστοιχα, τ_{ma} είναι το οπτικό πάχος απορρόφησης για τα μόρια των αερίων συστατικών της ατμόσφαιρας, και τ_R είναι το οπτικό πάχος σκέδαση Rayleigh για τα μόρια των αερίων της ατμόσφαιρας. Η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης για καθένα από τα τρία στρώματα δίδεται από τη σχέση:

$$\omega = \omega_{aer} + \omega_R \quad (3.18)$$

όπου

$$\omega_{aer} = \tau_{aers} / \tau \quad (3.19)$$

και

$$\omega_R = \tau_R / \tau \quad (3.20)$$

ενώ ο παράγοντας ασυμμετρίας δίδεται από:

$$g = \frac{g_{aer} \cdot \omega_{aer} + g_R \cdot \omega_R}{\omega} \quad (3.21)$$

όπου g_{ear} είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας για τα αερολύματα και g_R ο παράγοντας ασυμμετρίας για τη σκέδαση Rayleigh ($g_R=0$)

Υπό συνθήκες νεφοσκεπούς ουρανού, ο αριθμός των στρωμάτων αυξάνεται σε πέντε (5). Από ψηλά προς χαμηλά αυτά είναι: i) το στρώμα του O_3 , ii) το στρώμα μεταξύ του O_3 και της κορυφής του νέφους, iii) το στρώμα του νέφους, το οποίο μπορεί να περιλαμβάνει τρεις συνιστώσες νεφών: τα χαμηλά, τα μεσαία και τα υψηλά νέφη, iv) το στρώμα μεταξύ της βάσης του νέφους και των αερολυμάτων και v) το στρώμα των αερολυμάτων (πάνω από το έδαφος). Στην περίπτωση αυτή το συνολικό οπτικό πάχος για το κάθε στρώμα υπολογίζεται όπως και προηγουμένως, με τη διαφορά ότι λαμβάνεται υπόψη και το οπτικό πάχος του νέφους (τ_c), ώστε να ισχύει:

$$\tau = \tau_{aers} + \tau_{aera} + \tau_{ma} + \tau_R + \tau_c \quad (3.22)$$

Όπου:

$$\tau_c = \tau_{cs} + \tau_{ca} \quad (3.23)$$

όπου, τ_{cs} είναι το οπτικό πάχος σκέδασης του νέφους και τ_{ca} το οπτικό πάχος απορρόφησης του νέφους

ενώ η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης δίνεται από τη σχέση:

$$\omega = \omega_{aer} + \omega_R + \omega_c \quad (3.24)$$

Όπου η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης του νέφους δίδεται από τη σχέση:

$$\omega_c = \frac{\tau_c}{\tau} \quad (3.25)$$

ενώ ο παράγοντας ασυμμετρίας παρέχεται από τη σχέση:

$$g = \frac{g_{aer} \cdot \omega_{aer} + g_R \cdot \omega_R + g_c \cdot \omega_c}{\omega} \quad (3.26)$$

όπου g_c είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας του νέφους.

3.2.2. Διάδοση κοντινής υπέρυθρης ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης

Στην κοντινή υπέρυθρη περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας θεωρούνται δέκα (10) φασματικές ζώνες για το εύρος του μήκους κύματος 1.0-10.0 μm , ενώ για την περιοχή 0.85-1.0 μm θεωρούνται 4 φασματικές γραμμές. Οι εξισώσεις διάδοσης της ακτινοβολίας, όπως και για το υπεριώδες-ορατό, επιλύονται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο Delta-Eddington των Joseph et al. (1976), για κάθε μήκος κύματος και φασματική ζώνη. Οι βασικές παράμετροι τ (οπτικό πάχος), g (παράγοντας ασυμμετρίας) και ω (ανακλαστικότητα απλής σκέδασης) υπολογίζονται όπως και στην περίπτωση του υπεριώδους-ορατού (βλ.3.2.1), με τη διαφορά ότι στην περίπτωση του κοντινού υπέρυθρου, οι παράμετροι τ_R , ω_R και g_R είναι ίσες με το μηδέν.

Στις περιπτώσεις ανέφελου ουρανού, η ατμόσφαιρα υποδιαιρείται σε δύο (2) στρώματα, εκ των οποίων το κατώτερο (πάνω από το έδαφος) περιλαμβάνει τα αερολύματα και τα ατμοσφαιρικά αέρια που αλληλεπιδρούν με την κοντινή υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία, ενώ το ανώτερο στρώμα περιλαμβάνει μόνο τα ατμοσφαιρικά αέρια.

Στις περιπτώσεις νεφοσκεπούς ουρανού, η ατμόσφαιρα υποδιαιρείται σε τέσσερα (4) στρώματα. Από το έδαφος προς τα πάνω αυτά είναι τα εξής: i) το στρώμα των αερολυμάτων, ii) το στρώμα μεταξύ των αερολυμάτων και της βάσης του νέφους, iii) το στρώμα του νέφους (με τις 3 συνιστώσες νεφών), και iv) το στρώμα από την κορυφή του νέφους έως και την κορυφή της ατμόσφαιρας.

Τα αέρια της γήινης ατμόσφαιρας τα οποία αλληλεπιδρούν με την κοντινή υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία είναι: οι υδρατμοί (H_2O), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) και το μεθάνιο (CH_4). Όπως προαναφέρθηκε για την περίπτωση της κοντινής-υπέρυθρης περιοχής του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας θεωρούμε 10 φασματικές ζώνες. Για κάθε ζώνη b , από τις δέκα συνολικά ζώνες και για κάθε αέριο ($-i$), υπάρχει μια διακριτή κατανομή πιθανοτήτων $p_{b,i,m}$, τέτοια ώστε:

$$\sum_m p_{b,i,m} = 1 \quad (3.27)$$

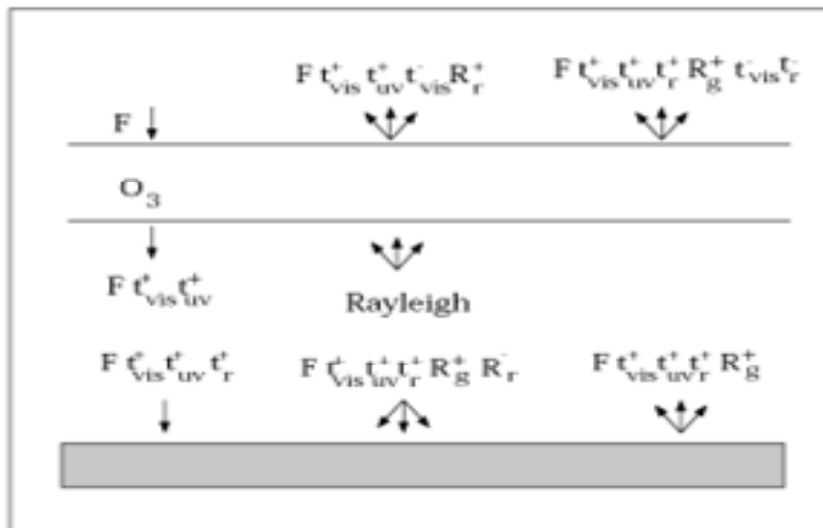
όπου m είναι μία υπο-ζώνη (δευτερεύουσα ζώνη). Οι μονοχρωματικοί συντελεστές απορρόφησης συμβολίζονται με $k_{b,i,m}$. Η διαπερατότητα $t_{b,i,m}$ για μία φασματική ζώνη b , ένα αέριο $-i$ και μια υπο-ζώνη m , δίδεται από τη σχέση:

$$t_{b,i,m} = \exp(-k_{b,i,m} \cdot y_i) \quad (3.28)$$

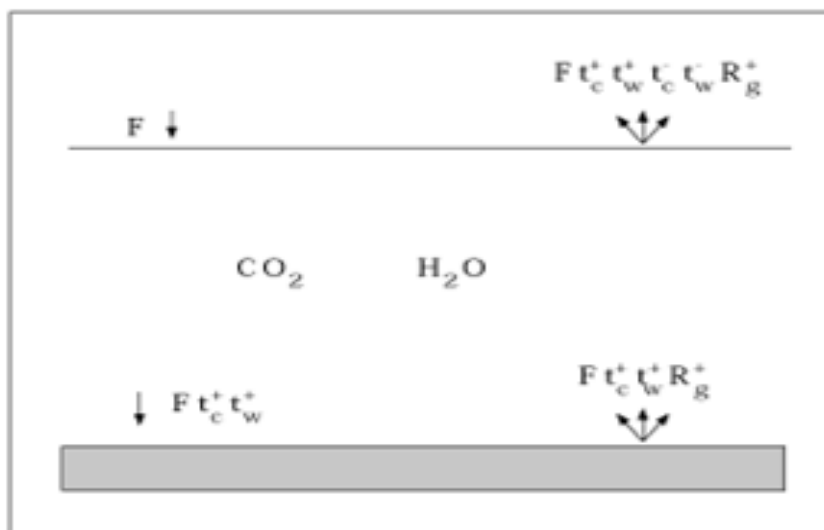
όπου y_i είναι το ποσό του απορροφητικού αερίου. Εάν σε μία ζώνη b μόνο το αέριο $-i$, αλληλεπιδρά με την αντίστοιχη ακτινοβολία τότε η συνολική διαπερατότητα για τη ζώνη είναι:

$$t_b = \sum_m p_{b,i,m} \cdot t_{b,i,m} \quad (3.29)$$

Εάν, όμως, υπάρχουν τα αέρια $-i$ και $-j$, τα οποία είναι ενεργά στη ζώνη b , τότε η εξίσωση διάδοσης της κοντινής υπέρυθρης ακτινοβολίας επιλύεται για όλους τους δυνατούς συνδυασμούς για τις υπο-ζώνες m και n οι οποίες αντιστοιχούν στα αέρια $-i$ και $-j$. Εάν F_b είναι η ροή ακτινοβολίας στη φασματική ζώνη b , τότε κάθε συνιστώσα m έχει μια φασματική ροή ίση με $p_{b,i,m} \cdot p_{b,j,n} \cdot F_b$ και ένα οπτικό πάχος ίσο με $k_{b,i,m} \cdot y_i + k_{b,j,n} \cdot y_j$. Αντίστοιχα, εάν υπάρχουν τρία αέρια ενεργά σε μία ζώνη ή ζώνες που επικαλύπτονται, τότε η παραπάνω προσέγγιση επεκτείνεται ανάλογα (βλ. Vardavas and Carver, 1984).

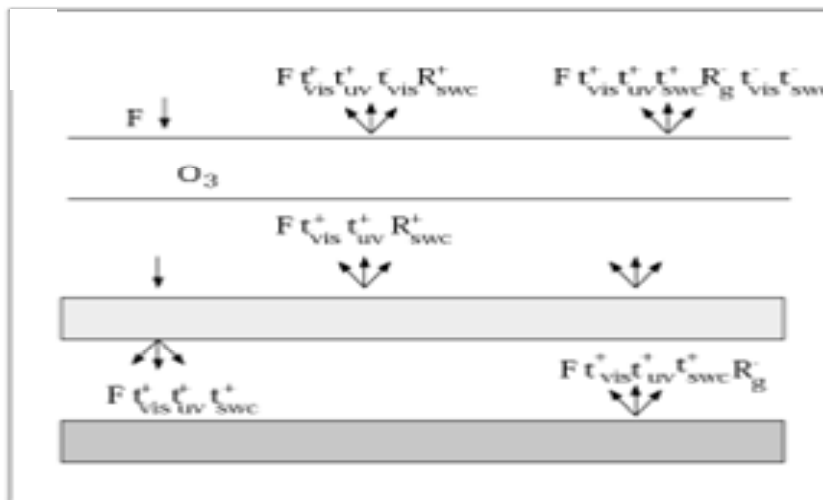


(α)

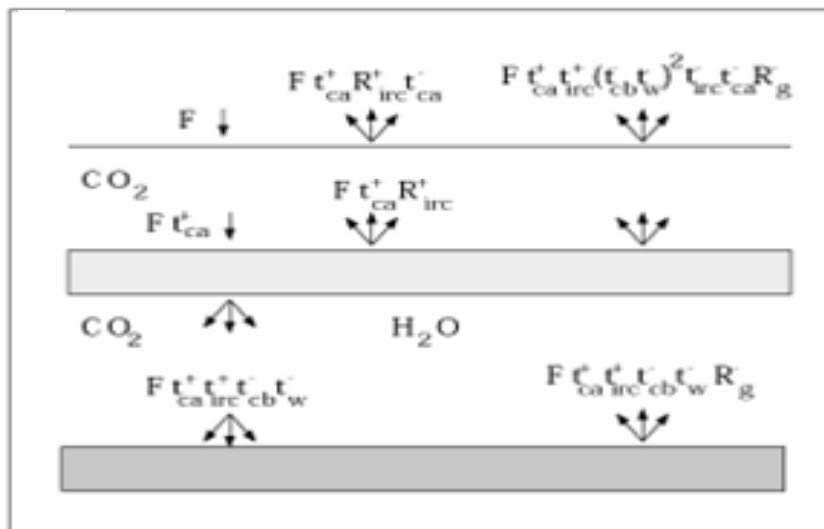


(β)

Σχήμα 3.1. Διάδοση (α) της υπεριώδους-ορατής (UV-VIS) ηλιακής ακτινοβολίας και (β) της κοντινής-πέρυθρης (near-infrared, IR) ηλιακής ακτινοβολίας υπό συνθήκες ανέφελου ουρανού.



(α)



(β)

Σχήμα 3.2. Διάδοση (α) της υπεριώδους-ορατής (UV-VIS) ηλιακής ακτινοβολίας και (β) της κοντινής-υπέρυθρης (near-infrared, IR) ηλιακής ακτινοβολίας, υπό συνθήκες νεφοσκεπούς ουρανού.

Θα πρέπει να τονισθεί ότι οι υπολογισμοί τόσο των ροών ακτινοβολίας F_i , όσο και των συνιστωσών της επίδρασης των αερολυμάτων ΔF_i , πραγματοποιήθηκαν αναλυτικά για κάθε μήκος κύματος ή φασματική ζώνη ξεχωριστά και στη συνέχεια ολοκληρώθηκαν φασματικά i) για την υπεριώδη-ορατή (0.2-0.85 μm) περιοχή του φάσματος, ii) για την κοντινή υπέρυθη (0.85-10.0 μm) περιοχή και iii) για το σύνολο (0.2-10.0 μm) του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας, καθώς από κλιματικής απόψεως μας ενδιαφέρει το σύνολο της ενέργειας. Ωστόσο θα πρέπει να τονισθεί ότι, η παρούσα φασματική έκδοση του μοντέλου παρέχει και μια επιπλέον σημαντική πληροφορία; τη ροή ακτινοβολίας καθώς και την αντίστοιχη επίδραση των αερολυμάτων για κάθε μήκος κύματος ξεχωριστά. Κατά τον τρόπο εξετάζοντας ροές ακτινοβολίας και την επίδραση των αερολυμάτων σε φασματικό επίπεδο για περιοχές του πλανήτη με έντονη την παρουσία διαφόρων τύπων αερολυμάτων, είναι

δυνατό να εξαχθεί σημαντική πληροφορία για την επίδραση του κάθε τύπου αερολυμάτων, η οποία μπορεί να είναι αποφασιστικής σημασίας για διάφορους τομείς ενδιαφέροντος και εφαρμογές, όπως για παράδειγμα δόσεις υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας ή αγροτικές καλλιέργειες.

3.2.3. Σκέδαση Rayleigh

Όπως προαναφέρθηκε, το μοντέλο λαμβάνει υπόψη τη μοριακή σκέδαση Rayleigh, μόνο στην περίπτωση καθαρού ουρανού και μόνο στο υπεριώδες-ορατό μέρος του φάσματος ηλιακής ακτινοβολίας. Για το νεφελώδες τμήμα του ουρανού, η σκέδαση Rayleigh δε λαμβάνεται υπόψη στο μοντέλο, διότι το οπτικό βάθος των νεφών είναι πολύ μεγαλύτερο από το αντίστοιχο οπτικό βάθος σκέδασης Rayleigh. Στο κοντινό υπέρυθρο μέρος του φάσματος, η σκέδαση Rayleigh δεν λαμβάνεται επίσης υπόψη καθώς το οπτικό πάχος σκέδασης Rayleigh ελαττώνεται πολύ γρήγορα με την αύξηση του μήκους κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας.

Η ανακλαστικότητα του στρώματος Rayleigh της υπεριώδους-ορατής (UV-VIS) ηλιακής ακτινοβολίας, υπολογίζεται από τον τύπο,

$$R_r = \frac{(1-g_r)\tau_r / \mu}{2 + (1-g_r)\tau_r / \mu} \quad (3.30)$$

ενώ η διαπερατότητα είναι ίση με

$$t_r = 1 - R_r \quad (3.31)$$

g_r είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας της σκέδασης Rayleigh, ο οποίος είναι σχεδόν ίσος με το μηδέν (συμμετρική σκέδαση). Το οπτικό πάχος σκέδασης Rayleigh, τ_r , υπολογίστηκε βάσει της φασματικής κατανομής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (Thekaekara and Drummond, 1971), καθώς και της φασματικής κατανομής του οπτικού πάχους σκέδασης Rayleigh, κατά Penndorf (1957) και είναι ίσο με 0.187 στο ορατό-υπέρυθρο μέρος του φάσματος.

3.2.4. Ατμοσφαιρικά μόρια – Απορρόφηση

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας υπολογίζεται από το μοντέλο για τα παρακάτω ατμοσφαιρικά μόρια:

Όζον (O_3): απορρόφηση στο ορατό (0.45-0.85 μm , ζώνες Chappuis), και εξαρτώμενη από τη θερμοκρασία απορρόφησης στο υπεριώδες, ζώνες Hartley-Huggins (0.2-0.35 μm). Οξυγόνο (O_2): απορρόφηση στο συνεχές Hertzberg (0.205-0.240 μm). Άζωτο (N_2), Ar, (βλ. Vardavas and Carver, 1984, Vardavas και Koutoulaki, 1995).

Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από το CO_2 λαμβάνει χώρα σε όλη την έκταση του φάσματος. Ωστόσο, στο μοντέλο παραβλέπεται η απορρόφηση από το CO_2 στην περιοχή μηκών κυμάτων με $\lambda < 0.2 \mu\text{m}$, δεδομένου ότι η ροή της ηλιακής ακτινοβολίας εκεί, είναι μικρότερη από το 0.01% της συνολικής εισερχόμενης ροής ηλιακής ακτινοβολίας. Αντίθετα, στο μοντέλο λαμβάνεται υπόψη η απορρόφηση του διοξειδίου του άνθρακα στο κοντινό-υπέρυθρο τμήμα της ακτινοβολίας.

3.2.5. Νέφη και Αερολύματα

Όταν η ηλιακή ακτινοβολία εισέρχεται σ'ένα στρώμα νέφους ή αερολυμάτων, ένα τμήμα της ανακλάται, ένα άλλο απορροφάται και το υπόλοιπο συνεχίζει να διαδίδεται μέσω

του στρώματος. Εάν A (Absortivity), R (Reflectivity) και T (Transmissivity) είναι αντίστοιχα το απορροφώμενο, το ανακλώμενο και το διαδιδώμενο τμήμα της ακτινοβολίας, αντίστοιχα, τότε ισχύει:

$$A + R + T = 1 \quad (3.32)$$

Ανάλογα με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, διαφοροποιούνται και οι διεργασίες οι οποίες λαμβάνουν χώρα. Έτσι, η υπεριώδης-ορατή ακτινοβολία δεν απορροφάται από τα νέφη, σε αντίθεση με την κοντινή υπέρυθρη ακτινοβολία. Αντίθετα, για τα αερολύματα, λαμβάνει χώρα απορρόφηση και στην υπεριώδη-ορατή περιοχή του φάσματος. Ύστερα από τη διέλευση τους μέσα από το στρώμα του νέφους ή των αερολυμάτων, τόσο η υπεριώδης-ορατή όσο και η κοντινή-υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία, αποτελούν πλέον διάχυτη ακτινοβολία. Για κάθε στρώμα νέφους ή αερολυμάτων, οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο των δύο ροών (two-stream approximation), θεωρώντας μόνο τη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη και τα αερολύματα στο υπεριώδες-ορατό. Αντίθετα, στο κοντινό υπέρυθρο χρησιμοποιείται η τροποποιημένη μέθοδος των δύο ροών, η οποία επιτρέπει την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη σε αυτή τη φασματική περιοχή, καθώς επίσης και την απορρόφηση της υπεριώδους-ορατής ακτινοβολίας από τα αερολύματα (Vardavas and Koutoulaki, 1995; Hatzianastassiou and Vardavas, 1999; Hatzianastassiou et al., 2004a).

Η ανακλαστικότητα R για κάθε τύπο νέφους υπολογίστηκε με τη μέθοδο των δύο ροών. Για την περίπτωση ορατής-υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας ο υπολογισμός πραγματοποιείται βάσει της σχέσης:

$$R_{swc} = \frac{(1 - g_c)\tau_s / \mu}{2 + (1 - g_c)\tau_s / \mu} \quad (3.33)$$

όπου, τ_s είναι το οπτικό πάχος σκέδασης των νεφών και g_c ο παράγοντας ασυμμετρίας των νεφών. Για την κοντινή-υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία, η ανακλαστικότητα των νεφών υπολογίζεται από τη σχέση;

$$R_{irc} = \frac{(u + 1)(u - 1)(e^v - e^{-v})}{(u + 1)^2 e^u - (u - 1)^2 e^{-v}} \quad (3.34)$$

με

$$u = \left[\frac{1 - wg_c}{1 - w} \right]^{-1/2} \quad (3.35)$$

$$v = [(1 - w)(1 - wg_c)]^{1/2} (\tau_s + \tau_a) / \mu \quad (3.36)$$

$$w = \tau_s / (\tau_s + \tau_a) \quad (3.37)$$

όπου, τ_s και τ_a είναι το οπτικό πάχος σκέδασης και απορρόφησης των νεφών και g_c ο παράγοντας ασυμμετρίας των νεφών στην κοντινή-υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία. Ο τρόπος υπολογισμού των παραμέτρων τ_s , τ_a και g_c στις δύο φασματικές περιοχές της ηλιακής

ακτινοβολίας (UV-VIS και near-IR) περιγράφονται αναλυτικά από τους Hatzianastassiou et al. (2004a; 2005;2007a,b).

3.2.6. Ανακλαστικότητα Επιφανείας της Γης

Το μοντέλο λαμβάνει υπόψη την ανάκλαση της εισερχόμενης (προσπίπτουσας) ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης. Οι υπολογισμοί της επιφανειακής ανακλαστικότητας (λευκαύγειας), R_g , πραγματοποιούνται για κάθε κυψελίδα ($2.5^\circ \times 2.5^\circ$), θεωρώντας 4 γενικούς τύπους επιφανείας: ξηρά, θάλασσα, χιόνι και πάγο (παγωμένος ωκεανός). Τότε ισχύει:

$$R_g = f_{land}R_l + f_{ocean}R_o + f_{snow}R_s + f_{ice}R_i \quad (3.38)$$

όπου, f_i είναι η ποσοστιαία (%) κάλυψη της επιφάνειας της κυψελίδας από κάθε τύπο -i ανακλώσας επιφάνειας, ενώ R_i είναι η ανακλαστικότητα του κάθε τύπου ανακλώσας επιφανείας. Η ανακλαστικότητα του ωκεανού, R_o , υπολογίζεται χρησιμοποιώντας την ανάκλαση Fresnel, η οποία διορθώνεται για μη ομαλή επιφάνεια, για μια γωνία πρόσπτωσης $\varphi = \cos^{-1} \mu$, βάσει της σχέσης:

$$R_o = 0.5 \left[\left(\frac{\sin \alpha}{\sin \beta} \right)^2 + \left(\frac{\tan \alpha}{\tan \beta} \right)^2 \right] + 0.016 \cos \varphi \quad (3.39)$$

όπου,

$$\alpha = \varphi - \sin^{-1}[\sin \varphi / 1.333] \quad (3.40)$$

και

$$b = 2\varphi - \alpha \quad (3.41)$$

Για την περίπτωση πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας επάνω σε τελείως ομαλή επιφάνεια νερού, η γωνία της ανάκλασης είναι ίση με τη γωνία πρόσπτωσης. Για την περίπτωση κατακόρυφης πρόσπτωσης, η ανακλαστικότητα R_o γίνεται ίση με 0.021. Για την πραγματική περίπτωση ωκεάνιας επιφάνειας η ανακλαστικότητα Fresnel, υφίσταται διόρθωση ώστε να ληφθεί υπόψη η τραχύτητα της επιφάνειας της θάλασσας, η οποία έχει ως αποτέλεσμα μια αυξημένη επιφανειακή ανακλαστικότητα, που είναι περίπου ίση με 0.04 για την περίπτωση της κάθετης πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του νερού (Kondratyev, 1973). Ο παράγοντας διόρθωσης $0.016 \cos \varphi$ καθίσταται ίσος με μηδέν όταν η ακτινοβολία διαδίδεται παράλληλα προς την επιφάνεια του ωκεανού, ώστε σε αυτήν την περίπτωση, η ανάκλαση Fresnel να είναι ίση με τη μονάδα. Επιπλέον, στο μοντέλο λαμβάνεται πρόνοια ώστε, στην περίπτωση κατά την οποία η ανάκλαση Fresnel είναι μεγαλύτερη από αυτήν του πάγου ή του χιονιού (γεγονός το οποίο συμβαίνει για χαμηλές γωνίες ύψους του Ηλίου), τότε οι ανακλαστικότητα του πάγου ή του χιονιού να τίθενται ίση με την ανακλαστικότητα Fresnel. Παρατηρήσεις σε χιονοκαλυμμένες επιφάνειες της Ανταρκτικής (Kuhn, 1989), πιστοποιούν αυτό το γεγονός.

Η ανακλαστικότητα του χιονιού λαμβάνεται ίση με 0.85 και 0.65 (Dickinson et al., 1993), στο υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό-υπέρυθρο μέρος του φάσματος, αντίστοιχα. Η ανακλαστικότητα του πάγου, R , τίθεται ίση με 0.7 και 0.5 (Roesch et al., 2002) στο

υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό-υπέρυθρο, αντίστοιχα σύμφωνα με πρόσφατες μετρήσεις. Δεδομένου ότι, η ανακλαστικότητα της ξηράς παρουσιάζει ισχυρή γεωγραφική μεταβολή ανάλογα με τον τύπο ξηράς, τα αντίστοιχα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο έχουν εξαχθεί από τα δεδομένα ERBE για ανέφελο ουρανό, ενώ οι τιμές επιφανειακής ανακλαστικότητας υπό συνθήκες νεφοκάλυψης προέκυψαν τροποποιώντας τις αντίστοιχες τιμές ανακλαστικότητας για ανέφελο ουρανό (βλ. Darnell et al., 1992, Hatzianastassiou et al., 2004a, 2005).

Επάνω από ορεινές μη δασώδεις περιοχές, η ανακλαστικότητα της επιφάνειας υπερεκτιμάται από το μοντέλο κατά το χειμώνα, για λόγους που συνδέονται με την ορογραφία και την χιονοκάλυψη μέσα στην κυνελίδα (Roesch et al., 2001). Γι'αυτόν το λόγο, σε πρώτη απλή προσέγγιση, πραγματοποιείται μια διόρθωση της επιφανειακής ανακλαστικότητας για περιοχές υψηλών ορέων, όπως είναι το Θιβέτ, τα Βραχώδη Όρη (Rocky Mountains) στις Η.Π.Α., ή το οροπέδιο της Ανταρκτικής. Η διόρθωση αυτή οδηγεί σε μια ελάττωση της ανακλαστικότητας, η οποία οδήγησε σε μια σημαντική βελτίωση των αποτελεσμάτων (βλ. Hatzianastassiou et al., 2004a; 2005).

3.3 Προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης

Η ολική (άμεση και διάχυτη) (προσπίπτουσα) ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης (F_{surf}), καθώς και η απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης ($F_{surfnet}$), υπολογίζεται βάσει της συνολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας F_{top}^{\downarrow} και της ενεργού ατμοσφαιρικής διαπερατότητας, t_{atm} , η οποία περιλαμβάνει τις συνιστώσες $t_{atm,clear}$ και $t_{atm,cloud,i}$ για συνθήκες ανέφελου και νεφοσκεπούς ουρανού, αντίστοιχα, καλυμμένου από νέφη τύπου -i. Ο υπολογισμός της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια, πραγματοποιείται ως εξής:

$$F_{surf} = t_{atm} \cdot F_{top}^{\downarrow} \quad (3.42)$$

Όπου

$$t_{atm} = (1 - A_c) t_{atm,clear} + \sum_i A_{ci} t_{atm,cloud,i} \quad (3.43)$$

όπου A_c και A_{ci} είναι η συνολική νέφωση του ουρανού και η νεφοκάλυψη που οφείλεται στα νέφη τύπου -i.

Οι συνιστώσες της ενεργού ατμοσφαιρικής διαπερατότητας, $t_{atm,clear}$ και $t_{atm,cloud,i}$ υπολογίζονται από την εκτιμώμενη διαπερατότητα του όζοντος, της μοριακής σκέδασης Rayleigh, των υδρατμών, του CO₂, του μεθανίου (CH₄), του N₂, του O₂, του Ar, των αερολυμάτων και των νεφών (υψηλά, μεσαία, χαμηλά), όπως επίσης και από την ανακλαστικότητα του εδάφους και των νεφών (βλ. Vardavas and Koutoulaki, 1995).

Η απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία από το έδαφος υπολογίζεται βάσει της σχέσης:

$$F_{surfnet} = (1 - R_g) \cdot F_{surf} \quad (3.44)$$

όπου R_g η ανακλαστικότητα του εδάφους.

Επισημαίνεται ότι οι υπολογισμοί των παραμέτρων F_{surf} και $F_{surfnet}$, πραγματοποιούνται για καθένα από τα 118 μήκη κύματος στο υπεριώδες – ορατό και για κάθε μία από τις δέκα (10)

φασματικές ζώνες στο κοντινό υπέρυθρο, κάνοντας χρήση της αντίστοιχης διαπερατότητας της ατμόσφαιρας, t_{atm} .

3.4 Επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας

Η επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}), μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) και στην επιφάνεια της γης (DRE_{surf} , $DRE_{surfnet}$) υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$DRE_i = F_{with_aer,i} - F_{without_aer,i} \quad (3.45)$$

όπου $F_{with_aer,i}$ και $F_{without_aer,i}$, είναι οι ροές ακτινοβολίας που υπολογίζονται με το μοντέλο θεωρώντας ή μη την παρουσία αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα, αντίστοιχα. Ο δείκτης $-i$ υποδηλώνει το είδος της ροής ακτινοβολίας στην οποία αναφέρεται η επίδραση των αερολυμάτων.

Κεφάλαιο 4°

Δεδομένα εισαγωγής στο μοντέλο

Για τους υπολογισμούς του φυσικού προσδιοριστικού μοντέλου διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας, απαιτούνται ως δεδομένα εισαγωγής όλες οι φυσικές παράμετροι οι οποίες αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία στο σύστημα Γης -Ατμόσφαιρας. Συγκεκριμένα, είναι απαραίτητα δεδομένα ατμοσφαιρικών παραμέτρων της ατμόσφαιρας, της χημικής σύστασης των νεφών, της τοπογραφίας (ανακλαστικότητα), καθώς και δεδομένα τύπου επιφανείας.

4.1. Ατμοσφαιρικές παράμετροι και κάλυψη επιφάνειας εδάφους

Το μοντέλο κάνει χρήση δεδομένων κατακόρυφης κατανομής, της θερμοκρασίας και της υγρασίας της ατμόσφαιρας, τα οποία σχετίζονται κυρίως με την σχετική υγρασία μέσα στο στρώμα των αερολυμάτων (Hatzianastassiou et al., 2004a), καθώς επίσης και δεδομένων ατμοσφαιρικής πίεσης. Τα δεδομένα ελήφθησαν από τις βάσεις δεδομένων reanalysis Goddard Earth Observing System (GEOS) και Data Assimilation Office (DAO) του Goddard Space Flight Center (GSFC) της NASA και από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Πρόγνωσης Μέσης Κλίμακας Καιρού (ECMWF) σε επίπεδο πλέγματος $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ γεωγραφικού μήκους και πλάτους, σε μέση μηνιαία βάση και για την περίοδο μελέτης 2000-2007. Συγκεκριμένα ελήφθησαν δεδομένα σχετικής και ειδικής υγρασίας εδάφους-αέρα (στο ύψος 2 μέτρων από το έδαφος) και σε 8 επίπεδα της ατμόσφαιρας (300, 400, 500, 600, 700, 850, 925, 1000 mbar), δεδομένα θερμοκρασίας αέρα σε 17 ατμοσφαιρικά επίπεδα (1000 - 10 mbar), θερμοκρασία και ατμοσφαιρική πίεση στο έδαφος και θερμοκρασία στα 2 μέτρα.

Τα δεδομένα του ποσοστού κάλυψης της επιφάνειας της Γης από πάγο, χιόνι, ξηρά, θάλασσα, καθώς και η ταξινόμηση των διαφόρων τύπων επιφανείας έχουν ληφθεί από τη βάση δεδομένων ISCCP-D2 (Rossow et al., 1999, Stackhouse et al., 2002), σε επίπεδο πλέγματος $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ γεωγραφικού μήκους και πλάτους.

4.2. Ατμοσφαιρικά μόρια

Τα δεδομένα στήλης του όζοντος (O_3) της ατμόσφαιρας ελήφθησαν από τη βάση δεδομένων ISCCP-D2, όπως προέκυψαν από μετρήσεις του δορυφόρου TIROS Operational Vertical Sounder (TOVS).

Η συνολική συγκέντρωση CO_2 της ατμόσφαιρας τέθηκε ίση με 0.54 g cm^{-3} (ή 345 ppmv), ενώ οι αντίστοιχες συγκεντρώσεις CH_4 και N_2O ελήφθησαν ίσες με $9 \cdot 10^{-4}$ και $4.8 \cdot 10^{-4} \text{ g cm}^{-2}$ (ή 1.7 και 0.3 ppmv) αντίστοιχα. Στη συνέχεια, οι συνολικές συγκεντρώσεις των παραπάνω στοιχείων, καθώς και εκείνες για N_2 , O_2 και Ar , κατανεμήθηκαν μερικώς στα επιμέρους στρώματα της ατμόσφαιρας ανάλογα με το γεωμετρικό πάχος τους σε σχέση με το συνολικό (πάχος) της ατμόσφαιρας.

4.3. Νέφη

Οι μέσες μηνιαίες τιμές για τις ιδιότητες των νεφών, ελήφθησαν από την πλέον πρόσφατη σειρά δεδομένων D2 του International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), η οποία αποτελεί βελτίωση της προηγούμενης σειράς δεδομένων C του ISCCP. Το ISCCP αποτελεί σήμερα την πληρέστερη και περισσότερο εκτεταμένη χρονικά (1984-2007) παγκόσμια κλιματολογική βάση δεδομένων για νέφη. Επισημαίνεται ιδιαίτερα το γεγονός ότι, το ISCCP δεν παρέχει μόνο δεδομένα νεφοκάλυψης, όπως συμβαίνει με τις περισσότερες υπόλοιπες υπάρχουσες αντίστοιχες βάσεις δεδομένων σήμερα, αλλά επιπλέον παρέχει δεδομένα οπτικών και δυναμικών ιδιοτήτων των νεφών, όπως για παράδειγμα το οπτικό πάχος τους, την πίεση και τη θερμοκρασία κορυφής τους, τα οποία είναι απαραίτητα για τους

υπολογισμούς των μοντέλων διάδοσης της ακτινοβολίας. Μέσω των κλιματολογικών δεδομένων του ISCCP, παρέχεται η δυνατότητα μελέτης της γεωγραφικής, εποχικής και διαχρονικής κατανομής και μεταβολής των ιδιοτήτων των νεφών, σε παγκόσμια κλίμακα, για την περίοδο από το 1984 έως σήμερα.

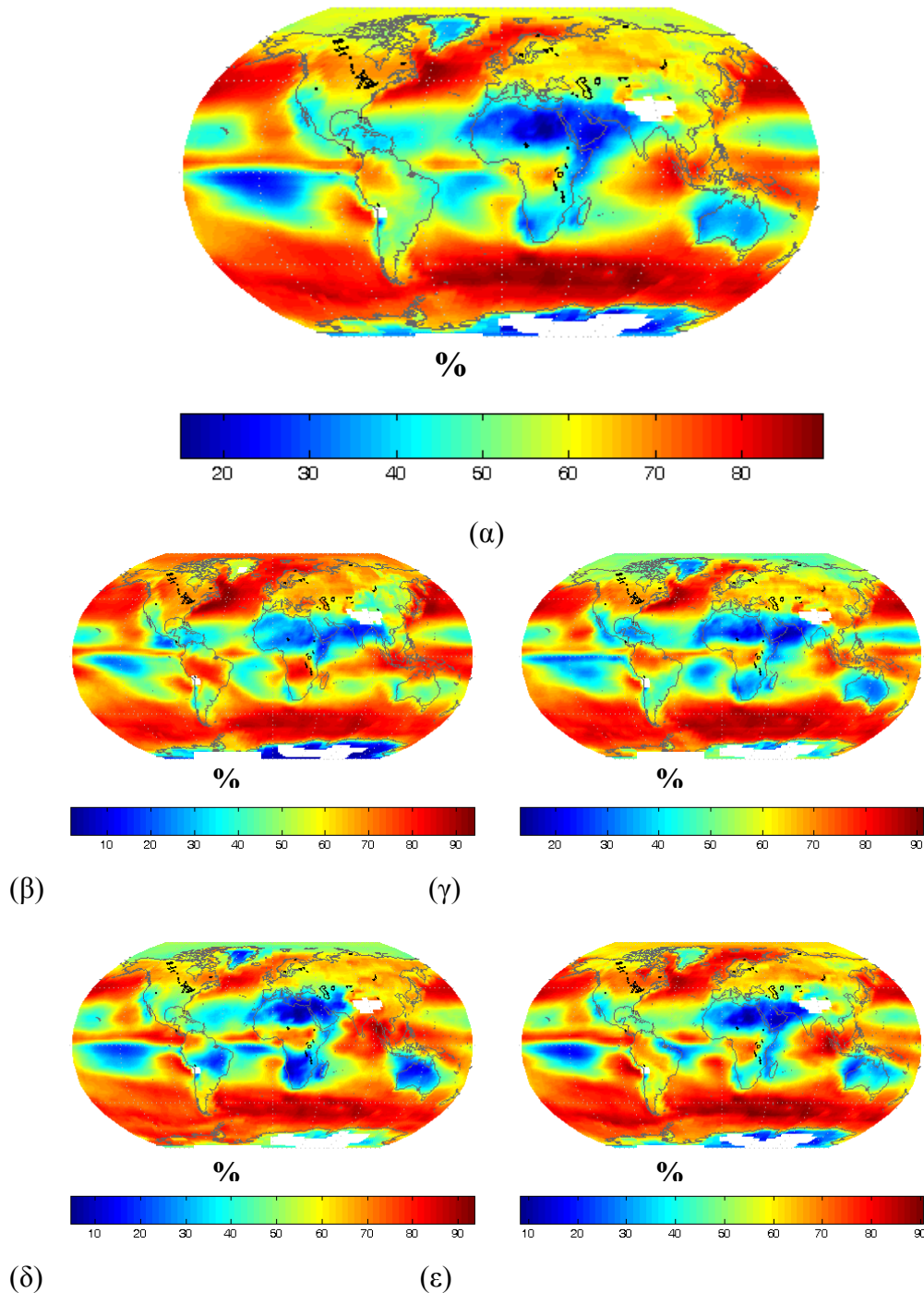
Συγκεκριμένα, οι ιδιότητες των νεφών, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μελέτη, παρέχονται από το ISCCP για εννέα (9) τύπους νεφών που κατηγοριοποιούνται τελικά, με τρόπο που περιγράφεται από τους Hatzianastasiou and Vardavas (1999) στις ακόλουθες τρεις κατηγορίες:

- i) Χαμηλά νέφη, με πίεση κορυφής νέφους $p_c \geq 680$ mbar
- ii) Υψηλά νέφη, με $p_c \leq 440$ mbar
- iii) Μεσαία νέφη, με 440 mbar $< p_c < 680$ mbar

Στη βάση δεδομένων του ISCCP, ως χαμηλά θεωρούνται τα νέφη Cu, St, Sc, ως μεσαία τα νέφη Ac, As, Ns, ενώ τα Ci, Cs και τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (deep convective) θεωρούνται ως υψηλά νέφη.

Τα υψηλά νέφη έχουν χαρακτηριστικά ψυχρών νεφών (στερεής φάσης), ενώ τα χαμηλά και τα μεσαία νέφη διαιρούνται σε δύο υποκατηγορίες: σε νέφη υγρής φάσης και σε νέφη στερεής φάσης (πάγου). Κατ' αυτόν τον τρόπο, προκύπτουν τελικά 15 συνολικά τύποι νεφών, για τους οποίους παρέχονται ιδιότητες όπως η νεφοκάλυψη, το οπτικό πάχος του νέφους, η θερμοκρασία και η πίεση της κορυφής του νέφους, καθώς και η διαδρομή νερού υγρής φάσης (liquid water path). Το μοντέλο χρησιμοποιεί δεδομένα νεφοκάλυψης A_{Ci} για κάθε τύπο νέφους (-i), τα οποία προκύπτουν από το άθροισμα των ποσοστών νεφοκάλυψης για τους αντίστοιχους τύπους νέφους υγρής και στερεής φάσης. Τα ποσοστά νεφοκάλυψης για τα χαμηλά, μεσαία και υψηλά νέφη, υπολογίζονται από το άθροισμα των ποσοστών κάλυψης για κάθε μεμονωμένο τύπο νέφους του ISCCP-D2 που ανήκει σε μία από τις παραπάνω 3 κατηγορίες, ενώ το συνολικό ποσοστό νεφοκάλυψης υπολογίζεται από το άθροισμα των ποσοστών για τα χαμηλά, μεσαία και υψηλά νέφη. Στα Σχήματα 4.1α και 4.1β, παρουσιάζονται οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων μηνιαίων τιμών (μεσοποιημένων για την περίοδο 2000-2007) της υπολογισθείσας ετήσιας ποσοστιαίας ολικής νεφοκάλυψης (ποσοστιαίες τιμές), καθώς και οι αντίστοιχες εποχικές (Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος, χειμώνας), (Μάρτιος-Απρίλιος-Μάιος, άνοιξη), (Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος, θέρος), Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος, φθινόπωρο), σε πλανητική κλίμακα αλλά και για την περιοχή μελέτης. Διαπιστώνεται ότι καθ' όλη τη διάρκεια του έτους σε μεγάλο τμήμα της Μεσογείου (έως περίπου 40°) η νεφοκάλυψη δεν ξεπερνά το 60%, ενώ ιδιαίτερα τους θερινούς μήνες περιορίζεται σε τιμές έως 40%.

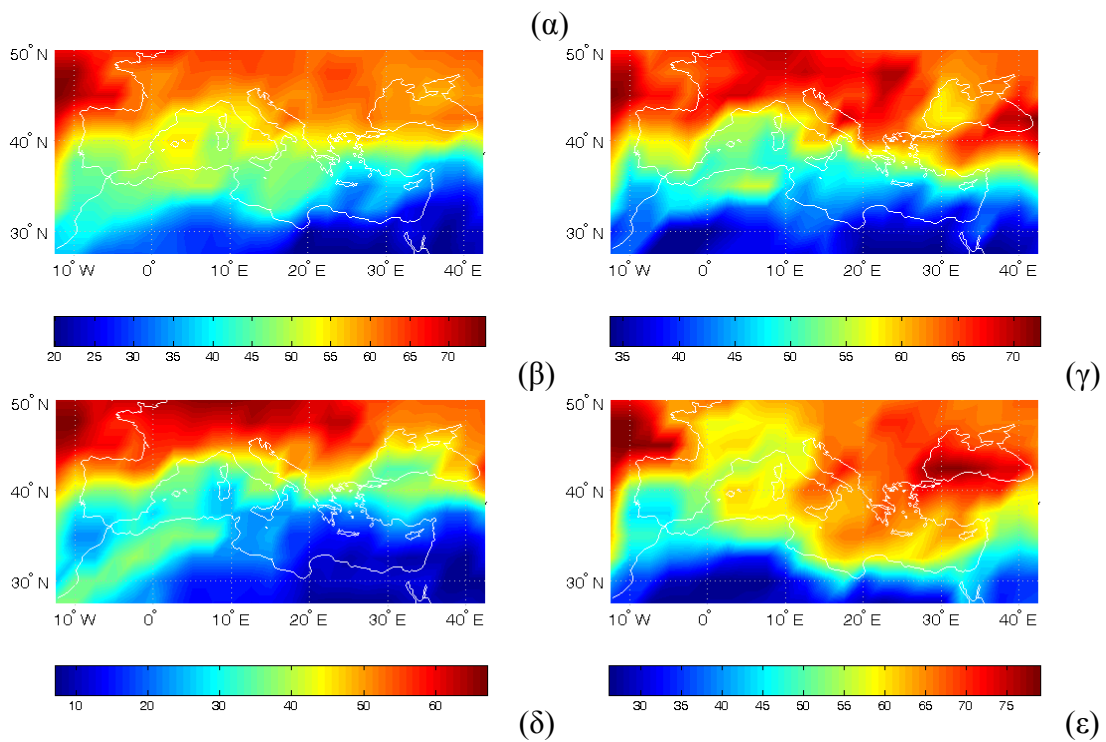
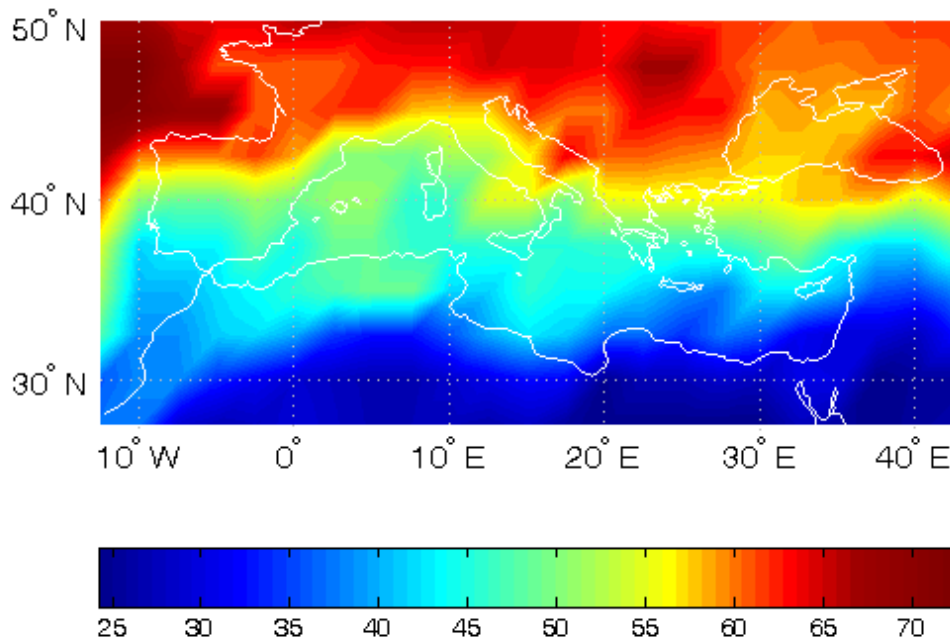
Σημειώνεται ότι, το ISCCP-D2 παρέχει το οπτικό βάθος σκέδασης, τ^s_c , στο ορατό μήκος κύματος $\lambda=0.6$ μm , καθώς και στο υπέρυθρο μήκος κύματος $\lambda=11$ μm . Ωστόσο, για τον υπολογισμό της διαπερατότητας και της ανακλαστικότητας των νεφών στο υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο τμήμα του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας, το μοντέλο χρειάζεται επίσης και την τιμή του οπτικού βάθους απορρόφησης των νεφών στο κοντινό υπέρυθρο, τ^a_c , καθώς επίσης και δεδομένα οπτικού πάχους σκέδασης των νεφών στο κοντινό υπέρυθρο. Οι τιμές τ^a_c υπολογίζονται από τις τιμές τ^s_c , χρησιμοποιώντας τιμές αναλογίας (τ^a_c/τ^s_c) οι οποίες είτε προκύπτουν από υπολογισμούς σωματιδιακής σκέδασης Mie (βλ.



Σχήμα 4.1(i). Πλανητική κατανομή της μέσης (α) ετήσιας ποσοστιαίας ολικής νεφοκάλυψης (για την περίοδο 2000-2007), καθώς και των αντίστοιχων εποχικών για τον χειμώνα (β), την άνοιξη (γ), το θέρος (δ), και το φθινόπωρο (ε), όπως υπολογίσθηκε από τα δεδομένα του ISCCP-D2.

για τα νέφη υγρής φάσης, είτε υπολογίζονται βάσει παραμετροποιήσεων (Ebert and Cary, 1992) για τα νέφη στερεής φάσης του ISCCP-D2 (βλ. Hatzianastassiou et al., 2004a).

Για τον υπολογισμό της ανακλαστικότητας και της διαπερατότητας των νεφών, το μοντέλο χρειάζεται επίσης τιμές για τον παράγοντα ασυμμετρίας του



Σχήμα 4.1(ii). Γεωγραφική κατανομή της μέσης (α) ετήσιας ποσοστιαίας ολικής νεφοκάλυψης (για την περίοδο 2000-2007), καθώς και των αντίστοιχων εποχικών για τον χειμώνα (β), την άνοιξη (γ), το θέρος (δ), και το φθινόπωρο (ε), όπως υπολογίσθηκε από τα δεδομένα του ISCCP-D2, για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

νέφους, g_c , οι οποίες δεν παρέχονται από το ISCCP. Οι τιμές του g_c υπολογίσθηκαν για τα νέφη υγρής και στερεής φάσης, τόσο για το υπεριώδες-ορατό όσο και για το κοντινό-υπέρυθρο τμήμα του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou et al. (2004a). Οι τιμές g_c που χρησιμοποιήθηκαν τελικά στο μοντέλο, είναι 0.85 και 0.82 για τα νέφη υγρής φάσης στο υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο,

αντίστοιχα, ενώ για τα νέφη στερεής φάσης οι τιμές του g_c είναι 0.78 και 0.80 στο υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο, αντίστοιχα. Οι παραπάνω τιμές προέκυψαν από αναλυτικούς φασματικούς υπολογισμούς χρησιμοποιώντας τα φάσματα υδροσταγόνων και παγοκρυστάλλων του ISCCP-D2 (Rossow, et al, 1996), καθώς και τις παραμετροποιήσεις του Slingo (1989) για τα νέφη υγρής φάσης και των Ebert and Carry (1992) για τα νέφη στερεής φάσης.

Δεδομένα φυσικού πάχους των νεφών δεν παρέχονται από τη βάση δεδομένων του ISCCP-D2. Οι τιμές αυτές υπολογίστηκαν χρησιμοποιώντας αντίστοιχες τιμές που παρέχονται από τους Peng et al. (1982) για το Βόρειο Ημισφαίριο, όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou and Vardavas (1999) και τιμές πάχους νεφών από τους Peng et al. (1982) και Liou (1992) για το Νότιο Ημισφαίριο, όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou και Vardavas (2001).

4.4. Ανακλαστικότητα εδάφους

Η ανακλαστικότητα του εδάφους υπολογίστηκε για κάθε κυψελίδα και για κάθε μήνα, θεωρώντας τέσσερις γενικούς τύπους επιφάνειας: α) ξηρά β) θάλασσα γ) χιόνι και δ) πάγος (παγωμένος ωκεανός) (λεπτομερής περιγραφή δίδεται από τους Hatzianastassiou et al., 2004a). Τα δεδομένα για τη χωρική και χρονική κατανομή της ποσοστιαίας κάλυψης της επιφάνειας της κυψελίδας από κάθε τύπο, ελήφθησαν από το ISCCP-D2, όπως αναφέραμε και παραπάνω.

4.5. Τοπογραφία

Για τον προσδιορισμό της τοπογραφίας το μοντέλο πραγματοποιεί υπολογισμούς χρησιμοποιώντας, τιμές επιφανειακής ατμοσφαιρικής πίεσης σε ανάλυση $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ για κάθε μήνα της περιόδου 2000-2007, σε πλανητική κλίμακα. Ο παράγοντας της τοπογραφίας είναι σημαντικός κυρίως για περιοχές με μεγάλο υψόμετρο, όπως το υψίπεδο του Θιβέτ, η Ανταρκτική, τα Βραχώδη Όρη και οι Άνδεις, για το σωστό υπολογισμό του πάχους της ατμόσφαιρας και των συνολικών συγκεντρώσεων των ατμοσφαιρικών αερίων, καθώς και για τον ακριβή υπολογισμό της μέσης υγρασίας του στρώματος των αερολυμάτων και της έκτασης του στρώματος Rayleigh.

4.6. Δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων

Για τους υπολογισμούς της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία για το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας απαιτούνται ως δεδομένα εισαγωγής οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων και πιο συγκεκριμένα: το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (aerosol optical depth, AOD), η ανακλαστικότητα απλής σκέδασής τους (ω_{aer}) και ο παράγοντας ασυμμετρίας τους (g_{aer}). Οι ιδιότητες αυτές συνδέονται άμεσα με τη φύση και χημική σύσταση των σωματιδίων, όπως έχει αναφερθεί στο 2^ο Κεφάλαιο και αποτελούν απαραίτητες παραμέτρους για την επίλυση των εξισώσεων διάδοσης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, μέσα στο μοντέλο.

Στην παρούσα Διατριβή πραγματοποιήθηκε συλλογή και χρήση σύγχρονων και αξιόπιστων δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων από τις πλέον σύγχρονες υπάρχουσες βάσεις δεδομένων.

Ο αντικειμενικός σκοπός κατά την αναζήτηση δεδομένων αερολυμάτων, ταυτόχρονα με την εξασφάλιση της ποιότητάς τους, ήταν: (α) η όσο το δυνατόν ευρεία φασματική τους κάλυψη, (β) η μεγάλη χρονική τους διάρκεια χωρίς μεγάλα χρονικά διαστήματα με κενά δεδομένων, (γ) η πλήρης γεωγραφική τους κάλυψη, συμπεριλαμβανομένων και περιοχών με ιδιαίτερα χαρακτηριστικά, όπως ωκεάνειες εκτάσεις, ερημικές περιοχές και περιοχές με παγοκάλυψη, και (δ) η υψηλή τους φασματική ανάλυση, η οποία όπως έχει αποδειχθεί

(Hatzianastassiou et al.; 2004a, 2007a) είναι μεγάλης σημασίας για την αξιοπιστία των υπολογισμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία.

Μετρήσεις που αποσκοπούν στη μελέτη της χρονικής και χωρικής κατανομής και μεταβλητότητας των ιδιοτήτων των αερολυμάτων, πραγματοποιούνται τόσο από επίγεια δίκτυα Σταθμών όσο και από δορυφορικά συστήματα παρατήρησης.

Η σημαντικότερη προσπάθεια μετρήσεων από επίγειους Σταθμούς πραγματοποιείται τα τελευταία χρόνια από το παγκόσμιο Δίκτυο Σταθμών του προγράμματος AERONET (AErosol RObotic NETwork, Holben et al., 1998, 2001, Torres et al., 2002) το οποίο έχει αναπτυχθεί από την NASA και τα εργαστήρια LOA-PHOTONS (CNRS) στην Γαλλία. Οι μετρήσεις των ιδιοτήτων των αερολυμάτων του παραπάνω δικτύου αποτελούν ένα σημαντικό εργαλείο, λόγω της πολύ ικανοποιητικής χρονικής τους ανάλυσης και του μεγάλου αριθμού παραμέτρων αερολυμάτων που εξάγουν. Στους Σταθμούς του δικτύου AERONET πραγματοποιούνται, ανά 15 λεπτά, φασματικές μετρήσεις ακτινοβολίας σε 8 μήκη κύματος ($\lambda = 0.34, 0.38, 0.44, 0.5, 0.67, 0.87, 0.94$ και $1.02 \mu\text{m}$). Εκτός από το οπτικό πάχος των αερολυμάτων εξάγονται επίσης, η φασματική κατανομή του μεγέθους τους, ο δείκτης διάθλασης τους, καθώς και άλλες παράμετροι όπως ο παράγοντας Ångström και η μέση ενεργός ακτίνα του φάσματος των αερολυμάτων. Ωστόσο, το δίκτυο AERONET παρέχει μόνο σημειακή πληροφορία με αποτέλεσμα τη μη εξασφάλιση πλήρους χωρικής κάλυψης. Συγκεκριμένα, το Δίκτυο AERONET αποτελείται περίπου από 500 σταθμούς παγκοσμίως από τους οποίους οι 60 βρίσκονται στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Επιπλέον, σύμφωνα με πρόσφατη μελέτη που πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της Διδακτορικής Διατριβής (Papadimas et al., 2009), η οποία έκανε χρήση ημερησίων δεδομένων αερολυμάτων από το δίκτυο Σταθμών AERONET στην Μεσόγειο για την περίοδο 2000-2006, από τους 60 διαθέσιμους Σταθμούς, μόνον οι 29 (βλ. Σχήμα 5.18α) παρέχουν δεδομένα για τουλάχιστον το 50% των ημερών της περιόδου μελέτης. Είναι φανερό λοιπόν ότι, μόνον ένας μικρός αριθμός Σταθμών AERONET παρέχει συνεχόμενες μετρήσεις.

Την απουσία πλήρους γεωγραφικής κάλυψης στην περίπτωση επίγειων Σταθμών καλύπτουν οι δορυφορικές μετρήσεις, οι οποίες παρέχουν μετρήσεις ιδιοτήτων των αερολυμάτων ακόμη και σε περιοχές όπου οι επίγειες παρατηρήσεις είναι δύσκολες ή αδύνατες (πολικές περιοχές, ωκεανοί κλπ). Παρόλα αυτά, υπάρχουν ακόμη προβλήματα, κυρίως πάνω από περιοχές με μεγάλη ανακλαστικότητα. Από τα τέλη της δεκαετίας του 1990, όμως, η κατάσταση έχει βελτιωθεί σε πολύ μεγάλο βαθμό με την ανάπτυξη σύγχρονων μεθόδων παρατηρήσεις σε διαστημικές πλατφόρμες που φέρουν προηγμένα ραδιόμετρα με ικανότητα φασματικών μετρήσεων (POLDER, MISR, MODIS), όπως επίσης και με το τελευταίο επίτευγμα της δορυφορικής παρατήρησης στο πεδίο των αερολυμάτων το πρόγραμμα CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation), της NASA (Currey, J.C., 2002, Winker et al., 2007). Το πρόγραμμα αυτό λειτουργεί από το 2006 και κάνει χρήση των laser radar LIDAR (Light Detection and Ranging) πάνω σε δορυφορικές πλατφόρμες παρέχοντας πληροφορία κατακόρυφου προφίλ των ιδιοτήτων των αερολυμάτων της γήινης ατμόσφαιρας, σε πλανητική κλίμακα.

Οι προσπάθειες για ακριβείς μετρήσεις των ιδιοτήτων των αερολυμάτων από δορυφορικά όργανα έχουν αναπτυχθεί κυρίως, κατά την τελευταία δεκαετία και ως εκ τούτου η χρονική διάρκεια κάλυψης είναι σχετικά περιορισμένη. Ως εκ τούτου, η ανάγκη αποτίμησης των ιδιοτήτων των αερολυμάτων σε κλιματολογική βάση, έχει αντιμετωπιστεί εν μέρει, με την ανάπτυξη αλγορίθμων (retrieval algorithms) μέσω των οποίων υπολογίζονται ιδιότητες, όπως το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (AOD), βασισμένες σε σειρές δορυφορικών μετρήσεων έντασης ακτινοβολίας οι οποίες είχαν αρχικά προγραμματισθεί και ληφθεί για άλλους ερευνητικούς σκοπούς (π.χ. συγκέντρωση O_3). Ένα τέτοιο παράδειγμα, είναι η βάση δεδομένων TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer) η οποία παρέχει δεδομένα AOD σε

μέση μηνιαία βάση για την περίοδο 1979-1993 (δορυφόρος Nimbus -7), 1997-2005 (δορυφόρος Earth Probe) και 2004-σήμερα (OMI, Aura), (Herman et al., 1997, Torres et al., 1998, 2002). Η τεχνική που χρησιμοποιείται στην παραπάνω βάση δεδομένων αερολυμάτων, κάνει χρήση δορυφορικών μετρήσεων ακτινοβολίας στη φασματική περιοχή 0.33-0.38 μm (κοντινό υπεριώδες), οι οποίες ελήφθησαν αρχικά για την εύρεση των ποσοτήτων στήλης όζοντος στην ατμόσφαιρα. Τελικά, οι αλγόριθμοι ανεύρεσης της παραπάνω τεχνικής καταφέρνουν να εξάγουν δεδομένα οπτικού πάχους αερολυμάτων σε δύο μόνο μήκη κύματος 0.38 και 0.5 μm , και επομένως η βάση στερείται δεδομένων TOMS ικανοποιητικής φασματικής ανάλυσης. Επιπλέον, στερείται δεδομένων ιδιοτήτων αερολυμάτων, όπως είναι ο παράγοντας ασυμμετρίας ή η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης, που είναι απολύτως απαραίτητες στα μοντέλα υπολογισμού της επίδρασης των αερολυμάτων στην ακτινοβολία, όπως σε αυτό που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή. Η βάση δεδομένων AOD του TOMS μπορεί να είναι αρκετή για χρήση μόνο σε κλιματολογικές μελέτες οπτικού πάχους των αερολυμάτων, χαρακτηρισμού τους καθώς και ιδιοτήτων απορρόφησης της ακτινοβολίας καθώς παρέχει την πολύ ενδιαφέρουσα ιδιότητα Aerosol Index (AI), που είναι ενδεικτική της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα αερολύματα.

Το κενό τόσο της πλήρους γεωγραφικής κάλυψης των επίγειων μετρήσεων, όσο και της φασματικής ανάλυσης των δορυφορικών μετρήσεων έως τη δεκαετία του 1990, ήρθε να συμπληρώσει μια αξιόλογη προσπάθεια των επιστημόνων να συνδυάσουν όλα τα διαθέσιμα έως τότε δεδομένα (δορυφορικά και επίγεια) και να δημιουργήσουν την κλιματολογική βάση δεδομένων αερολυμάτων GADS (Global Aerosol Data Set, Koepke et al., 1997). Τα δεδομένα αερολυμάτων GADS, σε αντίθεση με όλα τα άλλα, έχουν το πλεονέκτημα ότι παρέχονται σε πολλά μήκη κύματος. Συγκεκριμένα, η βάση κλιματολογικών δεδομένων αερολυμάτων GADS, είναι, όπως προαναφέρθηκε, προϊόν συνδυασμού επίγειων και δορυφορικών μετρήσεων πολλών ετών και παρέχει μεσοποιημένες ιδιότητες αερολυμάτων στο χώρο και στο χρόνο. Αποτελεί μια βελτιωμένη έκδοση της κλιματολογικής βάσεως δεδομένων αερολυμάτων των d'Almeida et al., 1991, η οποία έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως (π.χ. King et al., 1999; Chin et al., 2002; Morcrette, 2002; Hatzianastassiou et al., 2004a, 2007a,b). Τα δεδομένα αερολυμάτων του GADS, περιλαμβάνουν αριθμητικές κατανομές σωματιδίων, κατανομές μάζας και όγκου, οι οποίες είναι ρεαλιστικές, όπως έχει αποδειχθεί κατόπιν συγκρίσεων με αντίστοιχα επίγεια και δορυφορικά δεδομένα. Στη βάση δεδομένων GADS, τα τροποσφαιρικά αερολύματα περιγράφονται ως εσωτερικά και εξωτερικά μείγματα 10 κυρίων συνιστωσών (κατηγοριών) αερολυμάτων, οι οποίες είναι αντιπροσωπευτικές για την ατμόσφαιρα και χαρακτηρίζονται από την κατανομή μεγέθους και τον εξαρτώμενο από το μήκος κύματος δείκτη διάθλασης (Koepke et al., 1997).

Για κάθε κατηγορία αερολυμάτων παρέχονται οι οπτικές ιδιότητες, δηλαδή ο συντελεστής εξασθένισης, ο συντελεστής σκέδασης και ο συντελεστής απορρόφησης, το οπτικό πάχος, η ανακλαστικότητα απλής σκέδασης, ο παράγοντας ασυμμετρίας, η ορατότητα και ο συντελεστής Ångström, σε 61 μήκη κύματος που εκτείνονται από 0.25 μm έως και 40 μm , για 8 καθορισμένες τιμές σχετικής υγρασίας (0, 50, 70, 80, 90, 95, 98 και 99%). Στη συνέχεια, οι τιμές αυτές είναι δυνατόν να αναχθούν σε πραγματικές (επικρατούσες) τιμές σχετικής υγρασίας για τον προσδιορισμό ρεαλιστικών τιμών $AOD \omega_{aer} g_{aer}$, όπως επεξηγείται από τους Hatzianastassiou et al. (2004a, 2007a,b).

Σήμερα διαδραματίζει σημαντικό ρόλο στην μελέτη των ιδιοτήτων των αερολυμάτων, τόσο σε πλανητική κλίμακα όσο και σε επιμέρους περιοχές του πλανήτη, αλλά και στη μελέτη της επίδρασής τους στο ενεργειακό ισοζύγιο και το κλίμα του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας, η προσπάθεια της NASA με την κατασκευή των φασματικών ραδιομέτρων MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), τα οποία έχουν τοποθετηθεί σε

τροχιά γύρω από την Γη στις πλατφόρμες των δορυφόρων Terra και Aqua (Kaufman et al. 1997, 2002). Οι αλγόριθμοι μετατροπής και ανάκτησης των δεδομένων αερολυμάτων από το MODIS, είναι από τους πλέον εξελιγμένους και σύμφωνα με μια σειρά από συγκρίσεις με αντίστοιχα δεδομένα από επίγεια όργανα αναφοράς (AERONET), θεωρούνται από τα πλέον αξιόπιστα (Chu et al., 2002, Kaufman et al., 2002, Remer et al, 2002, 2007, Levy et al., 2007). Αυτό αποδείχθηκε και από , μελέτη η οποία πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια της Διδακτορικής Διατριβής (Papadimas et al., 2009), που αποσκοπούσε στην αξιολόγηση των δεδομένων οπτικού πάχους του MODIS, στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, μέσω των επίγειων δεδομένων του AERONET.

Σύμφωνα λοιπόν με τα προαναφερθέντα κριτήρια για τη συλλογή παραμέτρων των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων για την εισαγωγή τους στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, στην παρούσα μελέτη επιλέχθηκε να γίνει, χρήση δεδομένων από το MODIS και το GADS, καθώς και από επιλεγμένους Σταθμούς του Δικτύου AERONET, στα πλαίσια σύγκρισης και αξιολόγησής τους.

4.6.1. Δεδομένα MODIS

Τα ραδιόμετρα MODIS είναι τοποθετημένα στους δορυφόρους πολιτικής τροχιάς Terra και Aqua, στα πλαίσια του προγράμματος EOS (Earth Observing System) της NASA, σε απόσταση 705 Km από τη Γη και καλύπτουν όλη την επιφάνειά της σε περίπου μια ημέρα. Η γωνία σάρωσης είναι 110° και αντιστοιχεί σε γεωγραφικό εύρος 2330 Km. Οι δορυφόροι κινούνται σε αντίθετες τροχιές και διέρχονται από κάθε τόπο στις 10:30 UTC και 13:30 UTC. Τα όργανα MODIS πραγματοποιούν μετρήσεις σε 36 φασματικές ζώνες μεταξύ 0.415 και 14.235 μm και παρέχουν δεδομένα σε τρία επίπεδα χωρικής ανάλυσης: 250 m, 500 m και 1000 m (Kaufman et al, 1997 Remer et al, 2005, Levy et al., 2007), ανάλογα με την παράμετρο. Για την ανεύρεση ιδιοτήτων των αερολυμάτων χρησιμοποιούνται 7 κανάλια μεταξύ 0.47 και 2.13 μm . Χρησιμοποιούνται, επίσης δύο βασικοί αλγόριθμοι, ένας για την εξαγωγή δεδομένων πάνω από την ξηρά και ένας πάνω από την θάλασσα. Η αβεβαιότητα του οργάνου MODIS για την παράμετρο του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (AOD), είναι ίση με $0.05 \pm 0.2(\text{AOD})$ πάνω από ξηρά (Chu et al., 2002) και $\pm 0.03 \pm 0.05(\text{AOD})$ πάνω από θάλασσα (Remer et al., 2002)

Επισημαίνεται ότι, οι αλγόριθμοι ανάκτησης των παραμέτρων του MODIS, βελτιώνονται συνεχώς και μάλιστα με γρήγορους ρυθμούς, ώστε να επιτυγχάνουν το καλύτερο δυνατό αποτέλεσμα (Kaufman et al., 1997, 2000; Tanré et al., 1997; Levy et al., 2003; Remer et al., 2005; Levy et al., 2007). Η ερευνητική ομάδα του προγράμματος MODIS, γνωρίζοντας την αξία του εγχειρήματος της παροχής δορυφορικών φασματικών μετρήσεων για πλήθος παραμέτρων του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας, μέσα σε πολύ λίγο χρόνο από την έναρξη του προγράμματος έχει κατορθώσει να εξάγει δεδομένα εξαιρετικής ποιότητας, δουλεύοντας πάνω στην βελτίωση των αλγορίθμων ανάκτησης δεδομένων.

Σήμερα, τα δεδομένα αερολυμάτων εξάγονται από τον αλγόριθμο V.5.2 (δεδομένα Collection 5), ο οποίος αποτελεί εξέλιξη του προγενέστερου αλγορίθμου V.4.2 (Collection 4). Πληροφορίες σχετικά με την εξέλιξη των αλγορίθμων και με ό,τι έχει επιφέρει αυτό στη σημερινή έρευνα στο πεδίο των αερολυμάτων παρέχονται αναλυτικά στη μελέτη των Levy et al. (2007), σε πλανητική κλίμακα και στη μελέτη Papadimas et al. (2009), για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

Τα δεδομένα MODIS παρέχονται από τη NASA, κατόπιν επεξεργασίας σε τρία στάδια (Levels), στη διάρκεια των οποίων με την εφαρμογή κατάλληλων αλγορίθμων εξάγονται παράμετροι διαφορετικής ποιοτικής και χωρικής ανάλυσης (Remer et al., 2005). Τα δεδομένα αερολυμάτων MODIS που χρησιμοποιούνται στην παρούσα μελέτη είναι Level 2 και Level-3.

Στο τρίτο επίπεδο επεξεργασίας (Level-3) και για την περίπτωση των ατμοσφαιρικών παραμέτρων (MOD08), τα δεδομένα εξάγονται μεσοποιημένα σε μηνιαία, εβδομαδιαία και ημερήσια βάση. Επίσης, τα δεδομένα στην περίπτωση αυτή έχουν μεσοποιηθεί και χωρικά μέσω ακριβούς και αντικειμενικής στατιστικής επεξεργασίας σε πλέγμα ($1^\circ \times 1^\circ$) γεωγραφικού μήκους και πλάτους. Έτσι, για κάθε ατμοσφαιρική παράμετρο και για κάθε χρονική περίοδο (μήνας, εβδομάδα, ημέρα) υπάρχουν πλεγματικά δεδομένα σε πλανητική κλίμακα. Τα ημερήσια δεδομένα αποτελούνται από 80 περίπου ατμοσφαιρικές παραμέτρους τα οποία μαζί με τα στατιστικά στοιχεία για κάθε παράμετρο φτάνουν τα 600 διαφορετικά είδη πληροφορίας για κάθε ημέρα.

Βάσει της διαθέσιμης πληροφορίας από τη βάση δεδομένων MODIS και με δεδομένους τους στόχους της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής, κρίθηκε αναγκαία η χρήση ημερήσιων και μηνιαίων τιμών παραμέτρων αερολυμάτων. Για το σκοπό αυτό έγινε κτήση όλων των διαθέσιμων οκτώ (8) ετών ημερήσιων και μηνιαίων δεδομένων από τη βάση δεδομένων MODIS για την περίοδο 1 Μαρτίου 2000 έως 31 Δεκεμβρίου 2007 σε παγκόσμια κλίμακα. Επισημαίνεται ότι τα δεδομένα αυτά υπερκαλύπτουν τις ανάγκες της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής τόσο σε χρονικό όσο και σε χωρικό επίπεδο και η χρήση και ανάλυσή τους πραγματοποιήθηκε (και θα πραγματοποιηθεί στο μέλλον) πέραν των γεωγραφικών ορίων της υπό μελέτη περιοχής, δηλαδή της ευρύτερης λεκάνης της Μεσογείου.

Η κτήση των παραπάνω δεδομένων έγινε διαδικτυακά από το Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center Distributed Active Archive Center (GES DISC DAAC) των ΗΠΑ. Επισημαίνεται ακόμη ότι ο όγκος των δεδομένων MODIS φτάνει τα 2.5 TB. Η ανάγνωση, αποκωδικοποίηση, ταξινόμηση και επεξεργασία του μεγάλου αυτού όγκου δεδομένων αποτέλεσε μια απαιτητική και χρονοβόρα διεργασία που επιτελέστηκε στο πρώτο στάδιο της Διδακτορικής Διατριβής. Ως εκ τούτου, δημιουργήθηκε ως προϊόν της Διατριβής μια πλήρης βάση δεδομένων ατμοσφαιρικών και επίγειων παραμέτρων μαζί με τους αντίστοιχους αλγόριθμους πρόσβασης και ανάλυσης τους (κώδικες σε περιβάλλον Fortran, C++, IDL και Matlab).

4.6.2. Δεδομένα αερολυμάτων εισαγωγής στο μοντέλο

Για τις ανάγκες του φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας από τα δεδομένα του MODIS, χρησιμοποιήθηκαν τελικά μέσες μηνιαίες τιμές πλέγματος ($1^\circ \times 1^\circ$), για τις παρακάτω παραμέτρους αερολυμάτων (έκδοση Collection 5): οπτικό πάχος αερολυμάτων (AOD) και παράγοντα ασυμμετρίας, g_{aer} στα διαθέσιμα μήκη κύματος από το MODIS, δηλαδή στα 0.47, 0.55, 0.66, 0.87, 1.24, 1.64, και 2.13 μm . Σε ότι αφορά στην ανακλαστικότητα απλής σκέδασης των αερολυμάτων, ω_{aer} , τέτοιου είδους δεδομένα δε διατίθενται από το MODIS. Επίσης, δεν είναι διαθέσιμα από το MODIS και δεδομένα AOD και g_{aer} , για τα μήκη κύματος άνω των 2.13 μm . Στις περιπτώσεις αυτές, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα GADS τα οποία όπως έχει προαναφερθεί είναι διαθέσιμα σε 61 μήκη κύματος από 0.25 μm έως και 40 μm

Όπως είναι κατανοητό, από όλα όσα έχουν προαναφερθεί ως τώρα στην παρούσα Διατριβή υπήρξε αποφασιστικής σημασίας η κατασκευή μιας σειράς αλγορίθμων για τον υπολογισμό και την εισαγωγή στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας όλων των απαραίτητων φασματικών δεδομένων των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων.

Το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας απαιτεί για τον υπολογισμό των ροών ακτινοβολίας και της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο υπεριώδες-ορατό και στο κοντινό υπέρυθρο φασματικά δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων στα μήκη κύματος των παραπάνω περιοχών. Το GADS παρέχει φασματικά δεδομένα όμως αυτά βασίζονται σε κλιματολογικές τιμές. Τις τιμές αυτές όπως προαναφέρθηκε, ανάγουμε στο χρόνο κάνοντας χρήση δεδομένων reanalysis για την ατμοσφαιρική υγρασία. Να αναφέρουμε σε αυτό το

σημείο ότι εξαιτίας του γεγονότος ότι οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων είναι ιδιαίτερα ευαίσθητες στην ατμοσφαιρική σχετική υγρασία (Hale and Querry, 1973; Hänel, 1976; Hänel and Zankl, 1979; Pruppacher and Klett 1997; Hatzianastassiou et al., 2004a), οι παρεχόμενες από το GADS οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, υπολογίζονται εκ νέου για τις επικρατούσες τιμές της σχετικής υγρασίας μέσα στο στρώμα των αερολυμάτων, με ρεαλιστικό τρόπο, ο οποίος περιγράφεται αναλυτικά από τους Hatzianastassiou et al. (2004a). Με τον τρόπο αυτό, επιτυγχάνεται η δημιουργία διαχρονικών ρεαλιστικών δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων.

Ρεαλιστική χρονική μεταβολή των ιδιοτήτων των αερολυμάτων είναι δυνατή, όπως προαναφέρθηκε, από το MODIS εκεί όμως υπάρχουν περιορισμοί στη φασματική κάλυψη, δεδομένου ότι τα δεδομένα MODIS είναι διαθέσιμα πάνω από την ξηρά έως τα 660 nm και πάνω από τη θάλασσα έως τα 2130nm.

Με βάση τα παραπάνω, τα φασματικά δεδομένα οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, που εισάγονται στο μοντέλο, συνθέτονται όπως περιγράφεται στη συνέχεια.

4.6.3. Σύνθεση φασματικών δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων για το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας.

Ο Πίνακας 4.1 παρέχει τα μήκη κύματος για τα οποία είναι απαραίτητες για το μοντέλο οι οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων. Το MODIS παρέχει, όπως έχει αναφερθεί, δεδομένα AOD, g_{aer} στα μήκη κύματος 0.47, 0.5, 0.66 μm πάνω από την ξηρά και στα μήκη κύματος 0.47, 0.55, 0.66, 0.87, 1.24, 1.64, και 2.13 μm πάνω από θάλασσα. Με μια σειρά από δοκιμές και ελέγχους με μεθόδους παρεμβολής (interpolation) και προεκβολής (extrapolation) δημιουργήθηκε για κάθε πλεγματικό σημείο και για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης μας, μια σειρά δεδομένων οπτικού πάχους και παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων από το MODIS για τα μήκη κύματος του Πίνακα 4.1. Συγκεκριμένα, με τη μέθοδο αυτή δημιουργήθηκαν τελικά δεδομένα MODIS για τα μήκη κύματος από 0.25 έως 0.80 μm πάνω από τη ξηρά και για τα μήκη κύματος από 0.25 έως 2.13 μm πάνω από θάλασσα.

Για τον παράγοντα ανακλαστικότητας απλής σκέδασης, ω_{aer} , έγινε χρήση δεδομένων του GADS, καθώς το MODIS δεν παρέχει τέτοιου είδους δεδομένα. Ωστόσο και για αυτά τα δεδομένα εφαρμόστηκαν μέθοδοι παρεμβολής και προεκβολής για να ικανοποιηθεί η φασματική δομή του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας.

Τελικά, για τις ανάγκες της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής έγινε χρήση όλων των διαθέσιμων δεδομένων αερολυμάτων MODIS (AOD, g_{aer}), σύμφωνα με τον Πίνακα 4.2. Επισημαίνεται ότι, η απαραίτητη πληροφορία για το χαρακτηρισμό κάθε κυψελίδας σε τύπο, ξηράς (land), θάλασσας (ocean) και ξηράς και θάλασσας (coast), ελήφθη από το ISCCP-D2.

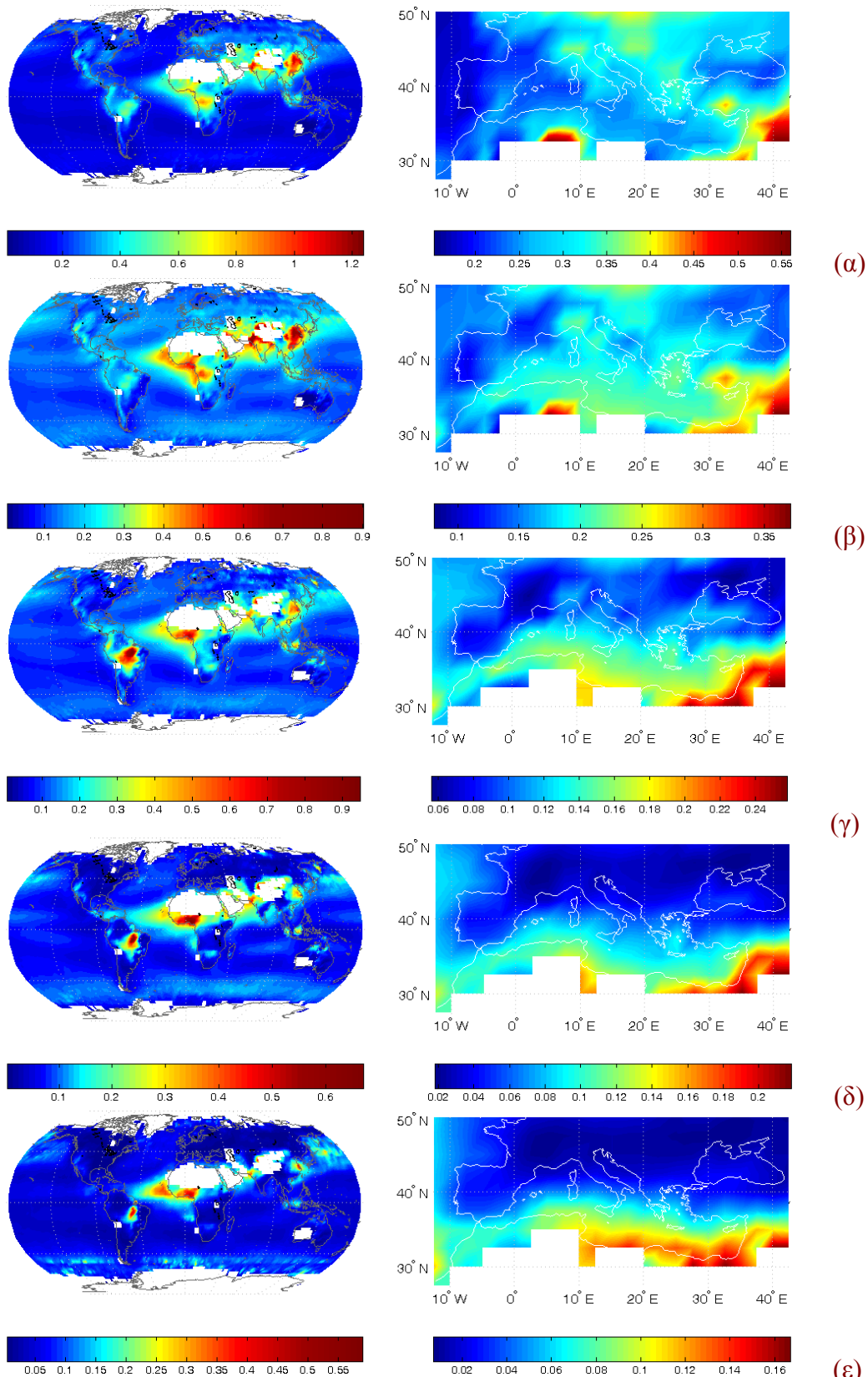
Πίνακας 4.1 Μήκη κύματος για τα οποία το μοντέλο κάνει χρήση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων.

a/a	Μήκος κύματος (μm)	a/a	Μήκος κύματος (μm)
1	0.25	20	3.20
2	0.35	21	3.39
3	0.375	22	3.50
4	0.400	23	3.75
5	0.500	24	4.00
6	0.550	25	4.50
7	0.600	26	5.00
8	0.650	27	5.50
9	0.700	28	6.00
10	0.750	29	6.20
11	0.800	30	6.50
12	0.900	31	7.20
13	1.000	32	7.90
14	1.250	33	8.20
15	1.500	34	8.50
16	1.750	35	8.70
17	2.000	36	9.00
18	2.500	37	9.20
19	3.000	38	9.50

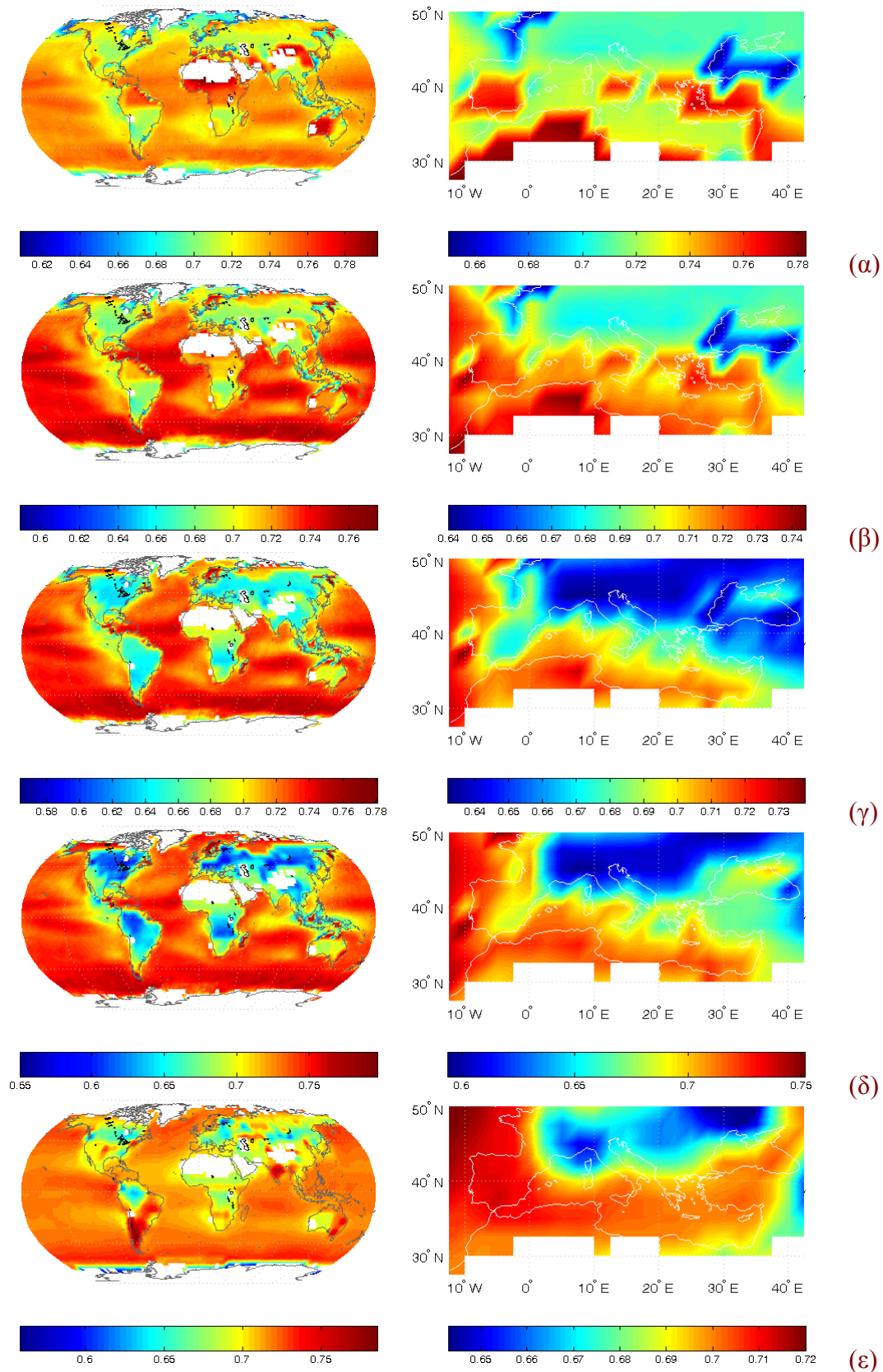
Πίνακας 4.2. Φασματικές περιοχές χρήσης δεδομένων αερολυμάτων από το MODIS και το GADS για ξηρά (Land), θάλασσα (Ocean) και ξηρά και θάλασσα (Coast).

Μήκος κύματος (μm)	Land	Ocean	Coast
0.25 ≤ μ.κ. ≤ 0.80	MODIS	MODIS	(Land+Ocean)/2
0.80 < μ.κ. ≤ 2.130	GADS	MODIS	(Land+Ocean)/2
2.13 < μ.κ. ≤ 9.50	GADS	GADS	GADS

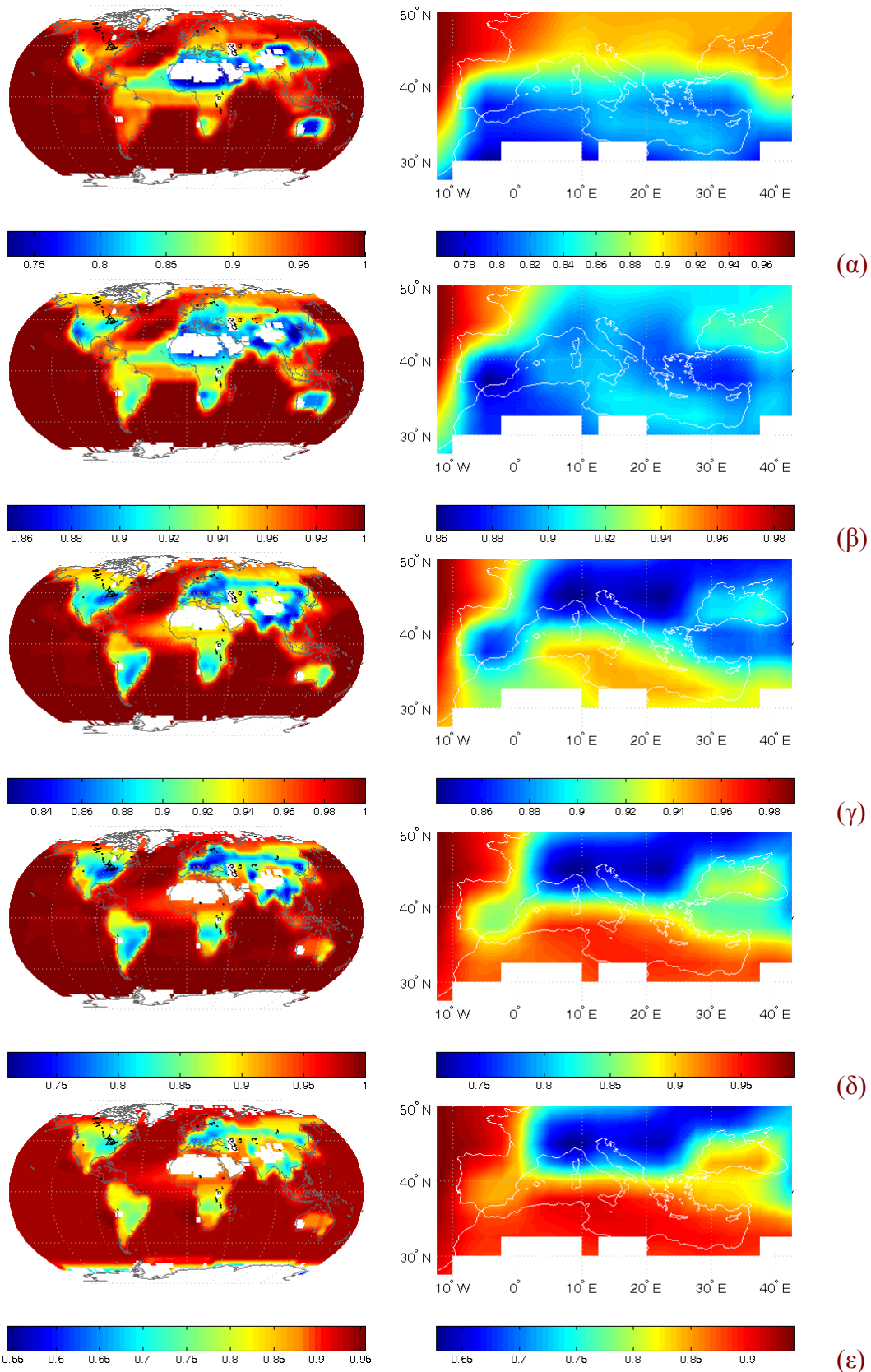
Στο Σχήμα 4.2.1 παρουσιάζονται οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων μηνιαίων τιμών (μεσοποιημένων για την περίοδο 2000-2007) του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, όπως αυτό υπολογίζεται από το μοντέλο με τη μέθοδο που προαναφέρθηκε, για πέντε (5) χαρακτηριστικά μήκη κύματος τα οποία καλύπτουν την υπεριώδη, ορατή και κοντινή υπέρυθη περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας 0.35, 0.55, 0.90, 1.75 και 3.5μm. Οι παραπάνω κατανομές παρέχονται τόσο σε πλανητική κλίμακα όσο και για την περιοχή μελέτης δηλαδή για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Οι λευκές περιοχές στις γεωγραφικές κατανομές υποδηλώνουν την απουσία τιμών λόγω έλλειψης αρχικών δεδομένων. Για την αντικειμενικότητα των αποτελεσμάτων σε όλη την διαδικασία ανάλυσης και επεξεργασίας των δεδομένων στην παρούσα εργασία και κυρίως στην στατιστική ανάλυση (υπολογισμός μέσων τιμών, τυπικές αποκλίσεις, εύρεση τάσεων γραμμικής παρεμβολής) των αποτελεσμάτων εφαρμόστηκαν συγκεκριμένα κριτήρια (φίλτρα). Συγκεκριμένα, μετά από ελέγχους με μια σειρά από κριτήρια και τρόπους εφαρμογής τους στα δεδομένα θεωρήθηκε σκόπιμο για μια χρονοσειρά μηνιαίων τιμών μιας



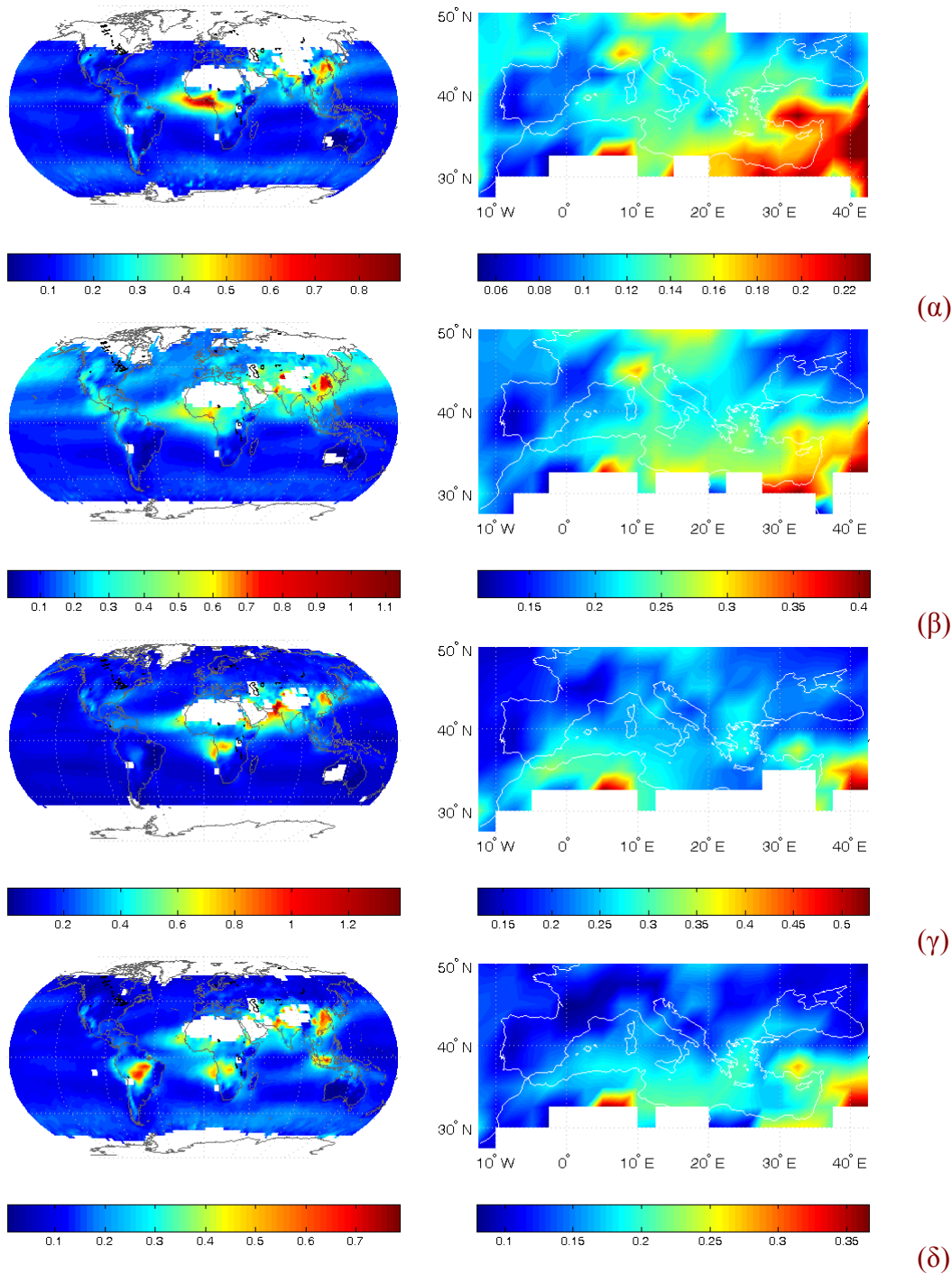
Σχήμα 4.2.1 Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων μηνιαίων τιμών του οπτικού βάθους (AOD) των αερολυμάτων στα $0.35\mu\text{m}$ (α), $0.55\mu\text{m}$ (β), $0.90\mu\text{m}$ (γ), $1.75\mu\text{m}$ (δ) και $3.5\mu\text{m}$ (ε) (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο 2000-2007).



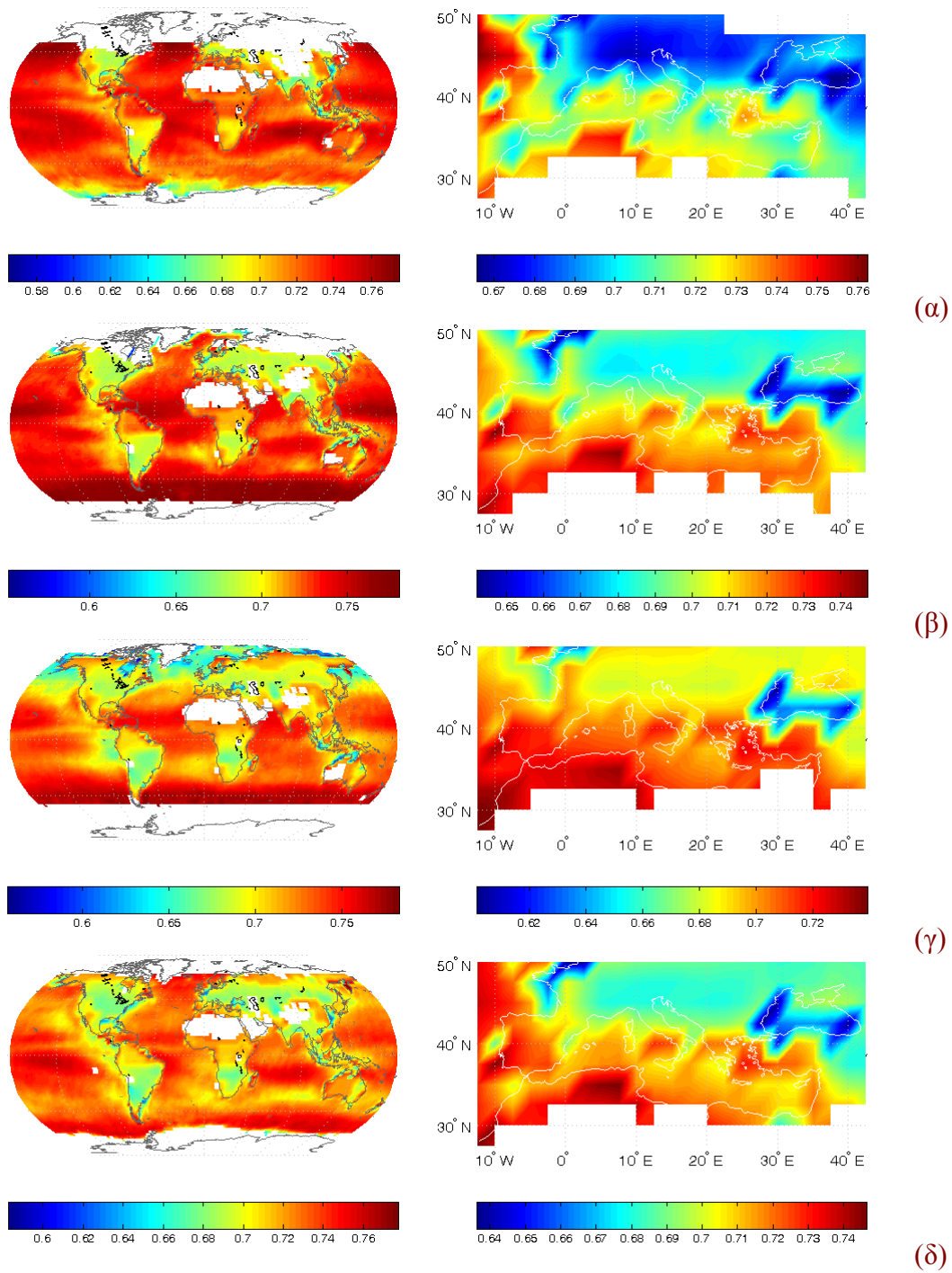
Σχήμα 4.2.2. Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων μηνιαίων τιμών του παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων (g_{aer}) στα 0.35μm (α), 0.55μm (β), 0.90μm (γ), 1.75μm (δ) και 3.5μm (ε) (μεσοποιημένες τιμες για την περίοδο 2000-2007).



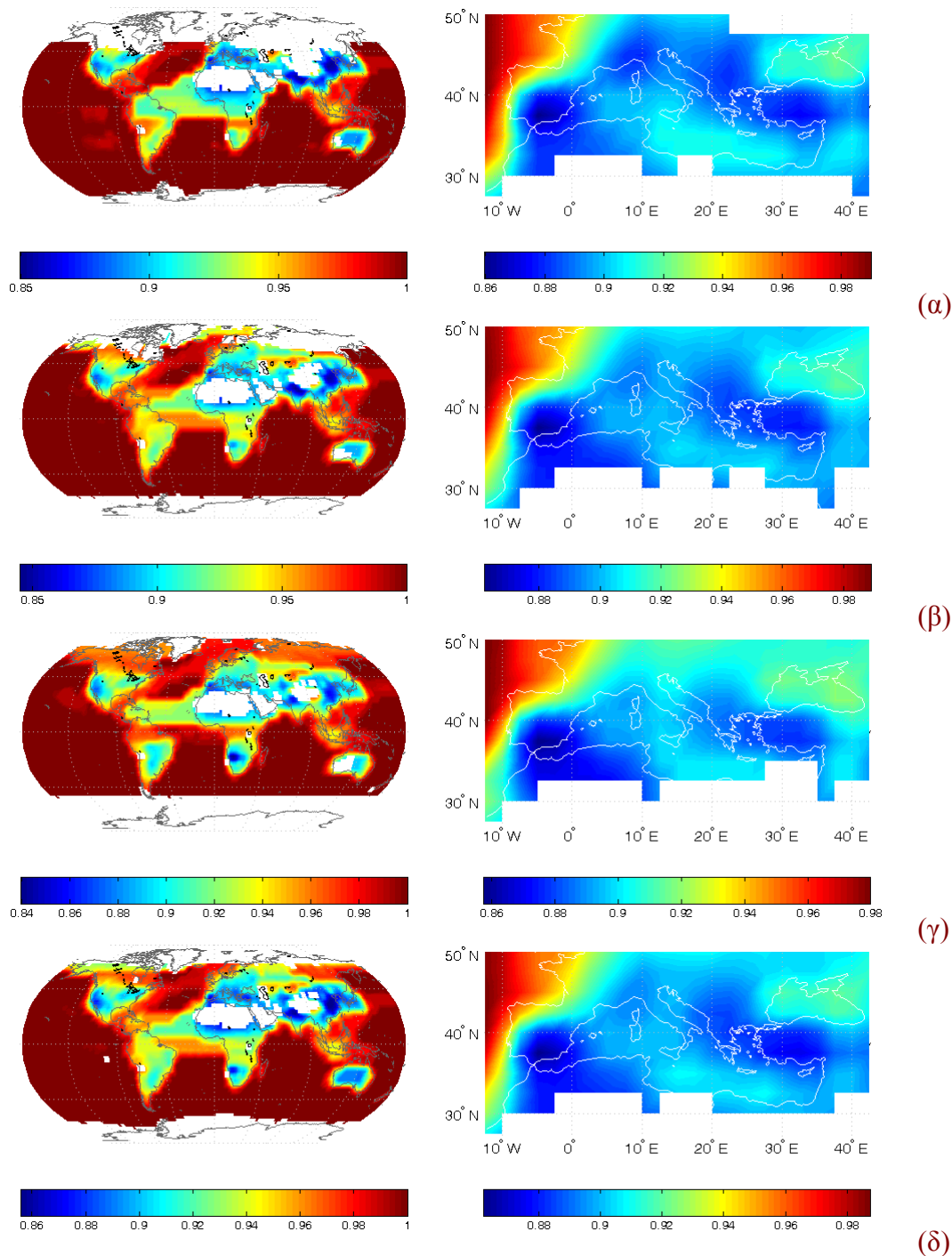
Σχήμα 4.2.3 Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων μηνιαίων τιμών της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων (ω_{aer}) στα $0.35\mu\text{m}$ (α), $0.55\mu\text{m}$ (β), $0.90\mu\text{m}$ (γ), $1.75\mu\text{m}$ (δ) και $3.5\mu\text{m}$ (ε) (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο 2000-2007).



Σχήμα 4.2.4 Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων εποχικών τιμών (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο 2000-2007) του οπτικού πάχους των αερολυμάτων (AOD) στα 0.55 μm για τις εποχές (α) του χειμώνα, (β) της άνοιξης, (γ) του θέρους και (δ) του φθινόπωρου.



Σχήμα 4.2.5 Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων εποχικών τιμών (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο 2000-2007) του παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων (g_{aer}), στα $0.55 \mu\text{m}$ για τις εποχές (α) του χειμώνα, (β) της άνοιξης, (γ) του θέρους και (δ) του φθινοπώρου.



Σχήμα 4.2.6 Πλανητική και περιοχική (για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου) κατανομή των μέσων εποχικών τιμών (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο 2000-2007) της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων (ω_{aer}), στα $0.55 \mu\text{m}$ για τις εποχές (α) του χειμώνα, (β) της άνοιξης, (γ) του θέρους και (δ) του φθινόπωρου.

παραμέτρου ότι πρέπει η χρονοσειρά αυτή να αποτελείται από τιμές οι οποίες καλύπτουν τουλάχιστον το 50% του συνόλου των χρονικών σημείων (μηνών) της. Επισημαίνεται ότι όλα τα δεδομένα (εκτός αυτών από πού προέρχονται από reanalysis, τα οποία εκ των πραγμάτων δεν έχουν ελλείπουσες τιμές) τα οποία εισάγονται στο μοντέλο και καλύπτουν το κριτήριο του 50% παρουσιάζουν μια ομοιόμορφη συνέχεια στον χρόνο. Κατ'αυτόν το τρόπο, αποφεύγεται η περίπτωση, για παράδειγμα, η μέση τιμή μιας

χρονοσειράς να έχει εξαχθεί από τιμές που προέρχονται μόνον από μια συγκεκριμένη περίοδο του έτους. Επίσης, τα παραπάνω κριτήρια εφαρμόστηκαν στην περίπτωση μεσοποιήσεων για τον υπολογισμό μέσων εποχικών και ετήσιων τιμών από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές.

Στα Σχήματα 4.2.2 και 4.2.3, παρουσιάζονται οι αντίστοιχες πλανητικές και περιοχικές (περιοχή μελέτης) κατανομές των μέσων τιμών (2000-2007) για τις υπόλοιπες οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων, δηλαδή του παράγοντα ασυμμετρίας g_{aer} και της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης ω_{aer} , των αερολυμάτων.

Για την περίπτωση του ορατού μήκους κύματος στα $0.55\mu m$, παρουσιάζονται και οι εποχικές γεωγραφικές κατανομές για τις παραμέτρους AOD (Σχήμα 4.2.4), g_{aer} (Σχήμα 4.2.5) και ω_{aer} (Σχήμα 4.2.6). Οι μήνες της κάθε εποχής που θεωρήθηκαν στις μεσοποιήσεις είναι οι ακόλουθοι: Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (για το χειμώνα του Βορείου Ημισφαιρίου), Μάρτιος-Απρίλιος-Μάιος (για την άνοιξη), Ιούνιος, Ιούλιος, Αύγουστος (για το θέρος), Σεπτέμβριος, Οκτώβριος, Νοέμβριος (για το φθινόπωρο).

Κεφάλαιο 5^ο

Οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

Όπως προαναφέρθηκε, στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή, χρησιμοποιήθηκαν κυρίως δεδομένα αερολυμάτων του MODIS. Τα δεδομένα αυτά, κατά τη χρονική διάρκεια κτήσης και χρήσης τους (2006-2007), αλλά ακόμη και τώρα, βρίσκονται στο στάδιο αξιολόγησής τους τόσο από τη NASA όσο και από άλλους ερευνητές παγκοσμίως. Έως τώρα έχει δημοσιευθεί μια σειρά από εργασίες για αυτόν το σκοπό (π.χ. Chu et al., 2002; Xia et al., 2004; Levy et al., 2005; Ichoku et al., 2002; Remer et al., 2001, 2005). Η αξιολόγηση πραγματοποιείται κυρίως για την παράμετρο του οπτικού βάρους των αερολυμάτων, δεδομένης της ιδιαίτερης σημασίας του για τον κλιματικό ρόλο των αερολυμάτων, μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις από το δίκτυο Σταθμών του AERONET. Οι περισσότερες από τις παραπάνω μελέτες διαπίστωσαν μια υπερεκτίμηση του οπτικού βάρους από το MODIS στις μικρές τιμές (AOD <0.5) και μια υποεκτίμηση στις μεγάλες τιμές (AOD >0.5). Οι μεγαλύτερες διαφορές βρέθηκαν σε περιοχές πάνω από ξηρά, κυρίως λόγω της μεγάλης αβεβαιότητας που παρουσιάζει η παράμετρος της ανακλαστικότητας του εδάφους (Kaufman et al., 2000; Chin et al., 2004). Μελέτες όπως των Tripathi et al. (2005) και των Santese et al. (2007a), ανέφεραν επίσης ότι σε περιοχές με αερολύματα ερημικής προέλευσης το MODIS υπερεκτιμούσε το φορτίο των αερολυμάτων.

Έχει ήδη αναφερθεί (παράγραφος 4.6), ότι η βάση δεδομένων του MODIS, διέθετε αρχικά δεδομένα αερολυμάτων τα οποία εξηγήθηκαν μέσω του αλγόριθμου μετατροπής V4.2.2 (C004, collection 4), ενώ στις αρχές του 2007 εξήχθει μια νέα σειρά δεδομένων αερολυμάτων βάση μίας νέας βελτιωμένης έκδοσης του αλγορίθμου, την V5.2 (C005, collection 5). Στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή, συλλέχθηκαν δεδομένα και από τις δύο παραπάνω εκδόσεις και έγινε προσπάθεια αξιολόγησής τους με δεδομένα από επίγειους Σταθμούς του δικτύου AERONET, για την περιοχή μελέτης μας, δηλαδή την ευρύτερη περιοχή της Λεκάνης της Μεσογείου. Η αξιολόγηση αυτή είχε ως σκοπό: (i) τη συμβολή στη γενικότερη προσπάθεια αξιολόγησης της πλέον σύγχρονης σειράς δορυφορικών δεδομένων, αυτής του MODIS για μια περιοχή που είναι από τις πλέον κατάλληλες, καθώς το καθεστώς των αερολυμάτων είναι μοναδικό από απόψεως χωροχρονικής μεταβλητότητας, (ii) τη διαμόρφωση τελικής εκτίμησης για την ποιότητα και τη χρήση των δεδομένων MODIS στο φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας για τον υπολογισμό της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία. Στη χρονική φάση της εκπόνησης της Διατριβής, η διαδικασία αξιολόγησης που υιοθετήθηκε ήταν μεγάλης σημασίας, καθώς δεν υπήρχαν δημοσιευμένες μελέτες σε διεθνή περιοδικά που να κάνουν λόγο για τις διαφορές των δεδομένων C005 και C004 του MODIS στην περιοχή μελέτης μας. Ταυτόχρονα, δόθηκε η δυνατότητα να μελετηθεί ενδελεχώς η χωρική και χρονική μεταβλητότητα των ιδιοτήτων των αερολυμάτων πάνω από τη λεκάνη της Μεσογείου σε πλήρη χωρική κάλυψη και για την περίοδο κάλυψης του MODIS, δηλαδή μετά το 2000.

Για την μελέτη αυτή έγινε χρήση ημερήσιων τιμών οπτικού βάρους αερολυμάτων σε επίπεδο πλέγματος $1^\circ \times 1^\circ$ (100 km x 100 km) στα 470, 550, 660, 870, 1240, 1640 και 2130 nm πάνω από ξηρά και θάλασσα για την περίοδο από 1-3-2000 έως και 28-2-2006 (6 πλήρη χρόνια), από τις σειρές collection 4 και collection 5 του MODIS. Επισημαίνεται ότι η βάση δεδομένων του MODIS παρέχει δεδομένα σε ημερήσια, εβδομαδιαία και μηνιαία βάση. Στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή έγινε χρήση των υψηλότερης χρονικής ανάλυσης ημερήσιων δεδομένων εφόσον σκοπός ήταν η αξιολόγηση των δεδομένων του MODIS μέσω συγκρίσεων με μετρήσεις από επίγειους Σταθμούς του Δικτύου AERONET, οι οποίες παρέχονται σε ημερήσια βάση.

Τα δεδομένα, για κάθε μία από τις παραμέτρους που μελετήθηκαν, αποτελούνται από 900 χρονοσειρές (μία για κάθε πλεγματο σημείο της περιοχής μελέτης). Η κάθε χρονοσειρά αποτελείται από 2191 ημερήσιες τιμές. Στον υπολογισμό των μέσων ετήσιων και εποχικών τιμών για κάθε πλεγματο σημείο εφαρμόστηκε ως κριτήριο οι ελλείπουσες τιμές να μην υπερβαίνουν το 50% του συνόλου. Το κριτήριο αυτό επιλέχθηκε μετά από μια σειρά ελέγχων αξιολόγησης αντίστοιχων κριτηρίων. Περιοχές με έντονη νεφοκάλυψη, αλλά και περιοχές με μεγάλη ανακλαστικότητα εδάφους, εμφάνισαν υψηλό αριθμό ελλειπουσών τιμών, ώστε κρίθηκε σκόπιμη η εφαρμογή του κριτηρίου για να εξασφαλισθεί αντικειμενικότητα και αξιοπιστία των αποτελεσμάτων της στατιστικής επεξεργασίας των δεδομένων..

5.1 Χωρική και χρονική διακύμανση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσογείου.

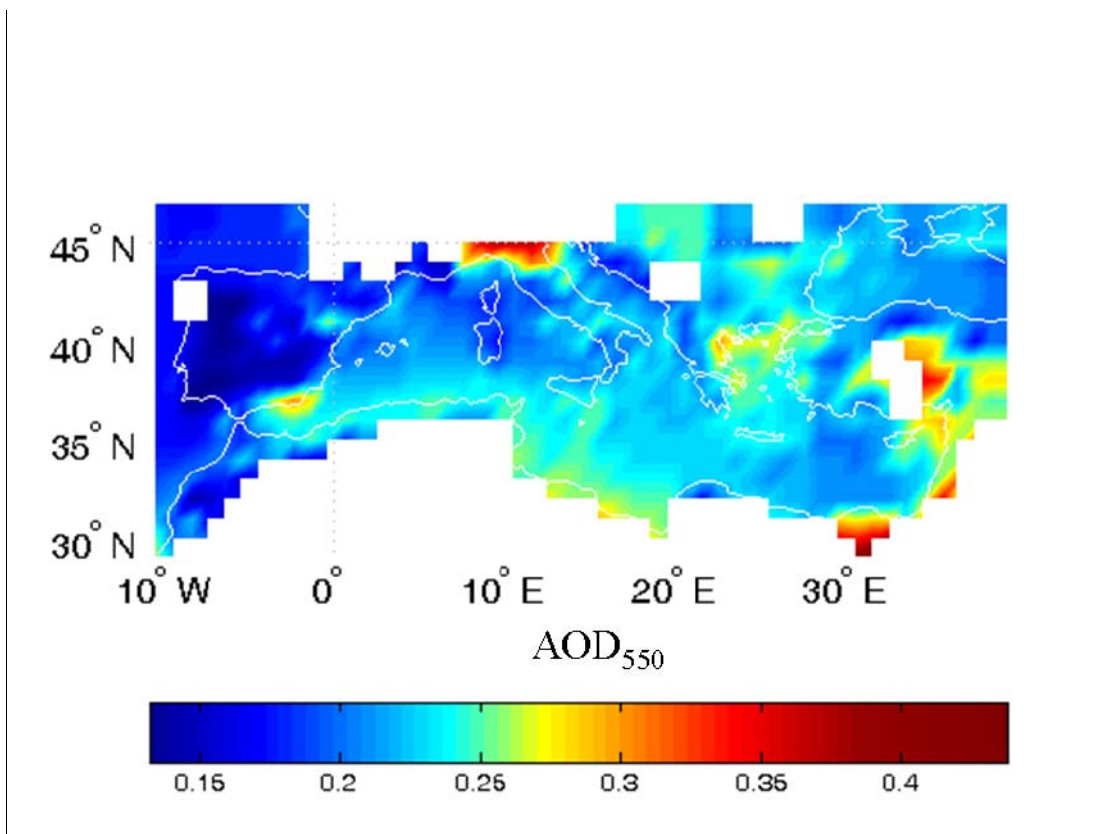
5.1.1 Μέση περιοχική κατάσταση

Για πρώτη φορά μελετήθηκε η μέση κατανομή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων με χρήση ημερήσιων δεδομένων MODIS μεγάλης χρονικής διάρκειας για την Μεσόγειο. Στο Σχήμα 5.1 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550nm (AOD_{550}) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, μεσοποιημένη για την περίοδο 2000-2006, βασισμένη στα δεδομένα MODIS collection 5. Παρατηρούνται υψηλές τιμές οπτικού βάθους (0.30-0.40) πάνω από περιοχές με έντονη ανθρωπογενή δραστηριότητα, όπως η βιομηχανική περιοχή της κοιλάδας του Πάδου στη Βόρεια Ιταλία και πάνω από μεγαλουπόλεις όπως η Αθήνα και το Κάιρο. Γενικότερα, παρατηρούνται υψηλότερες τιμές AOD_{550} πάνω από ηπειρωτικές σε σχέση με θαλάσσιες εκτάσεις. Ο ετήσιος κύκλος μεταφοράς σκόνης από τις έρημους της Β. Αφρικής και της μέσης Ανατολής επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό ολόκληρη την περιοχή της μεσογείου. Σε περιοχές όπως αυτές της βορείου Αφρικής και γενικά του νοτίου τμήματος της Μεσογείου γίνεται περισσότερο εμφανής η έντονη επίδραση αυτών των αερολυμάτων, με τις τιμές του οπτικού βάθους να ξεπερνούν το 0.3. Τα χαρακτηριστικά της κατανομής του Σχήματος 5.1 συμφωνούν γενικά με τα αποτελέσματα άλλων μελετών, που εξήχθησαν με τη χρήση επίγειων και δορυφορικών δεδομένων, όπως αυτών των Kaufman et al., 2002; Lelieveld et al., 2002; Jamet et al., 2004; Barnaba and Gobbi, 2004 και Sciarra et al., 2004. Ωστόσο, επισημαίνεται ότι οι προηγούμενες μελέτες είχαν περιορισμούς είτε γεωγραφικούς (μελέτες σε επίπεδο Σταθμού) είτε χρονικούς (περίοδος μελέτης 1-2 έτη), σε αντίθεση με την παρούσα.

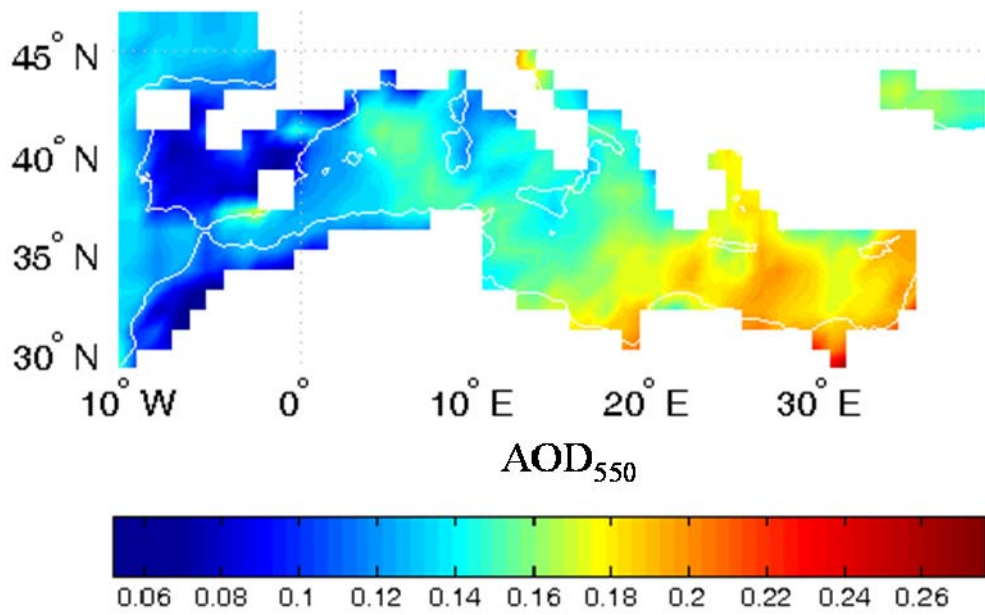
Η μέση περιοχική ετήσια τιμή του AOD_{550} για την υπό μελέτη περιοχή βρέθηκε ίση με 0.22 ± 0.07 (η τυπική απόκλιση αναφέρεται στην χρονική διακύμανση). Η τιμή αυτή είναι αρκετά μεγαλύτερη από την αντίστοιχη μέση πλανητική τιμή, η οποία είναι ίση με 0.12 ± 0.04 σύμφωνα με τους Ramanathan et al. (2001), 0.165 , σύμφωνα με τους Remer et al. (2008), αλλά και βάσει υπολογισμών που πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση δεδομένων MODIS σε πλανητική κλίμακα (0.16 ± 0.01), αντίστοιχων με αυτά των οποίων έγινε χρήση στους υπολογισμούς για την περιοχή μελέτης (Μεσόγειος). Η μεγάλη τιμή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην περιοχή της Μεσογείου, σε σχέση με τη μέση τιμή για τον πλανήτη, επιβεβαιώνει το συμπέρασμα των Lelieveld et al. (2002), ότι η Μεσόγειος αποτελεί μια από τις περιοχές με το μεγαλύτερο φορτίο αερολυμάτων πλανητικά. Η κατανομή του Σχήματος 5.1 αποδίδει με ρεαλιστικό τρόπο τη μέση κατάσταση του φορτίου των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, κάνοντας χρήση των πλέον πρόσφατων (collection 5) δεδομένων MODIS (Papadimas et al., 2008).

Στο Σχήμα 5.2, παρουσιάζονται αντίστοιχα με το Σχήμα 5.1 οι μέσες (2000-2006) γεωγραφικές κατανομές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων, μεσοποιημένες για κάθε εποχή του έτους ξεχωριστά. Εμφανίζονται μεγάλες τιμές στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης, στη δυτική Μεσόγειο κατά το θέρος και στην κεντρική

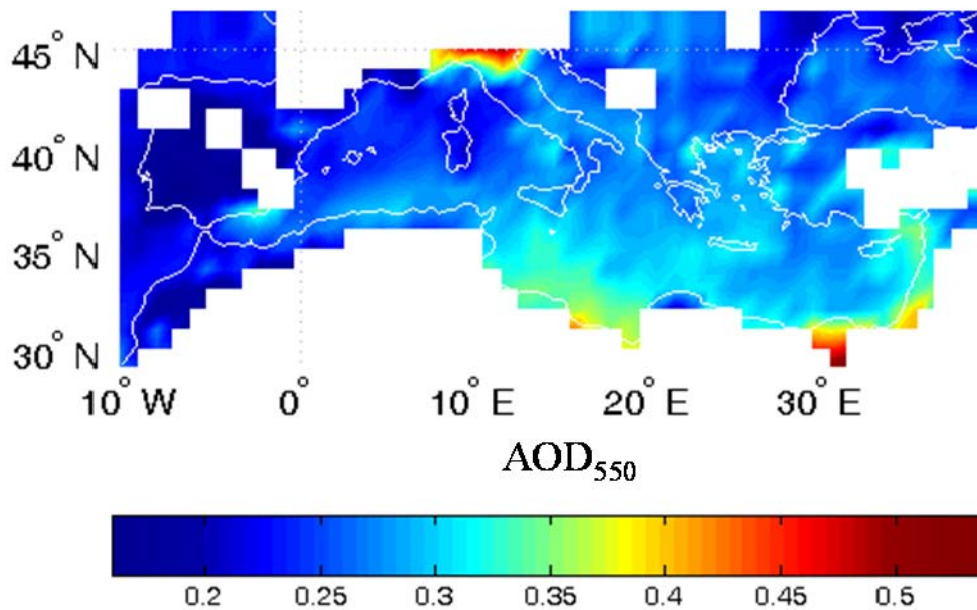
Μεσόγειο κατά το φθινόπωρο. Οι μέσες περιοχικές τιμές και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις του οπτικού βάθους είναι ίσες με 0.15 ± 0.03 , 0.27 ± 0.03 , 0.27 ± 0.03 και 0.20 ± 0.03 , για το χειμώνα (Δεκέμβριος-Ιανουάριος – Φεβρουάριος), την άνοιξη (Μάρτιος – Απρίλιος - Μάιος), το καλοκαίρι (Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος) και το φθινόπωρο (Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος), αντίστοιχα. Η έντονη εποχική διακύμανση των τιμών AOD στην περιοχή μελέτης αποκαλύπτει τη μεγάλη επίδραση της μεταφοράς αερολυμάτων ερημικής σκόνης από την Β. Αφρική και μέση Ανατολή κατά την περίοδο της Άνοιξης (και λιγότερο κατά την περίοδο του Θέρος), αλλά και το ρόλο της βροχόπτωσης και γενικότερα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, γεγονός που αποδεικνύεται από τις μειωμένες τιμές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων κατά την περίοδο του φθινοπώρου και του χειμώνα.



Σχήμα 5.1. Μεσοποιημένη (2000-2006) ετήσια κατανομή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm (AOD_{550}) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση ημερήσιων δορυφορικών δεδομένων MODIS C005. Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν σε πλεγματικά σημεία, για τα οποία τα δεδομένα ήταν ελλιπή σε ποσοστό άνω του 50% του συνόλου τους.

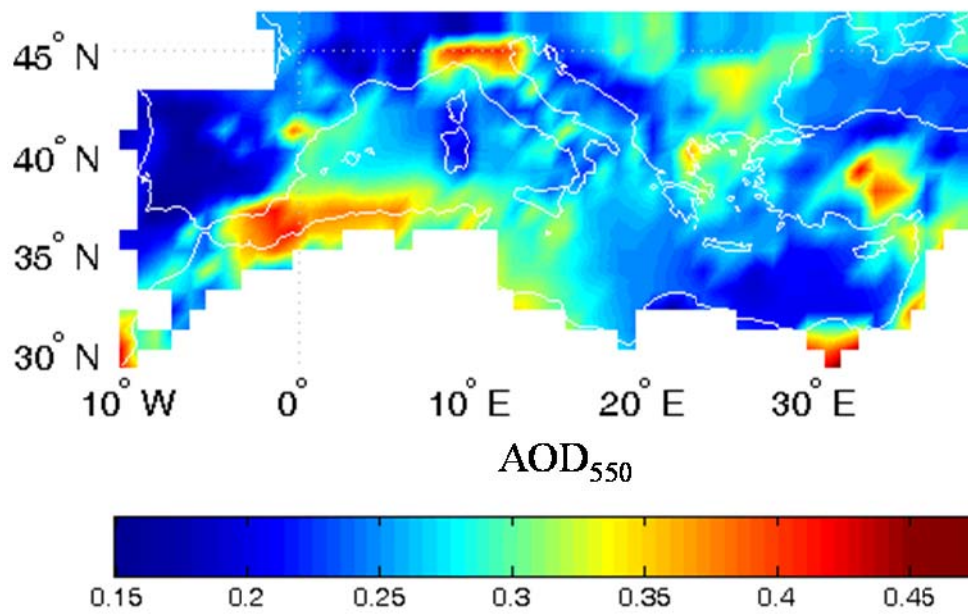


(α)

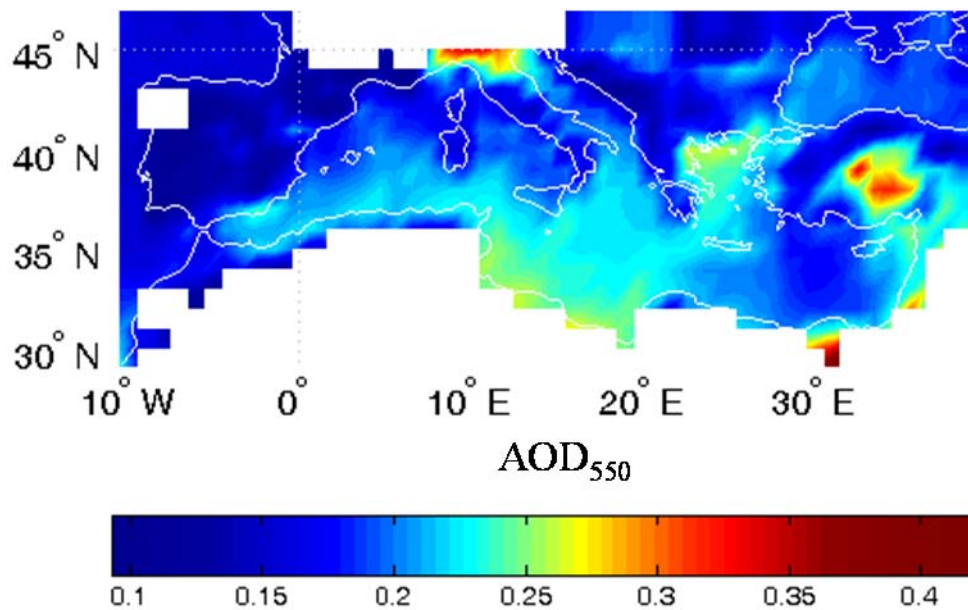


(β)

Σχήμα 5.2. Μεσοποιημένες (2000-2006) εποχικές κατανομές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm (AOD_{550}) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου για τον (α) χειμώνα (Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος), (β) άνοιξη (Μάρτιος, Απρίλιος, Μάιος), (γ) καλοκαίρι (Ιούνιος, Ιούλιος, Αύγουστος) και (δ) φθινόπωρο (Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος). Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση ημερήσιων δορυφορικών δεδομένων MODIS. Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν σε πλεγματικά σημεία για τα οποία τα δεδομένα ήταν ελλιπή σε ποσοστό άνω από το 50% του συνόλου τους.



(γ)



(δ)

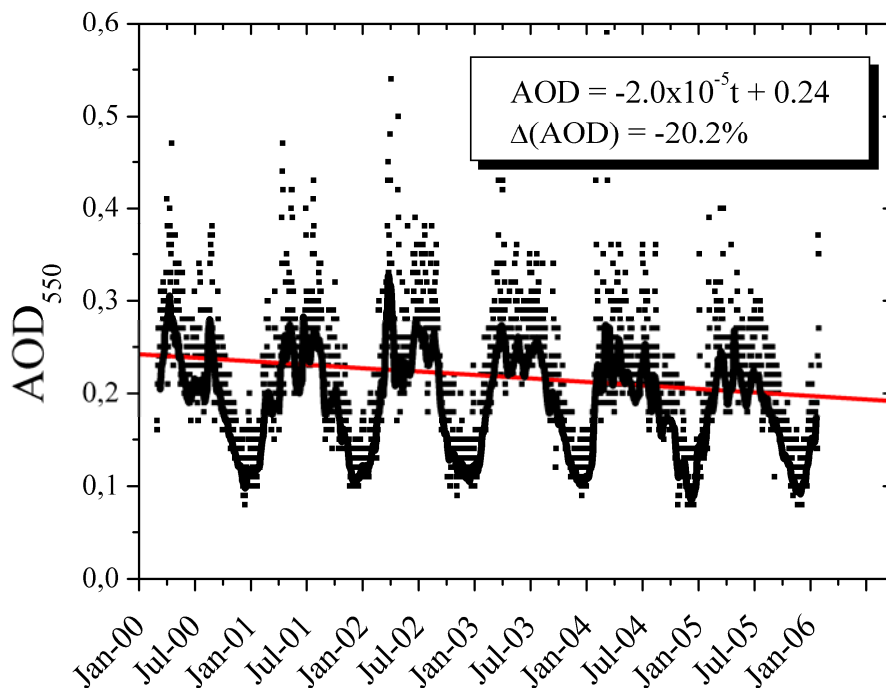
Σχήμα 5.2. Μεσοποιημένες (2000-2006) εποχικές κατανομές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm (AOD_{550}) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου για τον (α) χειμώνα (Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος), (β) άνοιξη (Μάρτιος, Απρίλιος, Μάιος), (γ) καλοκαίρι (Ιούνιος, Ιούλιος, Αύγουστος) και (δ) φθινόπωρο (Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος). Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση ημερήσιων δορυφορικών δεδομένων MODIS. Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν σε πλεγματικά σημεία για τα οποία τα δεδομένα ήταν ελλιπή σε ποσοστό άνω από το 50% του συνόλου τους.

5.1.2 Διαχρονική μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων

Η πλήρης χωρική κάλυψη που παρέχουν τα δεδομένα MODIS, μας επιτρέπει να εξετάσουμε τις χρονικές διακυμάνσεις του οπτικού βάθους των αερολυμάτων σε κάθε σημείο της περιοχής χωριστά αλλά και για το σύνολο της περιοχής μελέτης. Στο Σχήμα 5.3 παρουσιάζεται η χρονική μεταβολή της μέσης περιοχικής τιμής του οπτικού βάθους των αερολυμάτων για την βετή περίοδο από 1 Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006. Διακρίνονται τα δύο μέγιστα της ετήσιας κύμανσης, την άνοιξη και το καλοκαίρι, με τιμές περίπου 0.3-0.35, οι οποίες είναι υπερτριπλάσιες των ελάχιστων τιμών (περίπου 0.1) κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου. Τα μέγιστα της άνοιξης και του θέρους οφείλονται κυρίως στα υψηλά φορτία ερημικής σκόνης στην ανατολική και κεντρική Μεσόγειο τα οποία προέρχονται από τις περιοχές της βορείου Αφρικής κυρίως μεταφερόμενα υπό την παρουσία κυκλωνικών συστημάτων (Moulin et al., 1998). Κατά τη διάρκεια του χειμώνα, η βροχή αποτελεί βασικό παράγοντα ελάττωσης του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια. Αντίθετα, οι υψηλές τιμές του θέρους οφείλονται στην απουσία σημαντικών ποσών βροχόπτωσης εξαιτίας της αλλαγής πορείας (μετατόπισης προς το βορρά) των υφέσεων λόγω της μετατόπισης προς βορρά του αντικυκλώνα των Αζορών. Είναι σημαντικό ότι αποκαλύπτεται μια γραμμική τάση μείωσης του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης κατά την περίοδο 2000-2006, η οποία ελέγχθηκε με το τεστ Mann-Kendall και βρέθηκε να είναι στατιστικά σημαντική σε επίπεδο 95%. Η μείωση αυτή του οπτικού βάθους είναι ίση με 0.04 ή -20.2%, και είναι σημαντική για την περιοχή μελέτης η οποία αποτελεί μια κλιματολογικά ευαίσθητη περιοχή. Η μείωση αυτή βρίσκεται σε συμφωνία με μία γενικότερη τάση μείωσης του φορτίου των αερολυμάτων σχεδόν στις περισσότερες περιοχές του πλανήτη, εκτός από τις τροπικές περιοχές, που αναφέρθηκε από τους Mishchenko et al. (2007), βάσει έρευνας με χρήση δορυφορικών δεδομένων από το AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) και Kischa et al. (2007) με χρήση δεδομένων MODIS.

Η μελέτη των μεταβολών του φορτίου των αερολυμάτων αποτελεί βασικό σημείο έρευνας, καθώς ο ρόλος των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος γης – ατμόσφαιρας είναι σημαντικός (IPCC, 2007). Συγκεκριμένα, μια μείωση του φορτίου των αερολυμάτων είναι δυνατό να προκαλέσει αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης, με αποτέλεσμα την αύξηση της θερμοκρασίας. Επίσης, μεταβολές στο φορτίο των αερολυμάτων μπορούν να προκαλέσουν αλλαγές στις διεργασίες μικροφυσικής των νεφών (καθώς τα αερολύματα δρουν ως πυρήνες συμπύκνωσης των νεφών, Cloud Condensation Nuclei, CCN), με συνέπεια είτε αλλαγές στο ενεργειακό ισοζύγιο είτε μεταβολές στον υδρολογικό κύκλο (π.χ. βροχόπτωση).

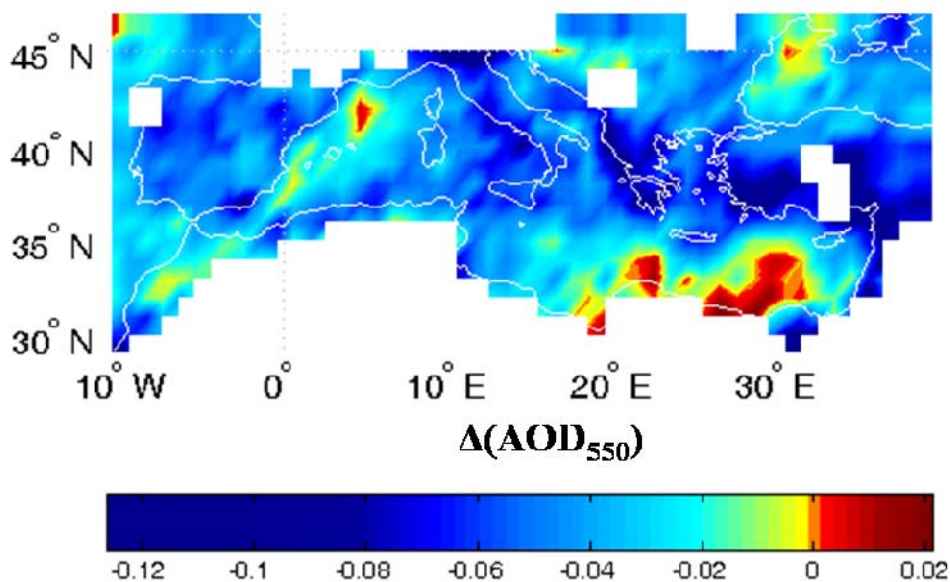
Επομένως, η μείωση του φορτίου των αερολυμάτων που παρατηρήθηκε στη λεκάνη της Μεσογείου αξίζει περαιτέρω διερεύνησης, ώστε να προσδιορισθούν οι πιθανές αιτίες της παραπάνω μεταβολής αλλά και να μελετηθούν τυχόν γεωγραφικές διαφοροποιήσεις μέσα στην περιοχή μελέτης.



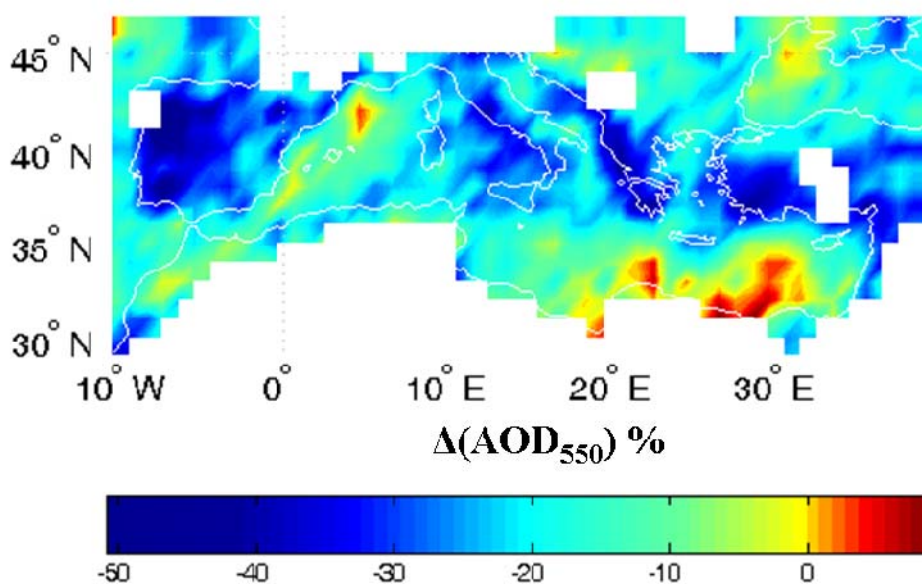
Σχήμα 5.3. Χρονοσειρά (2000-2006) μέσω ημερήσιων περιοχικών τιμών του AOD_{550} για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Με την έντονη μαύρη συνεχόμενη καμπύλη παρουσιάζεται ο κινητός μέσος όρος 21ημερών. Η κόκκινη γραμμή παρουσιάζει την γραμμική τάση μεταβολής της χρονοσειράς

Στο Σχήμα 5.4, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των μεταβολών του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm. Οι μεταβολές αυτές υπολογίστηκαν για καθένα από τα 900 πλεγματικά σημεία της περιοχής μελέτης, με την εφαρμογή της μεθόδου γραμμικής παρεμβολής στις αντίστοιχες χρονοσειρές των τιμών AOD_{550} . Παρουσιάζονται τόσο οι υπολογισθείσες απόλυτες μεταβολές (Σχ. 5.4.α) όσο και, οι σχετικές μεταβολές (Σχ.5.4.β). Προκύπτει ότι η γενική μείωση που εμφάνισε το φορτίο των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή (Σχήμα 5.3), δεν κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την περιοχή, αλλά κυρίως στα δυτικά τμήματα της Ιβηρικής, της Ιταλικής και της Βαλκανικής χερσονήσου (και στις παρακείμενες θαλάσσιες περιοχές τους), όπως επίσης και στα νότια της χερσονήσου της Ανατολίας. Η ποσοστιαία σχετική μείωση στις εν λόγω περιοχές, κυμαίνεται από -30% έως -50%, έχοντας τιμές που είναι ως και διπλάσιες από τη μέση περιοχική μείωση (-20.2%). Εμφανίζονται επίσης, περιοχές με μικρότερη μείωση (από -10 έως -30 %), καθώς επίσης και περιοχές που εμφανίζουν μικρή αύξηση του οπτικού βάθους (έως 10%). Οι τάσεις του Σχήματος 5.4 ελέγχθηκαν ως προς την στατιστική σημαντικότητα τους με τη χρήση του τεστ Mann-Kendal και βρέθηκαν να είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο 95%. Η περιοχή στην οποία εμφανίζεται η μικρή αύξηση του AOD βρίσκεται στην ανατολική Μεσόγειο, κοντά στα Αφρικανικά παράλια. Το φορτίο των αερολυμάτων στην περιοχή αυτή το συνθέτουν κυρίως αερολύματα ερημικής σκόνης, το οποίο αποδεικνύεται και από το αποτέλεσμα της ανάλυσης που πραγματοποιήθηκε με τη χρήση δεδομένων παράγοντα Angstrom MODIS για τα μήκη κύματος 470 και 660 nm ($a_{470-660}$). Συγκεκριμένα, η περιοχή με θετικές τιμές AOD του Σχ.

5.4 χαρακτηρίζεται από τιμές του $a_{470-660}$, μικρότερες του 0.7. Ένα σημαντικό επίσης εύρημα από την ανάλυση των τιμών του παράγοντα Angstrom, είναι η αύξηση (έως και 60%) των τιμών $a_{470-660}$ στην περιοχή της νότιο-ανατολικής Μεσογείου, γεγονός που υποδηλώνει ότι κατά τη διάρκεια της περιόδου 2000-2006 αυξήθηκε η συγκέντρωση των λεπτών υφής αερολυμάτων ανθρωπογενούς προέλευσης στην περιοχή μελέτης.



(α)

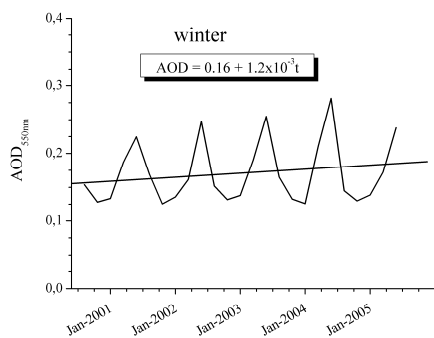


(β)

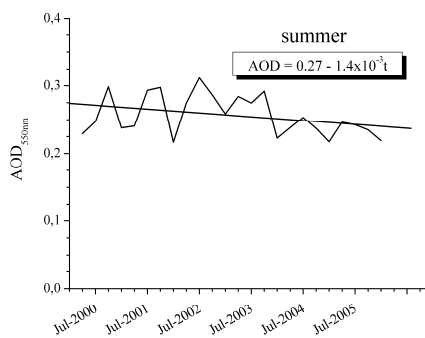
Σχήμα 5.4. Γεωγραφική κατανομή των μεταβολών (α) σε απόλυτες τιμές και (β) σε σχετικές ποσοστιαίες τιμές, του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550nm (AOD_{550}), στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο από τον Μάρτιο του 2000 έως το Φεβρουάριο του 2006.

5.1.2.α Ο ρόλος της βροχόπτωσης

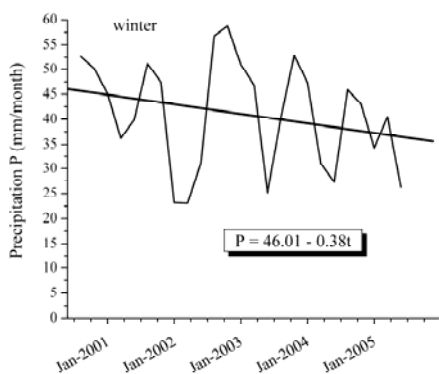
Στα πλαίσια της προσπάθειας διερεύνησης των παραγόντων που προκάλεσαν τη μείωση του φορτίου των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου υπολογίστηκε η αντίστοιχη μεταβολή της βροχής για την υπό μελέτη περίοδο. Η βροχή αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες απομάκρυνσης των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα μέσω της διαδικασίας της απόπλυσης (Gruppacher and Klett, 1997), επομένως τυχόν μεταβολές της στο επίμαχο διάστημα μελέτης είναι πιθανό να έχουν επηρεάσει το φορτίο των αερολυμάτων. Κάνοντας χρήση δεδομένων βροχόπτωσης από το NOAA NCEP NCAR (CDAS I), αλλά και αντίστοιχων δεδομένων από τη βάση Global Precipitation Climatology Project (GPCP) (Gruber and Levizzani 2006), διαπιστώθηκε μια αύξηση της βροχόπτωσης στην δετία 2000-2006 κατά 5.7%, σε μέση περιοχική βάση (Σχ. 5.6α). Επίσης, είναι σημαντικό ότι βρέθηκε αρκετά καλή συσχέτιση μεταξύ του AOD_{550} και της βροχόπτωσης (χρονοσειρές μέσω μηνιαίων περιοχικών τιμών, βλ. Σχήμα 5.6α) για την περίοδο μελέτης, με τον συντελεστή συσχέτισης να είναι ίσος με -0.58 . Το αρνητικό πρόσημο του συντελεστή συσχέτισης παρουσιάζει καθαρά την αρνητική σύνδεση της βροχόπτωσης με το φορτίο των αερολυμάτων. Για την καλύτερη κατανόηση του ρόλου της βροχόπτωσης, επαναλήφθηκε η ανάλυση σε επίπεδο διαχρονικής μεταβολής για το σύνολο της περιοχής μελέτης, αλλά αυτήν τη φορά σε μέση εποχική βάση για τις παραμέτρους AOD_{550} , και βροχόπτωσης.



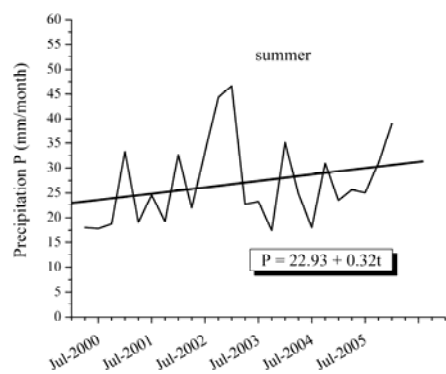
(i-α)



(i-β)



(ii-α)



(ii-β)

Σχήμα 5.5. Χρονοσειρές (2000-2006) των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών του οπτικού βάθους των αερολυμάτων (AOD_{550}) (i) και της βροχόπτωσης (ii), για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (α) για τη χειμερινή (Νοέμβριος έως Μάρτιο) και (β) για την θερινή (Ιούνιο με Σεπτέμβριο) περίοδο του έτους. Παρουσιάζονται επίσης και οι εξισώσεις της γραμμικής παρεμβολής των χρονοσειρών, όπως επίσης και οι αντίστοιχες ευθείες.

Στο Σχήμα 5.5 παρουσιάζεται η διαχρονική μεταβολή των μέσων περιοχικών τιμών του οπτικού βάθους αερολυμάτων και της βροχόπτωσης για την υγρή περίοδο του έτους,

δηλαδή το χειμώνα (Νοέμβριος με Μάρτιος), και την ξηρή περίοδο του έτους, δηλαδή το θέρος (Ιούνιος με Σεπτέμβριος). Όπως και το Σχήμα 5.2, εφαρμόστηκε η μέθοδος της γραμμικής παρεμβολής και υπολογίστηκαν οι μεταβολές για την περίοδο μελέτης (2000-2006). Κατά τη χειμερινή περίοδο, ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ AOD₅₅₀ και βροχόπτωσης υπολογίστηκε ίσος με -0.61, ενώ αντίθετα κατά την θερινή περίοδο ο συντελεστής βρέθηκε να έχει πολύ μικρή τιμή (-0.2). Κατά την περίοδο του θέρους στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, τα ποσά της βροχής είναι χαμηλά, οπότε η διακύμανση του φορτίου των αερολυμάτων (AOD) επηρεάζεται κυρίως από τις διαδικασίες εκπομπής των αερολυμάτων, καθώς επίσης και από τις διαδικασίες μεταφοράς των αερολυμάτων. Αντίθετα, κατά τη διάρκεια του χειμώνα, πέρα των εν λόγω παραγόντων, η βροχόπτωση αποτελεί καθοριστικό παράγοντα διαμόρφωσης των τιμών AOD. Η μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης κατά τη θερινή περίοδο υπολογίστηκε ίση με -14% (ή 0.04 σε απόλυτη τιμή), ενώ κατά τη χειμερινή περίοδο βρέθηκε ίση με +19% (ή 0,03 σε απόλυτη τιμή). Διαπιστώθηκαν δηλαδή διαφορετικές τάσεις μεταβολής τόσο του οπτικού βάθους των αερολυμάτων, όσο και της βροχόπτωσης, ανάμεσα στην υγρή και την ξηρή περίοδο του έτους. Στον Πίνακα 5.1 παρουσιάζονται οι υπολογισθείσες μεταβολές καθώς και οι συντελεστές συσχέτισης των παραμέτρων του οπτικού βάθους AOD₅₅₀ και της βροχής στην περιοχή μελέτης, για τη θερμή (ξηρή) και την ψυχρή (υγρή) θερινή και χειμερινή περίοδο, καθώς και για όλο το έτος.

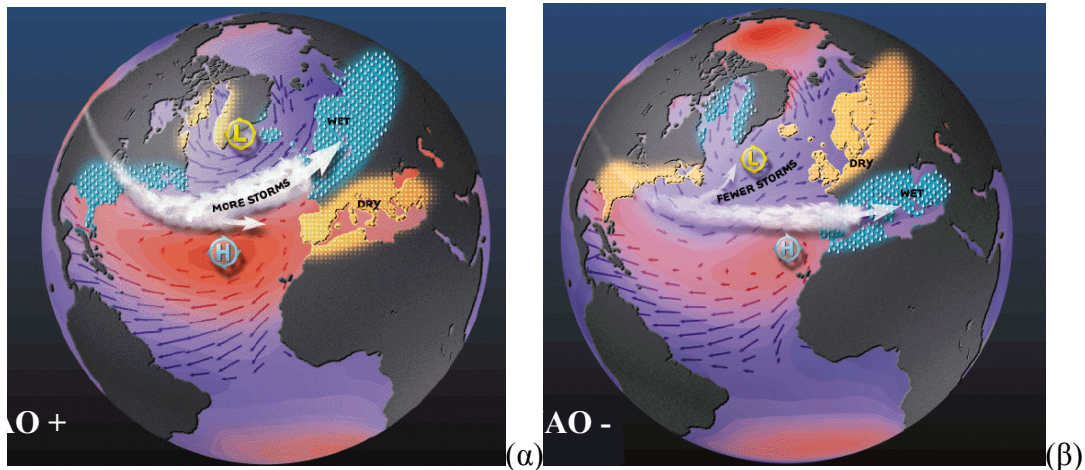
Πίνακας 5.1 Σχετικές μεταβολές και συντελεστές συσχέτισης των παραμέτρων του AOD₅₅₀ και της βροχής στην περιοχή μελέτης, για τη θερινή (Ιούνιος με Σεπτέμβριος) και χειμερινή (Νοέμβριος με Μάρτιος) περίοδο, καθώς και για όλο το έτος.

	<i>Χειμώνας</i>	<i>Θέρος</i>	<i>Έτος</i>
$\Delta(\text{AOD}_{550}) \%$	19.5	-13.6	-20.2
$\Delta(\text{βροχή}) \%$	-23.1	28.5	+5.7
$R_{\text{AOD-Βροχή}}$	-0.61	-0.15	-0.58

5.1.2.β Ο ρόλος της κύμανσης του βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation) και της βροχόπτωσης.

Είναι γνωστό ότι η κατάσταση της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας του Βορείου Ατλαντικού Ωκεανού επηρεάζει άμεσα την βροχόπτωση στην περιοχή της Μεσογείου. Η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην ευρύτερη περιοχή του βορείου Ατλαντικού προσδιορίζεται από τη γνωστή τηλεσύνδεση της κύμανσης του βορείου Ατλαντικού NAO (North Atlantic Oscillation, Hurrell, 1995). Η παραπάνω κυκλοφορία αποτελεί ρυθμιστικό παράγοντα της βροχόπτωσης στην νότια Ευρώπη και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (Hurrell and van Loon, 1997, Hurrell et al., 2006, Soriano et al., 2004, βλ. και Σχήμα 5.6).

Στα πλαίσια της έρευνας της Διδακτορικής Διατριβής διερευνήθηκε η σχέση του NAO με τις μεταβολές του φορτίου των αερολυμάτων, έτσι ώστε η δυνατότητα πρόγνωσης της κύμανσης του NAO να αποτελεί έναν δείκτη της επερχόμενης κατάστασης του φορτίου των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Στο παρελθόν, άλλοι ερευνητές (π.χ. Moulin et al., 1998), διερεύνησαν τη σχέση της κύμανσης NAO, με την μεταφορά ερημικής σκόνης από τη βόρειο Αφρική



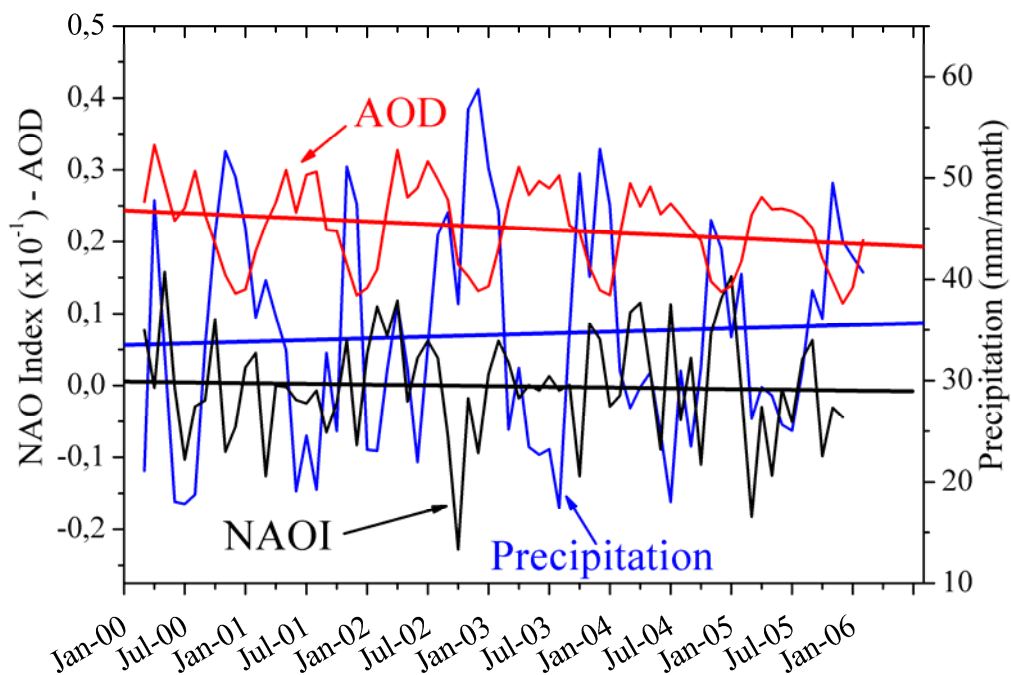
Σχήμα 5.6. Απεικόνιση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στην περιοχή της Ευρώπης και του βορείου Ατλαντικού υπό την επίδραση της θετικής (+) και της αρνητικής (-) φάσης της κύμανσης του βορείου Ατλαντικού (NAO). (Πηγή: <http://www.ldeo.columbia.edu/NAO> by Martin Visbeck)

στην περιοχή της Μεσογείου, και βρήκαν ότι υπήρχε άμεση σχέση. Στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή, κάνοντας χρήση δεδομένων του δείκτη NAO (NAOI) που ελήφθησαν από την κλιματολογική βάση δεδομένων του NOAA NCEP CPC, διαπιστώθηκε (Σχήμα 5.7) η άμεση σχέση του δείκτη του NAO (NAOI) με το φορτίο αερολυμάτων (AOD_{550}). Συγκεκριμένα, για την περίοδο 2000-2006, κατά τη διάρκεια της οποίας ο δείκτης NAOI εμφάνισε τάση μείωσης, η βροχόπτωση παρουσίασε αύξηση ίση με +5.7% και ταυτόχρονα το φορτίο των αερολυμάτων μειώθηκε κατά -20.2%. Κατά τη χειμερινή περίοδο, δηλαδή όταν η κύμανση NAO επηρεάζει εντονότερα την περιοχή μελέτης μας, η σχέση μεταξύ του δείκτη NAOI, της βροχόπτωσης και του οπτικού βάθους των αερολυμάτων είναι εντονότερη. Όπως πράγματι φαίνεται στο Σχήμα 5.7.β, η βροχόπτωση μειώθηκε κατά 23.1% και το φορτίο των αερολυμάτων αυξήθηκε κατά 19.5%, ενώ ο δείκτης NAOI την ίδια χρονική περίοδο παρουσιάζει αύξηση.

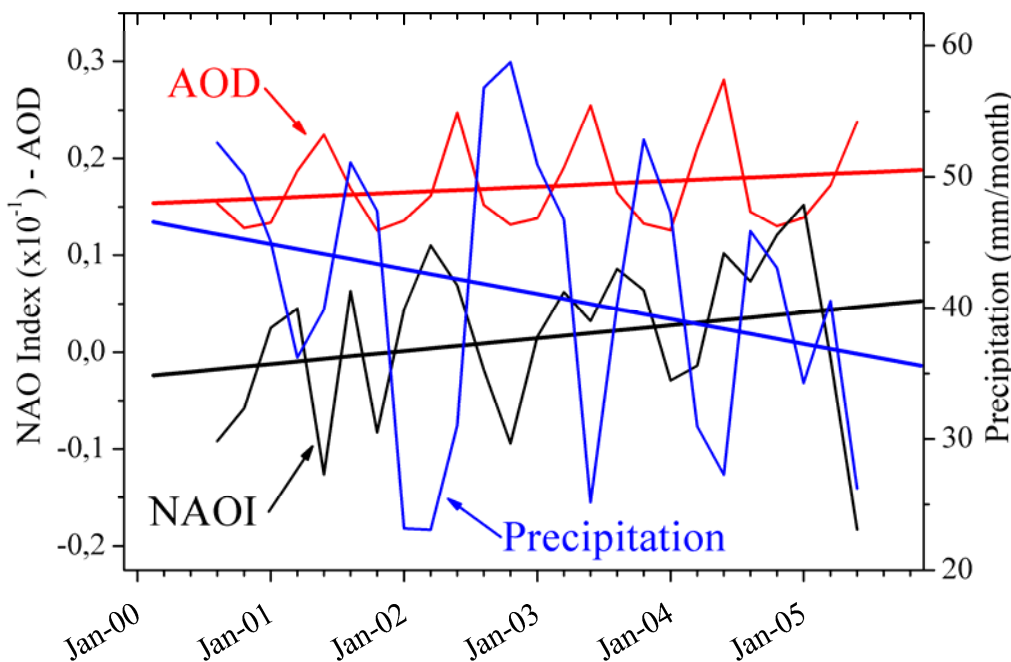
Συμπερασματικά, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μελέτης του AOD_{550} , της κύμανσης NAO, και της βροχόπτωσης για την περιοχή μας, προκύπτει ότι μεταβολή της κύμανσης του NAO, προκαλεί μεταβολές στη βροχόπτωση, οι οποίες με τη σειρά τους επηρεάζουν άμεσα το φορτίο των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης. Σημειώνεται επίσης ότι οι περιοχές με τη μεγαλύτερη μείωση του AOD (Σχήμα 5.4), όπως τα δυτικά τμήματα της Ιβηρικής, Ιταλικής και Βαλκανικής χερσονήσου, αποτελούν και τις περιοχές με τη μεγαλύτερη επίδραση της κύμανσης NAO (Soriano et al., 2004). Άρα, με τη βοήθεια του δείκτη NAOI, είναι δυνατό να προσδιορισθεί κατ'αρχάς ως ένα βαθμό η τάση του φορτίου των αερολυμάτων και κατά συνέπεια και οι αντίστοιχες επιπτώσεις των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου.

5.1.2.γ Φασματική μελέτη των μεταβολών

Καταβλήθηκε προσπάθεια περαιτέρω διερεύνησης των λόγων της μείωσης του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή της Μεσογείου. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν φασματικά δεδομένα οπτικού βάθους αερολυμάτων, σε 7 διαφορετικά μήκη κύματος (0.47, 0.55, 0.66, 0.87, 1.24, 1.64, 2.13 μm). Η μελέτη αυτή αποσκοπεί στον προσδιορισμό του είδους των αερολυμάτων που προκαλούν τη



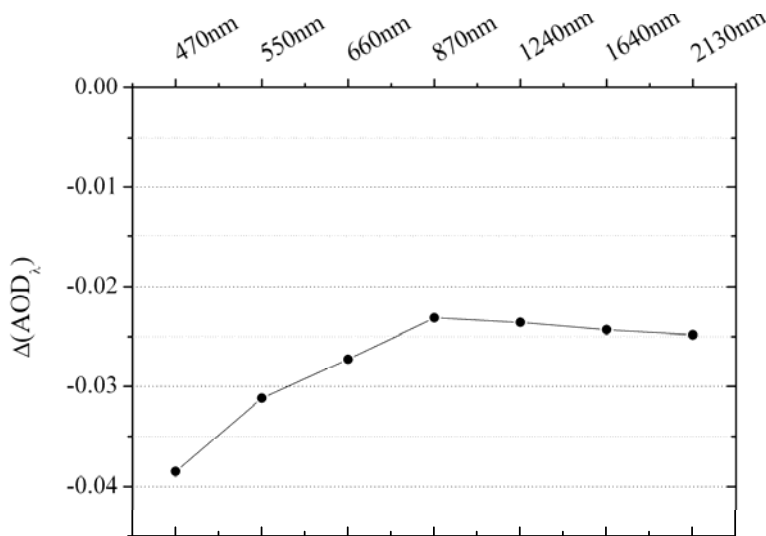
(α)



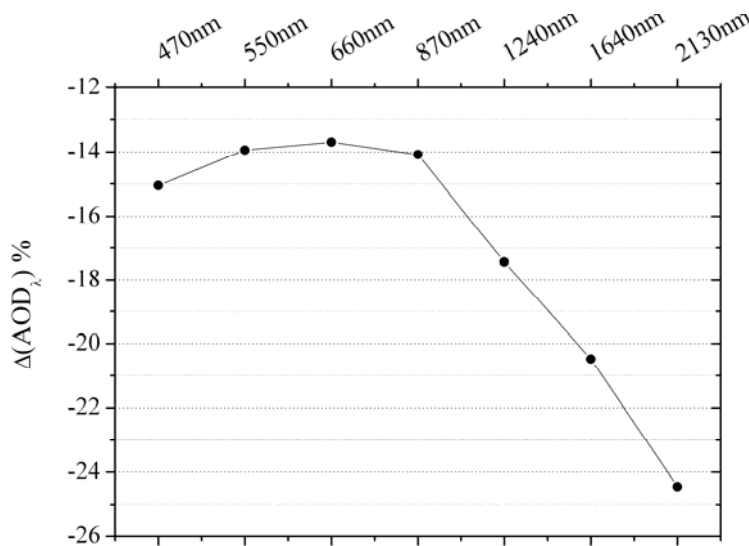
(β)

Σχήμα 5.7. Χρονοσειρές (2000-2006) των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών του AOD_{550} του MODIS (κόκκινη γραμμή), της βροχόπτωσης (σε mm/μήνα, μπλε γραμμή), για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της, Μεσογείου και του NAO Index (μαύρη γραμμή): (α) για ολόκληρη την χρονική περίοδο και (β) για το χειμώνα. Οι τιμές του NAO Index, έχουν πολλαπλασιαστεί με το 10.

γραμμική τάση μείωσης του AOD η οποία προσδιορίστηκε από τη μελέτη του AOD₅₅₀. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής απεικονίζονται στο Σχήμα 5.8, όπου παρουσιάζονται οι τιμές της απόλυτης (Σχ. 5.8α) και σχετικής (Σχ. 5.8β) μεταβολής του οπτικού βάθους των αερολυμάτων πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές της Μεσογείου, για τα 7 μήκη κύματος, κατά τη διάρκεια της υπό μελέτης περιόδου. Υπολογίσθηκε αρχικά η χρονική διακύμανση της μέσης περιοχικής τιμής για κάθε μια παράμετρο AOD, και στη συνέχεια υπολογίσθηκαν οι γραμμικές τάσεις μεταβολής οι οποίες και εξετάστηκαν με το τεστ Mann-Kendall (βρέθηκαν στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο 95%). Τελικά, υπολογίσθηκαν οι μεταβολές των παραμέτρων AOD_λ για το διάστημα 2000-2006 οι οποίες και παρέχονται στο Σχ. 5.8.



(α)



(β)

Σχήμα 5.8. Μεταβολές του AOD στις θαλάσσιες περιοχές της λεκάνης της Μεσογείου σε 7 διαφορετικά μήκη κύματος, για την περίοδο 2000-2006, βασισμένες στη χρήση ημερήσιων δορυφορικών δεδομένων AOD του MODIS. Οι μεταβολές $\Delta(AOD_\lambda)$ έχουν υπολογιστεί για κάθε μήκος κύματος με την βοήθεια της γραμμικής παρεμβολής (όπως στο Σχήμα 5.3), σε απόλυτες (α) και σχετικές (β) τιμές.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα του Σχήματος 5.8, εμφανίζεται σημαντική μείωση του φορτίου των αερολυμάτων σε όλα τα μήκη κύματος (από -15% στο ορατό, έως και -24% στο μακρινό υπέρυθρο). Η μεγαλύτερη μείωση (σε απόλυτη τιμή), ωστόσο, παρουσιάζεται στα μικρά μήκη κύματος, αποδίδεται δηλαδή στα λεπτής υφής αερολύματα ανθρωπογενούς προέλευσης. Αυτό υποδεικνύει ότι καθοριστικό ρόλο στη γενικότερη μείωση του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης παίζει η μείωση των λεπτών ανθρωπογενών αερολυμάτων, ουσιαστικά δηλαδή η μείωση της ρύπανσης της ατμόσφαιρας από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες.

5.1.2.δ Αξιολόγηση των μεταβολών του οπτικού βάθους των αερολυμάτων με τη χρήση δεδομένων από επίγειους Σταθμούς AERONET.

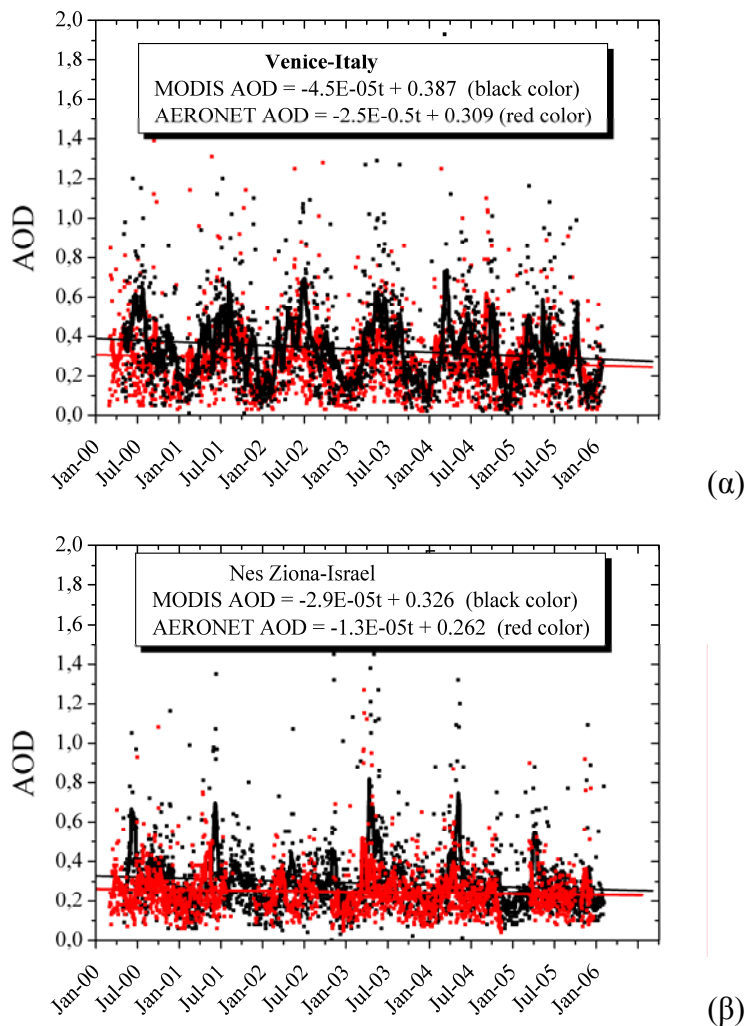
Στο Σχήμα 5.10 παρουσιάζονται οι χρονοσειρές των μέσων ημερήσιων τιμών του οπτικού βάθους αερολυμάτων από το MODIS και από το AERONET, καθώς και οι γραμμικές τάσεις μεταβολής των χρονοσειρών για 4 επιλεγμένες Σταθμούς της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου (Πίνακας 5.2, σχήμα 5.9). Προκύπτει ότι στο Σταθμό της Βενετίας (Venice) (Σχήμα 5.10α) παρατηρείται μείωση του AOD ίση με -30% βάσει της χρονοσειράς του MODIS και -19% βάσει της χρονοσειράς του AERONET. Οι δύο αυτές χρονοσειρές παρουσιάζουν ομοιόμορφη διαχρονική εξέλιξη ($R=0.76$, Πίνακας 5.2.). Αντίστοιχα, στο Σταθμό Nes Ziona παρουσιάζεται μείωση ίση με -22% και -12% βάσει των δεδομένων MODIS και AERONET, αντίστοιχα, με το συντελεστή συσχέτισης των δύο χρονοσειρών να είναι ίσος με 0.74. Σημαντική μείωση του AOD βάσει των δεδομένων MODIS εμφανίζεται στο Σταθμό El Arenosillo, όπου για την κοινή περίοδο με τα δεδομένα AERONET φτάνει το -31%. Τα δεδομένα του AERONET γι'αυτό το Σταθμό εμφανίζουν μείωση ίση με -7% ενώ ο συντελεστής συσχέτισης των δύο χρονοσειρών είναι ίσος με 0.73. Ο Σταθμός AERONET Forth, στην Κρήτη, για την κοινή περίοδο των δύο σειρών δεδομένων παρουσιάζει μια μείωση ίση με -28% και -7% για το MODIS και το AERONET αντίστοιχα, με $R=0.80$. Αξίζει να σημειωθεί ακόμη ότι οι παραπάνω γραμμικές τάσεις μεταβολής που υπολογίστηκαν βρέθηκαν να είναι στατιστικά σημαντικές σε επίπεδο 95% (test Mann-Kendall). Από τα αποτελέσματα αυτής της ανάλυσης (σύγκρισης) παρατηρείται, συμφωνία ως προς το είδος της τάσης για τις δύο πηγές δεδομένων (MODIS και AERONET), γεγονός που ενισχύει το βασικό συμπέρασμα της παραπάνω μελέτης για τη μείωση του φορτίου των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

Πίνακας 5.2 Σχετικές μεταβολές του AOD, από τους 4 σταθμούς AERONET και από τα αντίστοιχα δεδομένα του MODIS, καθώς και οι αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης (R) των χρονοσειρών MODIS και AERONET, για την περίοδο 1-Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006. Στην παρενθέσεις δίνονται τα γεωγραφικά στοιχεία κάθε σταθμού (γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος, υψόμετρο)

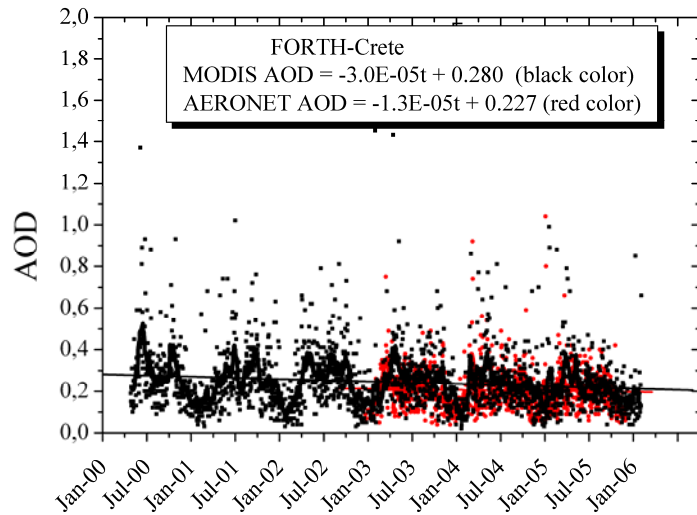
Σταθμός	$\Delta(\text{AOD}_{550-\text{MODIS}})$ (%)	$\Delta(\text{AOD}_{500-\text{AER}})$ (%)	R
Venice (45° 18' N, 12° 30' E, 10m)	-30	-19	0.76
Nes Ziona (31° 55' N, 34° 47' E, 40m)	-22	-12	0.74
FORTH-Crete (35° 19' N, 25° 16' E, 20m)	-27(-28)	-7	0.80
El Arenosillo (37° 06' N, 06° 44' W, 0m)	-27(-31)	-7	0.73



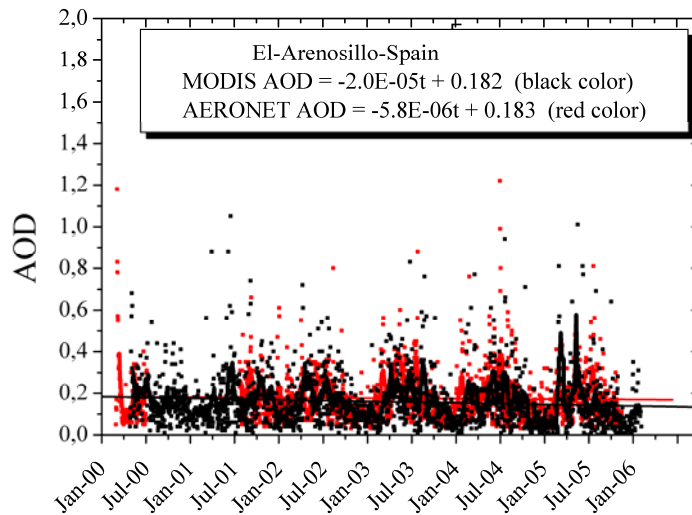
Σχήμα 5.9. Η περιοχή μελέτης και οι τοποθεσίες των 4 επιλεγμένων σταθμών του δικτύου AERONET



Σχήμα 5.10 Χρονοσειρές των μέσων ημερήσιων τιμών του οπτικού πάχους(AOD) από το MODIS (κόκκινα σημεία) και το AERONET (μαύρα σημεία) για τους 4 επιλεγμένους σταθμούς της περιοχής μελέτης : (α) Venice, (β) Nes Ziona (γ) FORTH-Crete και (δ) El Arenosillo. Με την έντονη συνεχόμενη καμπύλη παρουσιάζεται ο κινητός μέσος όρος 21ημερών, ενώ με τις ευθείες γραμμές παρουσιάζεται η γραμμική τάση μεταβολής των χρονοσειρών (το κόκκινο και μαύρο χρώμα αναφέρεται στο MODIS και AERONET, αντίστοιχα).



(γ)



(δ)

Σχήμα 5.10. Συνέχεια από το προηγούμενο σχήμα.

5.2 Αξιολόγηση των δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων των σειρών C004 και C005 του MODIS.

Κατά τη διάρκεια της εκπόνησης της Διδακτορικής Διατριβής κατέστησαν διαθέσιμα τα νέα δεδομένα Collection 005 από τη βάση δεδομένων του MODIS, τα οποία αντικατέστησαν εκείνα της προηγούμενης έκδοσης Collection 004, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των δεδομένων αυτών μεταξύ τους, αλλά και αξιολόγησής τους μέσω συγκρίσεων με δεδομένα αναφοράς από Σταθμούς του δικτύου AERONET. Στο Σχήμα 5.11 παρουσιάζεται η χωρική κατανομή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm (AOD_{550}) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο 2000-2006, με τη χρήση των δύο σειρών δεδομένων collection 4 και Collection 005 του MODIS. Τα γενικά χαρακτηριστικά της γεωγραφικής κατανομής είναι όμοια. Τα δεδομένα collection 4, εμφανίζουν μέγιστα φορτία αερολυμάτων σε περιοχές οι οποίες επηρεάζονται από ερημική σκόνη, αλλά και σε περιοχές με έντονη ανθρωπογενή δραστηριότητα. Η μέση περιοχική τιμή AOD_{550} του C004, για την περίοδο 2000-2006, είναι ίση με 0.27 ± 0.21 , C005 (η τυπική απόκλιση αναφέρεται στη χωρική διακύμανση) ενώ η αντίστοιχη τιμή AOD_{550} του C005 είναι ίση με 0.22 ± 0.18 . Οι διαφορές AOD μεταξύ των δύο σειρών C004 και C005 μπορούν να μελετηθούν και να ποσοτικοποιηθούν καλύτερα μέσω του Σχήματος 5.12. Στο σχήμα αυτό

παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των απολύτων (5.12.α) και σχετικών (5.12.β) διαφορών ($\Delta(\text{AOD}) = \text{AOD}_{\text{C005}} - \text{AOD}_{\text{C004}}$) των μέσων ετησίων τιμών AOD_{550} μεταξύ των collections C004 και C005 του MODIS. Οι μέσες τιμές για κάθε πλεγματοειδές σημείο έχουν υπολογιστεί από τα ημερήσια δεδομένα των δύο collection για την περίοδο 1-3-2000 έως 28-2-2006. Στις περιοχές οι οποίες καλύπτονται από ξηρά, οι διαφορές $\Delta(\text{AOD})$ κυμαίνονται από -0.05 (-10%) έως -0.23 (-45%). Στις παραθαλάσσιες (coastal) περιοχές οι διαφορές κυμαίνονται από -0.01 (-1%) έως -0.05 (-10%). Στην μεγαλύτερη έκταση των περιοχών πάνω από θάλασσα οι διαφορές είναι πολύ μικρές και σε ορισμένα μόνο σημεία παίρνουν και θετικές τιμές (έως +0.012 ή +10%), οι οποίες υποδηλώνουν υποεκτίμηση των τιμών AOD από τη σειρά Collection 004 του MODIS σε σχέση με τη νέα σειρά Collection 005.

Οι μεγαλύτερες απόλυτες διαφορές (0.07-0.23) παρατηρούνται στις περιοχές πάνω από ξηρά, οι οποίες επηρεάζονται από αερολύματα ερημικής σκόνης, όπως είναι οι περιοχές της βόρειας Αφρικής, τα νότια παράλια της Ιβηρικής χερσονήσου, η Μέση Ανατολή και η χερσόνησος της Ανατολίας.

Η χρησιμότητα των χαρτών του Σχήματος 5.12 έγκειται στη δυνατότητα του άμεσου προσδιορισμού της μέσης τιμής του οπτικού βάθους των αερολυμάτων σε κάθε σημείο της ευρύτερης περιοχής της Μεσογείου, όταν είναι γνωστή η αντίστοιχη τιμή που είναι υπολογισμένη με την χρήση δεδομένων MODIS collection C004. Για παράδειγμα, αποτελέσματα μελετών για το φορτίο του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου με την χρήση MODIS C004, όπως των Barnaba and Gobbi (2004), Ichoku et al. (2005), Levin et al. (2005), Meloni et al. (2006), Kaskaoutis et al. (2007) και Santese et al. (2007a, b) μπορούν με αυτόν τον τρόπο να επανεκτιμηθούν/διορθωθούν.

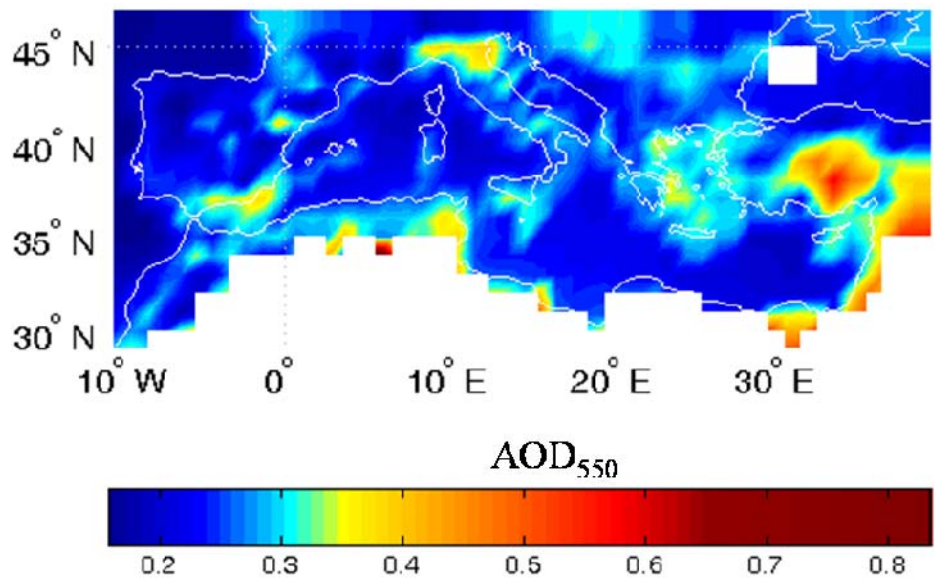
Ο νέος αλγόριθμος όπως φαίνεται και από τα παραπάνω σχήματα, βελτίωσε τις τιμές του AOD , κυρίως πάνω από εκτάσεις ξηράς της λεκάνης της Μεσογείου λόγω επαναπροσδιορισμού στους υπολογισμούς του, της παραμέτρου της ανακλαστικότητας του εδάφους (Remer et al., 2006).

Η μέση περιοχική τιμή του AOD σύμφωνα με τα δεδομένα του νέου αλγόριθμου (collection C005), όπως υπολογίστηκε στην παράγραφο 5.1.1, είναι ίση με 0.22 ± 0.18 , υπάρχει δηλαδή μια μείωση σε σχέση με την αντίστοιχη τιμή του collection 4 (0.27 ± 0.21) ίση με -23%. Η παραπάνω μείωση προέρχεται κυρίως από την μεταβολή των τιμών του AOD κατά την περίοδο της άνοιξης και του θέρους (Μάρτιο έως Σεπτέμβριο), όπως φαίνεται στα Σχήματα 5.14 και 5.15 οι δύο αλγόριθμοί δίνουν τις μεγαλύτερες διαφορές. Η ενδοετήσια μεταβολή των τιμών του AOD (Σχήμα 5.14) των δύο σειρών (collections 4 και 5), αποκαλύπτει ότι οι μεγαλύτερες διαφορές εμφανίζονται κατά τη θερμή/ξηρή περίοδο του έτους (Μάρτιος έως Οκτώβριος) με τιμές από 12 έως και 22%, ενώ κατά την ψυχρή/υγρή περίοδο του έτους (Νοέμβριος έως Φεβρουάριος), οι διαφορές κυμαίνονται από 5% έως 11%. Το παραπάνω γεγονός, λαμβάνοντας υπόψη και το συμπέρασμα που βγήκε από τη μελέτη του Σχήματος 5.12, όπου οι μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ των δύο σειρών εντοπίστηκαν σε περιοχές που επηρεάζονται εντονότερα από ερημικής προέλευσης αερολύματα, ενισχύει την άποψη ότι ο προηγούμενος αλγόριθμος του MODIS παρουσίαζε πρόβλημα στο προσδιορισμό του οπτικού βάθους κυρίως σε περιοχές και χρονικές περιόδους με έντονη παρουσία αερολυμάτων σκόνης. Ωστόσο, το γεγονός ότι οι μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ των δύο σειρών δε συμπίπτουν με τα μέγιστα των τιμών AOD (Σχήμα 5.15) υποδεικνύει ότι η διόρθωση στην επιφανειακή ανακλαστικότητα είναι κυρίως υπεύθυνη για τις εποχικές διαφορές AOD ανάμεσα στις δύο σειρές.

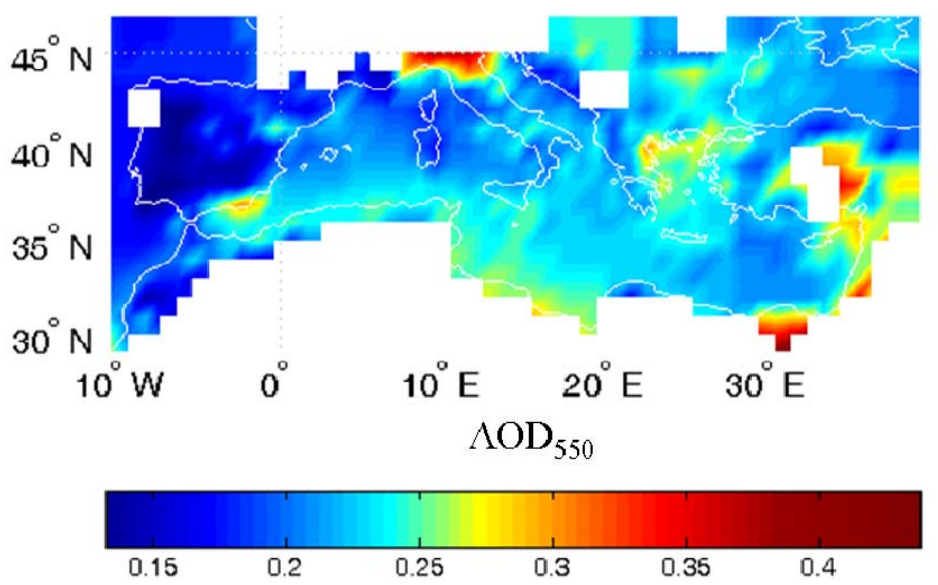
Για την περαιτέρω διερεύνηση των διαφορών ανάμεσα στις δυο σειρές του MODIS, υπολογίστηκε ο συντελεστής συσχέτισης, για κάθε πλεγματοειδές σημείο, μεταξύ των χρονοσειρών των δυο σειρών δεδομένων (C004, C005). Κατ'αυτόν τον τρόπο διερευνήθηκε

εάν ο νέος αλγόριθμος παρουσιάζει διαφορές σε σχέση με τον παλαιότερο σε επίπεδο διαχρονικής κύμανσης. Η γεωγραφική κατανομή των υπολογισθέντων συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των δύο χρονοσειρών των ημερήσιων δεδομένων (1-3-2000 έως 28-2-2006) για, κάθε πλεγματοειδές σημείο, απεικονίζεται στο Σχήμα 5.13. Στο μεγαλύτερο τμήμα της περιοχής μελέτης οι συντελεστές συσχέτισης παίρνουν τιμές πάνω από 0.90, ενώ σε αρκετά μεγάλες εκτάσεις (θαλάσσιες) οι τιμές των συντελεστών ξεπερνούν και το 0.95. Γενικά, το συμπέρασμα που προκύπτει είναι ότι η βελτίωση του αλγορίθμου δεν επέφερε διαχρονικές μεταβολές στις τιμές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης. Συνεπώς, με την χρήση και μόνο του χάρτη του Σχήματος 5.12 είναι δυνατό να εκτιμηθούν με ακρίβεια τα επίπεδα οπτικού βάθους των αερολυμάτων για οποιαδήποτε περιοχή στη Μεσόγειο, εάν υπάρχει αντίστοιχη πληροφορία βάσει του προηγούμενου αλγορίθμου (collection C004).

Έχουν δημοσιευθεί κάποιες μελέτες (π.χ. Kishcha et al., 2007; Mishchenko et al., 2007) οι οποίες κάνοντας χρήση δεδομένων του MODIS collection 4 είτε άλλων δεδομένων (π.χ. TOMS, AVHRR ή επίγειες μετρήσεις), έκαναν λόγο για μείωση του οπτικού βάθους (φορτίου) των αερολυμάτων κατά τα τελευταία έτη. Ωστόσο παρέμεινε ερωτηματικό εάν αυτό οφείλονται στη χρήση στις μελέτες αυτές δεδομένων της προηγούμενης σειράς (collection 4) που είχε προβλήματα. Κάνοντας χρήση των δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων, από τις δύο σειρές δεδομένων του MODIS, υπολογίστηκαν οι χρονοσειρές των ημερήσιων μέσων περιοχικών τιμών του AOD για την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου (Σχήμα 5.15) Βάσει των αποτελεσμάτων, το οπτικό βάθος των αερολυμάτων (AOD_{550}) για την περιοχή μελέτης και για την περίοδο 2000-2006 όπως υπολογίστηκε με τη χρήση του παλαιού αλγορίθμου (collection C004) παρουσιάζει μια τάση μείωσης ίση με -17%. Με τη χρήση του νέου αλγορίθμου, η τάση αυτή παραμένει αρνητική (μείωση του AOD) και ίση με -20%. Επίσης, ο συντελεστής συσχέτισης για τις δύο χρονοσειρές είναι πολύ υψηλός ($R=0.97$) γεγονός που αποδεικνύει ότι η βελτίωση του αλγορίθμου του MODIS δεν επηρέασε τη διαχρονική μεταβολή των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Αυτό αποδεικνύεται και από το γεγονός ότι οι ευθείες της γραμμικής παρεμβολής στο Σχ. 5.15. είναι παράλληλες μεταξύ τους. Είναι σημαντικό ότι βάσει των αποτελεσμάτων του Σχήματος 5.15. σε περιόδους όπου το φαινόμενο μεταφοράς ερημικής σκόνης στην περιοχή εξασθενεί, όπως τον χειμώνα, οι δυο αλγόριθμοι δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές ως προς την εκτίμηση του φορτίου των αερολυμάτων, σε αντίθεση με την περίοδο κατά την οποία το φαινόμενο βρίσκεται σε έξαρση, οπότε οι διαφορές είναι μεγάλες και φτάνουν σε μέση ημερήσια βάση έως και 35%.

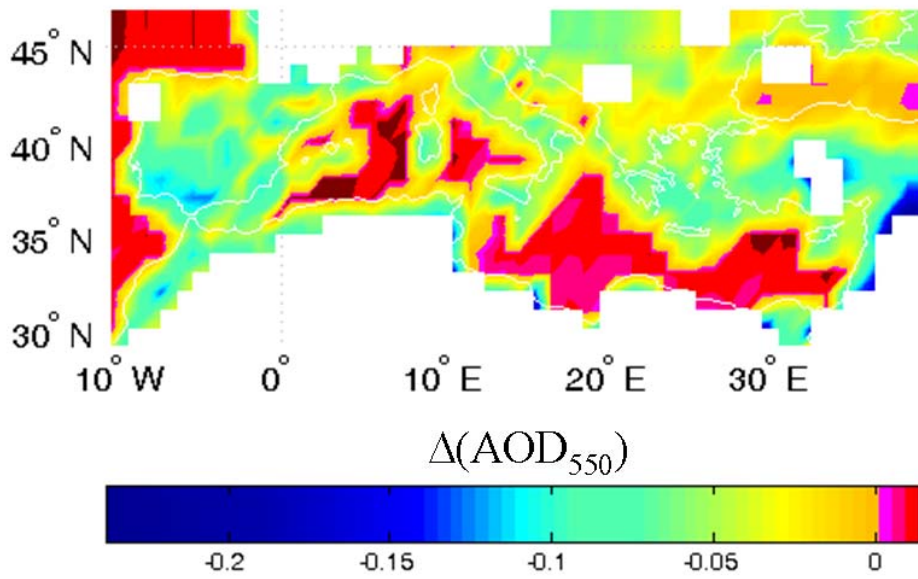


(α)

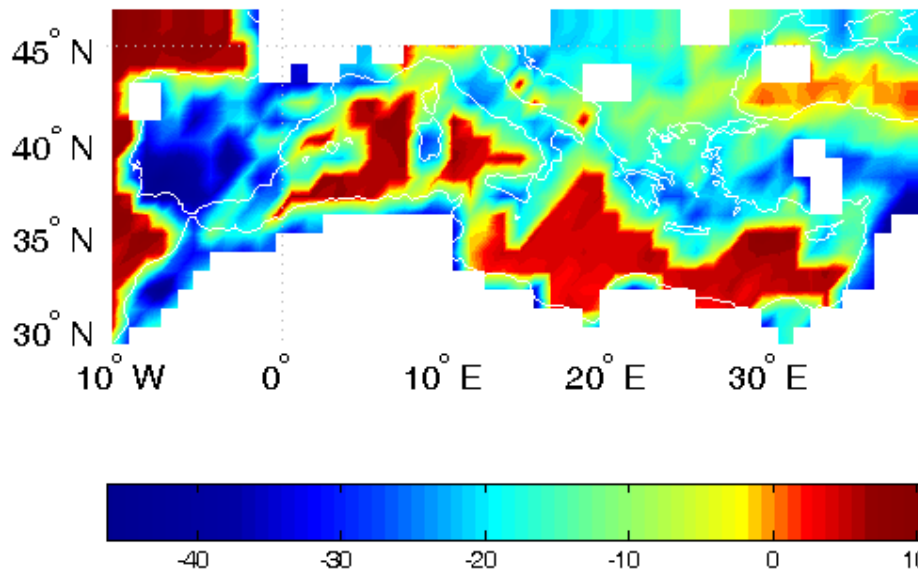


(β)

Σχήμα 5.11 Μεσοποιημένες (2000-2006) ετήσιες κατανομές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στα 550 nm για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση ημερήσιων δορυφορικών δεδομένων MODIS C004 (α) και MODIS C005 (β). Οι λευκές περιοχές αντιστοιχούν σε πλεγματικά σημεία για τα οποία τα δεδομένα ήταν ελλιπή σε ποσοστό άνω από το 50% του συνόλου τους.

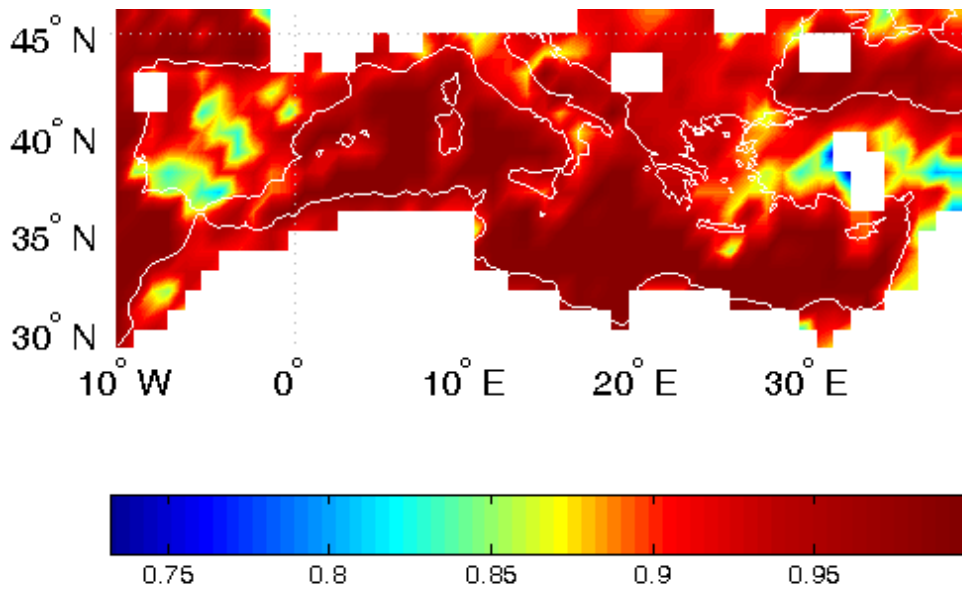


(α)

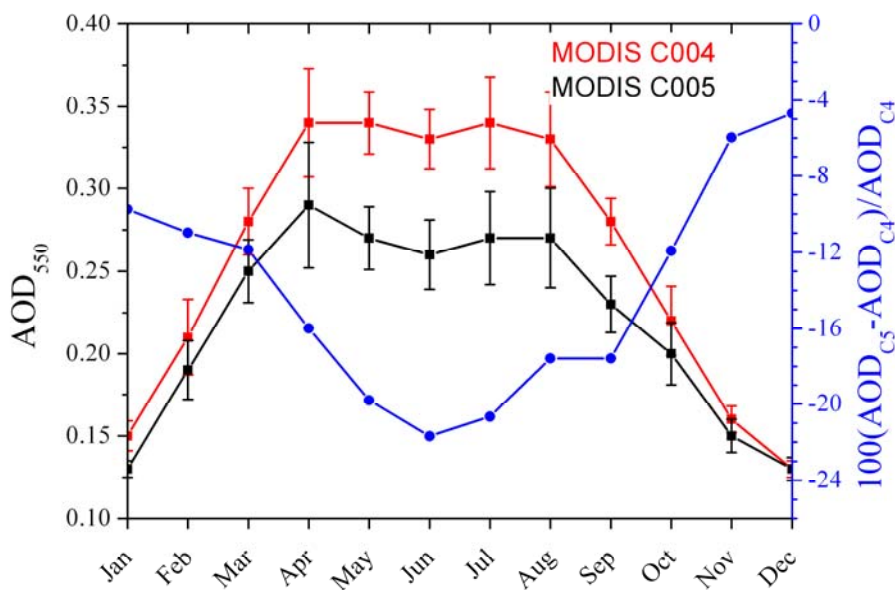


(β)

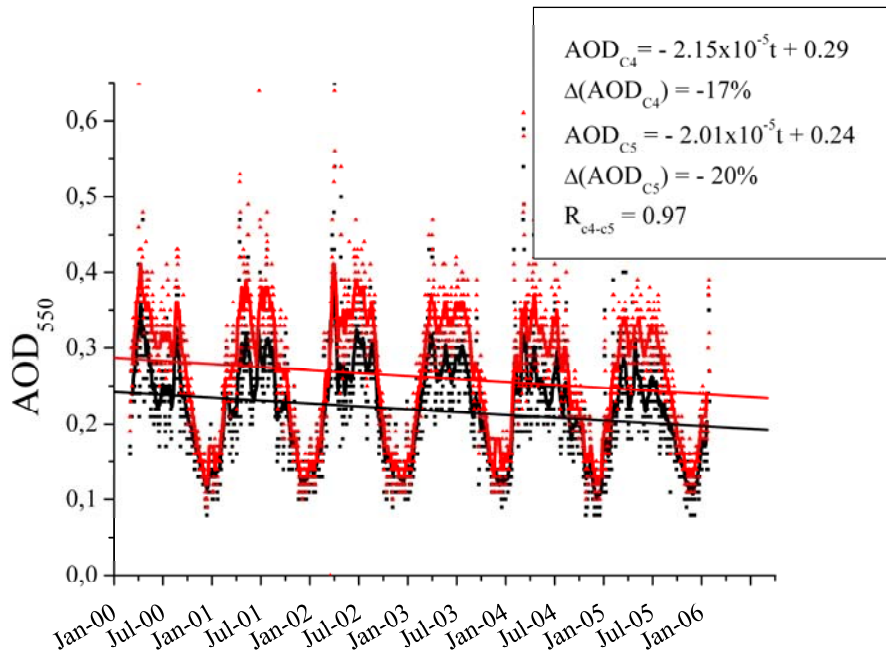
Σχήμα 5.12. Γεωγραφική κατανομή των απολύτων (α) και σχετικών (β) διαφορών ($\Delta(AOD)=AOD_{C005}-AOD_{C004}$) των μέσων ετησίων τιμών AOD_{550} μεταξύ των collections C004 και C005 του MODIS. Οι μέσες τιμές για κάθε πλεγματοεικό σημείο έχουν υπολογιστεί από τα ημερήσια δεδομένα των δύο collection για την περίοδο από 1-3-2000 έως 28-2-2006.



Σχήμα 5.13 Γεωγραφική κατανομή των υπολογισθέντων συντελεστών συσχέτισης, για κάθε πλεγματοεικό σημείο, μεταξύ των δύο χρονοσειρών ημερήσιων δεδομένων (1-3-2000 έως 28-2-2006), C004 και C005, του οπτικού βάθους των αερολυμάτων από το MODIS.



Σχήμα 5.14 Ενδοετήσια μεταβολή των μέσω περιοχικών τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων από το MODIS C004 (κόκκινη γραμμή) και το MODIS C005 (μαύρη γραμμή), για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2006, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Δίδονται επίσης, οι αντίστοιχες τοπικές αποκλίσεις (χωρικές) των ενδοετήσιων τιμών, καθώς και η υπολογισθείσα σχετική διαφορά (μπλε γραμμή) των δύο κατανομών.

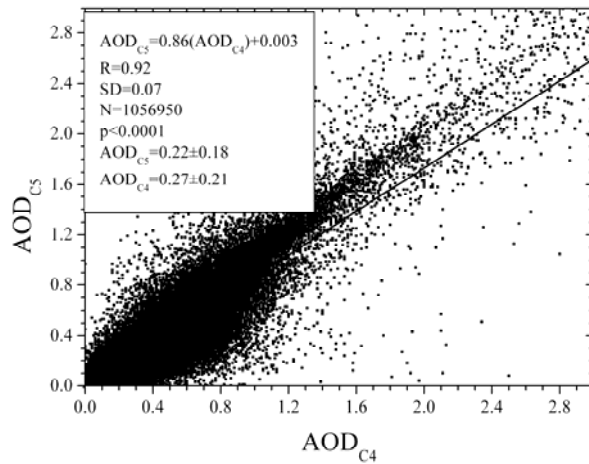


Σχήμα 5.15 Χρονοσειρές των μέσων ημερήσιων περιοχικών τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων από το MODIS C004 (κόκκινη γραμμή) και το MODIS C005 (μαύρη γραμμή) για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2006, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Με την έντονη συνεχόμενη καμπύλη παρουσιάζεται ο αντίστοιχος κινητός μέσος όρος 21ημερών. Η ευθεία γραμμή παρουσιάζει την γραμμική τάση μεταβολής της χρονοσειράς.

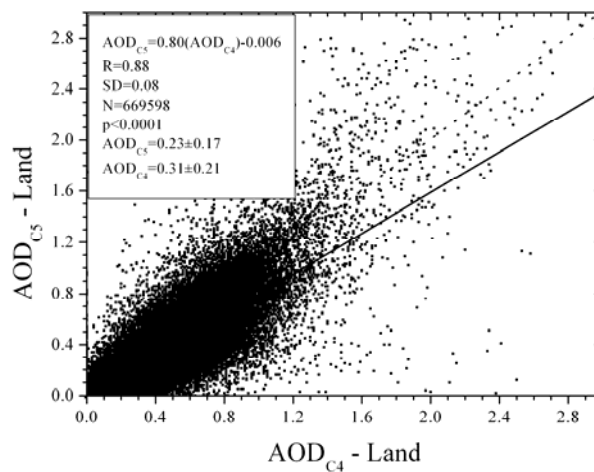
Στο Σχήμα 5.16 παρουσιάζεται η ολική σύγκριση μεταξύ των δύο σειρών του οπτικού βάθους των αερολυμάτων του MODIS (collection 4 και 5). Συγκρίνεται ένας πολύ μεγάλος αριθμός από ζεύγη (περισσότερα από ένα εκατομμύριο), τα οποία αντιστοιχούν στα 900 πλεγματικά σημεία της περιοχής με τις 2191 ημερήσιες τιμές του καθενός, ο οποίος εγγυάται το βαθμό εμπιστοσύνης του στατιστικού αποτελέσματος. Σύμφωνα με το Σχήμα 5.16.α, στο οποίο συσχετίζονται οι τιμές όλης της υπό μελέτη περιοχής (ξηρά και θάλασσα), προκύπτει πολύ υψηλός συντελεστής συσχέτισης των δύο σειρών C004 και C005, με τιμή ίση με 0.92 και με τυπική απόκλιση ίση με 0.07. Η μέση περιοχική τιμή AOD_{550} έχει μειωθεί από 0.27 (C004) σε 0.22 (C005), δηλαδή κατά 23%. Εφαρμόζοντας τη μέθοδο της γραμμικής παρεμβολής μεταξύ των σειρών C004 και C005, υπολογίστηκε η γραμμική σχέση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων μεταξύ των δύο σειρών δεδομένων, η οποία παρέχεται από την Εξίσωση:

$$AOD_{C5} = 0.86(AOD_{C4}) + 0.003 \quad (5.1)$$

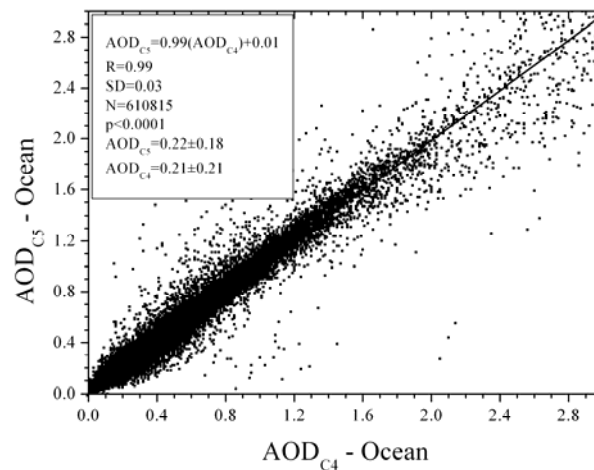
Η εξίσωση αυτή δηλώνει ότι η σειρά C004 έχει διορθωθεί κατά έναν παράγοντα 0.86, σε συνδυασμό με μία μείωση των τιμών κατά 0.003. Γενικά, η Εξίσωση 5.1 μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μία εύκολη/γρήγορη διόρθωση των τιμών του οπτικού βάθους, στην περιοχή της Μεσογείου οι οποίες έχουν υπολογισθεί με τη χρήση δεδομένων MODIS C004. Ωστόσο, πρέπει να δοθεί προσοχή στη χρήση της παραπάνω Εξίσωσης, η οποία αναφέρεται σε μια γενική μέση κατάσταση. Όπως έχουμε αναφέρει, οι αλγόριθμοι εξαγωγής των δεδομένων αερολυμάτων του MODIS, και των δύο σειρών, διαφέρουν στον τρόπο υπολογισμού των δεδομένων αερολυμάτων πάνω από θάλασσα και πάνω από ξηρά. Έτσι, κρίθηκε σκόπιμο να επαναληφθεί η



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 5.16 Διαγράμματα διασποράς μεταξύ των ημερήσιων τιμών του οπτικού πάχους του MODIS C005 και MODIS C004 για το διάστημα από 1 Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006, (α) για όλα τα σημεία πλέγματος της περιοχής μελέτης, (β), για τα σημεία πλέγματος πάνω από ξηρά και (γ) για τα σημεία πλέγματος πάνω από θάλασσα. Παρέχονται επίσης, ο συντελεστής συσχέτισης (R), η μέση τυπική απόκλιση (SD), το σύνολο των σημείων (N), η τιμή p -value, η οποία δείχνει την τιμή της πιθανότητας η κλίση της ευθείας της γραμμικής παρεμβολής να είναι μηδέν. επίσης, παρέχονται οι μέσες τιμές κάθε συνόλου τιμών με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.

παραπάνω ανάλυση ξεχωριστά για την ξηρά και για τη θάλασσα. Στα Σχήματα 5.16β και 5.16γ, παρουσιάζεται η συσχέτιση, μεταξύ των τιμών AOD για τις δύο σειρές όπως έγινε για το Σχήμα 5.16.α, αλλά ξεχωριστά για δεδομένα πάνω από ξηρά (Σχ. 5.16.β) και πάνω από θάλασσα (Σχ. 5.16.γ). Είναι σαφές ότι η διόρθωση είναι μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά, όπως ανέφερε και το τεχνικό δελτίο της ομάδας του MODIS (Remer et al., 2006). Συγκεκριμένα, πάνω από την ξηρά η μέση περιοχική τιμή AOD έχει μειωθεί σημαντικά, από 0.31 σε 0.23, δηλαδή κατά 25.8%, ενώ πάνω από τη θάλασσα η μέση περιοχική τιμή έχει υποστεί μια μικρή αύξηση ίση με 4.8% (από 0.21 σε 0.22). Τα αποτελέσματα αυτά βρίσκονται σε συμφωνία με τη μελέτη των Levy et al. (2007), σύμφωνα με την οποία η διαφορά των μέσων τιμών AOD των σειρών C005 και C004, οι οποίες προέκυψαν από μια σειρά επιλεγμένων σημείων ανά τον πλανήτη, ανέρχεται στο 25%. Ο συντελεστής συσχέτισης στην περίπτωση της ξηράς υπολογίστηκε ίσος με 0.88, ενώ πάνω από την θάλασσα βρέθηκε ίσος με 0.99. Ένα ακόμη σημείο το οποίο αξίζει ιδιαίτερης προσοχής είναι οι τιμές της τυπικής απόκλισης των δύο παραπάνω συσχετίσεων. Συγκεκριμένα, στην περίπτωση της ξηράς η μέση τυπική απόκλιση (standard deviation) των διαφορών βρέθηκε ίση με 0.08, ενώ πάνω από την θάλασσα ίση με 0.03, γεγονός που υποδηλώνει τη μεγαλύτερη διασπορά των τιμών του οπτικού βάθους πάνω από την ξηρά από ότι πάνω από την θάλασσα. Επίσης, η μεγαλύτερη διόρθωση του νέου αλγόριθμου για τα δεδομένα AOD επάνω από ξηρά παρά από θάλασσα υποδηλώνεται και από τις διαφορετικές τιμές των κλίσεων των γραμμικών σχέσεων των τιμών C005 και C004, στις δύο περιπτώσεις: πάνω από ξηρά είναι ίση με 0.8, ενώ και πάνω από θάλασσα ίση με 0.99. Στον Πίνακα 5.3 παρουσιάζονται τα συγκεντρωτικά αποτελέσματα της παραπάνω ανάλυσης.

Με σκοπό την περαιτέρω μελέτη της σχέσης μεταξύ των τιμών AOD των δύο σειρών, δηλαδή την εύρεση γραμμικών σχέσεων, όπως η σχέση 5.1, επαναλήφθηκε η σύγκριση μεταξύ των τιμών AOD για C005 και C004 για 16 ζώνες τιμών οπτικού βάθους, από 0 έως 3, και για τις 3 περιπτώσεις, δηλαδή πάνω από ξηρά, θάλασσα, και συνολικά, πάνω από ξηρά και θάλασσα. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής παρουσιάζονται στον Πίνακα 5.4. Έτσι, για κάθε ζώνη τιμών οπτικού βάθους, υπολογίστηκε ξεχωριστά η εξίσωση γραμμικής παρεμβολής. Κατ'αυτόν τον τρόπο είναι δυνατόν για κάθε περίπτωση φορτίου αερολυμάτων της ατμόσφαιρας της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου να διορθώνεται η τιμή του οπτικού βάθους βάσει της σειράς C004 και να ανάγεται έτσι στην ρεαλιστικότερη αποτίμηση της σειράς C005.

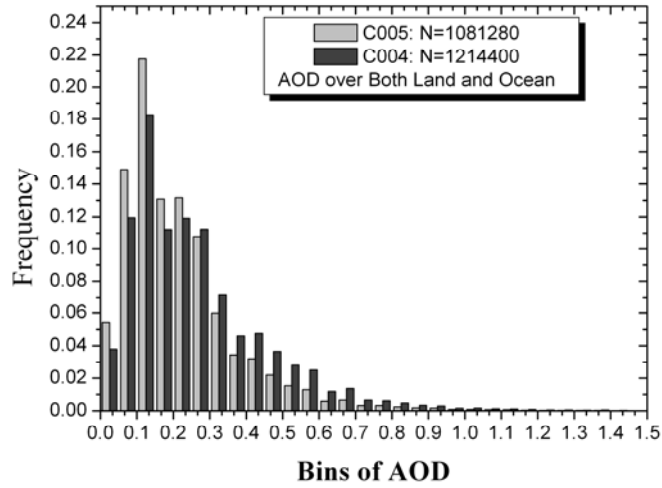
Πίνακας 5.3. Στατιστικά αποτελέσματα του διαγράμματος διασποράς των τιμών του οπτικού πάχους στα 550nm του MODIS C004 και MODIS C005 καθώς και η γραμμική σχέση των δύο παραμέτρων. Τα αποτελέσματα αναφέρονται σε 3 περιπτώσεις σύγκρισης, (i) δεδομένα πάνω από ολόκληρη την περιοχή μελέτης (ξηρά και θάλασσα), (ii) δεδομένα πάνω από την ξηρά της περιοχής μελέτης και (iii) δεδομένα πάνω από την θάλασσα της περιοχής μελέτης (βλ. και Σχ. 6.16). Παρέχονται επίσης, ο συντελεστής συσχέτισης (R), η μέση τυπική απόκλισης (SD), το σύνολο των σημείων (N), η τιμή p-value, η οποία δείχνει την τιμή της πιθανότητας η κλίση της ευθείας της γραμμικής παρεμβολής να είναι μηδέν. επίσης, παρέχονται οι μέσες τιμές κάθε συνόλου τιμών με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.

	AOD _{C4}	AOD _{C5}	R	SD	N	p	Γραμμική σχέση
Ξηρά και θάλασσα	0.27±0.21	0.22±0.18	0.92	0.07	1056950	<0.001	AOD _{C5} =0.86(AOD _{C4})+0.003
Ξηρά	0.31±0.21	0.23±0.17	0.88	0.08	669598	<0.001	AOD _{C5} =0.80(AOD _{C4})-0.006
θάλασσα	0.21±0.21	0.22±0.18	0.99	0.03	610815	<0.001	AOD _{C5} =0.99(AOD _{C4})+0.01

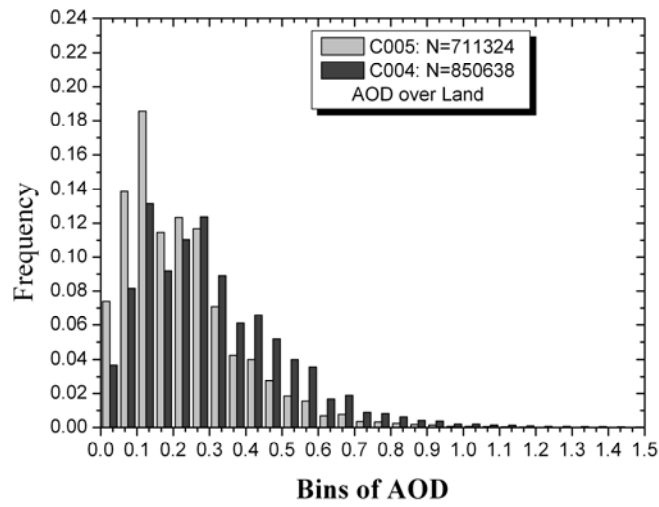
Πίνακας 5.4. Συντελεστές a (κλίση) και b (σταθερός όρος) της γραμμικής σχέσης ($AOD_{C5}=a*AOD_{C4}+b$) των τιμών του οπτικού πάχους στα 550nm του AOD_{C5} και AOD_{C4} , για κάθε μία από τις 16 ζώνες τιμών οπτικού βάθους από 0 έως 3. Τα αποτελέσματα αναφέρονται σε 3 περιπτώσεις σύγκρισης, (i) δεδομένα πάνω από ολόκληρη την περιοχή μελέτης (ξηρά και θάλασσα), (ii) δεδομένα πάνω από την ξηρά της περιοχής μελέτης και (iii) δεδομένα πάνω από την θάλασσα της περιοχής μελέτης και έχουν εξαχθεί μέσω της εφαρμογής του διαγράμματος διασποράς στα δύο σύνολα τιμών, για κάθε περίπτωση

$AOD_{C5}=a*AOD_{C4}+b$						
AOD	a (κλίση)			b (σταθερός όρος)		
	Ξηρά	Θάλασσα	Ξηρά+Θαλ/σα	Ξηρά	Θάλασσα	Ξηρά+Θαλ/σα
0.0-0.1	0.596(0.72)	1.052(0.97)	0.827(0.87)	7×10^{-4}	2.4×10^{-4}	7.7×10^{-4}
0.1-0.2	0.326(0.34)	0.882(0.86)	0.580(0.59)	0.084	0.026	0.057
0.2-0.3	0.203(0.21)	0.792(0.79)	0.439(0.46)	0.180	0.056	0.130
0.3-0.4	0.143(0.15)	0.693(0.68)	0.354(0.36)	0.283	0.120	0.216
0.4-0.5	0.106(0.11)	0.600(0.59)	0.301(0.31)	0.387	0.183	0.305
0.5-0.6	0.138(0.14)	0.500(0.49)	0.272(0.27)	0.461	0.277	0.394
0.6-0.8	0.173(0.17)	0.770(0.73)	0.436(0.43)	0.554	0.171	0.385
0.8-1.0	0.072(0.1)	0.658(0.63)	0.413(0.40)	0.816	0.320	0.528
1.0-1.2	0.068(0.1)	0.551(0.53)	0.400(0.39)	1.012	0.507	0.668
1.2-1.4	0.056(0.1)	0.412(0.42)	0.339(0.32)	1.218	0.772	0.866
1.4-1.6	0.081(0.1)	0.349(0.34)	0.275(0.27)	1.364	0.992	1.094
1.6-1.8	0.380(0.42)	0.439(0.42)	0.447(0.41)	1.017	0.964	0.951
1.8-2.0	0.019(0.0)	0.363(0.39)	0.272(0.27)	1.860	1.197	1.374
2.0-2.4	0.058(0.0)	0.427(0.48)	0.370(0.38)	2.314	1.239	1.374
2.4-2.8	0.570(0.3)	0.271(0.28)	0.249(0.25)	1.105	1.868	1.939
2.8-3.0	-	-0.12(-0.2)	-0.07(-1.0)	-	3.212	3.080

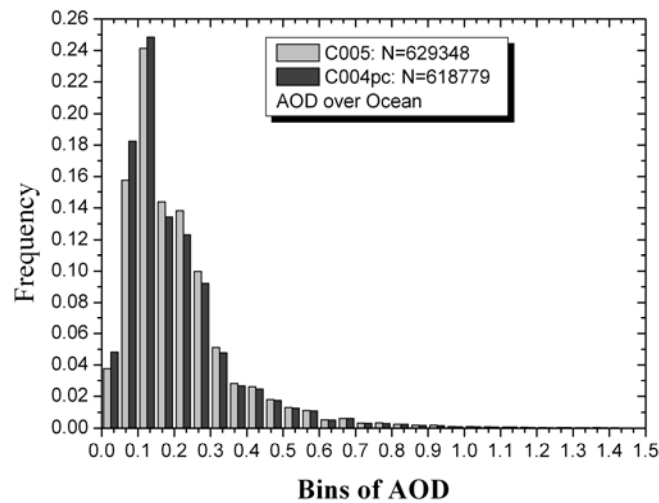
Εκτός από τις διαφορές στις περιοχικές μέσες τιμές του οπτικού βάθους των αερολυμάτων από τη σειρά C004 στη σειρά C005, παρουσιάζει ενδιαφέρον επίσης και η μελέτη των διαφορών στις κατανομές συχνοτήτων των τιμών AOD για τις δύο σειρές δεδομένων. Στο Σχήμα 5.17 παρουσιάζονται οι κατανομές συχνοτήτων των τιμών του οπτικού βάθους αερολυμάτων στα 550nm από τις δύο σειρές δεδομένων MODIS (C004 και C005), είτε συνολικά (πάνω από ξηρά και θάλασσα, Σχ.5.17α),



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 5.17 Ιστόγραμμα των ημερήσιων τιμών του MODIS C004 (σκούρο γρι) και των αντίστοιχων τιμών του MODIS C005 (ανοιχτό γρι) για το διάστημα από 1 Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006, (α) για όλα τα σημεία πλέγματος της περιοχής μελέτης, (β), για τα σημεία πλέγματος πάνω από ξηρά και (γ), για τα σημεία πλέγματος πάνω από θάλασσα.

είτε ξεχωριστά πάνω από ξηρά (Σχ.5.17.β) και θάλασσα (Σχ. 5.17.γ) για την περίοδο 2000-2006. Και στις τρεις αυτές περιπτώσεις η κατανομές παρουσιάζουν μέγιστο στο 0.12. Σημαντική διαφορά παρουσιάζεται μεταξύ των αποτελεσμάτων πάνω από ξηρά όπου ο μεγάλος όγκος του πληθυσμού εμφανίζεται από το 0.3 έως και το 0.7, σε αντίθεση με το C005, όπου σε αυτήν την ζώνη ο πληθυσμός είναι σαφώς μικρότερος με τον κυρίως όγκο να περιορίζεται μεταξύ 0 και 0.2.

5.3 Αξιολόγηση των δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων του MODIS μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις του δικτύου AERONET

Τα δορυφορικά δεδομένα οπτικού βάθους αερολυμάτων στα 550 nm από το MODIS και των δύο σειρών (C004 και C005), αξιολογήθηκαν, μέσω σύγκρισης με αντίστοιχα δεδομένα προερχόμενα από επίγειους σταθμούς του δικτύου Σταθμών AERONET, τα οποία θεωρούνται ως τιμές αναφοράς παγκοσμίως. Λεπτομέρειες για το δίκτυο AERONET, αναφέρονται στο κεφάλαιο 4.

Επιλέχθηκαν 29 Σταθμοί AERONET στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (Πίνακας 5.5, Σχήμα 5.18.α). Τα κριτήρια για την επιλογή των συγκεκριμένων σταθμών ήταν: (i) η διαθεσιμότητα ημερήσιων δεδομένων οπτικού βάθους αερολυμάτων level 2.0 (Quality Assured) για την περίοδο μελέτης (από 1-3-2000 έως 28-2-2006) και (ii) η ομοιόμορφη κάλυψη της υπό μελέτη περιοχής με σταθμούς οι οποίοι να βρίσκονται σε περιοχές με επίδραση όλων των δυνατών τύπων αερολυμάτων που απαντώνται στην περιοχή, δηλαδή ερημικής σκόνης, ανθρωπογενών αερολυμάτων και θαλάσσιων αερολυμάτων.

Πραγματοποιήθηκε σύγκριση των δεδομένων AERONET για κάθε σταθμό με τα αντίστοιχα ημερήσια δεδομένα της χρονοσειράς του πλεγματοειδούς σημείου ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) του MODIS, στο οποίο ανήκει γεωγραφικά ο σταθμός. Κατ'αυτόν τον τρόπο, η σύγκριση έγινε με αρκετά μεγάλο αριθμό αντίστοιχων επίγειων και δορυφορικών δεδομένων, γεγονός το οποίο εξασφάλισε μια καλή στατιστική ανάλυση. Επισημαίνεται ότι τα ημερήσια δεδομένα του AERONET των οποίων έγινε χρήση, αποτελούν μέσες τιμές συνεχόμενων 15-λεπτων μετρήσεων κατά την διάρκεια της ημέρας. Από την άλλη πλευρά, τα δορυφορικά δεδομένα του MODIS, δεν είναι μέσες τιμές μετρήσεων καθόλη τη διάρκεια της ημέρας, αλλά συνίστανται στην τιμή της παραμέτρου AOD κατά τη στιγμή της μέτρησης (10:30 UTC, για κάθε τόπο). Το γεγονός αυτό αποτελεί μία αιτία διαφορών ανάμεσα στις τιμές AOD από τις βάσεις δεδομένων MODIS και AERONET. Ωστόσο, αυτός ο παράγοντας διαφορών δεν είναι τόσο σημαντικός, δεδομένου ότι μελέτες, όπως αυτή των Smirnov et al. (2002), που ασχολήθηκαν με την ημερήσια διακύμανση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων, κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι μόνο σε περιοχές με έντονη παρουσία βιομηχανικών αερολυμάτων παρατηρείται σημαντική μεταβολή του AOD κατά την διάρκεια, της ημέρας της τάξεως του 10 έως 40%, ενώ στις υπόλοιπες περιοχές η διακύμανση του AOD κατά τη διάρκεια της ημέρας δεν ξεπερνά το 10 %. Συνεπώς, οι τιμές του οπτικού βάθους αερολυμάτων του MODIS, είναι αντιπροσωπευτικές της μέσης ημερήσιας κατάστασης σε ικανοποιητικό βαθμό.

Στον Πίνακα 5.5, παρουσιάζονται οι 29 σταθμοί AERONET που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα ανάλυση. Για κάθε Σταθμό υπολογίστηκε η μέση τιμή του οπτικού βάθους (AOD_{AER}), για την περίοδο 2000-2006, όπως επίσης και οι αντίστοιχες μέσες τιμές οπτικού βάθους από το MODIS C004 (AOD_{C4}) και από το MODIS C005 (AOD_{C5}), για τα πλεγματοειδή σημεία στα οποία ανήκει ο κάθε σταθμός AERONET. Παρουσιάζονται επίσης οι υπολογισθέντες συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των χρονοσειρών του MODIS AOD_{C5} και του AERONET (R_{C5-AER}), μεταξύ του MODIS

Πίνακας 5.5 Σύγκριση των ημερήσιων τιμών του οπτικού πάχους του MODIS C004 (AOD_{C4}) και MODIS C005 (AOD_{C5}), με τα αντίστοιχα δεδομένα 29 σταθμών AERONET (AOD_{AER}), για την περίοδο 1 Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006. Παρέχονται, για κάθε σταθμό, οι μέσες ετήσιες τιμές κάθε παραμέτρου, καθώς και οι συντελεστές συσχέτισης του MODIS C004 με το AERONET (R_{C4-AER}), του MODIS C005 με το AERONET (R_{C5-AER}), καθώς και του MODIS C004 με το MODIS C005.

	Station	AOD_{C4}	AOD_{C5}	AOD_{AER}	R_{C4-AER}	R_{C5-AER}	R_{C4-C5}
1	Nes Ziona	0.41±0.23	0.29±0.22	0.25±0.16	0.60	0.74	0.89
2	Cairo Univ	0.43±0.19	0.36±0.20	0.36±0.19	0.57	0.60	0.90
3	Fort-Crete	0.30±0.18	0.24±0.15	0.20±0.11	0.68	0.80	0.91
4	Bucarest	0.28±0.18	0.25±0.18	0.33±0.19	0.87	0.92	0.92
5	Moldova	0.23±0.16	0.21±0.18	0.24±0.16	0.76	0.84	0.91
6	ETNA	0.30±0.21	0.25±0.19	0.19±0.16	0.94	0.83	0.80
7	Messina	0.26±0.18	0.22±0.17	0.24±0.13	0.46	0.51	0.95
8	Lecce Univ	0.26±0.19	0.22±0.18	0.22±0.18	0.73	0.77	0.91
9	IMAA Potenza	0.23±0.16	0.19±0.14	0.13±0.08	0.40	0.41	0.92
10	Rome Tor Vergata	0.29±0.19	0.24±0.18	0.20±0.12	0.73	0.80	0.94
11	IMS Oristano	0.29±0.19	0.22±0.18	0.23±0.16	0.75	0.85	0.92
12	Modena	0.30±0.18	0.26±0.18	0.38±0.22	0.50	0.61	0.88
13	Venice	0.40±0.22	0.33±0.24	0.28±0.20	0.66	0.76	0.91
14	ISPRA	0.36±0.25	0.35±0.27	0.31±0.28	0.64	0.72	0.93
15	Ville Franche	0.22±0.16	0.21±0.15	0.27±0.17	0.67	0.64	0.94
16	Toulon	0.21±0.16	0.16±0.15	0.18±0.11	0.71	0.77	0.95
17	Marseille	0.23±0.16	0.17±0.15	0.25±0.15	0.92	0.83	0.87
18	Realtor	0.23±0.16	0.17±0.15	0.24±0.17	0.93	0.95	0.92
19	Vinon	0.23±0.16	0.17±0.15	0.22±0.15	0.83	0.85	0.92
20	Avignon	0.29±0.18	0.21±0.15	0.22±0.14	0.71	0.80	0.91
21	TOULOUSE	0.31±0.19	0.20±0.15	0.18±0.11	0.61	0.91	0.89
22	Toulouse	0.31±0.19	0.20±0.15	0.23±0.15	0.65	0.82	0.89
23	Barcelona	0.25±0.18	0.22±0.17	0.23±0.14	0.74	0.80	0.95
24	Cabo de Boca	0.23±0.17	0.18±0.13	0.16±0.11	0.69	0.79	0.85
25	El Arenosillo	0.27±0.16	0.16±0.14	0.16±0.13	0.60	0.73	0.87
26	Granada	0.34±0.19	0.27±0.16	0.17±0.12	0.69	0.75	0.89
27	Blida	0.29±0.22	0.24±0.23	0.24±0.19	0.84	0.85	0.94
28	Thala	0.32±0.21	0.24±0.18	0.28±0.19	0.83	0.91	0.90
29	Lampedusa	0.25±0.24	0.24±0.22	0.21±0.16	0.87	0.90	0.99

AOD C004 και AERONET (R_{C4-AER}) και μεταξύ MODIS AOD C004 και MODIS AOD_{C4} (R_{C4-C5}), για την κάθε περίπτωση (σταθμός-πλεγματοκό σημείο), ξεχωριστά .

Γενικά, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του Πίνακα 5.5, διαπιστώνεται καλή συμφωνία ανάμεσα στα δορυφορικά δεδομένα και στα επίγεια, με τις διαφορές των μέσων τιμών AOD να κυμαίνονται από -0.08 έως 0.17 για το MODIS C004, και από -0.12 έως 0.10 για το MODIS C005. Ωστόσο, η σειρά MODIS C005, παρουσιάζει καλύτερη συμφωνία με το AERONET, αφού όλοι οι συντελεστές συσχέτισης είναι μεγαλύτεροι, από τη σειρά C004, ενώ οι μέσες τιμές εμφανίζουν μικρότερες διαφορές στο σύνολό τους. Συγκεκριμένα, το MODIS C004 υπερεκτιμά σαφώς το οπτικό βάθος των αερολυμάτων σε σχέση με το AERONET, καθώς σε 23 Σταθμούς εμφανίζει μεγαλύτερες μέσες τιμές από εκείνες του AERONET, ενώ μόλις σε 6 Σταθμούς οι τιμές είναι μικρότερες (κίτρινα κελιά). Η υπερεκτίμηση των τιμών του οπτικού βάθους αερολυμάτων από το MODIS C004, έναντι του AERONET, είναι εντονότερη σε Σταθμούς που χαρακτηρίζονται από φορτία αερολυμάτων ερημικής προέλευσης, όπως οι σταθμοί Nes Ziona (Ισραήλ), και Granada (Ισπανία), με τις διαφορές εκεί να είναι αντίστοιχα 0.16 και 0.17 (ή 64% και 100%, αντίστοιχα). Αντίθετα, Σταθμοί που χαρακτηρίζονται από φορτία ανθρωπογενών αερολυμάτων λεπτής υφής, όπως ο σταθμός Ispra στην κοιλάδα του Πάδου, στην Ιταλία οι διαφορές είναι μικρές (0.05 σε απόλυτη τιμή ή 16% σε σχετική τιμή). Οι συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των τιμών AOD του MODIS C004 και του AERONET, έχουν τιμές από 0.40 έως 0.94, με 4 από αυτούς να έχουν τιμές μικρότερες από 0.6 (κελιά με πράσινο χρώμα) και 14 Σταθμούς με συντελεστές συσχέτισης μικρότερους από 0.7 (κελιά με γκρι χρώμα). Τα δεδομένα του MODIS C005, παρουσιάζουν σημαντικά καλύτερη συμφωνία με το AERONET, καθώς μόνο σε 2 Σταθμούς ο συντελεστής συσχέτισης έχει τιμή μικρότερη του 0.6 (αντί για 4 Σταθμούς στην περίπτωση του MODIS C004), και επίσης μόνο 5 Σταθμούς με τιμές μικρότερες του 0.7 (αντί για 14 Σταθμούς στην περίπτωση του MODIS C004). Επιπλέον, σε 12 Σταθμούς παρουσιάζεται υπερεκτίμηση του οπτικού βάθους από το MODIS C005 και σε 14 Σταθμούς υποεκτίμηση.

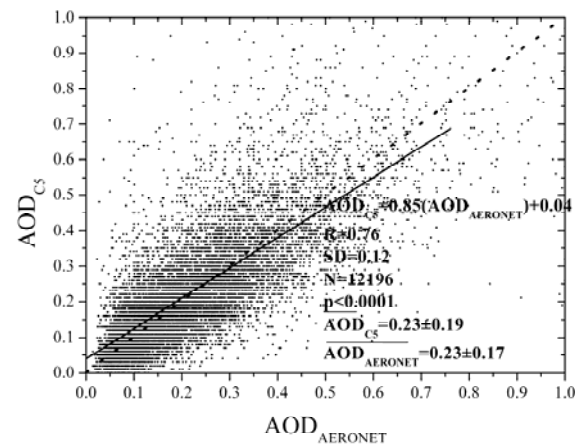
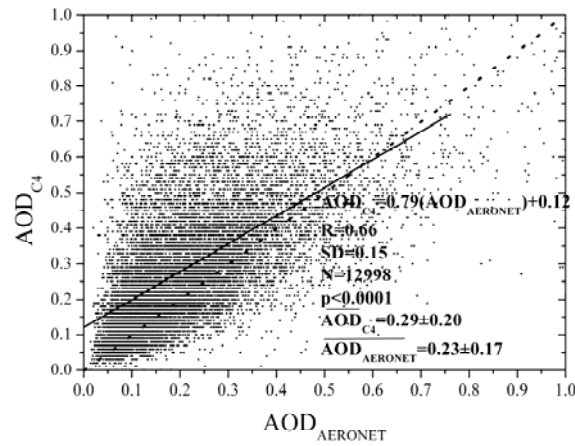
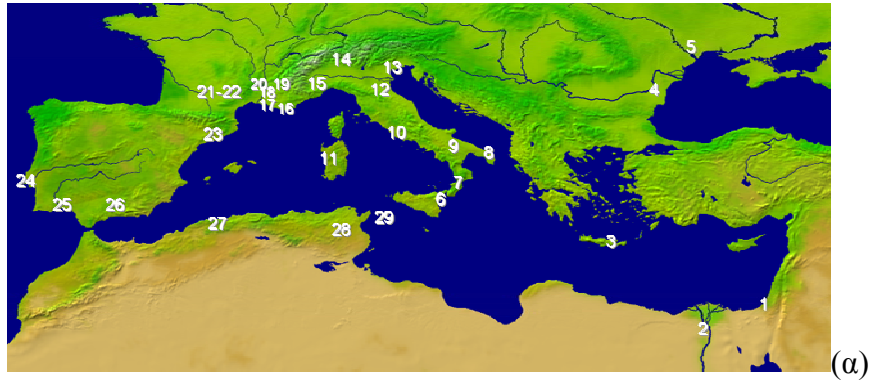
Στα Σχήματα 5.18β και 5.18.γ, παρουσιάζονται οι συσχετίσεις μεταξύ των δεδομένων AOD MODIS C004 και MODIS C005 με τα αντίστοιχα δεδομένα των 29 Σταθμών AERONET (συνολικά 12998 και 12196 ζευγάρια τιμών, αντίστοιχα). Στα Σχήματα αυτά παρουσιάζονται επίσης και η ευθεία της γραμμικής παρεμβολής με την αντίστοιχη εξίσωση, όπως επίσης και η 1 προς 1 καμπύλη. Από τα σχήματα προκύπτει το συμπέρασμα ότι υπάρχει καλύτερη συμφωνία μεταξύ του MODIS C005 και του AERONET, έναντι του MODIS C004 και του AERONET. Συγκεκριμένα, ο συντελεστής συσχέτισης παρουσιάζει σημαντική βελτίωση (0.77 έναντι 0.66). Ακόμη η διασπορά των σημείων στα διαγράμματα ελαττώθηκε, καθώς οι τιμές της τυπικής απόκλισης ελαττώθηκαν κατά 20% (από 0.15 σε 0.12). Επίσης, η κλίση της ευθείας γραμμικής παρεμβολής πλησίασε περισσότερο την τιμή 1, πράγμα που υποδηλώνει την καλύτερη συμφωνία μεταξύ των συσχετιζόμενων παραμέτρων στην περίπτωση του MODIS C005. Ένα ακόμα εύρημα, το οποίο αποδεικνύει την πολύ καλή συμφωνία του MODIS C005 με το AERONET, αποτελούν οι μέσες τιμές του οπτικού βάθους, που στην περίπτωση C005 και AERONET ταυτίζονται, ενώ στην περίπτωση C004 και AERONET διαφέρουν κατά 0.06 (ή 26%).

Επίσης, σημαντική πληροφορία λαμβάνεται από τα σημεία τομής των ευθειών της γραμμικής παρεμβολής με τις αντίστοιχες ευθείες των 1 προς 1 εξισώσεων. Συγκεκριμένα, ενώ η υπερεκτίμηση του οπτικού βάθους αερολυμάτων από το MODIS C004 (σε σχέση πάντα με το AERONET) συνέβαινε για τιμές οπτικού βάθους έως και 0.6, με το νέο αλγόριθμο (σειρά C005), το παραπάνω όριο έχει περιοριστεί στο 0.2.

Ολοκληρώνοντας την αξιολόγηση των δύο σειρών δεδομένων του MODIS μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις από το δίκτυο AERONET, έγινε ένα ακόμα βήμα . Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η πλέον διαδεδομένη σειρά δεδομένων του MODIS (Level- 3), εξάγεται

σε επίπεδο πλέγματος $1^\circ \times 1^\circ$ (δηλαδή περίπου $100\text{km} \times 100\text{km}$) Αυτό έχει ως συνέπεια η σύγκρισή τους με σημειακά επίγεια δεδομένα να κρύβει κινδύνους, καθώς η χωρική διακύμανση των αερολυμάτων παρουσιάζει μεγάλες μεταβολές. Στη διεθνή πρακτική της NASA, έχει υιοθετηθεί μια τεχνική σύγκρισης στην οποία χρησιμοποιούνται, δεδομένα οπτικού βάθους αερολυμάτων σε επίπεδο πλέγματος $10\text{km} \times 10\text{km}$ (Ichoku et al., 2002, Remer et al., 2002, Chu et al., 2002). Τα δεδομένα αυτά ανήκουν στο 2^ο επίπεδο εξαγωγής δεδομένων του MODIS (MODIS Level 2, Kaufman et al, 1997, Remer et al, 2005), και είναι χρήσιμα για μελέτες τοπικού ενδιαφέροντος, λόγω της υψηλής ανάλυσής τους, όμως παρουσιάζουν μεγάλα κενά στην χωρική τους κάλυψη και αυτό τα κάνει δύσχρηστα σε μελέτες μεγάλης κλίμακας όπως αυτή που επιχειρήθηκε στα πλαίσια της παρούσας Διατριβής. Η τεχνική αυτή περιγράφεται λεπτομερώς στην μελέτη των Ichoku et al. (2002) και ονομάζεται στην διεθνή βιβλιογραφία “window technique”, Η τεχνική αυτή συνίσταται στον υπολογισμό της μέσης τιμής AOD για κάθε ημέρα των δεδομένων MODIS Level 2, τα οποία περιέχονται σε μια περιοχή $50\text{km} \times 50\text{km}$, με κέντρο το σημείο όπου βρίσκεται ο επίγειος Σταθμός. Στην συνέχεια, η τιμή αυτή συγκρίνεται με την αντίστοιχη τιμή του επίγειου Σταθμού, με τη διαφορά όμως ότι χρησιμοποιεί όχι την μέση ημερήσια τιμή της παραμέτρου του Σταθμού, αλλά την πλησιέστερη χρονικά μέτρηση που ελήφθη από το Σταθμό στην ώρα διέλευσης του δορυφόρου από την περιοχή του Σταθμού.

Η τεχνική του παραθύρου εφαρμόστηκε και στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή για 7 χαρακτηριστικούς (δηλαδή με αερολύματα όλων των δυνατών τύπων) Σταθμούς του δικτύου AERONET στη Μεσόγειο. Σκοπός ήταν να συγκριθούν τα αποτελέσματα αυτά με τα αντίστοιχα αποτελέσματα του Πίνακα 5.5, ώστε να βγει ένα γενικότερο συμπέρασμα για τον τρόπο σύγκρισης δεδομένων MODIS και AERONET και να ενισχυθεί το συμπέρασμα (Paradimas et al., 2008) ότι η σύγκριση δεδομένων AERONET, με δεδομένα MODIS σε επίπεδο πλέγματος $1^\circ \times 1^\circ$ είναι ασφαλής και δεν εμπεριέχει μεγάλη αβεβαιότητα. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αυτής έδειξαν όντως ότι η χρήση της τεχνικής παραθύρου δεν επέφερε καμία ουσιαστική τροποποίηση στα αποτελέσματα/συμπεράσματα του Πίνακα 5.5 (Paradimas et al., 2009). Συγκεκριμένα οι συντελεστές συσχέτισης των 7 περιπτώσεων (Σταθμών) σύγκρισης, μεταξύ AERONET και Level-2 και AERONET και Level-3 έχουν πολύ μικρές διαφορές (~ 0.02) με μόνη περίπτωση μεγαλύτερης διαφοράς στον σταθμό Nes Ziona, όπου η διαφορά των συντελεστών συσχέτισης είναι ίση με 0.18. Επίσης μόνο 3 σταθμούς από τους 7 είχαμε καλύτερη συσχέτιση του AERONET με το Level-2, στους άλλους 3 από τους 7 σταθμούς το AERONET έδωσε καλύτερη συσχέτιση με το Level-3. Επίσης απευθείας συσχέτιση των Level-2 με τα Level-3, για κάθε σταθμό, οι συντελεστές συσχέτισης είναι αρκετά υψηλή μεταξύ 0.84 και 0.99. Τέλος οι διαφορές των μέσων ετήσιων τιμών του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, μεταξύ MODIS και AERONET είναι σχεδόν ίδιες κάνοντας χρήση του Level-2 και του Level-3. Το εύρος των διαφορών αυτών κυμαίνεται μεταξύ -0.09 έως 0.07 για το Level-3 και -0.09 έως 0.12 για το Level-2. Οι σχετικές διαφορές των δύο συγκρίσεων είναι μικρότερες από 5%. Συμπερασματικά, η τεχνική η οποία εφαρμόστηκε από την αρχή, στην αξιολόγηση



Σχήμα 5.18 Διαγράμματα διασποράς μεταξύ των μέσων ημερήσιων τιμών του οπτικού βάθους των 29 σταθμών του AERONET, με τις αντίστοιχες τιμές από το MODIS C005 (β) και MODIS C004 (α) για το διάστημα από 1 Μαρτίου 2000 έως 28 Φεβρουαρίου 2006. Παρέχονται επίσης, ο συντελεστής συσχέτισης (R), η μέση τυπική απόκλιση (SD), το σύνολο των σημείων (N), η τιμή p -value, η οποία δείχνει την τιμή της πιθανότητας η κλίση της ευθείας της γραμμικής παρεμβολής να είναι μηδέν. Επίσης, παρέχονται οι μέσες τιμές κάθε συνόλου τιμών με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις. Οι τοποθεσίες των 27 επιλεγμένων σταθμών του δικτύου AERONET, παρουσιάζονται στο σχήμα (α).

των δεδομένων MODIS, δεν εμπεριέχει αβεβαιότητα, και τα αποτελέσματά της μπορούν να αξιοποιηθούν με ασφάλεια.

Πίνακας 5.6 Στατιστικά αποτελέσματα των διαγραμμάτων διασποράς των ημερησίων τιμών του οπτικού πάχους των 29 συνολικά σταθμών AERONET, με τις αντίστοιχες τιμές του MODIS C004 και του MODIS C005, καθώς και η αντίστοιχη γραμμική σχέση των δύο παραμέτρων (βλ. και Σχ. 5.18β και 5.18α). Παρέχονται επίσης, ο συντελεστής συσχέτισης (R), η μέση τυπική απόκλιση (SD), το σύνολο των σημείων (N), η τιμή p -value, η οποία δείχνει την τιμή της πιθανότητας η κλίση της ευθείας της γραμμικής παρεμβολής να είναι μηδέν. Τέλος παρέχονται οι μέσες τιμές κάθε συνόλου τιμών με τις αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις.

	AOD_{MODIS}	AOD_{AER}	R	SD	N	p	Γραμμική σχέση
C004 AERONET	0.29±0.20	0.23±0.17	0.66	0.15	12998	<0.001	$AOD_{C4}=0.79(AOD_{AER})+0.12$
C005 AERONET	0.23±0.19	0.23±0.17	0.76	0.12	12196	<0.001	$AOD_{C5}=0.85(AOD_{AER})+0.04$

Από τη διαδικασία αξιολόγησης των δεδομένων AOD του MODIS προέκυψε τελικά το συμπέρασμα ότι η βελτίωση της σειράς MODIS Collection 5 είναι σημαντική σε σχέση με τη σειρά Collection 4. Έτσι, στη συνέχεια έγινε χρήση δεδομένων οπτικού βάρους αερολυμάτων από τη σειρά C005. Αυτό εξασφαλίζει την ύπαρξη όσο το δυνατό μικρότερης αβεβαιότητας στην υπολογισθείσα επίδραση των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη – Ατμόσφαιρα.

Κεφάλαιο 6^ο

Μελέτη της κατανομής των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας και της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο

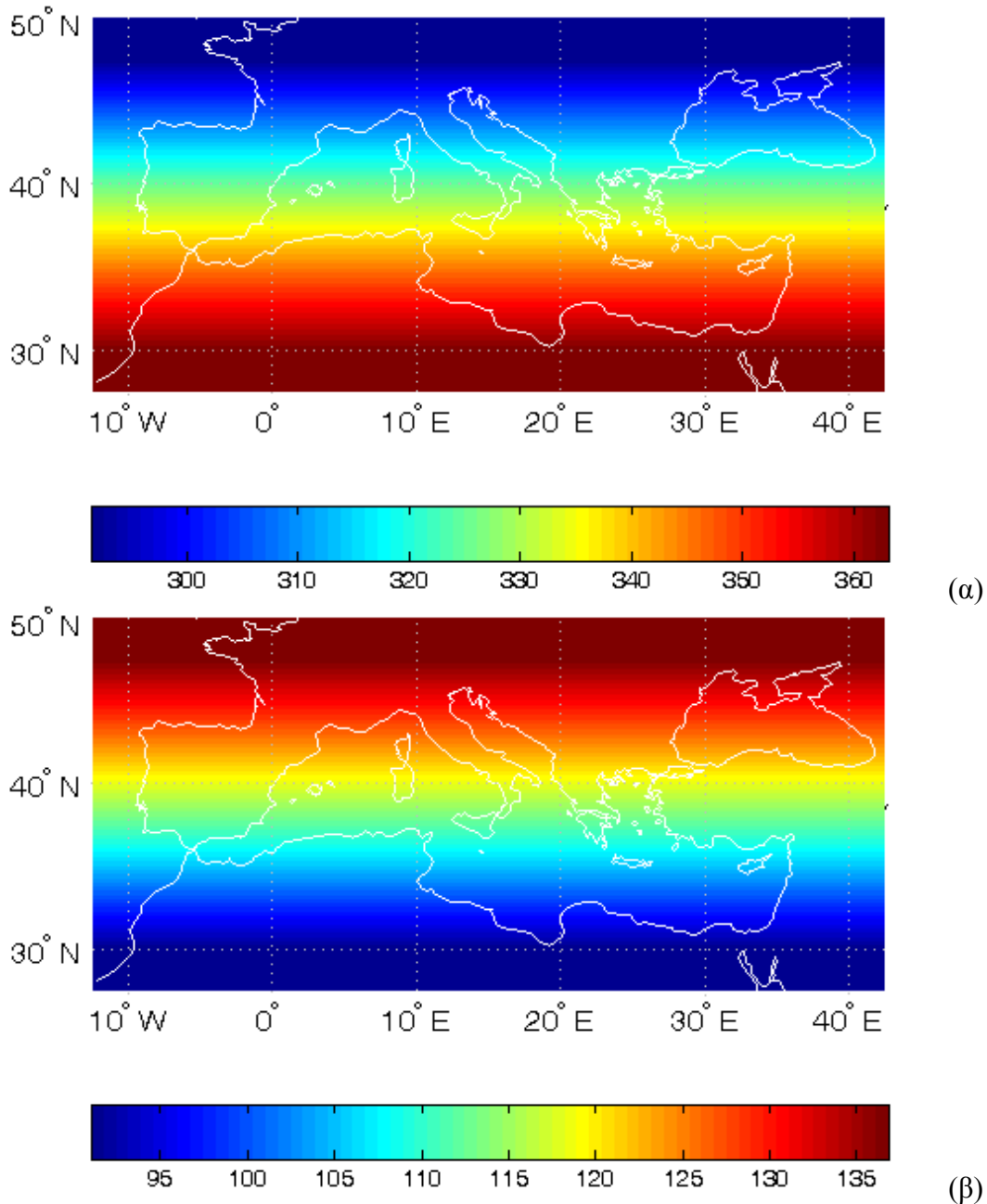
6.1 Χωρικές και χρονικές κατανομές των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας

Όπως αναφέρθηκε στο Κεφάλαιο 3, το μοντέλο υπολογίζει θεωρητικά, με τη βοήθεια αστρονομικών εξισώσεων, την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στα όρια της γήινης ατμόσφαιρας (F_{top}^{\downarrow}), σε μηνιαία βάση, για κάθε κυψελίδα $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ γεωγραφικού πλάτους και μήκους. Στη συνέχεια, οι ροές ακτινοβολίας υπολογίζονται φασματικά για όλα τα μήκη κύματος και τις φασματικές ζώνες μέσα στην ατμόσφαιρα, στην επιφάνεια της Γης και στην κορυφή της ατμόσφαιρας για το συνιστώντας το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας για το σύστημα Γης – ατμόσφαιρας. Όπως έχει αναφερθεί (Κεφ. 3, Εξίσωση 3.45) η άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία υπολογίζεται από την διαταραχή των ροών ακτινοβολίας που προκαλεί η παρουσία τους, δηλαδή από την διαφορά των ροών ακτινοβολίας υπό την παρουσία ή όχι των αερολυμάτων. Συνεπώς, προτού παρουσιαστούν τα αποτελέσματα της διαταραχής, είναι σκόπιμο να γίνει αναφορά και στις ίδιες τις ροές της ηλιακής ακτινοβολίας. Στην επόμενη λοιπόν υπο-ενότητα θα γίνει μια μικρή αναφορά στα αποτελέσματα των ροών ακτινοβολίας του μοντέλου για την περιοχή μελέτης, ώστε να δοθεί μια εικόνα της κατάστασης του ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

6.1.1 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας

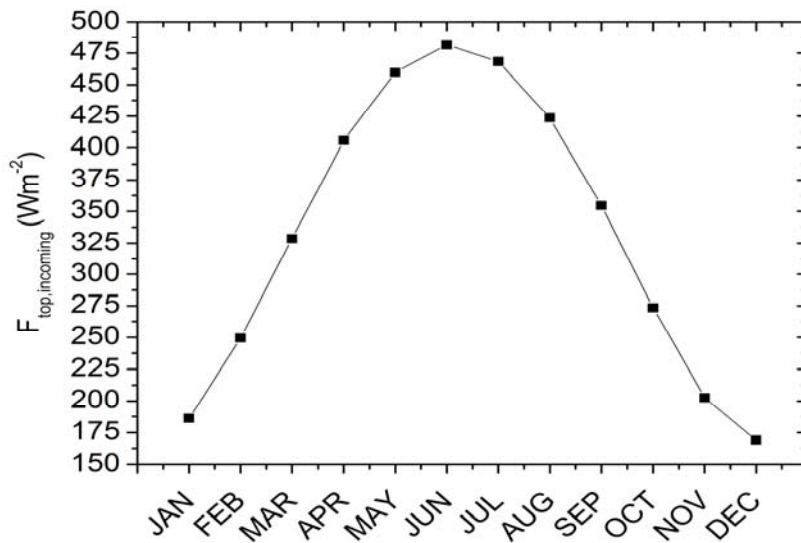
Τα αποτελέσματα των θεωρητικών υπολογισμών του μοντέλου για την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (σε Wm^{-2}) στα όρια της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης, μεσοποιημένα για την περίοδο 2000-2007, σε ετήσια βάση παρουσιάζονται στο σχήμα 6.1. Είναι εμφανής η απόλυτη εξάρτηση της εισερχόμενης ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας από το γεωγραφικό πλάτος (ζενίθεια γωνία του ηλίου). Οι τιμές παρουσιάζουν ένα ευρος διακύμανσης ίσο με $75 Wm^{-2}$, που αποτελεί ένα καθοριστικό παράγοντα για την διαμόρφωση του κλίματος της περιοχής. Η μέση ετήσια τιμή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης είναι ίση με $329.0 Wm^{-2}$ με την τυπική απόκλιση (σε διαχρονικό επίπεδο, για τα 7 έτη) να είναι ίση με $0.2 Wm^{-2}$ (πίνακας 6.1), γεγονός που φανερώνει ασήμαντη διακύμανση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, στην κορυφή της ατμόσφαιρας τα 7 χρόνια της παρούσας μελέτης. Στο Σχήμα 6.1.β, παρουσιάζεται η χωρική κατανομή της τυπικής απόκλισης των τιμών του σχήματος 6.1.α. Θα πρέπει να επισημανθεί ότι οι τιμές των τυπικών αποκλίσεων κάθε πλεγματοειδούς σημείου από τις οποίες έχουν σχηματισθεί οι αντίστοιχες γεωγραφικές κατανομές σε όλη την Διδακτορική Διατριβή (βλ. π.χ. Σχήμα 6.1.β), έχουν υπολογισθεί από το σύνολο των μηνιαίων τιμών (84 μηνιαίες τιμές) κάθε πλεγματοειδούς σημείου και όχι από τις ετήσιες τιμές (7 ετήσιες τιμές). Αυτό έγινε διότι σκοπός ήταν να τονισθεί η διαφορά από τόπο σε τόπο, μέσα στην περιοχή μελέτης, της διακύμανσης των μηνιαίων τιμών μέσα στο έτος, να επισημανθούν δηλαδή οι διαφορετικές εποχικές διακυμάνσεις τόσο της ηλιακής ακτινοβολίας, όσο και της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων σε αυτήν, στα διάφορα σημεία της περιοχής μελέτης.

Επομένως, παρατηρείται στο σχήμα 6.1β ότι η μεταβλητότητα αυξάνει καθώς μεταβαίνουμε προς βορά, δηλαδή από την βόρεια Αφρική προς την βόρεια Ευρώπη. Οι μεγάλες τιμές στα βόρεια της περιοχής φανερώνουν την έντονη εποχική διακύμανση της ακτινοβολίας σε αυτήν την περιοχή, σε αντίθεση με τις μικρές τιμές

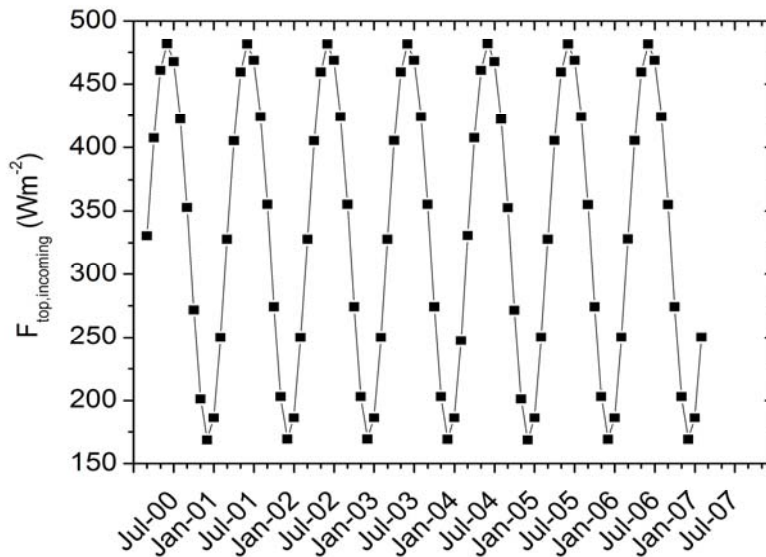


Σχήμα 6.1. (α) Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007. (β) Δίδεται επίσης, η αντίστοιχη κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος (α).

στα νότια όπου εποχική διακύμανση είναι πολύ μικρότερη (υποτροπικό κλίμα). Η ενδοετήσια μεταβολή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για το σύνολο της περιοχής μελέτης παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.2α, με τις τιμές να κυμαίνονται από $175 Wm^{-2}$ το μήνα Δεκέμβριο έως $475 Wm^{-2}$ τον Ιούνιο. Οι ενδοετήσιες διαφορές οι οποίες παρουσιάζονται (φτάνουν και τα $300 Wm^{-2}$) παίζουν ουσιαστικό ρόλο στη διαμόρφωση της εποχικότητας του κλίματος της περιοχής. Στο σχήμα 6.2β παρουσιάζεται η χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων



(a)



(b)

Σχήμα 6.2. (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) διαχρονική μεταβολή των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007.

περιοχικών τιμών της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας στην περιοχή μελέτης, για την περίοδο 2000-2007. Διαπιστώνεται μια συστηματική επανάληψη του ετήσιου κύκλου, για κάθε έτος, χωρίς ουσιαστικές διαφορές, γεγονός που είναι αναμενόμενο δεδομένου ότι η περίοδος μελέτης μας είναι 7 έτη.

Τα αποτελέσματα για την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας θεωρούνται αξιόπιστα δεδομένου ότι έχει πραγματοποιηθεί εκτεταμένη αξιολόγησή τους σε προηγούμενες μελέτες (Hatzianastassiou and Vardavas 1999, 2001; Hatzianastassiou et al., 2004c; Fotiadi et al., 2005). Συγκεκριμένα, οι διαφορές των υπολογισμών του μοντέλου και των μετρήσεων του δορυφορικού προγράμματος Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), Scanner S4 (Barkstrom and Smith, 1986), για την

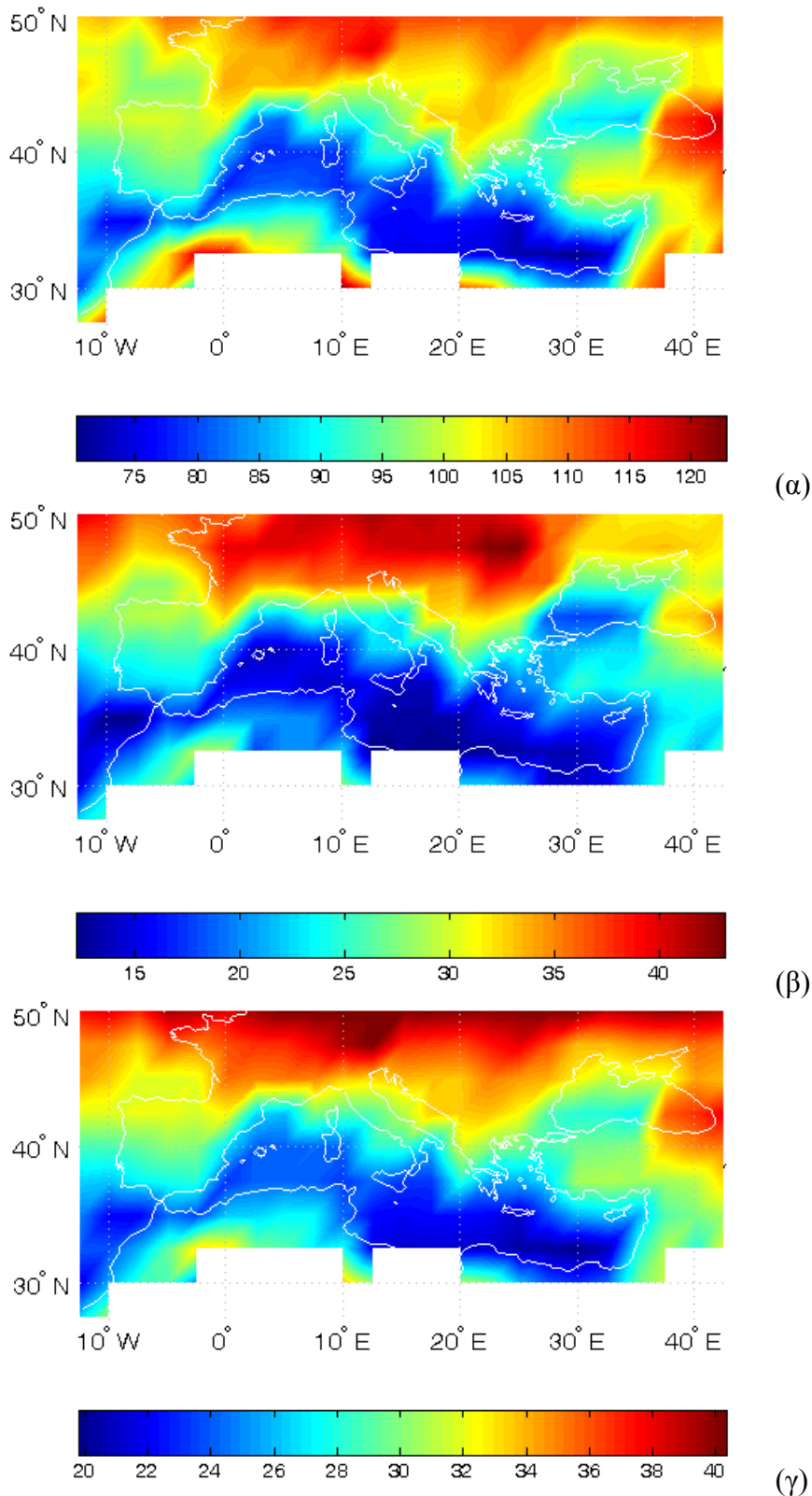
περίοδο 1985-1986, που θεωρούνται μετρήσεις αναφοράς, βρέθηκε να κυμαίνονται από 0.2% έως 0.4 % ($0.6-1.2 \text{ Wm}^{-2}$) για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (Hatzianastassiou et al., 2004c), τιμές δηλαδή εξαιρετικά μικρές.

Πίνακας 6.1. Μέση τιμή και τυπική απόκλιση του υπολογισθέντος με το μοντέλο ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου για την περίοδο 7 ετών, από το Μάρτιο 2000 έως Φεβρουάριο 2007. Οι υπολογισμοί έχουν γίνει για την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (F_{top}^{\downarrow}), την καθαρή εισερχόμενη ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα ($F_{net,top}^{\downarrow}$), την εξερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (F_{top}^{\uparrow}), την απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα (F_{atm}), την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος (F_{surf}^{\downarrow}) και για την καθαρή ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος ($F_{surfnet}$) (απορρόφηση στο έδαφος). Επίσης, αναφέρονται και τα ποσοστά του ισοζυγίου για κάθε περίπτωση, ως προς την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας

Ισοζύγιο ηλιακής ακτινοβολίας	Μέση τιμή (Wm^{-2})	Ποσοστό επί της F_{top}^{\downarrow}
F_{top}^{\downarrow}	329.0±0.2	100%
$F_{net,top}^{\downarrow}$	233.5±1.37	71%
F_{atm}	86.6±0.8	26%
F_{surf}^{\downarrow}	172.4±1.8	52%
$F_{surfnet}$	147.0±1.7	45%
F_{top}^{\uparrow}	95.5±1.7	29%

6.1.2 Ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας

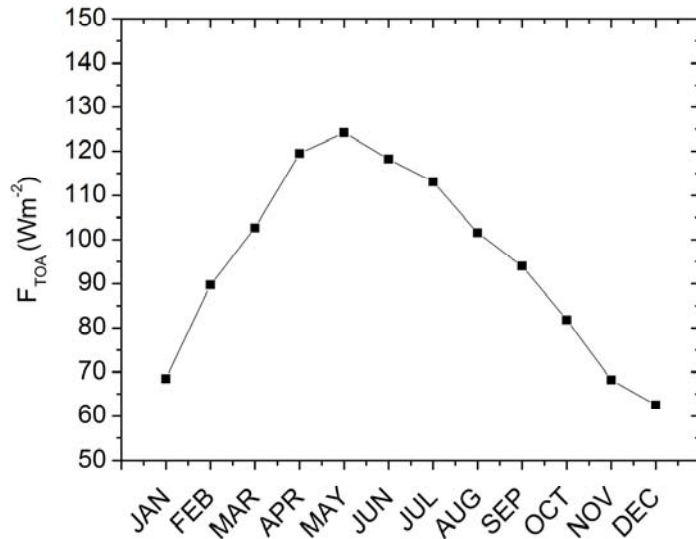
Στο Σχήμα 6.3α παρουσιάζεται η μέση ετήσια γεωγραφική κατανομή της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας στο διάστημα, για την περίοδο 2000-2007. Είναι φανερό ότι η διακύμανση της F_{top}^{\uparrow} δεν εξαρτάται μόνο από το γεωγραφικό πλάτος (όπως για την F_{top}^{\downarrow}) αλλά μεταβάλλεται σημαντικά και με το γεωγραφικό μήκος. Οι τιμές κυμαίνονται από 70 έως 123 Wm^{-2} και είναι γενικά μεγαλύτερες πάνω από την ξηρά ($>100 \text{ Wm}^{-2}$) σε σχέση με θαλάσσιες περιοχές. Το γεγονός αυτό υποδεικνύει το σπουδαίο ρόλο της ανακλαστικότητας επιφανείας (λευκαύγειας) για την ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τη Γη στο διάστημα. Οι μεγαλύτερες τιμές παρατηρούνται πάνω από περιοχές που χαρακτηρίζονται από υψηλή νέφωση. Η μέση ετήσια περιοχική τιμή (πίνακας 6.1) είναι ίση με 95.5 Wm^{-2} , η οποία αντιστοιχεί στο 29% της αντίστοιχης F_{top}^{\downarrow} , με την τυπική απόκλιση (σε διαχρονικό επίπεδο) να είναι ίσης με 1.7 Wm^{-2} . Στο σχήμα 6.3β, παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος 6.3α. Παρατηρείται ότι η μεγαλύτερη μεταβλητότητα των μηνιαίων τιμών εμφανίζεται πάνω από περιοχές με σημαντική νέφωση, όπως της



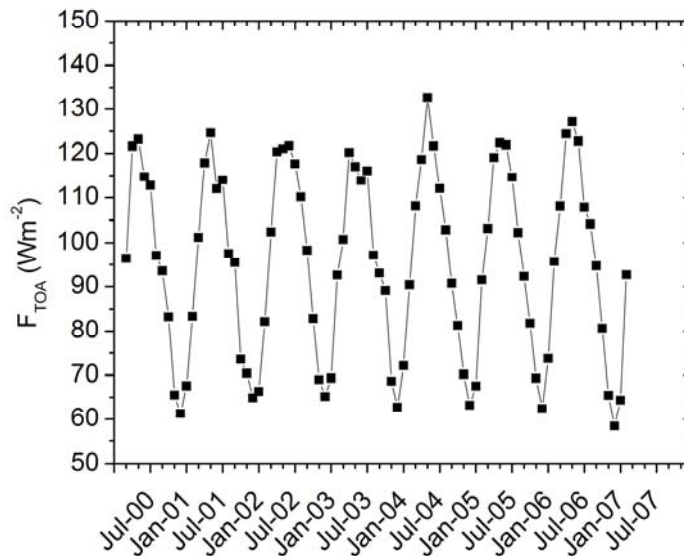
Σχήμα 6.3. (α) Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007. (β) Κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου

του Σχήματος 6.3α. (γ) Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας που ανακλάται στο διάστημα

κεντρικής και βόρειας Ευρώπης. Στο Σχήμα 6.3γ, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των ποσοστών της F_{top}^{\uparrow} επί της F_{top}^{\downarrow} . Παρατηρείται ότι σε περιοχές με μεγάλη ανακλαστικότητα, είτε λόγω της νεφοκάλυψης είτε λόγω εδάφους ανακλάται στο διάστημα μέχρι και το 43% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.



(α)



(β)

Σχήμα 6.4 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) διαχρονική μεταβολή των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της εξερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007.

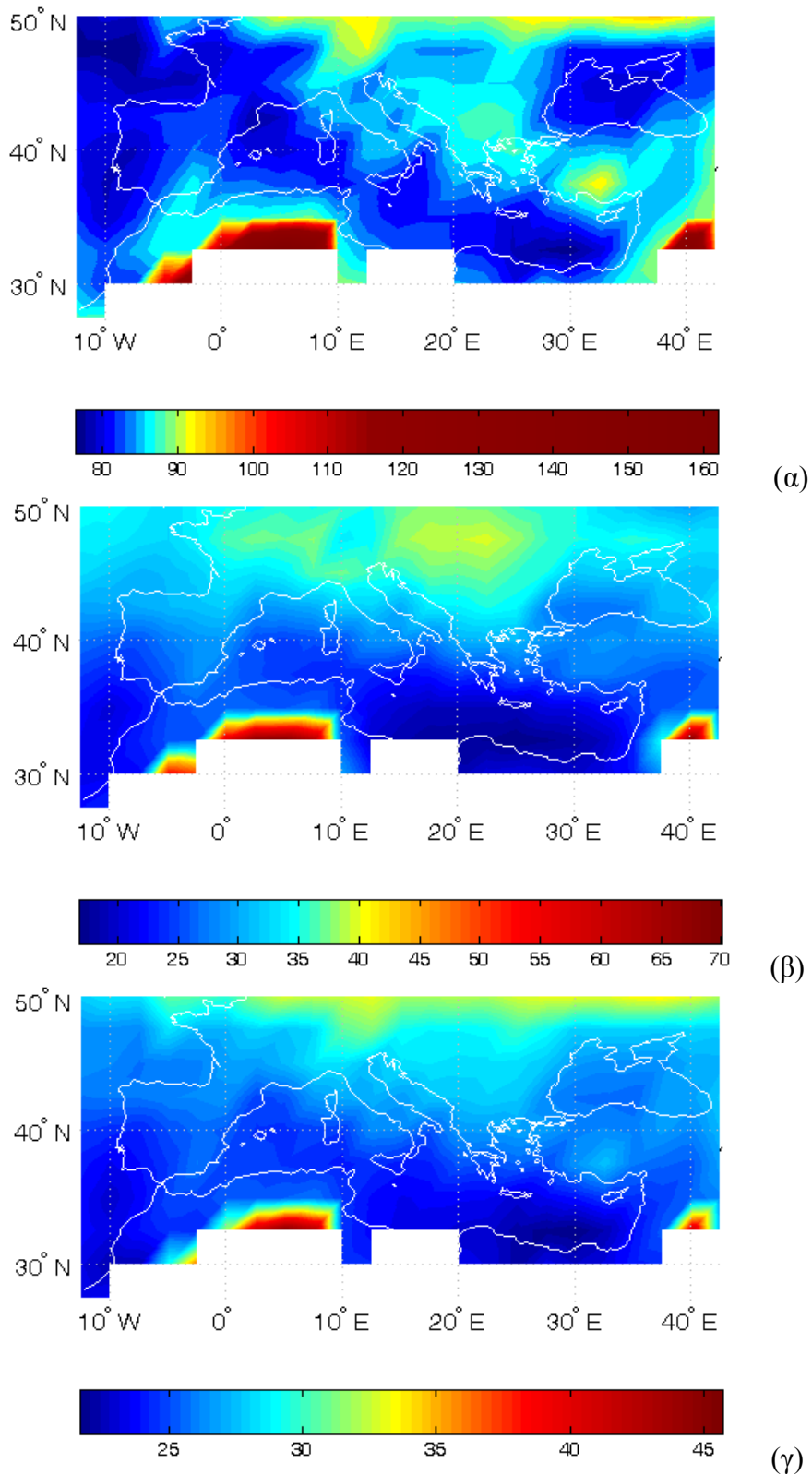
Η ενδοετήσια μεταβολή της παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.4α, με τιμές που κυμαίνονται από 63 Wm^{-2} το Δεκέμβριο έως 125 Wm^{-2} το Μάιο. Είναι ενδιαφέρον ότι το μέγιστο παρατηρείται όχι τον μήνα Ιούνιο, όταν δηλαδή παρατηρείται το μέγιστο της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (βλ. Σχ. 6.2β) αλλά ένα μήνα νωρίτερα, γεγονός που αποδεικνύει το ρόλο των αερολυμάτων και της νέφωσης στην σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας στο διάστημα. Επίσης, διαπιστώνεται ότι οι μήνες της άνοιξης εμφανίζουν τιμές F_{top}^{\uparrow} αρκετά μεγαλύτερες από εκείνες του φθινοπώρου, γεγονός που οφείλεται στην αυξημένη παρουσία υψηλών νεφώσεων (μεγάλη ανακλαστικότητα λόγω παγοκρυστάλλων) στην περιοχή μελέτης την άνοιξη σε σχέση με το φθινόπωρο.

Στο σχήμα 6.4β παρουσιάζεται η χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της εξερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο 2000-2007. Παρουσιάζει ενδιαφέρον το γεγονός ότι τα μέγιστα εμφανίζονται σε διαφορετικούς μήνες του έτους για τις χρονιές 2002 (τον Ιούνιο) και το 2003 (τον Απρίλιο), σε σχέση με τις υπόλοιπες χρονιές που εμφανίζονται σταθερά το μήνα Μάιο.

6.1.3 Απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία από τη γήινη ατμόσφαιρα

Στο Σχήμα 6.5α παρουσιάζεται η μέση ετήσια γεωγραφική κατανομή της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα πάνω από την περιοχή μελέτης, όπως προκύπτει από τους υπολογισμούς του μοντέλου το οποίο λαμβάνει υπόψη τη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολία από τα συστατικά της ατμόσφαιρας (νέφη, αερολύματα, μόρια ατμοσφαιρικών αερίων), για την περίοδο 2000-2007. Οι τιμές παρουσιάζουν σημαντικό εύρος διακύμανσης (από 75 έως 162 Wm^{-2}), με τη μέση ετήσια περιοχική τιμή (πίνακας 6.1) να είναι ίση με 86.6 Wm^{-2} , που αντιστοιχεί στο 26.0% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, με την τυπική απόκλιση να είναι ίσης με 0.8 Wm^{-2} . Η χωρική κατανομή της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, καθορίζεται κυρίως από την κατανομή της νέφωσης και των αερολυμάτων. Οι μεγαλύτερες τιμές ($100-160 \text{ Wm}^{-2}$) εμφανίζονται στις περιοχές της βόρειας Αφρικής και της μέσης Ανατολής, περιοχές με έντονη παρουσία αερολυμάτων, καθώς επίσης και σε περιοχές της κεντρικής Ευρώπης ($90-96 \text{ Wm}^{-2}$). Στο Σχήμα 6.5β παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος 6.5α., στην οποία εμφανίζονται τιμές ανάλογες των αντίστοιχων μέσων τιμών, όπως στις περιοχές της βόρειας Αφρικής και Μέσης Ανατολής, αλλά και τιμές όπου η διακύμανση δεν παρουσιάζει μεγάλες τιμές, ανάλογες των μέσω τιμών, όπως π.χ. στην χερσόνησο της Ανατολίας, όπου η μόνιμη παρουσία υψηλού φορτίου αερολυμάτων δημιουργεί σταθερά υψηλές τιμές απορρόφησης της ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα. Στο Σχήμα 6.5γ, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των ποσοστών επί της F_{top}^{\downarrow} . Παρατηρείται ότι το μεγαλύτερο μέρος την εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, απορροφάται πάνω από της ερήμους της βόρειας Αφρικής και Μέσης Ανατολής σε ποσοστό που φτάνει και τα 46%, ενώ σε περιοχές όπως πάνω από θάλασσα όπου το φορτίο των αερολυμάτων αλλά και η ποσότητα των νεφών είναι μικρότερα το ποσοστό φτάνει τα 22%.

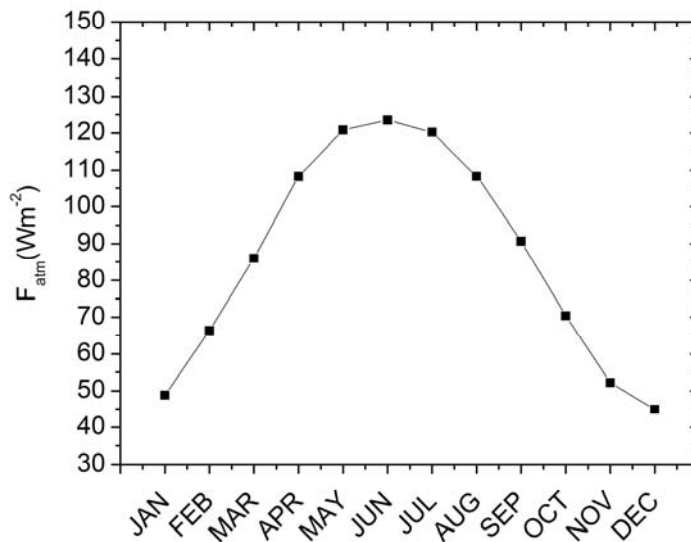
Η ενδοετήσια μεταβολή της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας από την γήινη ατμόσφαιρα παρουσιάζεται στο σχήμα 6.6α. Οι τιμές κατά την διάρκεια του έτους κυμαίνονται από 45 Wm^{-2} το μήνα Δεκέμβριο έως 125 Wm^{-2} το μήνα Ιούνιο. Η κατανομή των ενδοετήσιων τιμών καθορίζεται από τις αντίστοιχες τιμές της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.



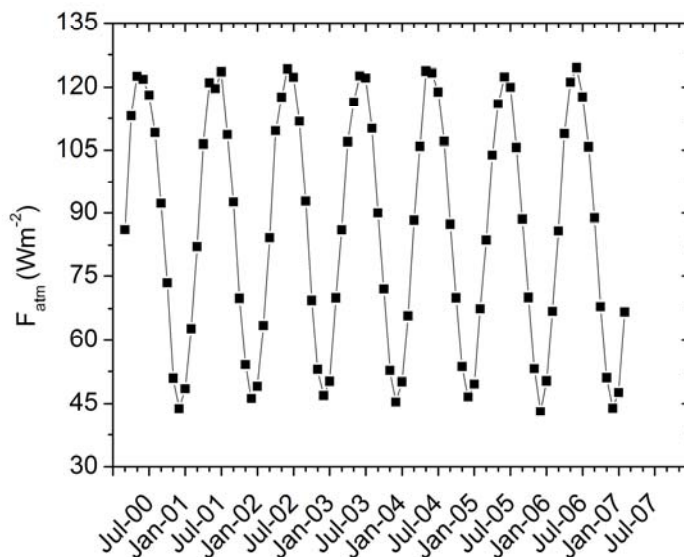
Σχήμα 6.5. (α) Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) μέσα στην ατμόσφαιρα, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007. (β) Δίδεται επίσης η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματικού σημείου του Σχήματος 6.5α. (γ) Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού της

εισερχόμενης ακτινοβολίας από τον Ήλιο που απορροφάται μέσα στην ατμόσφαιρα της περιοχής μελέτης

Στο σχήμα 6.6β παρουσιάζεται η χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται μέσα στην ατμόσφαιρα, πάνω από την περιοχή μελέτης, για την περίοδο 2000-2007. Οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται πάντοτε κατά την χειμερινή και θερινή περίοδο του έτους αντίστοιχα, ακολουθώντας την αντίστοιχη διακύμανση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.



(a)



(b)

Σχήμα 6.6 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) διαχρονική μεταβολή των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της απορροφώμενης ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) μέσα στην ατμόσφαιρα, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007.

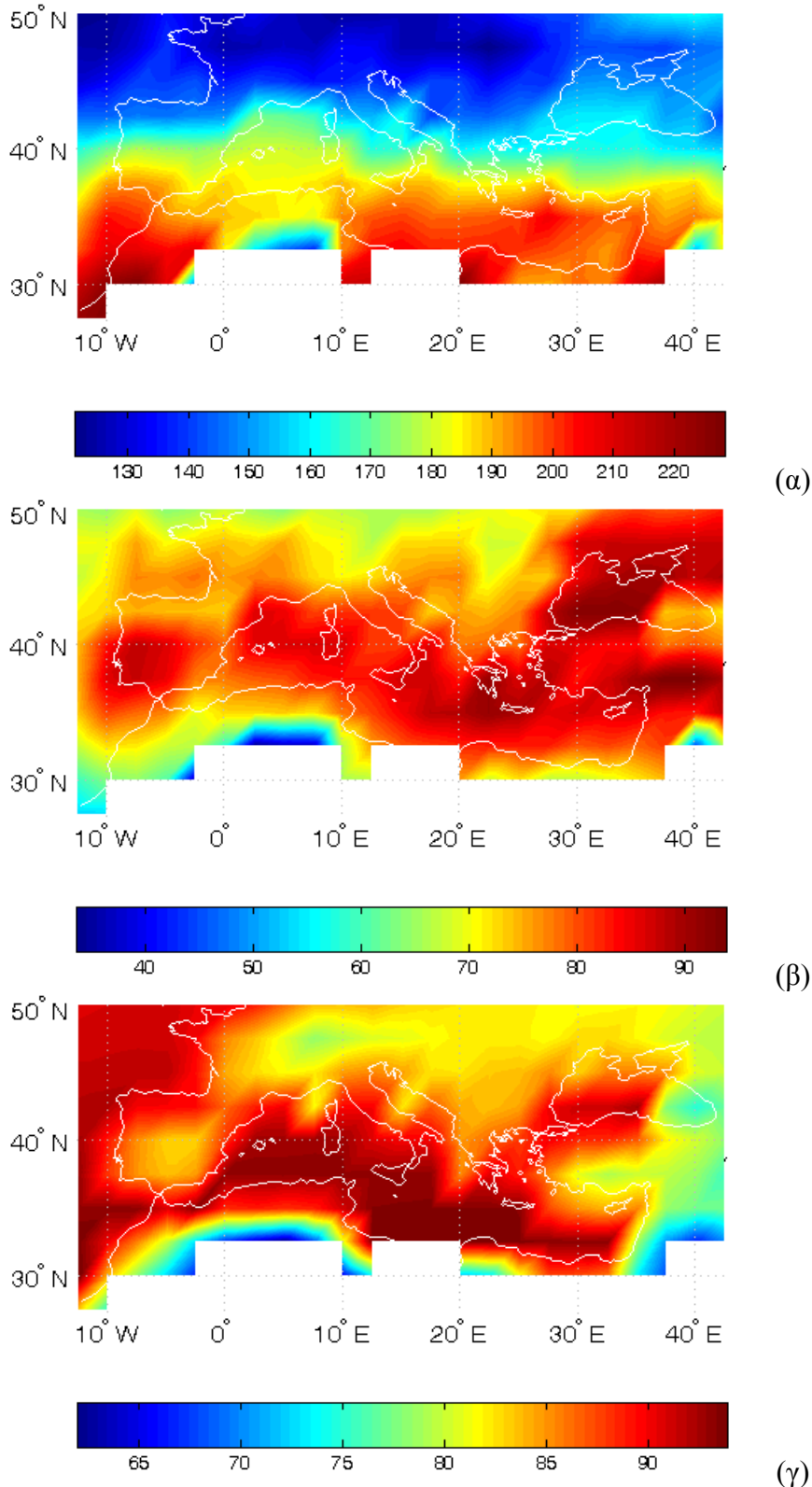
6.1.4 Εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης

Στο Σχήμα 6.7α παρουσιάζεται η μέση ετήσια γεωγραφική κατανομή της προσπίπτουσας (εισερχόμενης) ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της υπο μελέτη περιοχής, όπως αυτή υπολογίστηκε από το μοντέλο, για την περίοδο 2000-2007. Η έντονη μεταβολή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια με το γεωγραφικό πλάτος οφείλεται κυρίως στην αντίστοιχη μεταβολή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, τροποποιημένη από την παρουσία των αερολυμάτων και των νεφών, καθώς και των αερίων της ατμόσφαιρας. Οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ 125 και 225 Wm^{-2} και είναι αρκετά υψηλές σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές άλλων περιοχών του πλανήτη με αντίστοιχο γεωγραφικό πλάτος (Hatzianastassiou et al., 2005). Η μέση ετήσια περιοχική τιμή (Πίνακας 6.1) είναι ίση με 172.4 Wm^{-2} (ή 52% της F_{top}^{\downarrow}) και είναι παρόμοια με την αντίστοιχη μέση τιμή F_{surf}^{\downarrow} για όλον τον πλανήτη. Η τυπική απόκλιση (σε διαχρονικό επίπεδο) είναι ίσης με 1.8 Wm^{-2} . Οι μεγαλύτερες τιμές F_{surf}^{\downarrow} ($190\text{-}230 \text{ Wm}^{-2}$) εμφανίζονται στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη της περιοχής μελέτης, με εξαίρεση κάποιες περιοχές της ερήμου της Σαχάρας, αλλά και των ερήμων της Μέσης Ανατολής, όπου το φορτίο των αερολυμάτων έχει διαμορφώσει αρκετά χαμηλότερες τιμές ($140\text{-}150 \text{ Wm}^{-2}$) της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια. Στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη της περιοχής οι τιμές F_{surf}^{\downarrow} κυμαίνονται μεταξύ 120 Wm^{-2} και 170 Wm^{-2} . Στο Σχήμα 6.7β, παρουσιάζεται η χωρική κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος 6.5.α, με τιμές από 35 έως 93 Wm^{-2} .

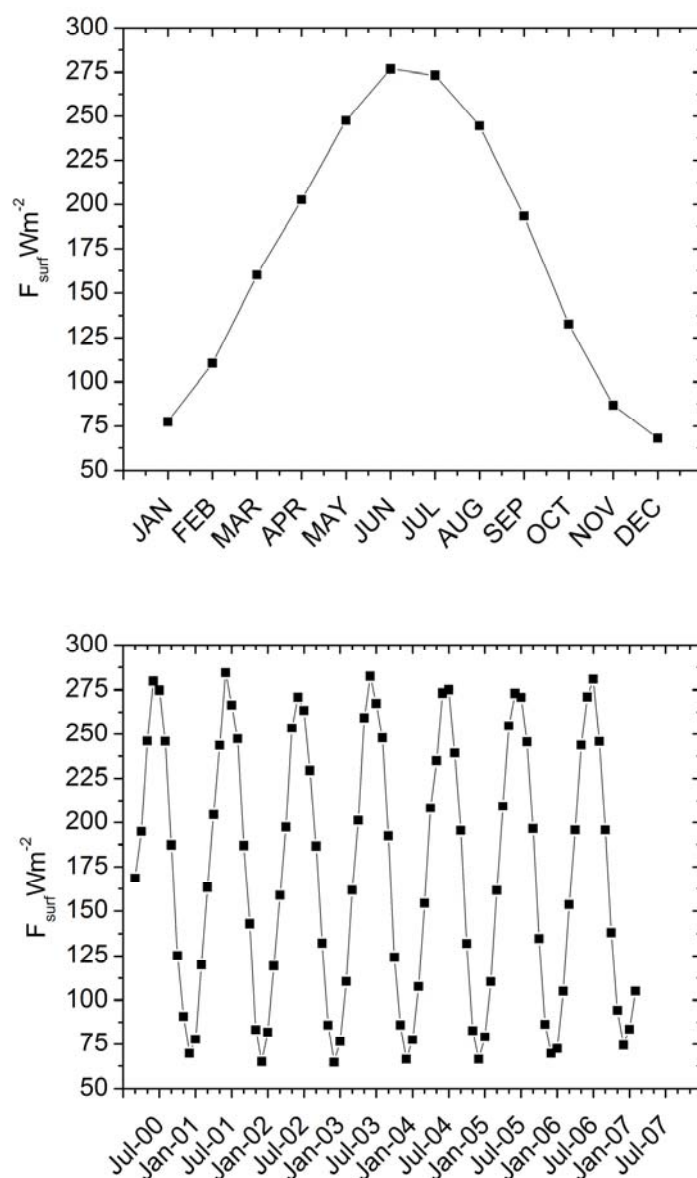
Η ενδοετήσια μεταβολή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.8α, με τις τιμές να κυμαίνονται από 70 Wm^{-2} (ελάχιστο) τον μήνα Δεκέμβριο έως 275 Wm^{-2} (μέγιστο) τον μήνα Ιούνιο. Αποδεικνύεται έτσι ότι η εποχική κύμανση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια βρίσκεται σε απόλυτη συμφωνία με εκείνη της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.

Στο σχήμα 6.8β παρουσιάζεται η χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης, για την περίοδο 2000-2007. Οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές εμφανίζονται κατά την χειμερινή και θερινή περίοδο του έτους, αντίστοιχα, ακλουθώντας και αυτές τη διακύμανση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας.

Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος κατά ένα μέρος απορροφάται και το υπόλοιπο ανακλάται ξανά στην ατμόσφαιρα. Η καθαρή (απορροφώμενη) εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στο έδαφος ($F_{surfnet}$), στην περιοχή μελέτης, αποτελεί το 44% της αντίστοιχης F_{top}^{\downarrow} . Η μέση περιοχική τιμή της $F_{surfnet}$ είναι ίση με $147.0 \pm 1.7 \text{ Wm}^{-2}$, η οποία αποτελεί το 85.3% της F_{surf}^{\downarrow} , πάνω από την περιοχή μελέτης. Στο Σχήμα 6.7γ, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των ποσοστών επί της F_{surf}^{\downarrow} της απορροφώμενης από το έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας. Παρατηρείτε ότι πάνω από θάλασσα η απορρόφηση της F_{surf}^{\downarrow} φτάνει και το 93%, ενώ πάνω από ξηρά και κυρίως σε περιοχές με μεγάλη ανακλαστικότητα, όπως οι ερημικές της βόρειας Αφρικής, αλλά και περιοχές με μόνιμη χιονοκάλυψη (Άλπεις), τα ποσοστά μικρότερα (ίσα με 63% και 78%, αντίστοιχα).



Σχήμα 6.7. (α) Γεωγραφική κατανομή της μέσης ετήσιας προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) στο έδαφος, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007.(β) Δίδεται επίσης, η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματικού σημείου του Σχήματος 6.7α. Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού της προσπιπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια που απορροφάται στο έδαφος της περιοχής μελέτης



Σχήμα 6.8 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) διαχρονική μεταβολή των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας (σε Wm^{-2}) στο έδαφος, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για την περίοδο Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007.

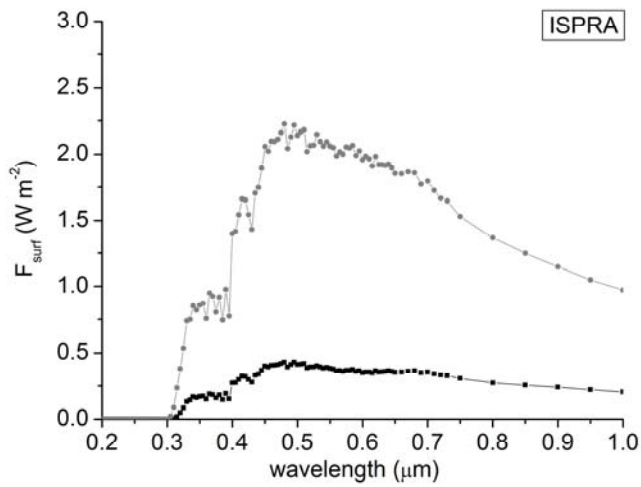
6.1.5 Φασματική ανάλυση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια

Το φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας το οποίο χρησιμοποιείται στην παρούσα διδακτορική διατριβή, όπως έχει αναφερθεί στο κεφάλαιο 3, υπολογίζει τις ροές της ηλιακής ακτινοβολίας για 118 μήκη κύματος από τα 0.2 έως 1.0 μm χρησιμοποιώντας την φασματική κατανομή της εισερχόμενης ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας των Thekaekara and Drummond (1971), κανονικοποιημένη στο 69.48% της ολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας ($1367 Wm^{-2}$). Στο Σχήμα 6.10 παρουσιάζεται το φασματικό προφίλ της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια σε 4 επιλεγμένα σημεία της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου (Σχήμα 6.9), τον Ιανουάριο (μαύρη γραμμή) και τον Ιούλιο (γκρι γραμμή) ενός ενδεικτικού έτους του 2003. Συγκεκριμένα επιλέχθηκαν οι

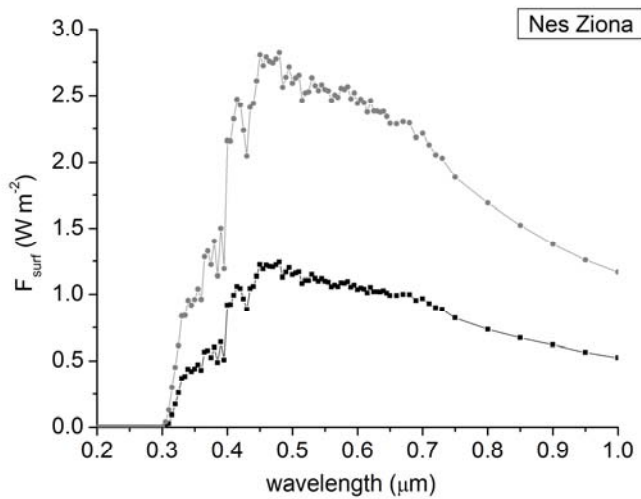
περιοχές (i) Ispra (Σχήμα 6.10.α) στην βόρεια Ιταλία, μια περιοχή με έντονη παρουσία ανθρωπογενών αερολυμάτων λεπτής υφής, (ii) Nes Ziona (Σχήμα 6.10.β) μια περιοχή στην Μέση Ανατολή που χαρακτηρίζεται από μεγάλα φορτία ερημικής σκόνης, (iii) FORTH στην Κρήτη (Σχήμα 6.10.γ), μια περιοχή με φορτίο αερολυμάτων που αποτελείται από θαλάσσια σωματίδια, ερημική σκόνη, καθώς και από βιομηχανικά αερολύματα που μεταφέρονται από την κεντρική και βόρειο Ευρώπη (Fotiadi et al., 2006) και Palencia στην Ισπανία (Σχήμα 6.10δ) με αερολύματα κυρίως βιογενούς προέλευσης. Στην επιλογή των συγκεκριμένων περιοχών συνετέλεσε και το κριτήριο της αντιπροσώπευσης όλων των δυνατών τύπων αερολυμάτων που απαντώνται στην περιοχή μελέτης. Επισημαίνεται ότι τα σημεία για τα οποία παρουσιάζεται η φασματική ανάλυση είναι αντιπροσωπευτικά, καθώς αντίστοιχη πληροφορία είναι διαθέσιμη μέσω του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας σε κάθε σημείο της περιοχής μελέτης και για οποιοδήποτε μήνα της περιόδου μελέτης. Από το Σχήμα 6.10 γίνεται αντιληπτή η διαφοροποίηση της κατανομής της ενέργειας της προσπίπτουσας ακτινοβολίας στο έδαφος στα διάφορα μήκη κύματος. Αυτό οφείλεται όχι μόνο στην γεωγραφική θέση του σημείου και στην χρονική στιγμή, αλλά και εξαιτίας της διαφορετικής σύστασης της ατμόσφαιρας σε κάθε σημείο.



Σχήμα 6.9. Οι θέσεις των 4 ενδεικτικών σημείων, στα οποία μελετήθηκε η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης

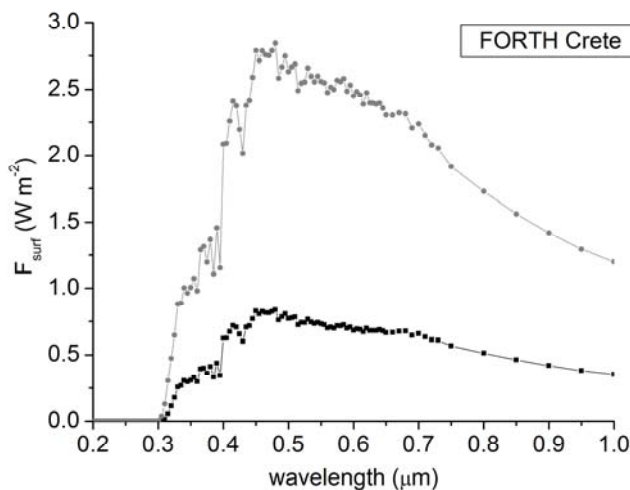


(α)

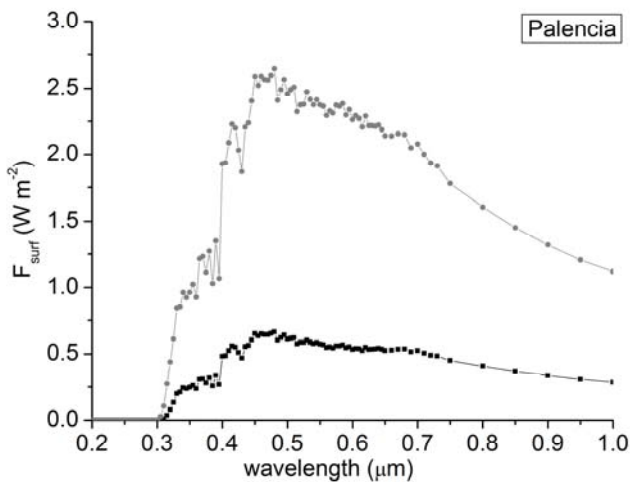


(β)

Σχήμα 6.10. Φασματική κατανομή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια των περιοχών *Ispra* (α), *Nes Ziona* (β), *FORTH* (γ), *Palencia* (δ), τον Ιανουάριο (μαύρη γραμμή) και τον Ιούλιο (γκρι γραμμή) του 2003



(γ)



(δ)

Σχήμα 6.10. Φασματική κατανομή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια των περιοχών Ispra (α), Nes Ziona (β), FORTH (γ), Palencia (δ), τον Ιανουάριο (μαύρη γραμμή) και τον Ιούλιο (γκρι γραμμή) του 2003

6.2 Επίδραση των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας

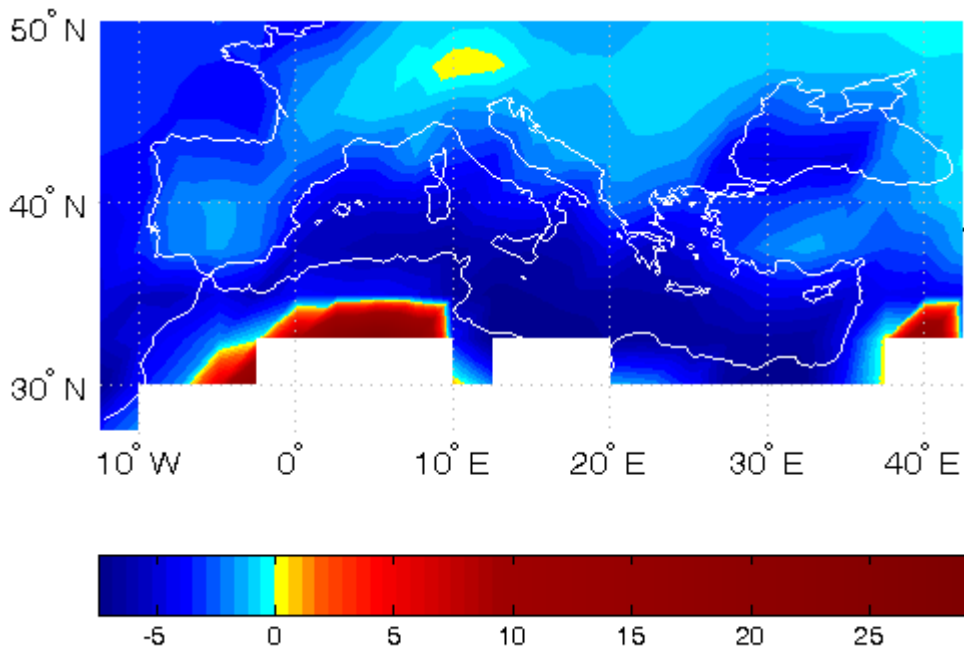
Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των υπολογισμών του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας για την επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας. Οι υπολογισμοί αναφέρονται σε όλο το σύστημα Γης – ατμόσφαιρας, δηλαδή αφορούν στη διαταραχή της ηλιακής ακτινοβολίας (λόγω της παρουσίας των αερολυμάτων) στην κορυφή της ατμόσφαιρας, στην επιφάνεια της Γης και μέσα στην ατμόσφαιρα και αναφέρονται στην περίοδο 2000-2007. Επισημαίνεται ότι οι υπολογισμοί του μοντέλου πραγματοποιούνται σε υψηλή φασματική ανάλυση. Δεδομένου ωστόσο, ότι ο κλιματικός ρόλος των αερολυμάτων αφορά στο σύνολο της ενεργειακής διαταραχής (επίδρασης) που προκαλούν τα αερολύματα, παρακάτω δίδεται έμφαση και παρουσιάζονται αποτελέσματα σε επίπεδο ολοκληρωμένων ροών σε όλη την περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας (total shortwave). Στο τέλος της παραγράφου (6.2.4) θα μελετηθεί και η φασματική κατανομή της επίδρασης των αερολυμάτων.

6.2.1 Επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας

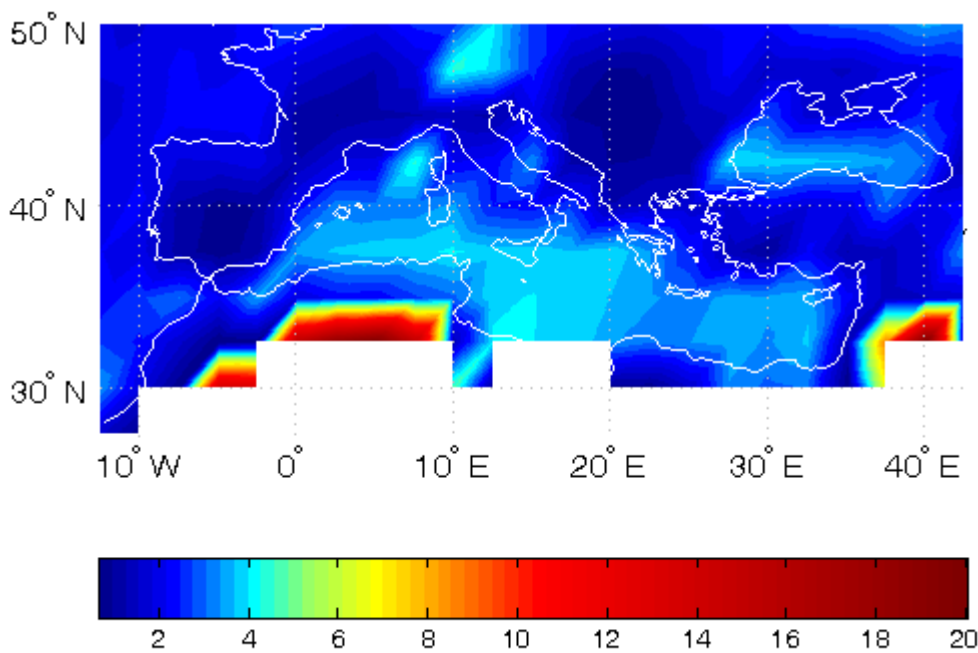
Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας F_{top}^{\downarrow} κατά την διέλευση της μέσα από την ατμόσφαιρα, αλληλεπιδρά (σκεδάζεται ή/και απορροφάται) με τα συστατικά της ατμόσφαιρας (αερολύματα, νέφη, ατμοσφαιρικά μόρια) και φτάνει στην επιφάνεια της Γης (F_{surf}^{\downarrow}), όπου ένα μέρος της απορροφάται στο έδαφος ($F_{surfnet}$) και το υπόλοιπο ανακλάται προς την ατμόσφαιρα. Το συνολικό ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας το οποίο φτάνει στην κορυφή της ατμόσφαιρας μετά την σκέδαση από τα συστατικά της, αλλά και μετά από την ανάκλαση από την επιφάνεια της γής, είναι η εξερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (F_{top}^{\uparrow}). Συνεπώς τα αερολύματα δεν έχουν καμία επίδραση στην F_{top}^{\downarrow} , αλλά διαταράσσουν το ενεργειακό ισοζύγιο των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα (F_{Atm}), στην επιφάνεια της Γης (F_{surf}^{\downarrow}), της απορροφώμενης από το έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας ($F_{surfnet}$) και της εξερχόμενης στην κορυφή της ατμόσφαιρας ηλιακής ακτινοβολίας F_{top}^{\uparrow} .

Στο Σχήμα 6.11 παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των μέσων (μεσοποιημένων για την περίοδο 2000-2007) τιμών της υπολογισθείσας ολοφασματικής άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}) πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου (Σχήμα 6.11α). Στο Σχήμα 6.11β παρέχεται επίσης και η κατανομή των τιμών τις τυπικής απόκλισης με την αντίστοιχη γεωγραφική κατανομή της τυπικής απόκλισης των μέσων τιμών του DRE_{TOA} . Τα αερολύματα προκαλούν στην κορυφή της ατμόσφαιρας, μέσω ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας στο διάστημα, κυρίως ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας (αρνητικές τιμές¹), που κυμαίνεται ως και -7 Wm^{-2} . Ωστόσο, πάνω από κάποιες περιοχές τα αερολύματα προκαλούν και θέρμανση του συστήματος (δηλαδή μείωση της ανακλώμενης στο διάστημα ηλιακής ακτινοβολίας, θετικές τιμές) έως και κατά 29 Wm^{-2} . Σε πλανητική κλίμακα τα αερολύματα, υπολογίστηκε ότι προκαλούν αντίστοιχα ψύξη έως και -13 Wm^{-2} και θέρμανση έως και 33 Wm^{-2} . Στην περιοχή μελέτης η μέση ετήσια τιμή DRE_{TOA} είναι ίση με $-2.2 \pm 0.3 \text{ Wm}^{-2}$ (ψύξη επάνω από την περιοχή μελέτης), τιμή που είναι αρκετά κοντά στη μέση πλανητική ψύξη που προκαλούν τα αερολύματα και η οποία σύμφωνα με αντίστοιχους υπολογισμούς του μοντέλου είναι ίση με -3.16 Wm^{-2} . Η θέρμανση του συστήματος Γης ατμόσφαιρας πάνω από συγκεκριμένες περιοχές όπως στην βόρεια Αφρική και στην Μέση Ανατολή, η οποία κατά τόπους είναι έως και 25 Wm^{-2} , οφείλεται στην αυξημένη επιφανειακή ανακλαστικότητα σε συνδυασμό με την παρουσία απορροφητικών σωματιδίων στην υπερκείμενη ατμόσφαιρα, όπως τα ερημικά αερολύματα σκόνης (Markowicz et al., 2002, Hatzianastassiou et al., 2007a). Από την μελέτη των δεδομένων της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων (ω_{aer}) και της ανακλαστικότητας του εδάφους (R_g) προέκυψαν μέσες τιμές για την παραπάνω περιοχή ίσες με 0.86 και 0.4 αντίστοιχα. Επίσης είναι αξιοσημείωτο ότι πάνω από την περιοχή των Άλπεων παρατηρείται μια πολύ μικρή πλανητική θέρμανση (0.2 Wm^{-2}), η οποία οφείλεται στην υψηλή ανακλαστικότητα του χιονιού και των πάγων

¹ $\Delta F_{TOA} = F_{without_aer}^{TOA} - F_{with_aer}^{TOA}$



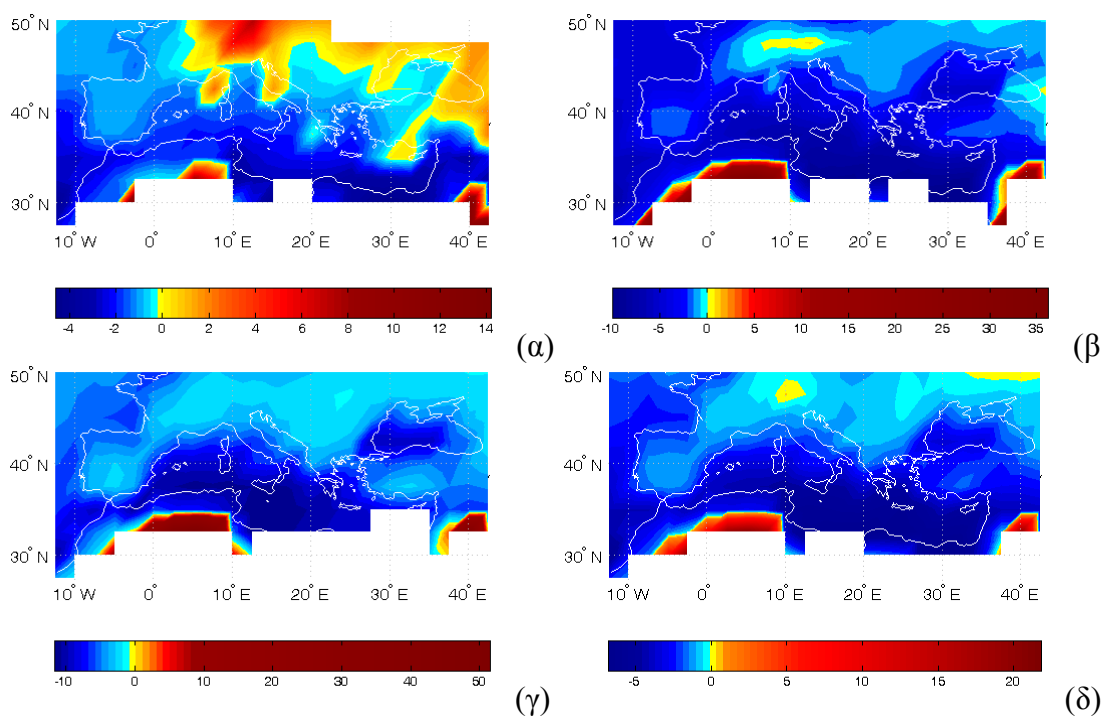
(α)



(β)

Σχήμα 6.11. (α) Γεωγραφική κατανομή της υπολογισθείσας μέσης ετήσιας άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο Μάρτιο 2000 - Φεβρουάριο 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. (β) Δίδεται επίσης η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος (α).

($R_g=0.28$), σε συνδυασμό με την παρουσία βιομηχανικών αερολυμάτων από την περιοχή της βόρειας Ιταλίας ($\omega_{aer}=0.90$) σύμφωνα με υπολογισμούς που έγιναν για την περιοχή μελέτης μας και για την περίοδο 2000-2007 των παραμέτρων R_g και ω_{aer}). Επίσης υπάρχουν μεγάλες διαφορές (έως και $43 Wm^{-2}$) πάνω ξηρά και θάλασσα



Σχήμα 6.12. Όπως στο Σχήμα 6.10, αλλά για τις περιόδους (α) Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μαίος (ΜΑΜ), (γ), Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ).

κυρίως λόγω του διαφορετικού R_g , το οποίο, για την περιοχή μελέτης, πάνω από την θάλασσα κυμαίνεται από 0.08 έως 0.1 ενώ πάνω από την ξηρά από 0.15 έως και 0.4

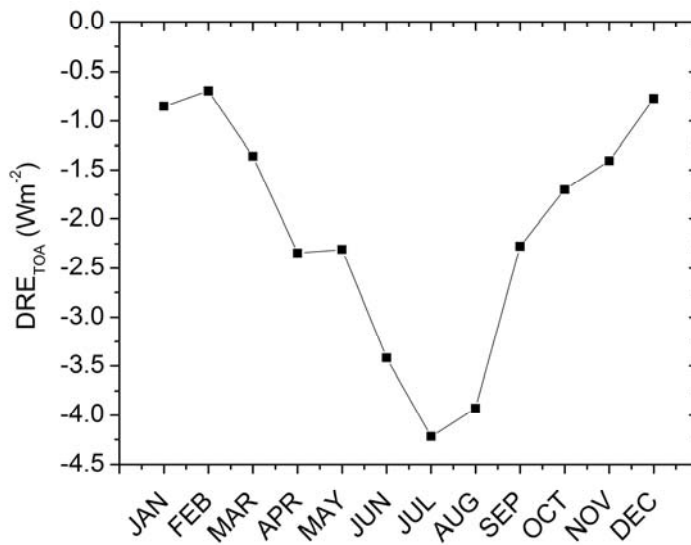
Είναι ενδιαφέρον να επισημανθεί η γεωγραφική μεταβλητότητα του DRE_{TOA} οι οποία σε ορισμένες περιπτώσεις ξεπερνά το 100%, μπορεί να προκαλέσει έντονες οριζόντιες βαθμίδες θερμοκρασίας με συνέπεια την διαταραχή της ατμοσφαιρικής κυκλοφορία της περιοχής.

Σημαντική πληροφορία για την συνεισφορά των αερολυμάτων στην μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας, δίνεται στο Σχήμα 6.16. Συγκεκριμένα έχει υπολογιστεί, για κάθε πλεγματικό σημείο, ο λόγος $\frac{DRE_{TOA}}{F_{top}^{\uparrow}}$, σε σχετικές (%) τιμές και

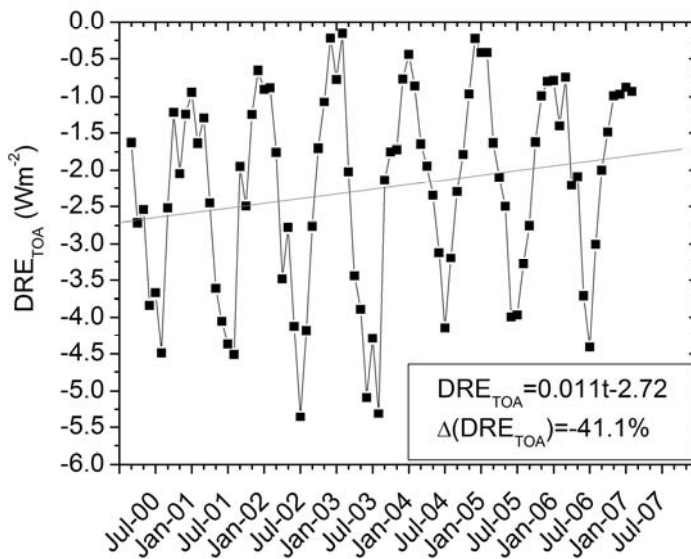
έχει απεικονιστεί η γεωγραφική κατανομή του ποσοστού αυτού πάνω από την περιοχή μελέτης. Αξιοσημείωτη είναι η συμβολή των αερολυμάτων στην διαμόρφωση της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας κυρίως πάνω από την έρημο της Σαχάρας όπου φτάνει και το 28%.

Οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων εποχικών τιμών DRE_{TOA} δίδεται στο Σχήμα 6.12. Η επίδραση των αερολυμάτων κατά την περίοδο της άνοιξης και του θέρους είναι σημαντικά μεγαλύτερη από ότι τον χειμώνα και λιγότερο το φθινόπωρο. Συγκεκριμένα την άνοιξη και το θέρος η μέση περιοχική τιμή του DRE_{TOA} στην περιοχή μελέτης μας είναι $-2.3 \pm 0.8 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από -10 έως 31 Wm^{-2}) και $-4.1 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από -12 έως 52 Wm^{-2}), αντίστοιχα, ενώ τον χειμώνα και το φθινόπωρο είναι $-0.8 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από -5 έως 14 Wm^{-2}) και $-1.8 \pm 0.6 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από -7 έως 27 Wm^{-2}), αντίστοιχα (βλ. Πίνακα 6.2). Η έντονη παρουσία των αερολυμάτων στην περιοχή την περίοδο

του θέρους και της άνοιξης (Papadimas et al., 2008), σε συνδυασμό με τα μεγαλύτερα ποσά διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας κατά την εποχή αυτή σε αντίθεση με τα μικρότερα φορτία



(α)



(β)

Σχήμα 6.13 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου

αερολυμάτων (κυρίως λόγω μεγάλης βροχόπτωσης) και διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας κατά το χειμώνα και το φθινόπωρο, είναι οι αιτίες για τις έντονες εποχικές διαφοροποιήσεις των τιμών DRE_{TOA} , οι οποίες φτάνουν και το 68%.

Η ικανοποιητική γεωγραφική κάλυψη της περιοχής μελέτης με τους υπολογισμούς του μοντέλου, καθιστά δυνατή την εξαγωγή αξιόπιστων και αντιπροσωπευτικών τιμών DRE για ολόκληρη την περιοχή μελέτης ανα μήνα (Σχήμα 6.13α) Η ενδοετήσια κύμανση των μέσων περιοχικών τιμών DRE_{TOA} , εμφανίζει μέγιστη τιμή (ψύξη) το μήνα Ιούλιο ($-4.3 Wm^{-2}$) και δευτερεύουσα μέγιστη τιμή ($-2.5 Wm^{-2}$), τον Απρίλιο ενώ εμφανίζει ελάχιστη τιμή (-

0.7 Wm⁻²) το Φεβρουάριο. Το ετήσιο εύρος διακύμανσης είναι ίσο με 3.6 Wm⁻² και είναι σημαντικό. Επισημαίνεται ότι τα μέγιστα συμπίπτουν με εκείνα του οπτικού βάθους στην περιοχή μελέτης, με αποτέλεσμα να δικαιολογείται έτσι ο χρόνος εμφάνισής τους.

Από τη μελέτη της χρονοσειράς των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών του DRE_{TOA} (Σχήμα 6.13β) διαπιστώνεται ότι εκτός από την έντονη εποχική μεταβλητότητα, υπάρχει και σημαντική μεταβολή των τιμών DRE_{TOA} για την περιοχή μελέτης κατά την περίοδο 2000-2007. Συγκεκριμένα το δευτερεύον μέγιστο την άνοιξη, δεν εμφανίζεται σε όλα τα έτη, επίσης τα κύρια μέγιστα του θέρους κάποιες χρονιές (2000, 2001 και 2005) εμφανίζονται τον Αύγουστο και όχι τον Ιούλιο, όπως στις τα υπόλοιπα έτη. Η εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παρεμβολής αποκάλυψε μια σημαντική μεταβολή (μείωση) του μεγέθους της επίδρασης των αερολυμάτων στη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας η οποία έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007. Η μείωση αυτή υπολογίστηκε ίση με 0.9 Wm⁻², και είναι σημαντική καθώς αντιστοιχεί σε μείωση ίση με το 41.1% της μέσης ετήσιας τιμής DRE_{TOA} για την περιοχή μελέτης (Πίνακας 6.2). Η παραπάνω μεταβολή υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο 2000 - 2007 μειώθηκε η ψύξη του συστήματος Γης ατμόσφαιρας πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, που ισοδύναμη με τάση θέρμανσης της περιοχής αυτής του πλανήτη. Την παραπάνω περίοδο, υπολογίστηκε ότι η μείωση του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης μειώθηκε κατά -27% (βλ. Πίνακα 6.3), με αποτέλεσμα να συνέβαλε καθοριστικά στην μείωση της ψύξης του συστήματος Γης ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης. Η παραπάνω μεταβολή του DRE_{TOA} υπολογίστηκε και για κάθε

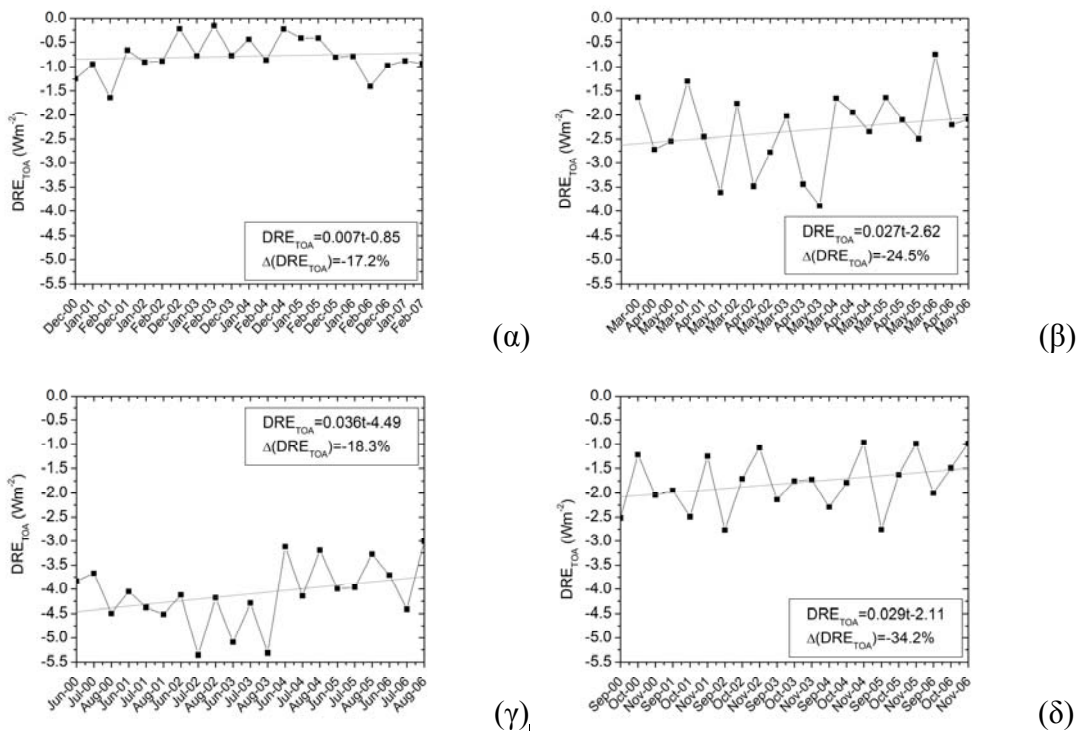
Πίνακας 6.2 Μέσες τιμές (μεσοποιημένες για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της μεσογείου) και αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις της ολοφασματικής επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}), μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{Atm}), στην επιφάνεια της Γης (DRE_{surf}, DRE_{surfnet}), για τις περιόδους Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), Μάρτιος-Απρίλιος-Μαιος (ΜΑΜ), Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΑ) και Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ), καθώς και για ολόκληρο το έτος. Δίδεται επίσης η υπολογισθείσα μεταβολή της επίδρασης για το διάστημα 2000-2007 σε σχετική και απόλυτη τιμή.

	Σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας (DRE _{TOA})		Ατμόσφαιρα (DRE _{Atm})		Επιφάνεια της Γης			
	Μέση τιμή	Μετ/λή 00-07	Μέση τιμή	Μετ/λή 00-07	DRE _{surf}		DRE _{surfnet}	
Μέση τιμή					Μετ/λή 00-07	Μέση τιμή	Μετ/λή 00-07	
Έτος	- 2.2±0.3	-41.1% (0.9)	10.9±0.7	-36.9% (4.0)	-16.1±1.0	-35.9% (5.8)	-13.1±0.9	-37.6% (4.9)
ΔΙΦ	- 0.8±0.4	-17.2% (0.14)	4.6±1.7	5.6% (0.25)	-7.1±2.3	2.9% (0.21)	-5.4±1.7	2.2% (0.2)
ΜΑΜ	- 2.3±0.8	-24.5% (0.6)	14.1±2.4	-12.2% (1.7)	-20.1±3.5	-12.3% (2.4)	-16.4±3.0	-13.8% (2.3)
ΙΑ	- 4.1±0.7	-18.3% (0.75)	17.0±1.9	-18.9% (3.2)	-25.4±2.9	-17.8% (4.5)	-21.1±2.4	-18.8% (4.0)
ΣΟΝ	- 1.8±0.6	-34.2% (0.62)	7.7±3.3	-42.4% (3.2)	-11.7±4.6	-41.1% (4.8)	-9.5±3.7	-40.9% (3.9)

περίοδο του έτους ξεχωριστά (Σχήμα 6.14) καθώς τέτοιου είδους μεταβολές υπολογισμένες σε μέση ετήσια βάση, είναι δυνατόν να κρύβουν διαφορετικές τάσεις σε εποχικό επίπεδο. Τα αποτελέσματα (βλ. και Πίνακα 6.2) δείχνουν ότι η μείωση των τιμών DRE_{TOA} παρατηρείται

σε όλες τις περιόδους, με τη μεγαλύτερη και τη μικρότερη σχετική μείωση να λαμβάνει χώρα το φθινόπωρο (-32.%) και το χειμώνα (-17.2%), αντίστοιχα, ενώ τη μεγαλύτερη και μικρότερη απόλυτη μείωση να εμφανίζονται κατά το θέρος (0.75) και τον χειμώνα (0.14), αντίστοιχα. Να σημειωθεί ότι η αντίστοιχη εποχική μελέτη του φορτίου των αερολυμάτων δείχνει μείωση από 14% έως και 35%, για όλες τις περιόδους του έτους εκτός του χειμώνα ($\Delta\Gamma\Phi$), όπου τον χειμώνα είναι σχεδόν μηδενική ($\approx 2\%$). Επομένως κάθε μεταβολή του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης μας έχει άμεση επίδραση και στην μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα Γης – ατμόσφαιρας και επομένως και στο κλίμα της περιοχής.

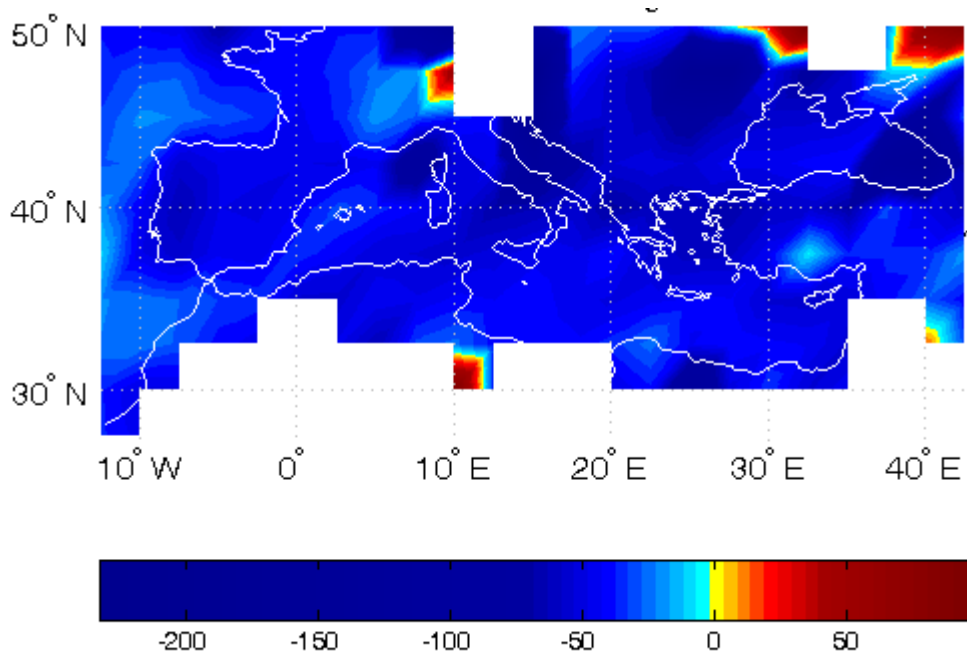
Η μείωση του μεγέθους της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, DRE_{TOA} , δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης, αλλά παρουσιάζει σημαντική μεταβλητότητα. Στο Σχήμα 6.15, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των σχετικών μεταβολών² σε κάθε πλεγματοεικό σημείο της περιοχής μελέτης. Διαπιστώνεται ότι οι σχετικές τιμές της μείωσης της επίδρασης DRE_{TOA} είναι μεγάλες και φτάνουν έως και 200% σε



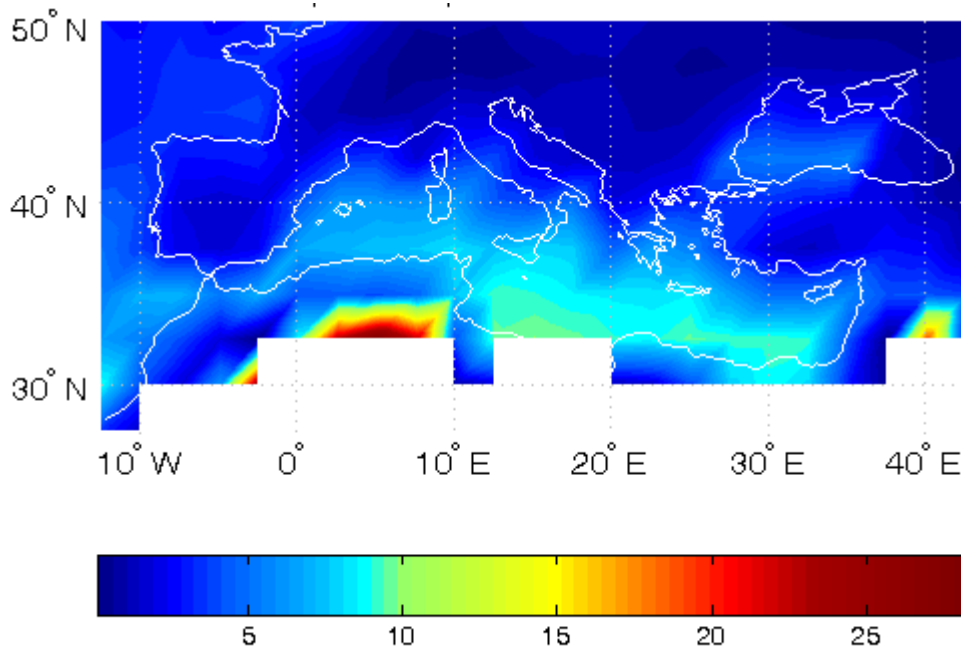
Σχήμα 6.14 Χρονοσειρές των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για τις περιόδους (α), Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μαίος (ΜΑΜ), (γ), Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ)

² $\left(\frac{slope \cdot N}{DRE_{TOA}} \right) \cdot 100$, όπου slope είναι η κλίση της ευθείας από την εφαρμογή της γραμμικής παρεμβολής και N, το πλήθος των τιμών (μήνες).

ορισμένες περιοχές της κεντρικής και ανατολικής Ευρώπης. Επισημαίνεται ότι οι τιμές του Σχήματος 6.14 έχουν υπολογιστεί σε σχέση με την αντίστοιχες μέσες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου (Βλέπε Σχήμα 6.11), έτσι ώστε όταν οι σχετικές μεταβολές του σχήματος 6.15 είναι αρνητικές αυτό αντιστοιχεί σε μείωση του μεγέθους του DRE_{TOA} (είτε όταν είναι αρνητικό είτε θετικό), ενώ όταν οι σχετικές μεταβολές είναι θετικές, αυτό αντιστοιχεί σε αύξηση του μεγέθους του DRE_{TOA} (είτε αυτό είναι αρνητικό είτε θετικού). Τα συμπεράσματα για το είδος της μεταβολής (που αντιστοιχεί θερμικά σε θέρμανση ή ψύξη) μπορούν να εξάγονται με την βοήθεια του Σχήματος 6.11. Έτσι, για παράδειγμα στην περίπτωση των Άλπεων όπου εμφανίζεται θετική σχετική μεταβολή, $\Delta(DRE_{TOA})$, έως και 50%, αυτό ερμηνεύεται ως αύξηση της πλανητικής θέρμανσης πάνω από την εν λόγω περιοχή, την οποία προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων (βλ. Σχήμα 6.11). Αντίθετα, η θέρμανση που προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων στην περιοχή της βόρειας Αφρικής και της Μέσης Ανατολής (βλ. Σχήμα 6.11), παρουσιάζει σχεδόν σε όλα τα σημεία των εν λόγω περιοχών αρνητικές τιμές (Σχήμα 6.15), που ερμηνεύονται ως μείωση της θέρμανσης στις περιοχές αυτές, κατά την περίοδο 2000-2007, δηλαδή ψύξη. Η παραπάνω μείωση της θέρμανσης οφείλεται κατά κύριο λόγο στην μείωση (έως και 60%) του φορτίου των αερολυμάτων στην εν λόγω περιοχή κατά την περίοδο 2000-2007.



Σχήμα 6.15 Γεωγραφική κατανομή της σχετικής μεταβολής (%) του DRE_{TOA} για την περίοδο 2000-2007, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

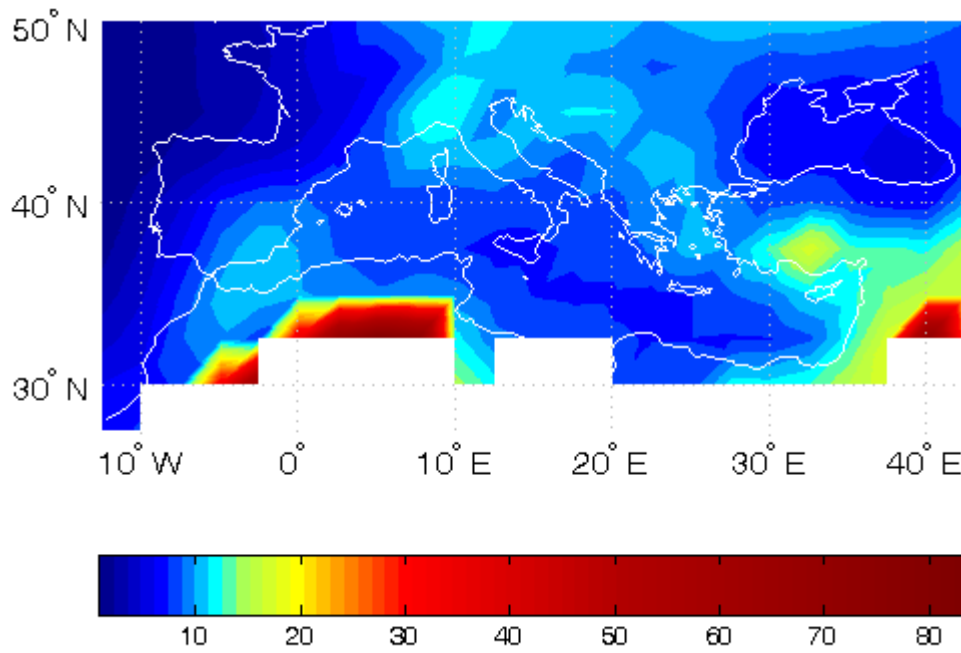


Σχήμα 6.16 Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού³ της ανακλώμενης στο διάστημα ηλιακής ακτινοβολίας που προκαλείται από τα αερολύματα

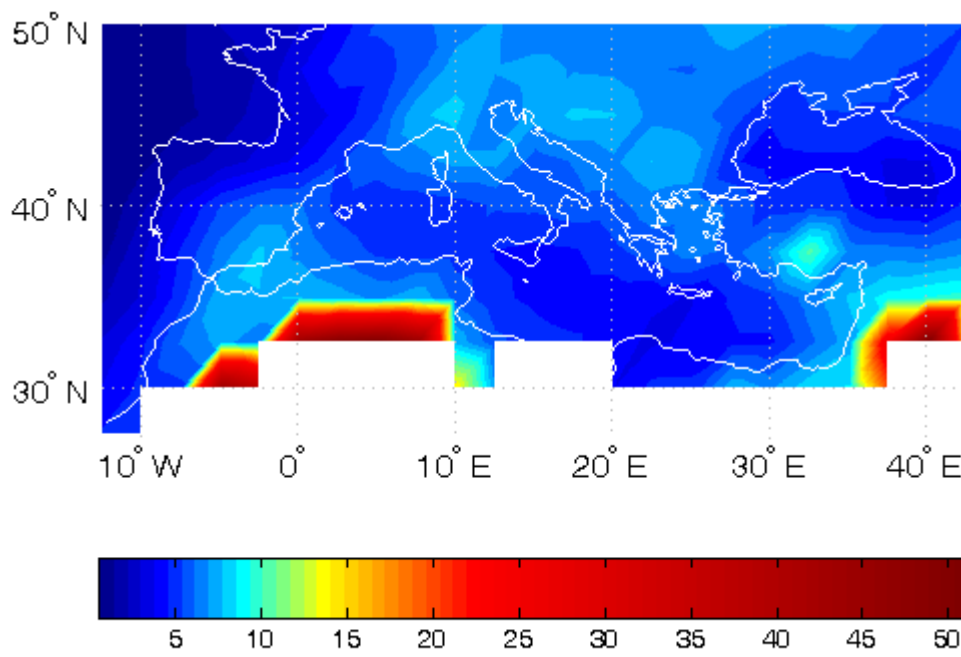
6.2.2 Επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα

Στο Σχήμα 6.17α παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των μέσων (μεσοποιημένων για την περίοδο 2000-2007) τιμών της υπολογισθείσας ολοφασματικής άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{Atm}) πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Στο Σχήμα 6.17β παρέχεται επίσης και η κατανομή των τιμών τις τυπικής απόκλισης των μέσων τιμών του DRE_{Atm} . Τα αερολύματα προκαλούν θέρμανση της ατμόσφαιρας, μέσω απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα συστατικά της, η οποία περιοχικά φτάνει και τα 82 Wm^{-2} . Σε πλανητική κλίμακα τα αερολύματα, υπολογίστηκε ότι προκαλούν θέρμανση έως και 120 Wm^{-2} , ενώ η μέση ετήσια πλανητική τιμή είναι ίση με 3.92 Wm^{-2} . Στην περιοχή μελέτης η μέση ετήσια τιμή DRE_{atm} είναι ίση με $10.9 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$, τιμή που είναι τριπλάσια σχεδόν από την μέση πλανητική θέρμανση που προκαλούν τα αερολύματα Η θέρμανση της ατμόσφαιρας πάνω από συγκεκριμένες περιοχές όπως στην βόρεια Αφρική και στην Μέση Ανατολή, η οποία κατά τύπους είναι έως και 82 Wm^{-2} , οφείλεται στην παρουσία απορροφητικών σωματιδίων, όπως τα ερημικά αερολύματα σκόνης (Markowicz et al., 2002, Hatzianastassiou et al., 2007a). Από την μελέτη των δεδομένων της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων (ω_{aer}) προέκυψαν αρκετά χαμηλές τιμές (0.86) γεγονός που φανερώνει την μεγάλη απορροφητικότητα των αερολυμάτων σε αυτές τις περιοχές. Επίσης είναι αξιοσημείωτο ότι η συνεισφορά των αερολυμάτων στην θέρμανση της ατμόσφαιρας των παραπάνω περιοχών ξεπερνά το 50% (βλ. Σχήμα 6.22). Μεγάλη επίσης συνεισφορά έχουν τα αερολύματα στην θέρμανση και των περιοχών οι οποίες εμφανίζουν υψηλές τιμές DRE_{Atm} , όπως στην νότια Ισπανία (11 Wm^{-2}), στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου της

³ $\frac{DRE_{TOA}}{F_{top}^{\uparrow}} \cdot 100$

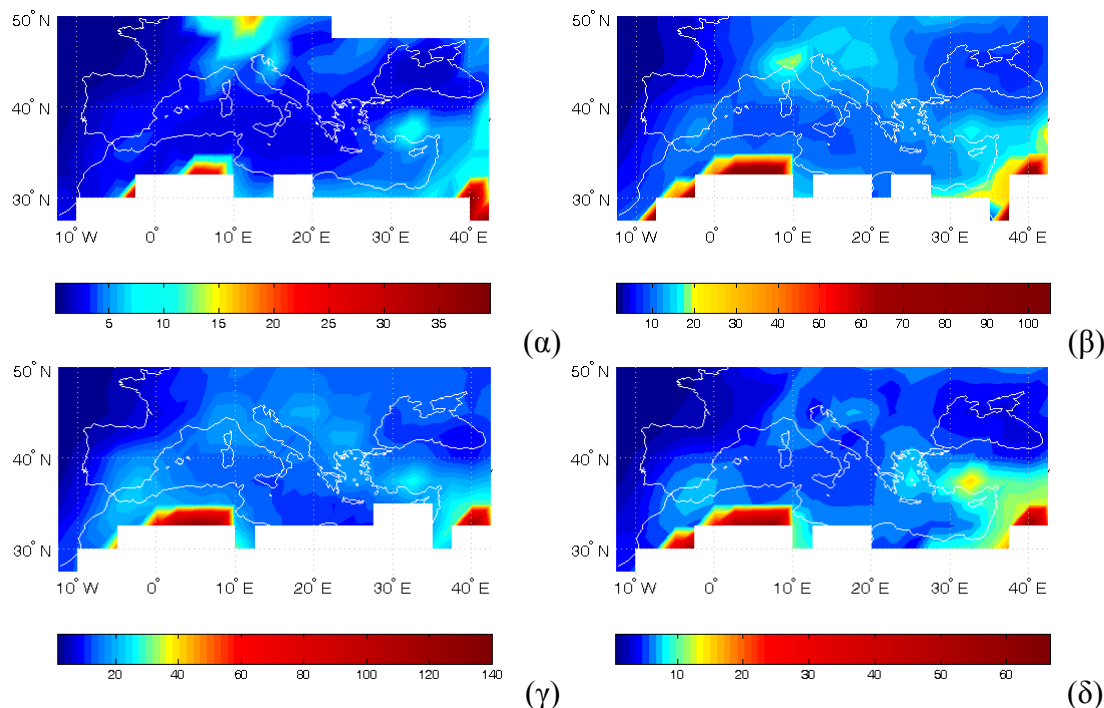


(α)



(β)

Σχήμα 6.17. (α) Γεωγραφική κατανομή της υπολογισθείσας μέσης ετήσιας άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα, για την περίοδο Μάρτιο 2000 - Φεβρουάριο 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. (β) Δίδεται επίσης, η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος 6.17α.



Σχήμα 6.18 Όπως στο Σχήμα 6.17α, αλλά για τις περιόδους (α) Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μαιος (ΜΑΜ), (γ) Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ)

Γένοβα (13 Wm^{-2}), στο Αιγαίο πέλαγος (11 Wm^{-2}) και στην χερσόνησο της Ανατολίας (16 Wm^{-2}). Στην θέρμανση της ατμόσφαιρας των παραπάνω περιοχών, η συνεισφορά των αερολυμάτων κυμαίνεται μεταξύ 15 και 20% (Σχήμα 6.22).

Πίνακας 6.3 Μέσες τιμές (μεσοποιημένες για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της μεσογείου) και αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων (AOD, ω_{aer} , g_{aer}) και της ανακλαστικότητας του εδάφους (στο υπεριώδες-ορατό, για τις περιόδους Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), Μάρτιος-Απρίλιος-Μαιος (ΜΑΜ), Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΙΑ) και Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ), καθώς και για ολόκληρο το έτος. Δίδεται επίσης, η υπολογισθείσα μεταβολή των παραμέτρων για το διάστημα 2000-2007 σε σχετική και απόλυτη τιμή.

Παράμετρος		Έτος	ΔΙΦ	ΜΑΜ	ΙΙΑ	ΣΟΝ
AOD (550nm)	Μέση Τιμή	0.19±0.01	0.13±0.02	0.22±0.03	0.24±0.03	0.16±0.03
	Μεταβολή	-27% (0.05)	-2% (0.00)	-14% (0.03)	-14% (0.03)	-35% (0.05)
ω_{aer} (550nm)	Μέση Τιμή	0.905±0.001	0.905±0.001	0.905±0.001	0.900±0.010	0.905±0.001
	Μεταβολή	0% (0.000)	0% (0.000)	0% (0.000)	0% (0.000)	0% (0.000)
g_{aer} (550nm)	Μέση Τιμή	0.706±0.002	0.712±0.005	0.706±0.004	0.700±0.004	0.706±0.005
	Μεταβολή	1% (0.007)	1% (0.007)	0% (0.000)	1% (0.007)	1% (0.007)
Rg (UVVIS)	Μέση Τιμή	0.160±0.002	0.211±0.010	0.14±0.01	0.134±0.006	0.150±0.006
	Μεταβολή	10% (0.02)	1% (0.002)	3% (0.004)	5% (0.006)	4% (0.006)

Είναι ενδιαφέρον να επισημανθεί η μεγάλη γεωγραφική μεταβλητότητα του DRE_{Atm} , όπως αντίστοιχα έχει εμφανιστεί και στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η οποία σε ορισμένες

περιοχές ξεπερνά το 100% και μπορεί να προκαλέσει έντονες μεταβολές στην δυναμική της ατμόσφαιρας στην περιοχή.

Οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων εποχικών τιμών DRE_{Atm} δίδεται στο Σχήμα 6.18. Η επίδραση των αερολυμάτων κατά την περίοδο της άνοιξης και του θέρους είναι σημαντικά μεγαλύτερη από ότι τον χειμώνα και λιγότερο το φθινόπωρο. Συγκεκριμένα την άνοιξη και το θέρος η μέση περιοχική τιμή του DRE_{Atm} στην περιοχή μελέτης μας είναι $14.1 \pm 2.4 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από 3 έως 102 Wm^{-2}) και $17.1 \pm 1.9 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από 5 έως 140 Wm^{-2}), αντίστοιχα, ενώ τον χειμώνα και το φθινόπωρο είναι $4.6 \pm 1.7 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από 2 έως 39 Wm^{-2}) και $7.7 \pm 3.3 \text{ Wm}^{-2}$ (με εύρος τιμών από 2 έως 67 Wm^{-2}), αντίστοιχα (βλ. Πίνακα 6.2). Η έντονη παρουσία των αερολυμάτων στην περιοχή την περίοδο του θέρους και της άνοιξης (Paradimas et al., 2008), σε συνδυασμό με τα μεγαλύτερα ποσά διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας κατά την εποχή αυτή σε αντίθεση με τα μικρότερα φορτία αερολυμάτων (κυρίως λόγω μεγάλης βροχόπτωσης) και διαθέσιμης ηλιακής ακτινοβολίας κατά το χειμώνα και το φθινόπωρο, είναι οι αιτίες για τις έντονες εποχικές διαφοροποιήσεις των τιμών DRE_{Atm} .

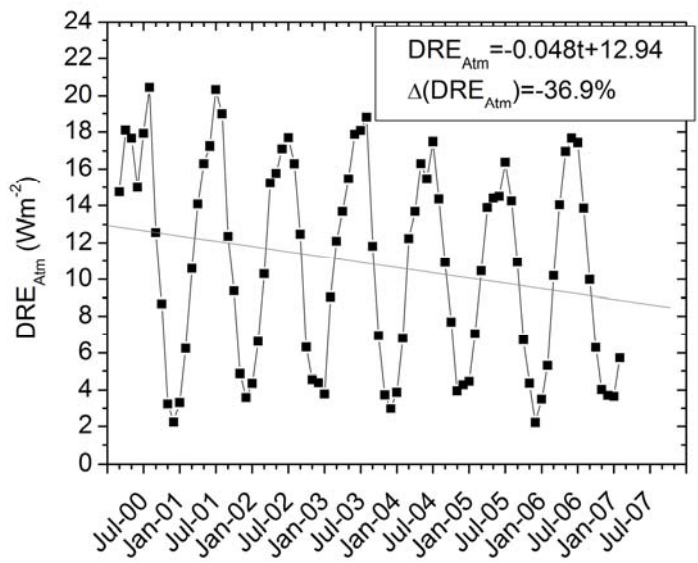
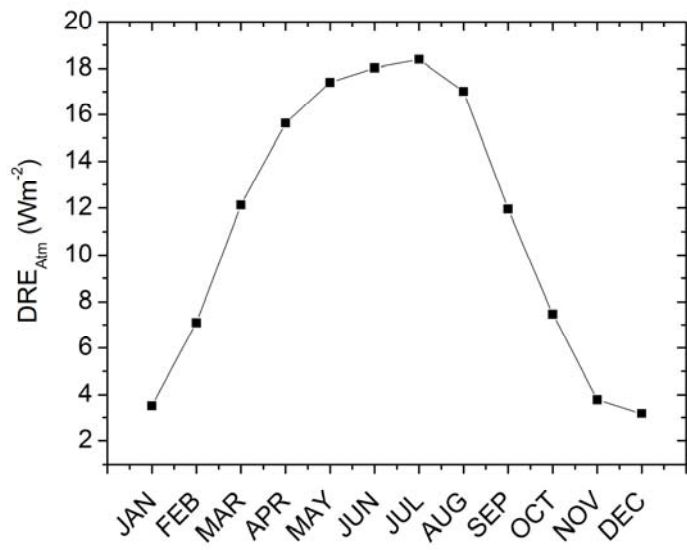
Η ενδοετήσια κύμανση των μέσων περιοχικών τιμών DRE_{Atm} , (Σχήμα 6.19α) εμφανίζει μέγιστη τιμή το μήνα Ιούλιο (18.1 Wm^{-2}) και ελάχιστη τιμή (3.0 Wm^{-2}) το Δεκέμβριο. Το μέγιστο τον Ιούλιο συμπίπτει με εκείνο του οπτικού βάθους στην περιοχή μελέτης, όμως τον μήνα Απρίλιο όπου το οπτικό βάθος εμφανίζει ένα δευτερεύον μέγιστο, αυτό δεν φαίνεται καθαρά στην κατανομή του DRE_{Atm} στην οποία υψηλές τιμές εμφανίζονται όλους τους μήνες της άνοιξης.

Από τη μελέτη της χρονοσειράς των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών του DRE_{Atm} (Σχήμα 6.19β) διαπιστώνεται ότι εκτός από την έντονη εποχική μεταβλητότητα, υπάρχει και σημαντική μεταβολή των τιμών DRE_{Atm} για την περιοχή μελέτης κατά την περίοδο 2000-2007. Συγκεκριμένα μέγιστα το θέρος εμφανίζουν διαφορές έως και 4 Wm^{-2} , ενώ και τα ελάχιστα των χειμερινών μηνών εμφανίζουν διαφορές έως και 2 Wm^{-2} για την περίοδο μελέτης. Η εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παρεμβολής αποκάλυψε μια σημαντική μείωση του DRE_{Atm} οποία έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007. Η μείωση αυτή υπολογίστηκε ίση με 4 Wm^{-2} , και είναι σημαντική καθώς αντιστοιχεί σε μείωση ίση με το 36.9% της μέση ετήσιας τιμής DRE_{Atm} για την περιοχή μελέτης (Πίνακας 6.2). Η παραπάνω μεταβολή υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο 2000 - 2007 η ατμόσφαιρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, υπέστη ψύξη. Η αντίστοιχη μεταβολή του φορτίου των αερολυμάτων την περίοδο 2000-2007, για την περιοχή μελέτης είναι ίση με -27% (Πίνακας 6.3). Η μείωση αυτή δικαιολογεί την μεγάλη μείωση του DRE_{Atm} .

Η παραπάνω μεταβολή υπολογίστηκε και για κάθε περίοδο του έτους ξεχωριστά (Σχήμα 6.20). Τα αποτελέσματα (βλ. και Πίνακα 6.2) δείχνουν ότι η μείωση των τιμών DRE_{Atm} παρατηρείται σε όλες τις περιόδους του έτους (από -12.2% έως -42.4%), εκτός της χειμερινής (ΔΙΦ), όπου εκεί εμφανίζεται αύξηση ίση με 5.6%. Το φορτίο των αερολυμάτων όπως αναφέρθηκε και στην προηγούμενη ενότητα (βλ. και Πίνακα 6.3) όλες τις περιόδους του έτους είχε σημαντική μείωση (από -17.2% έως -34.2%) με την μικρότερη να εμφανίζεται την χειμερινή περίοδο.

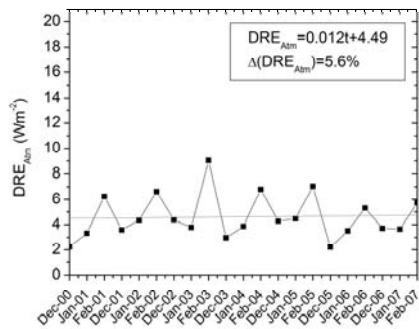
Η γενική ψύξη της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης (-36.9% κατά την περίοδο 2000-2007), η μείωση δηλαδή του DRE_{Atm} , δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης, αλλά παρουσιάζει σημαντική μεταβλητότητα. Στο Σχήμα 6.21, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των σχετικών μεταβολών σε κάθε πλεγματοειδές σημείο της περιοχής μελέτης. Διαπιστώνεται ότι οι σχετικές τιμές της μείωσης του DRE_{Atm} είναι μεγάλες και φτάνουν έως και -250% σε ορισμένες περιοχές της βόρειας Αφρικής. Επισημαίνεται ότι οι τιμές του Σχήματος 6.21 έχουν υπολογιστεί σε σχέση με την αντίστοιχες μέσες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου (Βλέπε Σχήμα 6.17α). Στις περιοχές όπου εμφανίζεται

μεγάλη μείωση του DRE_{Atm} , το φορτίο των αερολυμάτων μειώνεται εξίσου σημαντικά (π.χ. στα δυτικά τμήματα της Ιβηρικής, Ιταλικής, Βαλκανικής Χερσονήσου, όπως επίσης και στην περιοχή της ερήμου της Σαχάρας η μείωση κυμαίνεται από 40 έως 60%).

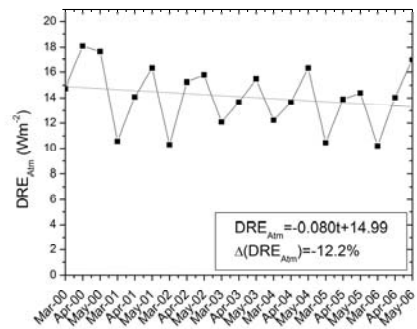


(β)

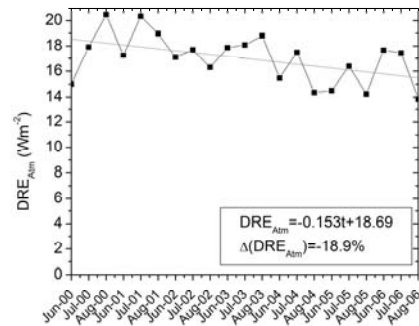
Σχήμα 6.19 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου



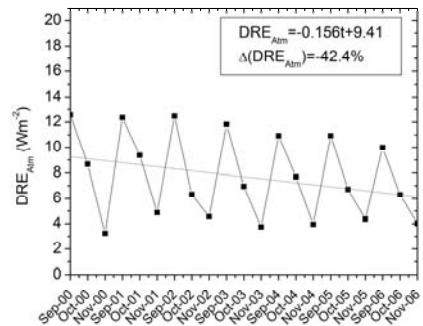
(α)



(β)

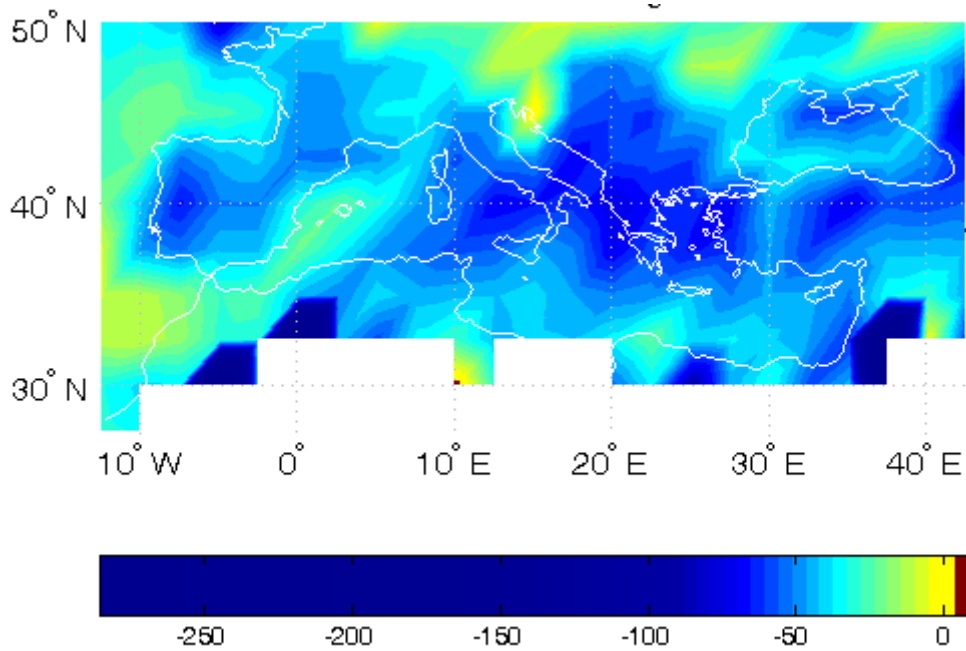


(γ)

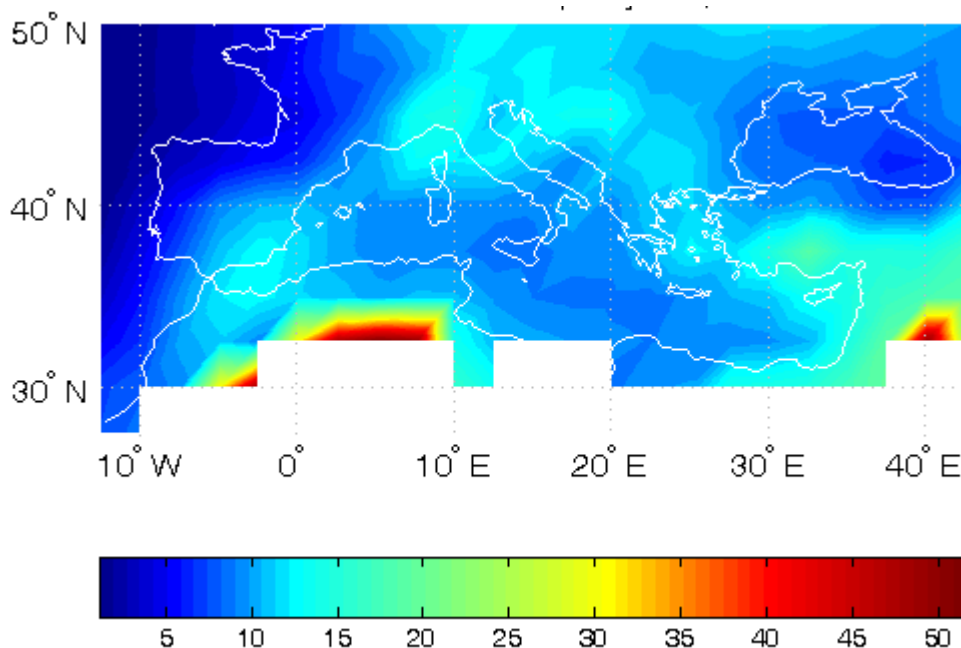


(δ)

Σχήμα 6.20 Χρονοσειρές των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για τις περιόδους (α) Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μαίος (ΜΑΜ), (γ) Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ)



Σχήμα 6.21 Γεωγραφική κατανομή της σχετικής μεταβολής (%) του DRE_{Atm} για την περίοδο 2000-2007, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.



Σχήμα 6.22 Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού⁴ της απορροφώμενης μέσα στην ατμόσφαιρα ακτινοβολίας, που προέρχεται από τα αερολύματα

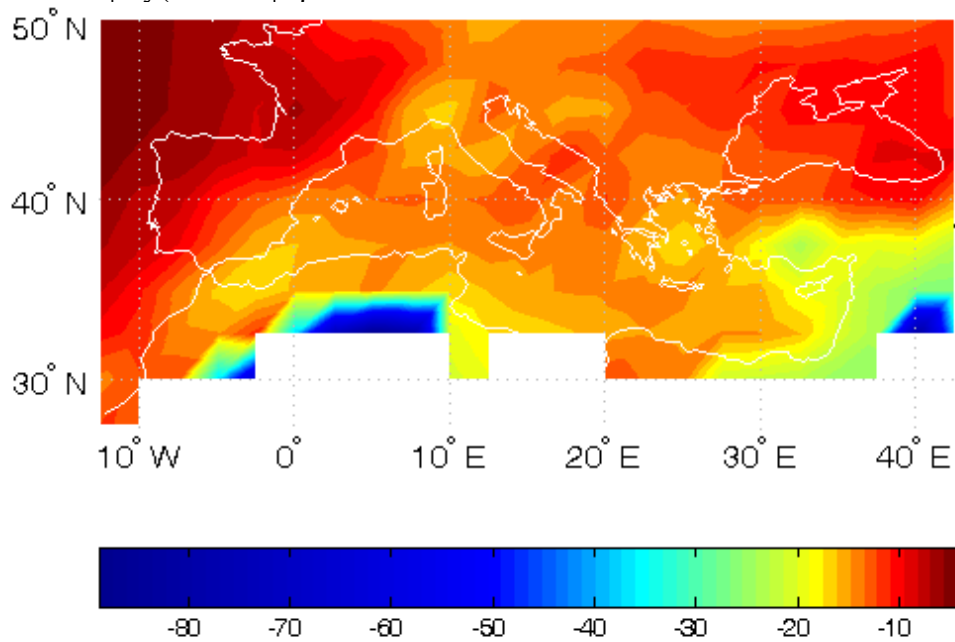
6.2.3 Επίδραση των αερολυμάτων στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία

Στο Σχήμα 6.23α παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των μέσων (μεσοποιημένων για την περίοδο 2000-2007) τιμών της υπολογισθείσας ολοφασματικής άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία (DRE_{surf}) πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Στο Σχήμα 6.23β παρέχεται επίσης και η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης των μέσων τιμών του DRE_{surf} . Τα αερολύματα προκαλούν ψύξη της επιφάνειας του εδάφους στην περιοχή μελέτης, η οποία περιοχικά φτάνει και τα 88 Wm^{-2} . Σε πλανητική κλίμακα τα αερολύματα υπολογίστηκε ότι προκαλούν ψύξη έως και -125 Wm^{-2} , ενώ η μέση ετήσια πλανητική τιμή είναι ίση με -8.25 Wm^{-2} . Στην περιοχή μελέτης η μέση ετήσια τιμή DRE_{atm} είναι ίση με $-16.1 \pm 1.0 \text{ Wm}^{-2}$, τιμή διπλάσια από την μέση πλανητική. Η ψύξη της ατμόσφαιρας πάνω από συγκεκριμένες περιοχές όπως στην βόρεια Αφρική και στην Μέση Ανατολή, η οποία κατά τόπους φτάνει και τα -88 Wm^{-2} , οφείλεται στην παρουσία αερολυμάτων σκόνης (Markowicz et al., 2002, Hatzianastassiou et al., 2007a). Επίσης, η συνεισφορά των αερολυμάτων στην ψύξη του εδάφους στις παραπάνω περιοχές ξεπερνά το 60% (βλ. Σχήμα 6.28). Μεγάλη επίσης συνεισφορά (15 έως 20%) έχουν τα αερολύματα στην ψύξη και των περιοχών οι οποίες εμφανίζουν υψηλές τιμές DRE_{surf} , όπως στην νότια Ισπανία (-18 Wm^{-2}), στην ευρύτερη περιοχή του κόλπου της Γένοβα (13 Wm^{-2}), στο Αιγαίο πέλαγος (-17 Wm^{-2}) και στην χερσόνησο της Ανατολίας (-25 Wm^{-2}) (Σχήμα 6.28).

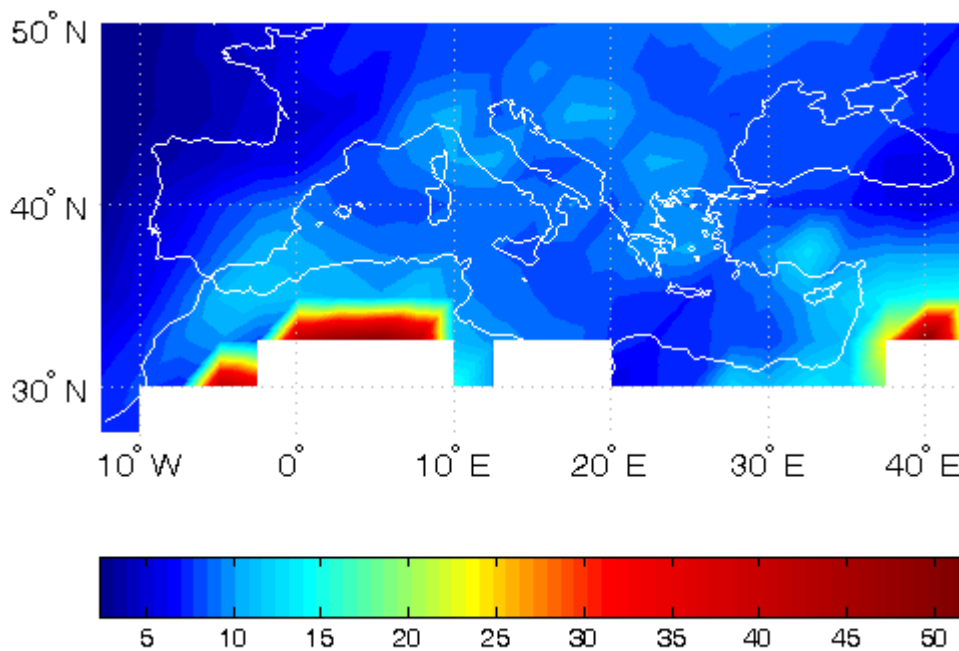
Ανάλογα μεγάλη γεωγραφική μεταβλητότητα, όπως και στο DRE_{TOA} και DRE_{Atm} , εμφανίζεται και στο DRE_{surf} η οποία μπορεί να προκαλέσει έντονες οριζόντιες θερμοβαθμίδες

⁴ $\frac{DRE_{Atm}}{F_{Atm}} \cdot 100$

στην περιοχή μελέτης. Ο διαφορετικός τρόπος ψύξης/θέρμανσης τόσο στο οριζόντιο επίπεδο όσο και καθ' ύψος (στα διάφορα

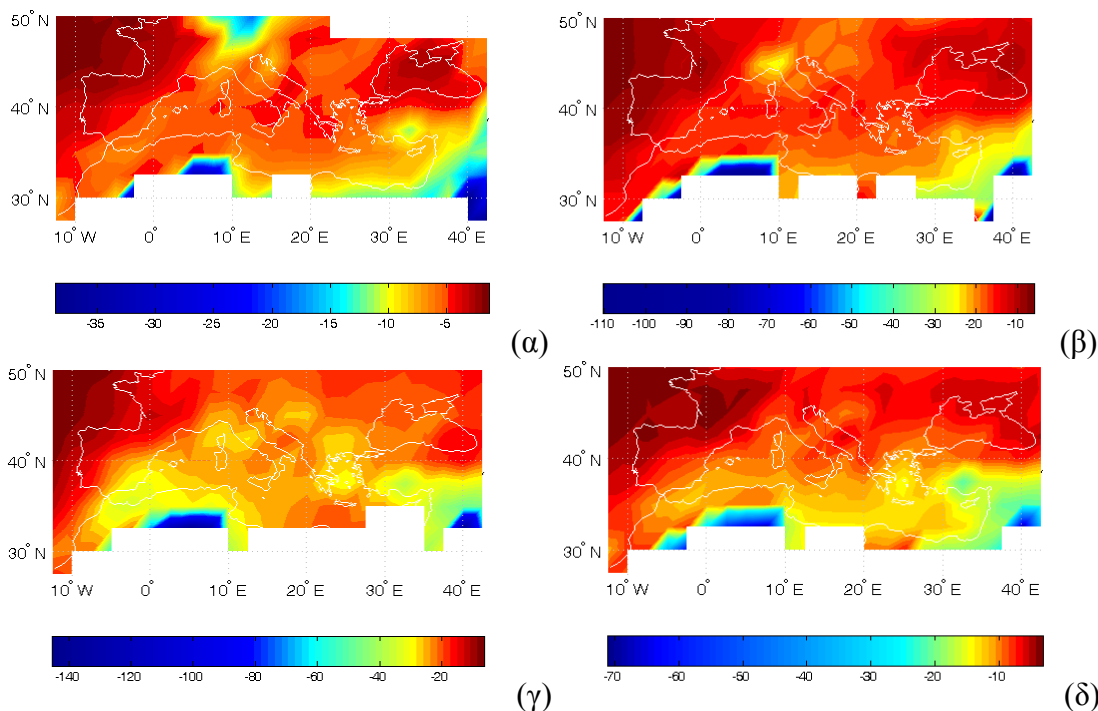


(α)



(β)

Σχήμα 6.23. (α) Γεωγραφική κατανομή της υπολογισθείσας μέσης ετήσιας άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία, για την περίοδο Μάρτιο 2000 - Φεβρουάριο 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. (β) Δίδεται επίσης, η κατανομή των τιμών της τυπικής απόκλισης υπολογισμένη από τις αντίστοιχες μηνιαίες τιμές κάθε πλεγματοειδούς σημείου του Σχήματος 6.23α.



Σχήμα 6.24 Όπως στο Σχήμα 6.23α, αλλά για τις περιόδους (α) Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μάιος (ΜΑΜ), (γ) Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ).

επίπεδα της ατμόσφαιρας) αναπαράγεται αρκετά ρεαλιστικά στην παρούσα διδακτορική διατριβή και αποδεικνύει ότι η χρήση του συγκεκριμένου μοντέλου διάδοσης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα μπορεί να τροφοδοτήσει με σημαντική πληροφορία την έρευνα τόσο στο επίπεδο των κλιματολογικών μελετών όσο και κομμάτι της δυναμικής μετεωρολογίας και του καιρού.

Οι γεωγραφικές κατανομές των μέσων εποχικών τιμών DRE_{surf} δίδεται στο Σχήμα 6.24. Οι κατανομές αυτές παρουσιάζουν αντίστοιχα αποτελέσματα με την περίπτωση του DRE_{Atm} , αλλά τώρα για την ψύξη της επιφάνεια της Γης. Οι μέσες περιοχικές τιμές φαίνονται στον Πίνακα 6.2, με την μεγαλύτερη μέση ψύξη του εδάφους στην περιοχή μελέτης να είναι ίση με -24.41 Wm^{-2} και να αεμφανίζεται την περίοδο του Θέρος (ΙΑ).

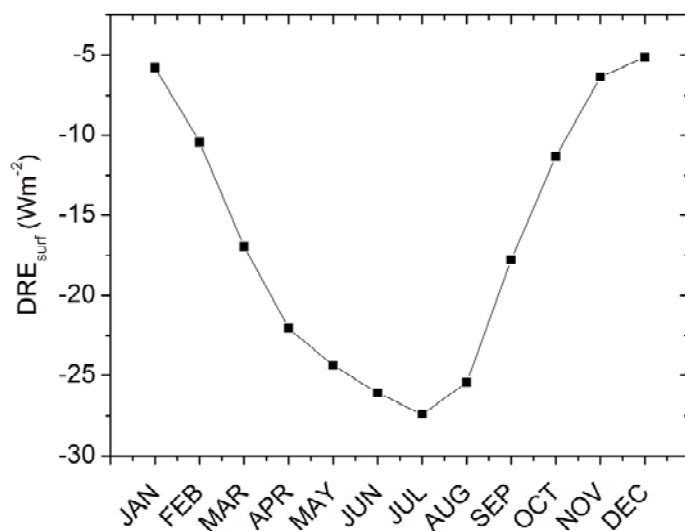
Η ενδοετήσια κύμανση των μέσων περιοχικών τιμών DRE_{surf} , (Σχήμα 6.25α) εμφανίζει μέγιστη τιμή το μήνα Ιούλιο (-27.5 Wm^{-2}) και ελάχιστη τιμή (-5.0 Wm^{-2}) το Δεκέμβριο. Ισχυρή ψύξη εμφανίζεται και τους μήνες της άνοιξης με τιμές πάνω από -20 Wm^{-2} .

Από τη μελέτη της χρονοσειράς των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών του DRE_{surf} (Σχήμα 6.25β) διαπιστώνεται ότι εκτός από την έντονη εποχική μεταβλητότητα, υπάρχει και σημαντική μεταβολή των τιμών DRE_{surf} για την περιοχή μελέτης κατά την περίοδο 2000-2007. Συγκεκριμένα μέγιστα το θέρος εμφανίζουν διαφορές έως και 6 Wm^{-2} , ενώ και τα ελάχιστα των χειμερινών μηνών εμφανίζουν διαφορές έως και 3 Wm^{-2} για την περίοδο μελέτης. Η εφαρμογή της μεθόδου της γραμμικής παρεμβολής αποκάλυψε μια σημαντική μείωση του DRE_{surf} το χρονικό διάστημα 2000-2007. Η μείωση αυτή υπολογίστηκε ίση με 5.8 Wm^{-2} , και είναι αρκετά σημαντική καθώς αντιστοιχεί σε μείωση ίση με το 35.9% της μέσης ετήσιας τιμής DRE_{surf} για την περιοχή μελέτης (Πίνακας 6.2). Η παραπάνω μεταβολή υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο 2000 - 2007 η ψύξη, λόγω της παρουσίας των αερολυμάτων, στην επιφάνεια πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου,

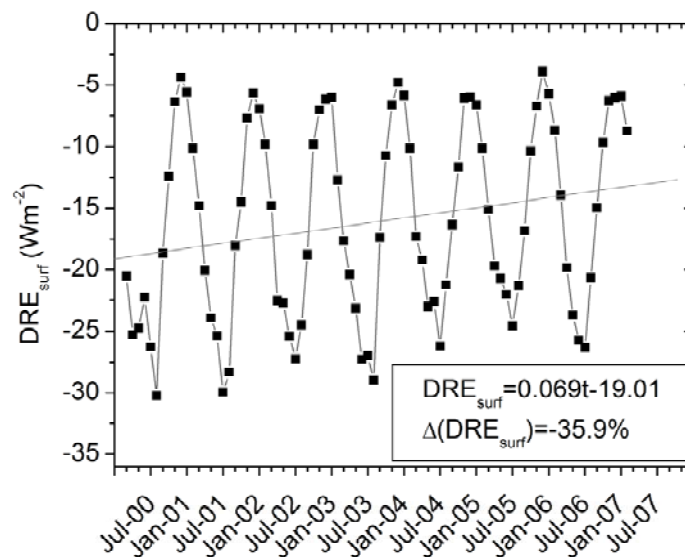
ελαττώθηκε (θέρμανση). Η αντίστοιχη μεταβολή του φορτίου των αερολυμάτων την περίοδο 2000-2007, για την περιοχή μελέτης είναι ίση με -27% (Πίνακας 6.3).

Η παραπάνω μεταβολή υπολογίστηκε και για κάθε περίοδο του έτους ξεχωριστά (Σχήμα 6.20). Τα αποτελέσματα (βλ. και Πίνακα 6.2) δείχνουν ότι η μείωση των τιμών DRE_{surf} παρατηρείται σε όλες τις περιόδους του έτους (από -7.1% έως -25.4%), με την χειμερινή ($\Delta\Gamma\Phi$), να εμφανίζει την μικρότερη μείωση.

Στο Σχήμα 6.27, παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των σχετικών μεταβολών του DRE_{surf} . Διαπιστώνεται ότι οι σχετικές τιμές της μείωσης του DRE_{surf} σε ορισμένες περιπτώσεις φτάνουν έως και -240%. Η παραπάνω γεωγραφική κατανομή παρουσιάζει χαρακτηριστικές ομοιότητας με την αντίστοιχη του DRE_{Atm} , αφού ο παράγοντας που τις διαμορφώνει κατά κύριο λόγο είναι το φορτίο των αερολυμάτων.

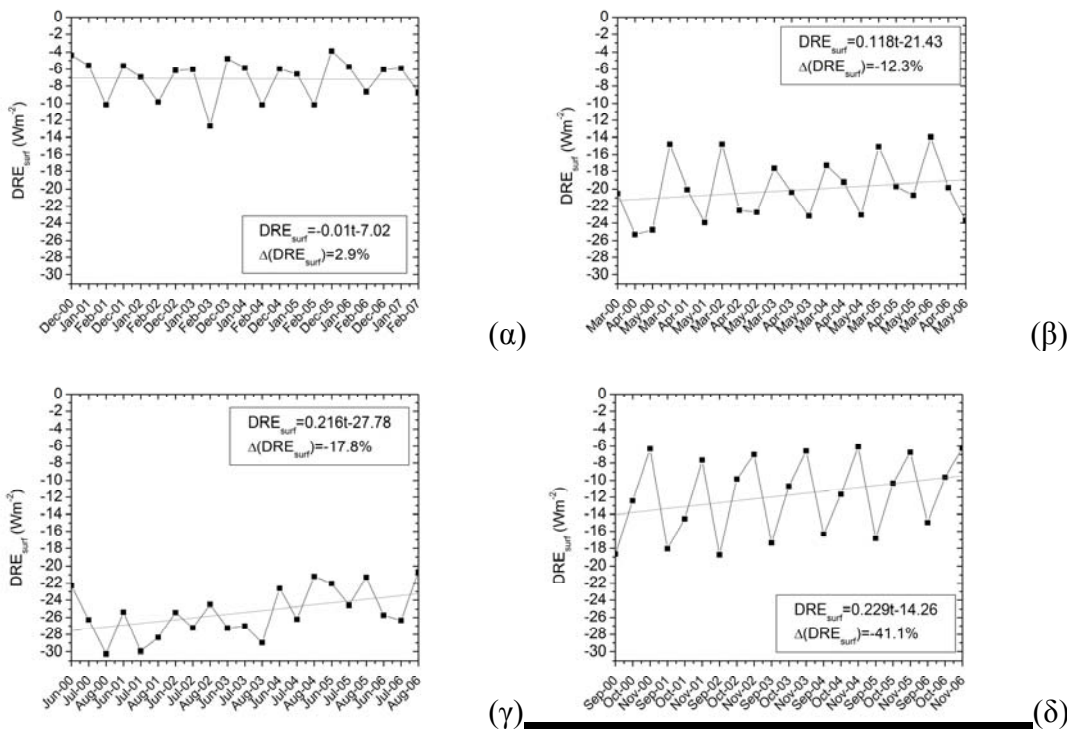


(α)

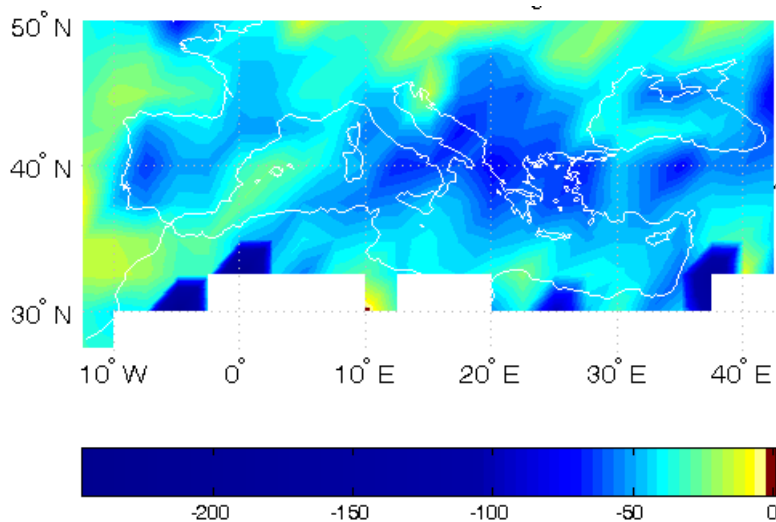


(β)

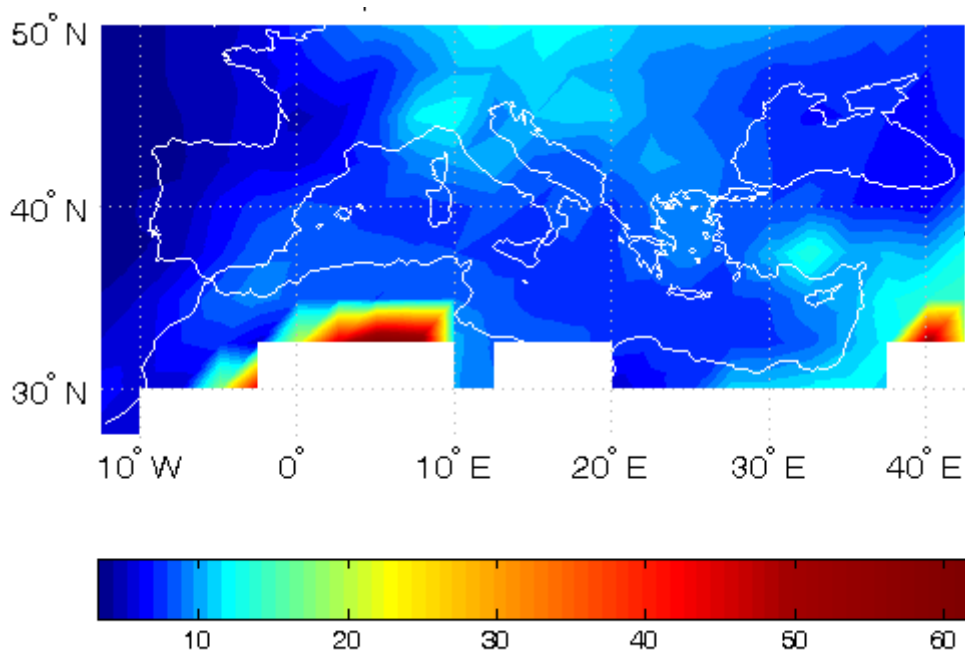
Σχήμα 6.25 (α) Ενδοετήσια μεταβολή και (β) χρονοσειρά των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου



Σχήμα 6.26 Χρονοσειρές των μέσων μηνιαίων περιοχικών τιμών της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην προσπίπτουσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία, για την περίοδο Μάρτιος 2000 - Φεβρουάριος 2007, πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, για τις περιόδους (α), Δεκέμβριος-Ιανουάριος-Φεβρουάριος (ΔΙΦ), (β) Μάρτιος-Απρίλιος-Μαίος (ΜΑΜ), (γ), Ιούνιος-Ιούλιος-Αύγουστος (ΙΙΑ) και (δ) Σεπτέμβριος-Οκτώβριος-Νοέμβριος (ΣΟΝ)



Σχήμα 6.27 Γεωγραφική κατανομή της σχετικής μεταβολής (%) του DRE_{surf} για την περίοδο 2000-2007, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.



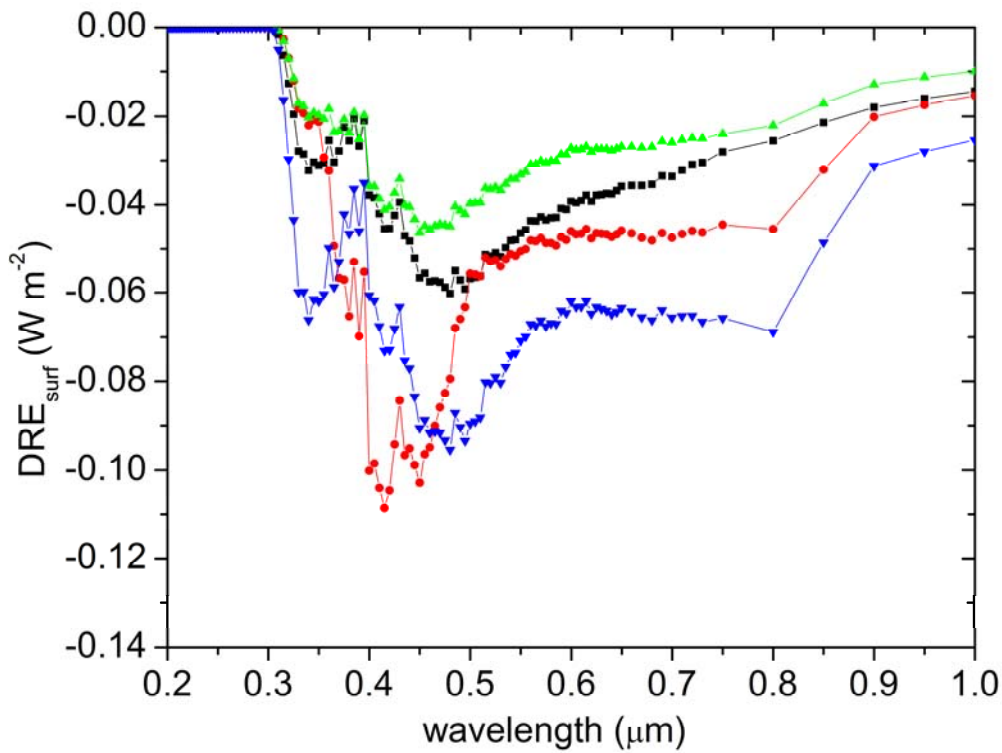
Σχήμα 6.28 Γεωγραφική κατανομή του ποσοστού της ελάττωσης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης, λόγω της παρουσίας των αερολυμάτων.

6.2.4 Φασματική κατανομή της επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης

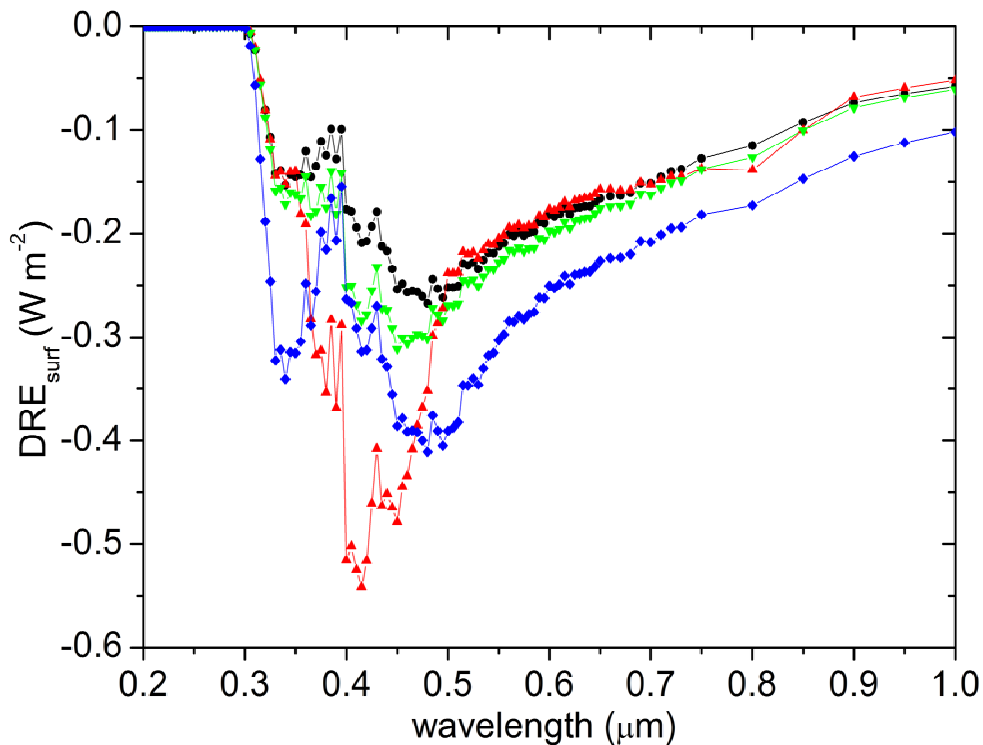
Στην παρούσα ενότητα μελετάται η φασματική κατανομή της επίδρασης των αερολυμάτων στην επιφάνεια της Γης. Η φασματική πληροφορία είναι σημαντική γιατί μπορεί να δώσει στοιχεία όχι μόνο για το μέγεθος της επίδρασης των αερολυμάτων σε κάθε μήκος κύματος, αλλά μέσω αυτού και σε συνδυασμό με την γνώση της φασματικής εξάρτηση των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων (AOD , ω_{aer} , g_{aer}), να εξαχθούν συμπεράσματα για το είδος των αερολυμάτων σε κάθε περιοχή που μελετάται. Επομένως, το μοντέλο διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στη ατμόσφαιρα, που χρησιμοποιείται στην παρούσα διδακτορική διατριβή, έχοντας την ικανότητα της πλήρους γεωγραφικής και χρονικής κάλυψης, μπορεί να δώσει φασματικές κατανομές του DRE σε οποιοδήποτε σημείο του χώρου και για οποιαδήποτε χρονική στιγμή³. Επισημαίνεται ότι τα αποτελέσματα της φασματικής μελέτης δίνονται για την περιοχή 0.2 – 1 μm , δεδομένου ότι σε αυτήν την ζώνη η κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας παρουσιάζει το μέγιστο της έντασης, όπως επίσης και τα αερολύματα λόγω του μεγέθους τους, στην ζώνη αυτή επιδρούν εντονότερα στην ηλιακή ακτινοβολία.

Στο Σχήμα 6.29 παρουσιάζεται η φασματική κατανομή της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια (DRE_{surf}) για τα μήκη κύματος από 0.2 έως 1 μm , σύμφωνα με τους υπολογισμούς του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας. Οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται για κάθε μήκος κύματος ξεχωριστά κάνοντας χρήση φασματικών δεδομένων οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, όπως αναλυτικά έχει αναφερθεί στο κεφάλαιο 4. Παρουσιάζονται

³ Στην παρούσα μορφή του μοντέλου, παρέχεται πληροφορία σε ανάλυση $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, γεωγραφικού πλάτους και μήκους, σε μέση μηνιαία βάση.

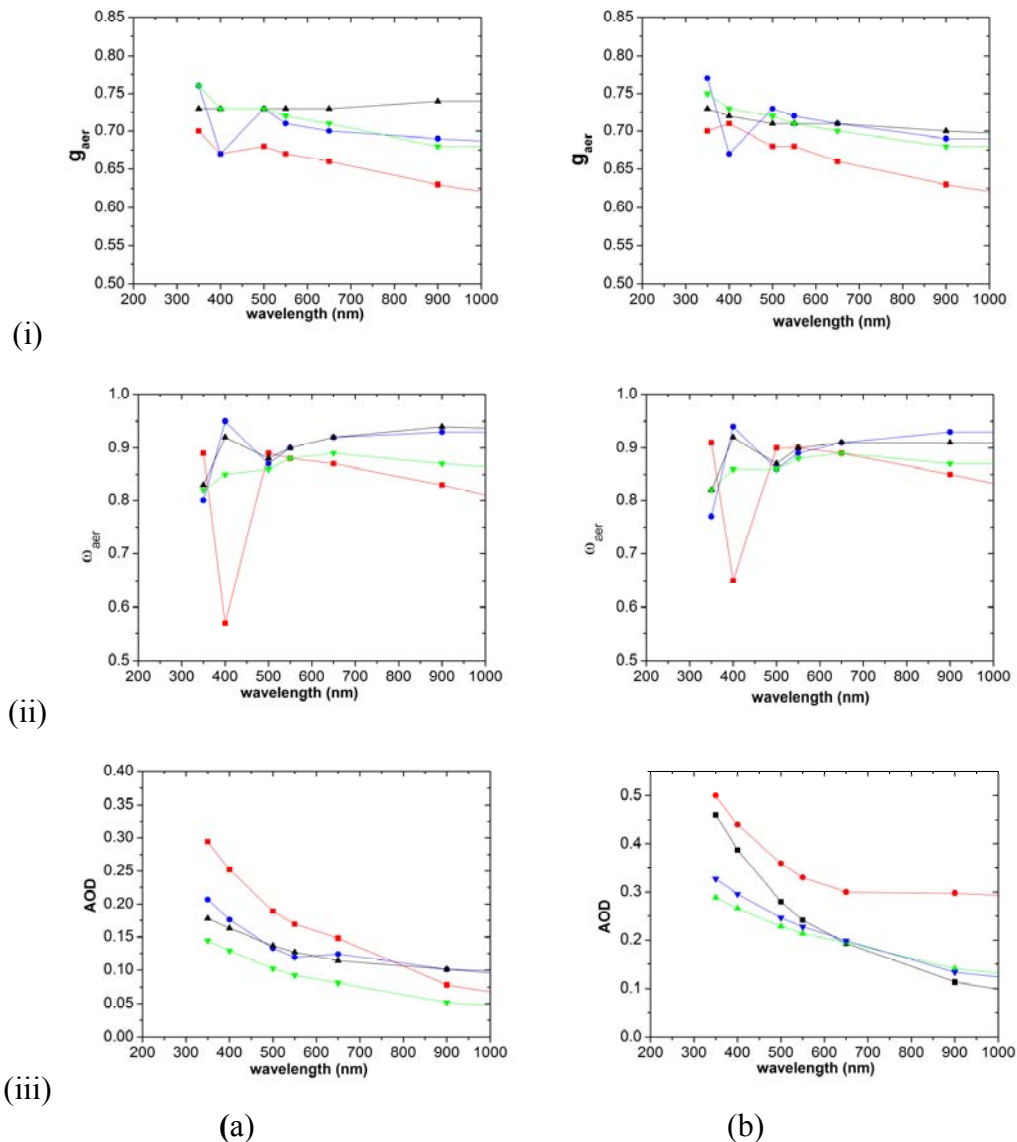


(α)



(β)

Σχήμα 6.29. Φασματική κατανομή της υπολογισθείσας άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία, στην επιφάνεια των περιοχών Ispra (κόκκινη γραμμή), Nes Ziona (μπλε γραμμή), FORTH Crete (μαύρη γραμμή) και Palencia (πράσινη γραμμή), κατά τον Ιανουάριο (α) και τον Ιούλιο (β) του ενδεικτικού έτους 2003



Σχήμα 6.30. Φασματική κατανομή του παράγοντα ασυμμετρίας (i), ανακλαστικότητα απλής σκέδασης (ii) και οπτικού πάχους (iii) των αερολυμάτων, στις περιοχές της Ispra (κόκκινη γραμμή), Nes Ziona (μπλε γραμμή), FORTH (μαύρη γραμμή), Palencia (πράσινη γραμμή), τον Ιανουάριο (a) και τον Ιούλιο (b) του ενδεικτικού έτους 2003

αποτελέσματα για 4 επιλεγθείσες τοποθεσίες όμοια με την στην παράγραφο 6.1.4 (βλ. Σχήμα 6.9) : Ispra στη βόρειο Ιταλία, Nes Ziona στη Μέση Ανατολή, FORTH στην Κρήτη και Palencia, στην Ισπανία (Σχήμα 6.29). Παρατηρείται ότι τα μέγιστα των καμπυλών εμφανίζονται σε διαφορετικά μήκη κύματος στις 4 αυτές περιπτώσεις, αλλά γενικά εμφανίζονται μεταξύ 0.4 και 0.5 μm δηλαδή στο ορατό. Συγκεκριμένα, στην περιοχή Ispra το μέγιστο εμφανίζεται στα 0.41 μm , στη Nes Ziona στα 0.48 μm , στο FORTH στα 0.48 μm , και στην περιοχή Palencia στα 0.45 μm . Το είδος των αερολυμάτων η ποσότητα και ο τρόπος που αλληλεπιδρούν με την ακτινοβολία επηρεάζει την κατανομή της ενέργειας στην φασματική καμπύλη των παραπάνω σχημάτων. Στα Σχήματα 6.29α και 6.29β στα οποία παρουσιάζονται μαζί οι φασματικές καμπύλες για τον Ιανουάριο και τον Ιούλιο, αντίστοιχα, διακρίνεται καθαρά η μετατόπιση του μεγίστου του DRE_{surf} προς μεγαλύτερες τιμές μήκους κύματος, στους Σταθμούς όπου τα αερολύματα είναι μεγαλύτερου μεγέθους (Nes Ziona, FORTH)

κυρίως λόγω της παρουσίας σκόνης και η μετατόπιση προς μικρότερες τιμές στους Σταθμούς που χαρακτηρίζονται από λεπτά ανθρωπογενή (ή μη) αερολύματα (Ispra, Palencia). Στο Σχήμα 6.30 παρουσιάζονται οι φασματικές κατανομές των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, g_{aer} , ω_{aer} , AOD, για τις τέσσερις περιοχές και το συγκεκριμένο έτος και μήνα. Από τις φασματικές κατανομές των ιδιοτήτων των αερολυμάτων προκύπτει ότι στην περιοχή Ispra, τόσο τον Ιανουάριο όσο και τον Ιούλιο το οπτικό πάχος των αερολυμάτων είναι αρκετά υψηλό (0.3 και 0.5 τον Ιανουάριο και Ιούλιο, αντίστοιχά) στα μικρά μήκη κύματος (<500nm), ενώ φτάνει να είναι έως και 4 φορές μικρότερο (0.075) στα μεγάλα μήκη κύματος (>500nm). Στους υπόλοιπους Σταθμούς η αναλογία αυτή, δηλαδή AOD_{400}/AOD_{900} δεν ξεπερνάει την τιμή 2, γεγονός που σημαίνει ότι το φορτίο των αερολυμάτων αποτελείται από μίγμα λεπτών και χονδρών αερολυμάτων με αποτέλεσμα η ενεργειακή διαταραχή που προκαλούν τα αερολύματα στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια να εμφανίζει τις μέγιστες τιμές της σε μεγαλύτερα μήκη κύματος από εκείνα για την περιοχή Ispra. Επίσης, ένα επιπλέον στοιχείο, το οποίο υποδηλώνει την ύπαρξη λεπτών αερολυμάτων στην περιοχή της Ispra και χονδρότερων στις άλλες περιοχές (κυρίως Nes Ziona και FORTH) είναι το γεγονός ότι οι κατανομές των παραμέτρων g_{aer} και ω_{aer} , διατηρούν υψηλότερες τιμές στα μεγαλύτερα μήκη κύματος στις περιοχές Nes Ziona και FORTH, ενώ αντίθετα μειώνονται στην περίπτωση της περιοχής Ispra (βλ. Eck et al. 1999; Liu et al. 2008).

Από την παραπάνω ανάλυση, γίνεται αντιληπτό ότι η δυνατότητα του μοντέλου να υπολογίζει με υψηλή φασματική ανάλυση τις ροές της ηλιακής ακτινοβολίας σε συνδυασμό με τη φασματική πληροφορία των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, παρέχει τη δυνατότητα να υπολογίζεται και η φασματική κατανομή της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία, γεγονός που μπορεί να έχει ιδιαίτερη σημασία σε διάφορες εφαρμογές, όπως για παράδειγμα τον υπολογισμό των δόσεων της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας (UV-doses) ή την ελλάτωση του φωτισμού σε περιοχές με μεγάλα φορτία αερολυμάτων (π.χ.μεγαλουπόλεις όπως η Αθήνα).

6.3 Έλεγχος ευαισθησίας υπολογισμών του μοντέλου, για την άμεση επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία

Είναι σημαντικό για τις μελέτες υπολογισμού της επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο τους συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας να πραγματοποιείται έλεγχος της ευαισθησίας των αποτελεσμάτων στις διάφορες εξαρτώμενες μεταβλητές των διαφόρων παραμέτρων εισαγωγής του μοντέλου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι τα δεδομένα εισαγωγής, είτε όταν αυτά αποτελούν προϊόν άμεσων μετρήσεων από όργανα, είτε εξάγονται δευτερογενώς μέσω αλγορίθμων μετατροπής, εμπεριέχουν κάποιο βαθμό αβεβαιότητας. Η αβεβαιότητα αυτή κυρίως όταν αναφέρεται σε παράγοντες οι οποίοι αποτελούν βασικές παραμέτρους εισαγωγής στο μοντέλο, πρέπει να λαμβάνεται υπόψιν ώστε να ελέγχεται ο βαθμός στον οποίο επηρεάζονται τα αποτελέσματα του μοντέλου. Επίσης η γνώση του βαθμού αβεβαιότητας της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στο ενεργειακό ισοζύγιο μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σαν εργαλείο στα πλαίσια των διαφόρων κλιματικών σεναρίων. Με βάση τα παραπάνω θεωρήθηκε σκόπιμο στα πλαίσια της εκπόνησης της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής να πραγματοποιηθεί μια σειρά ελέγχων της ευαισθησίας των υπολογισμών του μοντέλου για την επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας, για τις διάφορες παραμέτρους εισαγωγής του μοντέλου των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων, όπως του AOD, του ω_{aer} και του g_{aer} (παραμέτροι ελέγχου). Η μελέτη ευαισθησίας περιορίστηκε στις παραμέτρους των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων και αυτό γιατί στην παρούσα Διδακτορική Διατριβή δόθηκε βάρος κυρίως στην επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία και όχι των άλλων ατμοσφαιρικών παραμέτρων. Επίσης οι τροποποιήσεις στον αλγόριθμο του μοντέλου έγιναν στα σημεία που

αφορούν την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με τα αερολύματα και όχι σε άλλα σημεία. Έτσι με δεδομένο ότι ανάλογος έλεγχος ευαισθησίας των υπολογισμών του μοντέλου έχει γίνει στο παρελθόν από τους Hatzianastassiou et al. (2004b), για όλες τις παραμέτρους εισαγωγής του μοντέλου, η παρούσας Διδακτορική Διατριβή επικεντρώθηκε στον έλεγχο ευαισθησίας, για τις παραμέτρους των αερολυμάτων.

6.3.1 Μεθοδολογία

Η άμεση επίδραση των αερολυμάτων (DRE) στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας υπολογίζεται, όπως έχει αναφερθεί στο Κεφάλαιο 6, στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}), μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{Atm}) και στην επιφάνεια της Γης (DRE_{surf}). Παρουσιάζονται αποτελέσματα ελέγχου ευαισθησίας, για τις τρεις παραμέτρους (DRE_{TOA} , DRE_{atm} , DRE_{surf}) καθώς όπως έχει αποδειχθεί ο βαθμός εξάρτησής τους στην αβεβαιότητα των παραμέτρων εισαγωγής δεν είναι πάντα ο ίδιος (Hatzianastassiou et al., 2004b). Σε κάθε περίπτωση (-i) τροποποιήθηκαν κατά +10% και -10% οι αρχικές τιμές των παραμέτρων (AOD , του ω_{aer} και του g_{aer}), ξεχωριστά και υπολογίστηκε η αντίστοιχη επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία (DRE_i). Τα αποτελέσματα αυτά, κάθε φορά συγκρίνονται με τα αποτελέσματα αναφοράς ($DRE_{ref,i}$), δηλαδή με τα αποτελέσματα από την χρήση των πραγματικών τιμών των παραμέτρων ελέγχου. Η σύγκριση για τον υπολογισμό των απολύτων και σχετικών τιμών $\Delta(DRE_i)$ και $\Delta(DRE_i)\%$, γίνεται με την χρήση των εξισώσεων 6.1 και 6.2

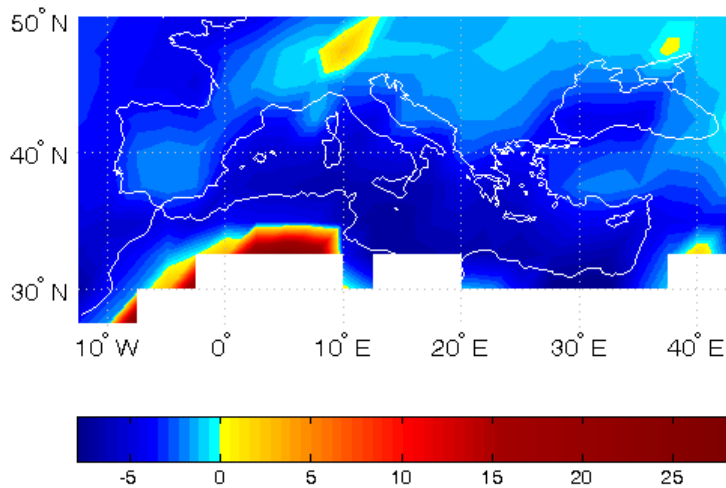
$$\Delta(DRE_i) = DRE_i - DRE_{ref,i} \quad (6.1)$$

$$\Delta(DRE)_i \% = \frac{DRE_i - DRE_{ref,i}}{DRE_{ref,i}} \cdot 100 \quad (6.2)$$

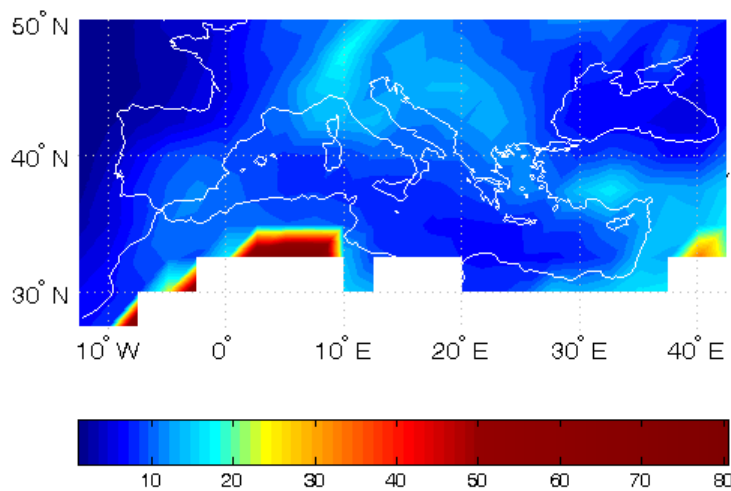
Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν σε μέση μηνιαία βάση και σε γεωγραφική ανάλυσης $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, γεωγραφικού πλάτους και μήκους.

6.3.2 Δεδομένα αναφοράς ($\Delta F_{ref,i}$)

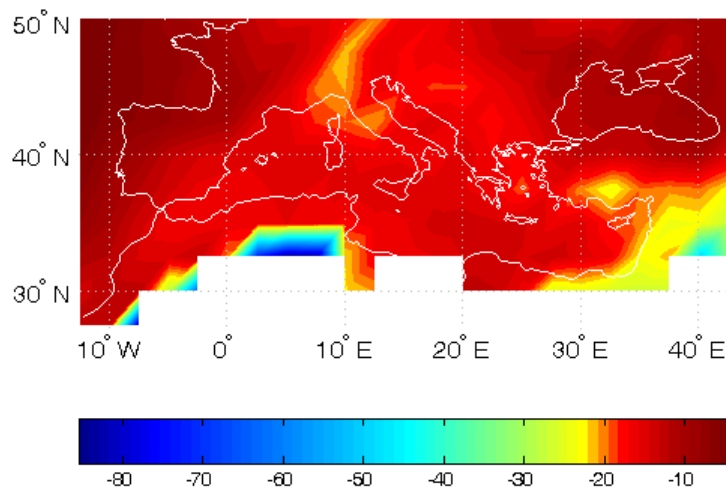
Ως δεδομένα αναφοράς για την επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία $DRE_{ref,i}$ στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης Μεσογείου θεωρήθηκαν εκείνα για τους 12 μήνες του έτους 2003. Τα παραπάνω δεδομένα εξήχθησαν με τους υπολογισμούς του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας με τη χρήση ρεαλιστικών τιμών των παραμέτρων AOD , ω_{aer} και g_{aer} , αλλά και όλων των υπολοίπων που χρειάζεται το μοντέλο (π.χ. νεφοκάλυψη κ.α., βλ. Κεφ. 4). Στο Σχήμα 6.31 παρουσιάζεται η γεωγραφική κατανομή των μέσων τιμών της επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας για το έτος 2003, στην κορυφή της ατμόσφαιρας ($DRE_{ref,TOA}$, Σχήμα 6.31α.), μέσα στην ατμόσφαιρα ($DRE_{ref,Atm}$, Σχήμα 6.31β) και στην επιφάνεια της γης ($DRE_{ref,surf}$, σχήμα 6.31γ). Γενικά, όπως αναφέρθηκε και στην παράγραφο 6.2, διαπιστώνεται ότι τα



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 6.31 Γεωγραφική κατανομή των μέσων τιμών για το έτος 2003 της επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας, (α) στην κορυφή της ατμόσφαιρας ($DRE_{ref,TOA}$), (β) μέσα στην ατμόσφαιρα ($DRE_{ref,Atm}$) και (γ) στην επιφάνεια του εδάφους ($DRE_{ref,surf}$), για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Οι τιμές αυτές αποτελούν τις τιμές αναφοράς κατά τον έλεγχο ευαισθησίας του μοντέλου.

αερολύματα προκαλούν πάνω από το μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης, ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας έως και -8 Wm^{-2} . Σε περιοχές με έντονη την παρουσία απορροφητικών αερολυμάτων πάνω από περιοχές με μεγάλη επιφανιακή ανακλαστικότητα, παρατηρείται θέρμανση του συστήματος, μάλιστα ιδιαίτερα ισχυρή, έως 28 Wm^{-2} πάνω από ερημικές περιοχές (Σαχάρα). Στην ατμόσφαιρα, η παρουσία των αερολυμάτων προκαλεί θέρμανση η οποία παίρνει τιμές έως 80 Wm^{-2} , ενώ αντίστοιχα, στο έδαφος προκαλεί ισχυρή ψύξη, η οποία κυμαίνεται από -5 Wm^{-2} (περιοχές με μικρά φορτία αερολυμάτων) έως και -85 Wm^{-2} (περιοχές με υψηλό φορτίο αερολυμάτων, κυρίως ερημικής προέλευσης). Στον Πίνακα 6.4 έχουν υπολογιστεί και παρέχονται οι μέσες τιμές των $DRE_{ref,i}$, για το έτος 2003 και την περιοχή μελέτης. Γενικά, στην κορυφή της ατμόσφαιρας η μέση ενεργειακή διαταραχή που προκαλείται από την παρουσία των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης, είναι ίση με -2.6 Wm^{-2} (Πίνακας 6.4). Η διαταραχή αυτή είναι το συνολικό αποτέλεσμα μιας ψύξης στο έδαφος ίση με -16.9 Wm^{-2} και θέρμανσης της ατμόσφαιρας, ίσης με 11.2 Wm^{-2} . Διαπιστώνεται ότι τα θερμικά αποτελέσματα που προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων σε όλα τα επίπεδα του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας δε μεταβάλλονται καθόλη τη διάρκεια του έτους.

Πίνακας 6.4 Μέσες μηνιαίες και ετήσιες τιμές της άμεσης επίδρασης DRE των αερολυμάτων (σε Wm^{-2}) στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, μέσα στην ατμόσφαιρα και στην επιφάνεια του εδάφους, μεσοποιημένες για την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Οι τιμές αυτές αποτελούν τις τιμές αναφοράς στην μελέτη ευαισθησίας του μοντέλου.

	DRE_{TOA}	DRE_{Atm}	DRE_{surf}
Έτος	-2.6	11.2	-16.9
Ιανουάριος	-0.8	3.8	-6.0
Φεβρουάριος	-0.2	9.0	-12.7
Μάρτιος	-2.0	12.1	-17.7
Απρίλιος	-3.4	13.7	-20.4
Μάιος	-3.9	15.5	-23.1
Ιούνιος	-5.1	17.9	-27.3
Ιούλιος	-4.3	18.1	-27.0
Αύγουστος	-5.3	18.8	-29.0
Σεπτέμβριος	-2.1	11.8	-17.4
Οκτώβριος	-1.8	6.9	-10.7
Νοέμβριος	-1.7	3.7	-6.6
Δεκέμβριος	-0.8	3.0	-4.8

6.3.3. Οπτικό βάθος αερολυμάτων (AOD)

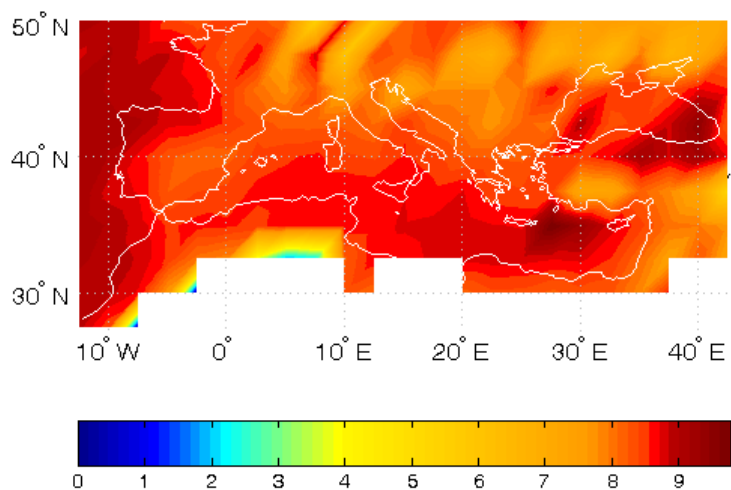
Η αύξηση του οπτικού βάθους κατά +10%, επέφερε μια γενική αύξηση του μέτρου της επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης. Η μέση σχετική αύξηση της επίδρασης DRE_{TOA} των αερολυμάτων για την περιοχή μελέτης υπολογίστηκε ίση με 8.4% (ή -0.3 Wm^{-2}). Η αύξηση του μέτρου της επίδρασης DRE_{TOA} ισχύει είτε αυτή είναι αρνητική (πλανητική ψύξη), είτε θετική (πλανητική θέρμανση). Αντίστοιχα αποτελέσματα αναφέρθηκαν και από τους Hatzianastassiou et al. (2004b), σε παγκόσμια κλίμακα, όπου εκεί βρέθηκαν και περιπτώσεις όπου η μεταβολή του AOD κατά 10% επέφερε και αλλαγή πρόσημου στο DRE_{TOA} . Περίπτωση τέτοια εδώ δεν βρέθηκε. Η αύξηση του μεγέθους της επίδρασης DRE_{TOA} , όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.32α δεν είναι ομοιόμορφη πάνω από την περιοχή μελέτης, αλλά κυμαίνεται από 0.1 έως και 9%. Φαίνεται ακόμη ότι σε περιοχές με μεγάλες

τιμές οπτικού βάθους αερολυμάτων, κυρίως με μεγάλη απορρόφηση όπως στην βόρεια Αφρική και τη Μέση Ανατολή, η αύξηση του μεγέθους της επίδρασης (θέρμανση) είναι μικρότερη σε σχέση με την αντίστοιχη αύξηση του μεγέθους της επίδρασης (ψύξη) πάνω από περιοχές με μικρότερα φορτία (μη ισχυρά απορροφητικών) αερολυμάτων.

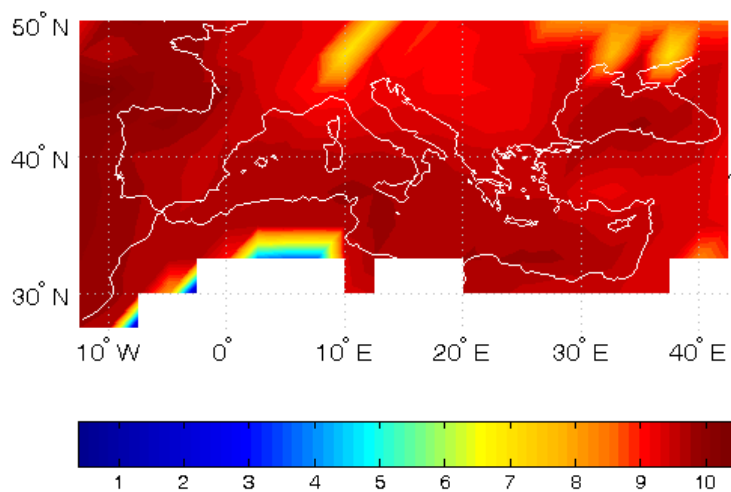
Η αύξηση του φορτίου (AOD) των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα επέφερε αύξηση της απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας και της θέρμανσης της ατμόσφαιρας. Συγκεκριμένα, παρατηρείται μία μέση περιοχική αύξηση της επίδρασης ίση με 9.3% (ή 0.93 Wm^{-2}), Ενώ στο μεγαλύτερο μέρος της περιοχής μελέτης η επίδραση κυμαίνεται από 8.5% έως 10.5% (Σχήμα 6.32β). Ωστόσο, σε περιοχές όπως η βόρεια Αφρική, η επίδραση φαίνεται να είναι μικρότερη (<6%). Αντίστοιχα, στην επιφάνεια (Σχήμα 6.32γ) η επίδραση της αύξησης $\Delta(\text{AOD})$ του οπτικού πάχους των αερολυμάτων είναι και εκεί θετική. Η αύξηση κατά 10% του οπτικού πάχους των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης προκάλεσε περεταίρω ψύξη της επιφάνειας (λόγω πρόσθετης σκέδασης και απορρόφησης από τα αερολύματα) της περιοχής, η οποία είναι κατά μέσο όρο ίση με 9.0% (ή -1.4 Wm^{-2}) και κυμαίνεται από 0.6 έως 9.4%. Γενικά φαίνεται το ισοζύγιο ηλιακής ακτινοβολίας σε περιοχές με μικρότερο

Πίνακας 6.5. Μέσες περιοχικές τιμές των αποτελεσμάτων του ελεγχου ευαισθησίας του μοντέλου, $\Delta(\text{DRE})$, σε αλλαγές του AOD κατά +10% και -10%, σε μέση ετήσια βάση και για κάθε μήνα ξεχωριστά. Οι παραπάνω τιμές δίνονται για την κορυφή της ατμόσφαιρας, TOA, μέσα στην ατμόσφαιρα, Atm και την επιφάνεια της Γης, surf, σε σχετικές (%) και απόλυτες (Wm^{-2}) τιμές.

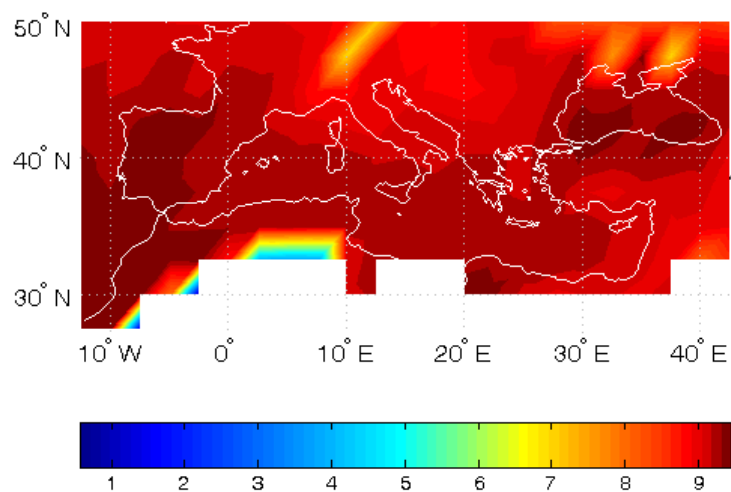
	$\Delta(\text{DRE})_{\text{TOA}}$				$\Delta(\text{DRE})_{\text{Atm}}$				$\Delta(\text{DRE})_{\text{Surf}}$			
	+10		-10		+10		-10		+10		-10	
	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%
Έτος	-0.3	8.4	0.3	-8.4	0.9	9.3	-0.9	-9.4	-1.4	9.0	1.4	-9.1
Ιανουάριος	-0.1	8.4	0.1	-8.5	0.3	9.4	-0.3	-9.4	-0.5	8.9	0.5	-9.0
Φεβρουάριος	-0.1	7.8	0.1	-7.4	0.5	9.1	-0.5	-9.1	-0.9	8.7	0.9	-8.8
Μάρτιος	-0.3	8.2	0.3	-8.4	0.9	9.2	-0.9	-9.2	-1.3	8.9	1.4	-9.0
Απρίλιος	-0.4	8.4	0.4	-8.6	1.1	9.4	-1.1	-9.4	-1.7	9.1	1.7	-9.2
Μάιος	-0.4	9.3	0.4	-8.9	1.3	9.4	-1.3	-9.5	-2.0	9.2	2.0	-9.3
Ιούνιος	-0.5	8.8	0.5	-9.0	1.5	9.5	-1.5	-9.5	-2.3	9.2	2.4	-9.3
Ιούλιος	-0.4	8.7	0.5	-8.9	1.5	9.4	-1.5	-9.5	-2.3	9.2	2.3	-9.3
Αύγουστος	-0.5	8.3	0.5	-8.5	1.5	9.3	-1.5	-9.4	-2.4	9.0	2.5	-9.1
Σεπτέμβριος	-0.3	8.2	0.3	-7.7	0.8	9.4	-0.8	-9.4	-1.3	9.0	1.3	-9.1
Οκτώβριος	-0.2	8.1	0.2	-8.3	0.5	9.3	-0.5	-9.4	-0.8	9.0	0.8	-9.1
Νοέμβριος	-0.2	7.9	0.2	-8.1	0.3	9.4	-0.3	-9.4	-0.5	8.9	0.6	-9.0
Δεκέμβριος	-0.1	8.4	0.1	-8.1	0.2	9.3	-0.2	-9.5	-0.4	8.8	0.4	-8.9



(α)

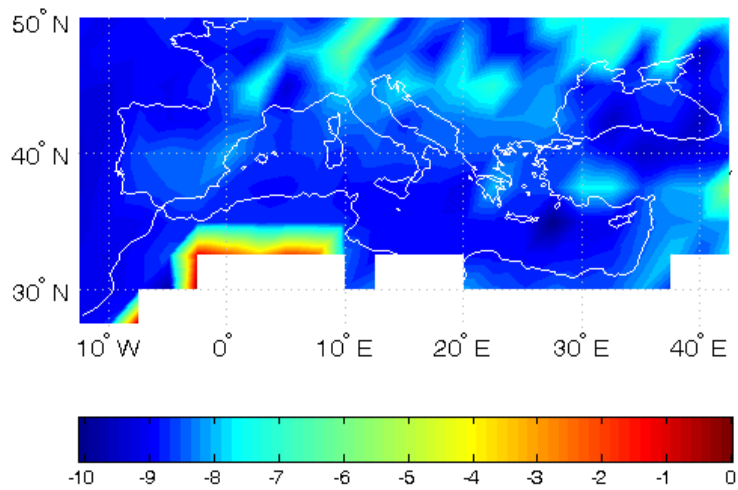


(β)

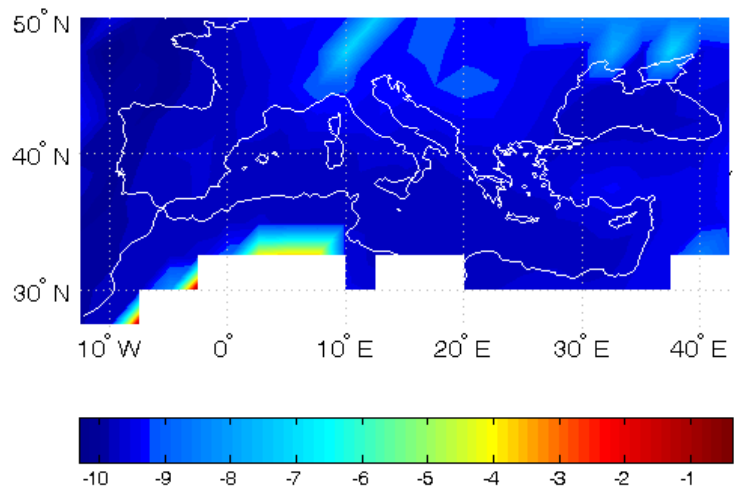


(γ)

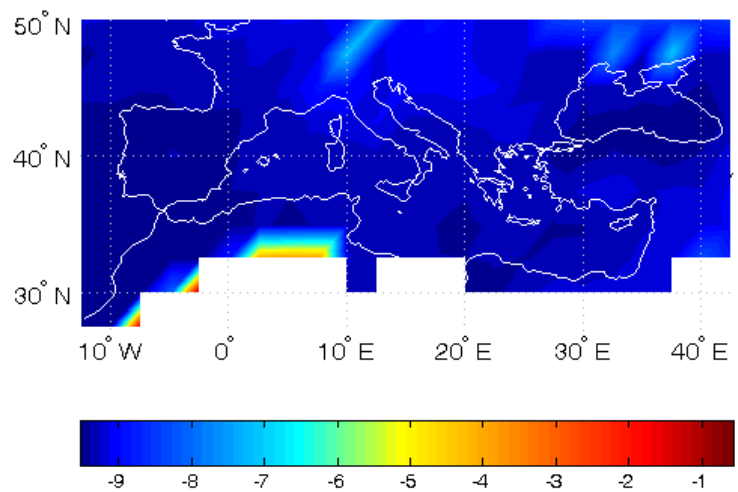
Σχήμα 6.32 Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE)\%$) της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (α), μέσα στην ατμόσφαιρα (β) και στην επιφάνεια της Γης (γ), όπως αυτή προκύπτει από την αύξηση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων κατά 10% ($\Delta(AOD)=+10\%$), σε σχέση με τις τιμές αναφοράς $DRE_{ref,l}$ (βλ. Σχ. 6.31).



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 6.33. Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE)\%$) της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, (α), μέσα στην ατμόσφαιρα, (β) και στην επιφάνεια της Γης, (γ), όπως αυτή προκύπτει από την μείωση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων κατά 10% ($\Delta(AOD)=-10\%$) και σε σχέση με τις τιμές αναφοράς, $DRE_{ref.i}$. (βλ. Σχ. 6.31).

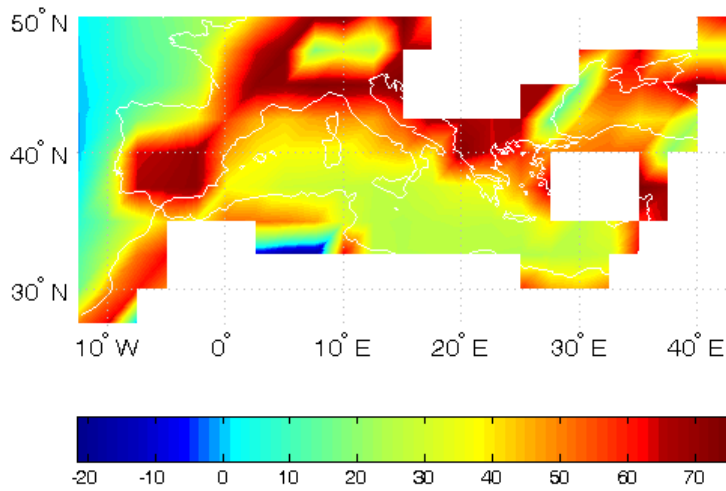
φορτίο αερολυμάτων, είναι πιο ευαίσθητο σε πιθανές αλλαγές του φορτίου των αερολυμάτων σε σχέση με επεριοχές που έχουν περισσότερο σωματιδιακό.

Στον Πίνακα 6.5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα (σε επίπεδο μέσων περιοχικών τιμών) του ελέγχου ευαισθησίας του μοντέλου, σε αλλαγές του οπτικού πάχους των αερολυμάτων, σε μέση ετήσια βάση αλλά για κάθε μήνα ξεχωριστά και για τα 3 επίπεδα του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας (κορυφή ατμόσφαιρας, TOA, ατμόσφαιρα, Atm, επιφάνεια, surf), τόσο σε σχετικές (%) όσο και σε απόλυτες (Wm^{-2}) τιμές.

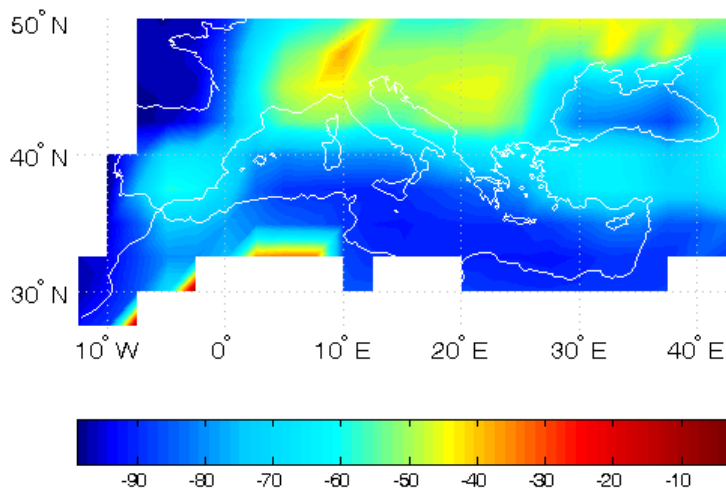
Ελαττώνοντας τις τιμές του οπτικού πάχους των αερολυμάτων κατά 10%, τα αποτελέσματα είναι αντίστοιχα με την περίπτωση της αύξησής του κατά 10%, με τη μόνη διαφορά ότι στην περίπτωση αυτή μειώνεται το μέγεθος της επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία. Συγκεκριμένα, (Σχήμα 6.33, Πίνακας 6.5) στην κορυφή της ατμόσφαιρας προκύπτει μείωση της ψύξης κατά 8.4% (με κύμανση από -0.2% έως και -11%, σε τοπικό επίπεδο (κυψελίδας)), μέσα στην ατμόσφαιρα μείωση της θέρμανσης κατά 9.4% ή $0.9 Wm^{-2}$ με κύμανση από -0.4% έως και -10.2% (τοπικά), ενώ στην επιφάνεια η μείωση του οπτικού πάχους προκάλεσε μείωση της ψύξης λόγω των αερολυμάτων, έως και κατά 9.5% (μέση περιοχική τιμή: -9.1%).

6.3.4. Ανακλαστικότητα απλής σκέδαση αερολυμάτων (ω_{aer})

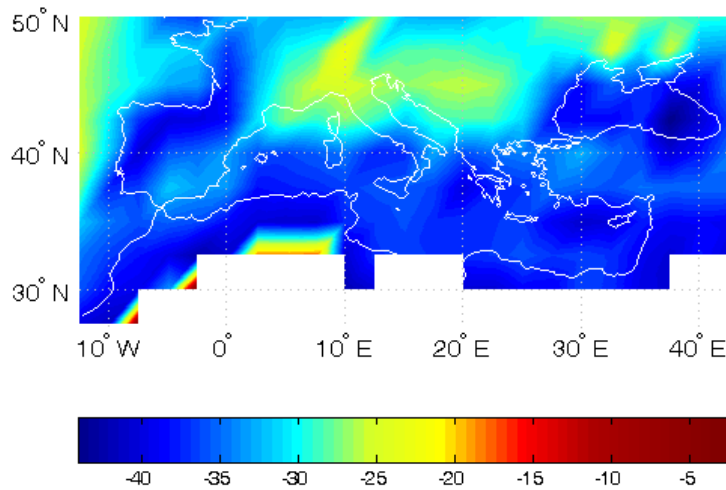
Η μεταβολή στις τιμές της ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων, όπως και στην περίπτωση του οπτικού πάχους, έγινε κατά $\pm 10\%$ (με ανώτερο όριο την τιμή $\omega_{aer}=1$). Γενικά, αύξηση της τιμής του ω_{aer} σημαίνει λιγότερο απορροφητικά αερολύματα, με αποτέλεσμα τη μείωση του μεγέθους της επίδρασης των αερολυμάτων μέσα στην ατμόσφαιρα, δηλαδή μικρότερη θέρμανση της ατμόσφαιρας. Αντίστοιχα, στο έδαφος, τα λιγότερα απορροφητικά αερολύματα επιτρέπουν να εισέλθουν μεγαλύτερα ποσά ηλιακής ακτινοβολίας και έτσι να μειωθεί η επιφανειακή ψύξη την οποία αυτά προκαλούν. Τα παραπάνω έχουν ως αποτέλεσμα οι τιμές $\Delta(DRE_{atm})$ και $\Delta(DRE_{surf})$ ως αποτέλεσμα αύξησης του ω_{aer} να είναι αρνητικές για το σύνολο της περιοχής μελέτης (βλ Σχ. 6.34α και 6.34β). Στην κορυφή της ατμόσφαιρας τα λιγότερα απορροφητικά αερολύματα, έχουν ως αποτέλεσμα την αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται στο διάστημα, με αποτέλεσμα την αύξηση του μεγέθους DRE_{TOA} και θετικές τιμές $\Delta(DRE_{TOA})$ που αντιστοιχούν σε περεταίρω πλανητική ψύξη. Ωστόσο, πάνω από περιοχές όπου τα αερολύματα προκαλούσαν πλανητική θέρμανση (Σαχάρα) η αύξηση των τιμών της παραμέτρου ω_{aer} προκαλεί μείωση του μεγέθους της θέρμανσης που ισοδυναμεί θερμικά με ψύξη και αντιστοιχεί σε αρνητικές τιμές $\Delta(DRE_{TOA})$. Αντίστοιχα, μείωση της παραμέτρου ω_{aer} , αντιστοιχεί σε περισσότερο απορροφητικά αερολύματα με αποτέλεσμα την αύξηση της θέρμανσης της ατμόσφαιρας λόγω της παρουσίας των αερολυμάτων ($\Delta(DRE_{atm}) > 0$). Αντίστοιχα, στο έδαφος τα περισσότερα απορροφητικά αερολύματα μειώνουν το ποσό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, με αποτέλεσμα αύξηση της επιφανειακής ψύξης ($\Delta(DRE_{surf}) > 0$). Στην κορυφή της ατμόσφαιρας, ελάττωση της παραμέτρου ω_{aer} , κατά 10% προκαλεί μείωση της επίδρασης των αερολυμάτων στην κορυφή της ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα τη μείωση της πλανητικής ψύξης, $\Delta(DRE_{TOA}) < 0$. Τα αποτελέσματα της μελέτης ευαισθησίας του μοντέλου για μεταβολή της παραμέτρου ω_{aer} , παρατίθενται στον Πίνακα 6.6, ενώ στα Σχήματα 6.34 και 6.35, παρουσιάζονται οι γεωγραφικές κατανομές της επίδρασης που έχει η μεταβολή της παραμέτρου ω_{aer} κατά +10% και -10%, αντίστοιχα. Παρατηρείται ότι η επίδραση της μεταβολής $\Delta(\omega_{aer})$ είναι πολύ σημαντική. Για παράδειγμα, προκύπτει μεταβολή της ατμοσφαιρικής θέρμανσης λόγω των αερολυμάτων κατά 73.4% η οποία



(α)

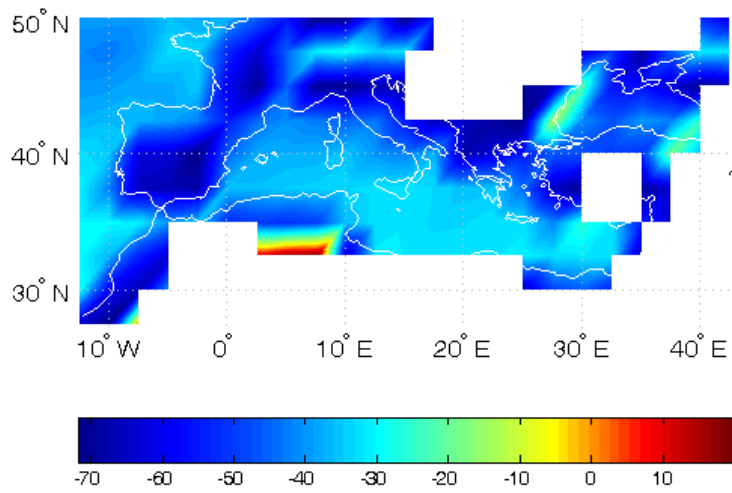


(β)

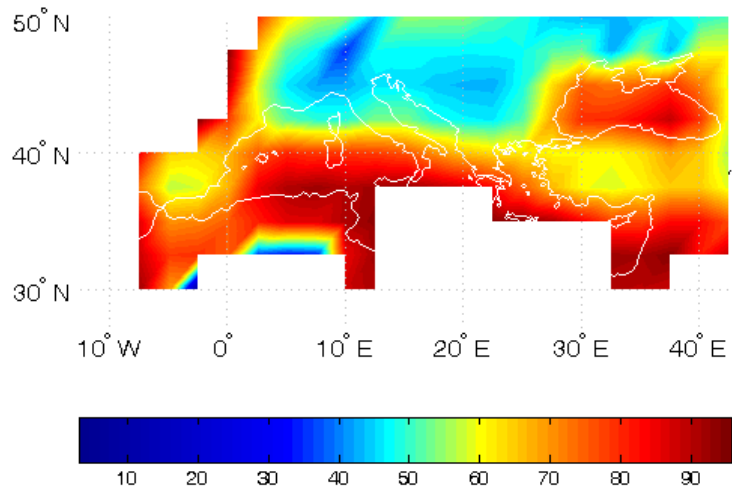


(γ)

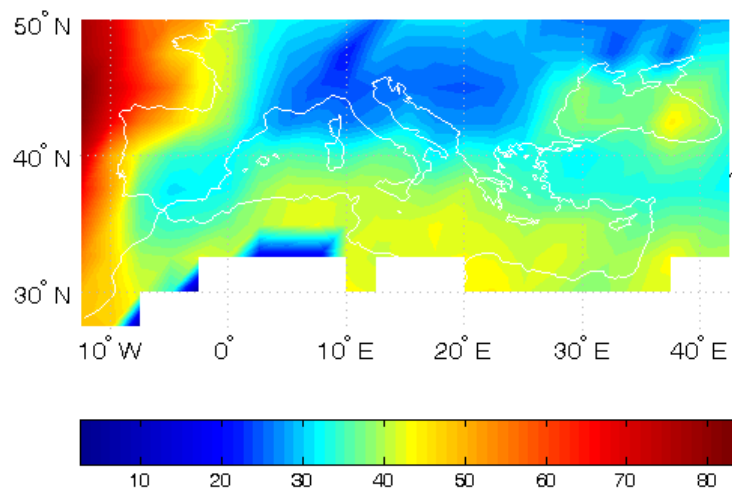
Σχήμα 6.34. Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE)\%$) της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία, στην κορυφή της ατμόσφαιρας (α), μέσα στην ατμόσφαιρα (β) και στην επιφάνεια της Γης (γ), όπως αυτή προκύπτει από την αύξηση του ω_{aer} κατά 10% ($\Delta(\omega_{aer})=+10\%$) και από τις τιμές αναφοράς $DRE_{ref,i}$ (βλ. Σχ. 6.31).



(α)



(β)



(γ)

Σχήμα 6.35. Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE))\%$ της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (α), μέσα στην ατμόσφαιρα (β) και στην επιφάνεια της Γης (γ), όπως αυτή προκύπτει από την μείωση του ω_{aer} κατά 10% ($\Delta(\omega_{aer})=-10\%$) σε σχέση με τις τιμές αναφοράς, $DRE_{ref,i}$. (βλ. Σχ. 6.31).

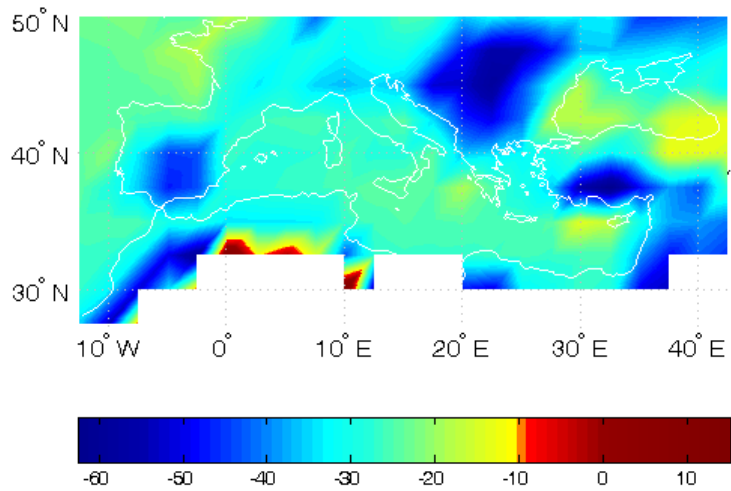
σε κάποια σημεία της περιοχής μελέτης ξεπερνάει και το 100%. Ωστόσο τέτοιου είδους μεταβολές στην περιοχή μελέτης είναι μάλλον δύσκολο να συμβούν δεδομένου της μικρής διακύμανσης των τιμών του ω_{aer} στην περιοχή (βλ Πίνακα 6.3).

Πίνακας 6.6. Μέσες περιοχικές τιμές των αποτελεσμάτων του ελέγχου ευαισθησίας του μοντέλου, $\Delta(DRE)$, σε αλλαγές του ω_{aer} κατά +10% και -10%, σε μέση ετήσια βάση και για κάθε μήνα χωριστά. Οι παραπάνω τιμές δίνονται για την κορυφή της ατμόσφαιρας, TOA, μέσα στην ατμόσφαιρα, Atm και την επιφάνεια της Γης, surf, σε σχετικές (%) και απόλυτες (Wm^{-2}) τιμές.

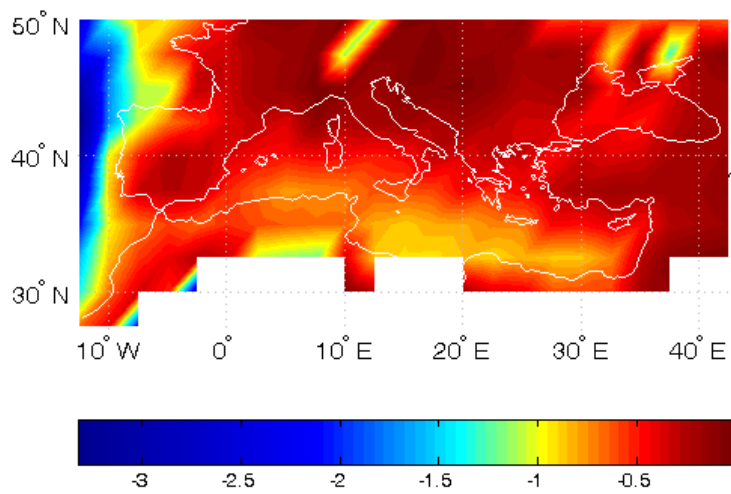
	$\Delta(DRE)_{TOA}$				$\Delta(DRE)_{Atm}$				$\Delta(DRE)_{Surf}$			
	+10		-10		+10		-10		+10		-10	
	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%
Έτος	-2.2	37.9	2.3	-42.9	-6.7	-73.4	7.0	67.9	5.3	-34.2	-5.5	38.2
Ιανουάριος	-0.8	33.2	0.9	-40.1	-2.2	-75.1	2.4	68.7	1.8	-34.4	-2.0	39.7
Φεβρουάριος	-1.6	27.6	1.7	-33.3	-4.2	-73.4	4.5	66.8	3.4	-35.6	-3.6	41.1
Μάρτιος	-2.2	31.8	2.3	-34.9	-6.4	-71.9	6.8	66.2	5.1	-34.1	-5.5	38.2
Απρίλιος	-2.6	41.4	2.7	-45.9	-8.6	-73.5	9.0	68.4	7.0	-36.6	-7.3	40.4
Μάιος	-3.1	38.5	3.2	-43.1	-9.6	-72.7	10.0	68.4	7.7	-35.5	-8.0	38.9
Ιούνιος	-3.8	39.6	3.9	-44.2	-11.4	-73.8	11.7	70.1	9.0	-34.7	-9.2	37.9
Ιούλιος	-3.9	42.1	3.9	-45.4	-11.4	-73.6	11.5	67.7	9.0	-34.9	-9.0	38.2
Αύγουστος	-4.0	43.8	4.0	-48.1	-11.5	-72.8	11.7	66.6	8.9	-32.6	-9.1	35.4
Σεπτέμβριος	-2.1	38.7	2.3	-44.1	-6.3	-70.9	6.6	66.1	4.9	-32.7	-5.2	36.0
Οκτώβριος	-1.3	44.2	1.4	-48.6	-4.1	-73.8	4.4	69.3	3.3	-34.7	-3.5	39.2
Νοέμβριος	-0.9	36.6	1.0	-42.2	-2.6	-74.7	2.8	69.9	2.1	-32.2	-2.2	37.1
Δεκέμβριος	-0.6	37.4	0.7	-44.9	-1.7	-74.3	1.9	67.2	1.4	-32.1	-1.5	36.3

6.3.5. Παράγοντας ασυμμετρίας αερολυμάτων (g_{aer})

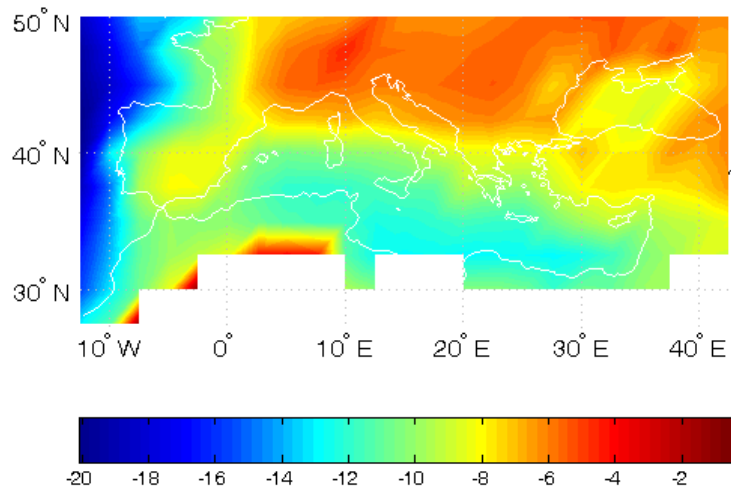
Και στη περίπτωση του παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων (g_{aer}) η ευαισθησίας πραγματοποιήθηκε αυξάνοντας και μειώνοντας τις τιμές g_{aer} κατά 10%. Αύξηση του g_{aer} , αντιστοιχεί σε μείωση/αύξηση της οπισθοσκέδασης/εμπροσθοσκέδασης των αερολυμάτων, με αποτέλεσμα να μειώνεται η ψύξη επιφανείας που προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων (λόγω αυξανόμενης εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια), καθώς επίσης και η ψύξη που προκαλούν γενικά τα αερολύματα στην κορυφή της ατμόσφαιρας. Αντίστοιχα, σε περιοχές όπου τα αερολύματα προκαλούν πλανητική θέρμανση, η αύξηση της παραμέτρου g_{aer} (δηλ. της εμπροσθοσκέδασης) προκαλεί περαιτέρω θέρμανση (λόγω μείωσης της ανακλώμενης στο διάστημα ηλιακής ακτινοβολίας) που αντιστοιχεί σε θετική σχετική επί της εκατό μεταβολή της επίδρασης DRE_{TOA} (για $DRE_{TOA} < 0$). Η επίδραση στην θέρμανση της ατμόσφαιρα ουσιαστικά είναι αμελητέα. Στο Σχήμα 6.36 φαίνεται ότι η αύξηση του g_{aer} κατά 10% προκάλεσε σημαντική μείωση της ψύξης (και αύξηση της θέρμανσης) του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας, ανάλογα με την περίπτωση, στα όρια της περιοχής μελέτης, έως και κατά 62%, ενώ προκάλεσε



(α)

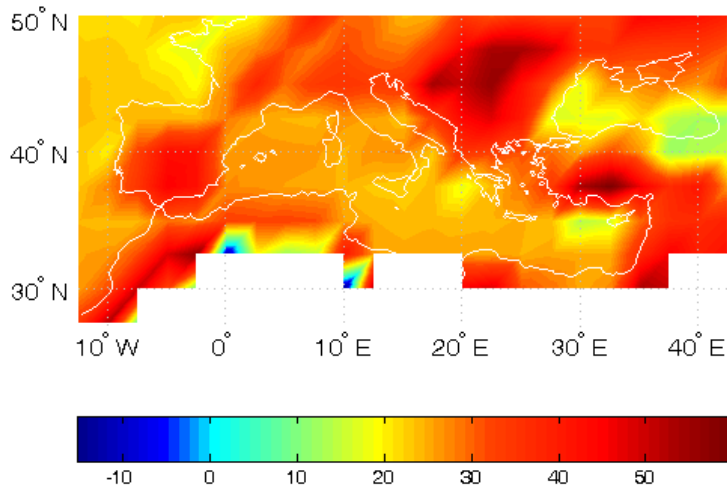


(β)

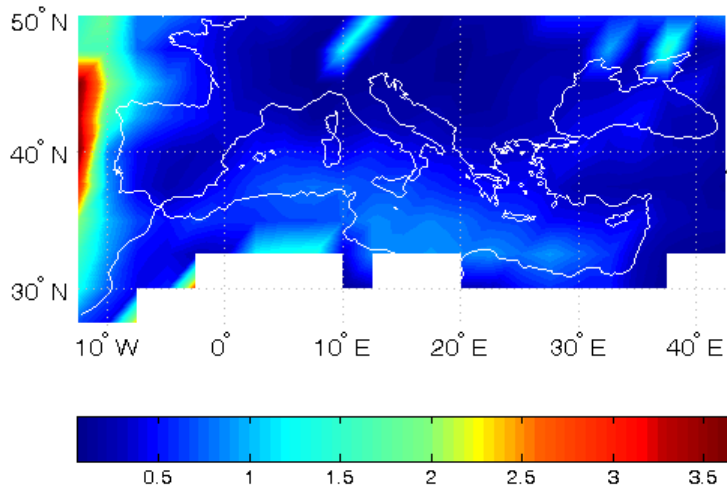


(γ)

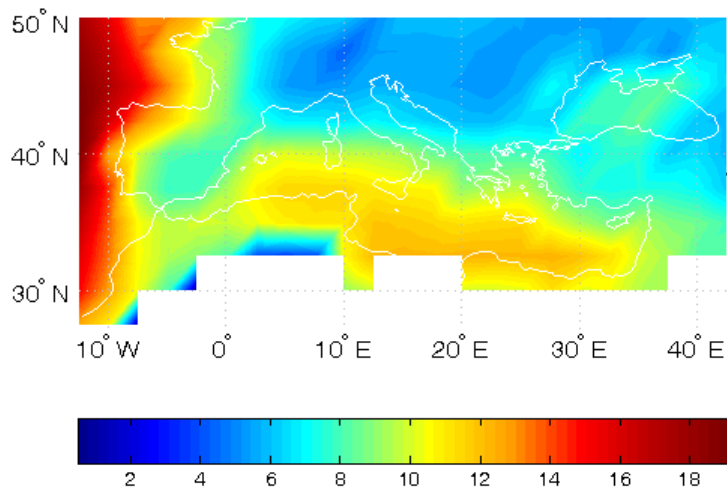
Σχήμα 6.36. Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE)\%$) της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία, στην κορυφή της ατμόσφαιρας (α), μέσα στην ατμόσφαιρα (β) και στην επιφάνεια της Γης (γ), όπως αυτή προκύπτει από την αύξηση του g_{aer} κατά 10% ($\Delta(g_{aer})=+10\%$), σε σχέση με τις τιμές αναφοράς, $DRE_{ref,i}$. (βλ. Σχ. 6.31).



(a)



(b)



(c)

Σχήμα 6.37. Γεωγραφική κατανομή της σχετικής διαφοράς ($\Delta(DRE)_i$)% της επίδρασης των αερολυμάτων (DRE_i), στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (α), μέσα στην ατμόσφαιρα (β) και στην επιφάνεια της Γης (γ), όπως αυτή προκύπτει από την μείωση του g_{aer} κατά 10% ($\Delta(g_{aer})=-10\%$), σε σχέση με τις τιμές αναφοράς, $DRE_{ref,i}$ (βλ. Σχ. 6.31).

μείωση της επιφανειακής ψύξης λόγω των αερολυμάτων κατά ποσοστό έως και 20% (βλ. Σχ. 6.36γ). Αντίθετα, φαίνεται ότι η αύξηση της παραμέτρου g_{aer} δεν προκάλεσε σημαντική μεταβολή της ατμοσφαιρικής θέρμανσης λόγω απορρόφησης ηλιακής ακτινοβολίας από τα αερολύματα (μικρή μείωση έως και κατά ~3%). Σε μέση περιοχική κλίμακα, η αύξηση της παραμέτρου g_{aer} κατά 10% προκάλεσε μείωση του μεγέθους της επίδρασης DRE_{TOA} των αερολυμάτων κατά 30.3%, της επίδρασης DRE_{surf} κατά 9.7% ενώ η μείωση της επίδρασης DRE_{atm} ήταν αμελητέα (~-1%).

Μείωση των τιμών της παραμέτρου g_{aer} αντιστοιχεί σε αύξηση/μείωση της οπισθοσκέδασης/εμπροσθοσκέδασης των αερολυμάτων, με αποτέλεσμα τελικά να προκαλούνται ακριβώς αντίθετες θερμικές μεταβολές από αυτές που αναφέρθηκαν στην περίπτωση της αύξησης της παραμέτρου g_{aer} κατά 10%, μάλιστα δε με αντίστοιχα γεωγραφικά χαρακτηριστικά. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης ευαισθησίας του μοντέλου για τη μεταβολή της παραμέτρου g_{aer} , παρατίθενται στον Πίνακα 6.7

Πίνακας 6.7 Μέσες περιοχικές τιμές των αποτελεσμάτων του ελέγχου ευαισθησίας του μοντέλου, $\Delta(DRE)$, σε αλλαγές του g_{aer} κατά +10% και -10%, σε μέση ετήσια βάση και για κάθε μήνα ξεχωριστά. Οι παραπάνω τιμές δίνονται για την κορυφή της ατμόσφαιρας, TOA, μέσα στην ατμόσφαιρα, Atm και την επιφάνεια της Γης, surf, σε σχετικές (%) και απόλυτες (Wm^{-2}) τιμές.

	$\Delta(DRE)_{TOA}$				$\Delta(DRE)_{Atm}$				$\Delta(DRE)_{Surf}$			
	+10		-10		+10		-10		+10		-10	
	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%	Wm^{-2}	%
Έτος	1.1	-30.3	-1.1	29.3	-0.1	-0.6	0.1	0.6	1.4	-9.7	-1.4	9.3
Ιανουάριος	0.4	-25.7	-0.3	24.5	0.0	0.0	0.0	0.2	0.5	-9.9	-0.5	9.3
Φεβρουάριος	0.6	-25.2	-0.5	23.9	-0.1	-0.6	0.1	0.6	0.8	-9.2	-0.8	8.8
Μάρτιος	1.0	-27.4	-1.0	27.2	-0.1	-0.7	0.1	0.7	1.3	-9.2	-1.3	8.9
Απρίλιος	1.4	-33.1	-1.3	32.1	-0.1	-1.0	0.1	0.9	1.7	-9.6	-1.7	9.3
Μάιος	1.6	-35.6	-1.6	34.6	-0.1	-0.9	0.1	0.9	2.0	-10.0	-2.0	9.7
Ιούνιος	2.0	-32.7	-1.9	32.3	-0.1	-0.8	0.1	0.8	2.4	-9.9	-2.3	9.6
Ιούλιος	1.9	-34.8	-1.8	33.8	-0.1	-0.8	0.1	0.8	2.4	-9.7	-2.3	9.4
Αύγουστος	2.0	-31.7	-1.9	30.6	-0.1	-0.7	0.1	0.7	2.5	-9.6	-2.4	9.2
Σεπτέμβριος	1.1	-33.7	-1.0	32.5	-0.1	-0.7	0.1	0.7	1.4	-9.4	-1.3	9.1
Οκτώβριος	0.7	-31.0	-0.7	29.6	-0.1	-0.6	0.1	0.6	0.9	-9.6	-0.9	9.2
Νοέμβριος	0.5	-26.6	-0.5	25.5	0.0	-0.2	0.0	0.2	0.6	-10.2	-0.6	9.6
Δεκέμβριος	0.3	-25.7	-0.3	24.7	0.0	-0.1	0.0	0.0	0.4	-9.8	-0.4	9.1

Κεφάλαιο 7ο

Συμπεράσματα - Προοπτικές

Στα πλαίσια της παρούσας Διδακτορικής Διατριβής μελετήθηκε η χωροχρονική κατανομή και μεταβολή της επίδρασης των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας του συστήματος Γη-ατμόσφαιρας, καθώς επίσης και των οπτικών ιδιοτήτων των αερολυμάτων πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Ο βασικός σκοπός ήταν τα αποτελέσματα της παρούσας Διατριβής να συμβάλουν στη μείωση της αβεβαιότητας των μέχρι σήμερα ερευνητικών προσπαθειών, σχετικά με το πώς και πόσο επιδρούν τελικά τα αερολύματα στο ενεργειακό ισοζύγιο, ώστε να διασαφηνιστεί ο ρόλος τους στις εμφανείς κλιματικές μεταβολές των τελευταίων ετών. Επιπλέον, βασική επιδίωξη της παρούσας Διατριβής υπήρξε ο ακριβής προσδιορισμός της επίδρασης των αερολυμάτων σε όλα τα επίπεδα του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας, καθώς και η δημιουργία μιας ολοκληρωμένης και σύγχρονης βάσης δεδομένων αερολυμάτων για την περιοχή μελέτης. Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν και σε πλανητική κλίμακα, η ανάλυση όμως επικεντρώθηκε στην ιδιαίτερη από κλιματικής άποψης ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου. Η περίοδος μελέτης ήταν 7 έτη από το Μάρτιο του 2000 έως το Φεβρουάριο του 2007.

Για την επίτευξη του στόχου της Διατριβής έγινε χρήση ενός φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας και φασματικών δεδομένων των οπτικών ιδιοτήτων αερολυμάτων από τη σύγχρονη βάση δεδομένων MODIS. Στα πλαίσια της Διατριβής δημιουργήθηκε μια σειρά από νέες υπο-ρουτίνες οι οποίες αποσκοπούσαν στη χρήση των νέων δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν, ενώ εφαρμόστηκαν και τροποποιήσεις και βελτιώσεις στον υπάρχοντα κώδικα, ώστε το μοντέλο να προσαρμοστεί στις ανάγκες της Διατριβής. Από τη δορυφορική βάση δεδομένων του MODIS συλλέχθηκε ένας τεράστιος όγκος δεδομένων, ο οποίος στην συνέχεια αναλύθηκε διεξοδικά και υπέστη λεπτομερή ποιοτικό έλεγχο, γεγονός ιδιαίτερης σημασίας, καθώς η δορυφορική βάση δεδομένων του MODIS έχει δημιουργηθεί πρόσφατα και βρίσκεται σε στάδιο συνεχούς αξιολόγησης.

Στην παρούσα Διατριβή, πραγματοποιήθηκε για πρώτη φορά μια ολοκληρωμένη μελέτη, με πλήρη γεωγραφική κάλυψη της περιοχής μελέτης και για μεγάλη χρονική περίοδο, όχι μόνο για τις ιδιότητες των αερολυμάτων αλλά και για την ενεργειακή διαταραχή που αυτά προκαλούν στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας. Οι προϋπάρχουσες ερευνητικές προσπάθειες περιορίζονται σε μελέτες τοπικού ή και σημειακού χαρακτήρα, καθώς και σε περιορισμένη χρονική διάρκεια (οι περισσότερες έως 1-2 χρόνια).

Τα βασικά συμπεράσματα της Διατριβής είναι τα ακόλουθα:

A. Οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

1. Μελετήθηκε, για πρώτη φορά έως σήμερα, η γεωγραφική κατανομή, σε κλιματολογικό επίπεδο, του φορτίου των αερολυμάτων (αλλά και άλλων ιδιοτήτων των αερολυμάτων, π.χ. fine fraction, παράγοντα Ångstrom) στο σύνολο της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου.

2. Επιβεβαιώθηκε ότι η ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου αποτελεί ένα από τα σημεία του πλανήτη με το μεγαλύτερο φορτίο αερολυμάτων. Συγκεκριμένα, υπολογίστηκε ότι η μέση περιοχική ετήσια τιμή του οπτικού βάθους αερολυμάτων στα 550nm είναι ίση με 0.22 ± 0.07 (αντίστοιχη μέση πλανητική τιμή ίση με 0.16 ± 0.01).

3. Οι περιοχές με το μεγαλύτερο φορτίο αερολυμάτων είναι: η βιομηχανική περιοχή της κοιλάδας του Πάδου (AOD=0.38-0.42), το Κάιρο (AOD=0.43) και η χερσόνησος της Ανατολίας (AOD=0.30-0.35). Επίσης, σε περιοχές όπως η Βόρεια Αφρική και γενικά το νότιο

τιμήματα της Μεσογείου είναι περισσότερο έντονη η παρουσία των αερολυμάτων, με τιμές του οπτικού βάθους που ξεπερνούν το 0.3. Γενικότερα, εμφανίζονται μεγάλες τιμές AOD στην ανατολική Μεσόγειο κατά τη διάρκεια του χειμώνα και της άνοιξης, στη δυτική Μεσόγειο κατά το θέρος και στην κεντρική Μεσόγειο κατά το φθινόπωρο. Οι μέσες περιοχικές τιμές του οπτικού βάθους και οι αντίστοιχες τυπικές αποκλίσεις είναι ίσες με 0.15 ± 0.03 , 0.27 ± 0.03 , 0.27 ± 0.03 και 0.20 ± 0.03 , για το χειμώνα, την άνοιξη, το θέρος και το φθινόπωρο, αντίστοιχα. Η έντονη εποχική διακύμανση των τιμών AOD στην περιοχή μελέτης αποκαλύπτει τη μεγάλη επίδραση που ασκεί η μεταφορά αερολυμάτων ερημικής σκόνης από τη Β. Αφρική και μέση Ανατολή, κυρίως κατά την περίοδο της Άνοιξης.

4. Η διαχρονική μεταβολή της μέσης περιοχικής τιμής του οπτικού βάθους των αερολυμάτων αποκάλυψε μια γραμμική τάση μείωσης, στατιστικά σημαντική σε επίπεδο 95%, ίση με 0.04 ή -20.2% (περίοδος 2000-2006). Επίσης, αποκάλυψε δύο μέγιστα ετήσιας κύμανσης, τα οποία παρατηρούνται κατά την άνοιξη και το θέρος, με τιμές $AOD = 0.3-0.35$, οι οποίες είναι υπερτριπλάσιες των ελάχιστων τιμών ($AOD \approx 0.1$) που παρατηρούνται κατά τη διάρκεια της χειμερινής περιόδου.

5. Η γενική μείωση που εμφάνισε το φορτίο των αερολυμάτων στην ευρύτερη περιοχή δεν κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την περιοχή, αλλά εντοπίζονται κυρίως στα δυτικά τμήματα της Ιβηρικής, της Ιταλικής και της Βαλκανικής χερσονήσου (και στις παρακείμενες θαλάσσιες περιοχές τους), όπως επίσης και στα νότια της χερσονήσου της Ανατολίας. Η ποσοστιαία σχετική μείωση στις εν λόγω περιοχές, κυμαίνεται από -30% έως -50%, με τιμές που είναι ως και διπλάσιες από τη μέση περιοχική μείωση (-20.2%). Εμφανίζονται επίσης, περιοχές με μικρότερη μείωση (από -10 έως -30 %) καθώς επίσης και περιοχές με μικρή αύξηση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων (έως 10%). Μικρή αύξηση του AOD παρατηρήθηκε στην ανατολική Μεσόγειο, κοντά στα Αφρικανικά παράλια. Το φορτίο των αερολυμάτων στην περιοχή αυτή αποδείχτηκε, ότι το συνθέτουν κυρίως αερολύματα ερημικής σκόνης (τιμές παράγοντα Ångstrom $a_{470-660}$, μικρότερες του 0.7). Ένα σημαντικό επίσης εύρημα από την ανάλυση των τιμών του παράγοντα Ångstrom, είναι η αύξηση (έως και 60%) των τιμών $a_{470-660}$ στην περιοχή της νότιο-ανατολικής Μεσογείου, γεγονός που υποδηλώνει ότι κατά τη διάρκεια της περιόδου 2000-2006 αυξήθηκε η συγκέντρωση των λεπτών υφής αερολυμάτων ανθρωπογενούς προέλευσης στην περιοχή.

6. Αποδείχτηκε ότι η βροχή αποτελεί έναν από τους σημαντικότερους παράγοντες απομάκρυνσης των αερολυμάτων από την ατμόσφαιρα της περιοχής μελέτης. Διαπιστώθηκε μια αύξηση της βροχόπτωσης στην δετία 2000-2006 ίση με 5.7%, σε μέση περιοχική κλίμακα. Βρέθηκε αρκετά καλή συσχέτιση μεταξύ του AOD_{550} και της βροχόπτωσης (χρονοσειρές μέσω μηνιαίων περιοχικών τιμών) για την περίοδο μελέτης, με το συντελεστή συσχέτισης να είναι ίσος με -0.58. Κατά τη χειμερινή περίοδο, ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ AOD_{550} και βροχόπτωσης υπολογίστηκε ίσος με -0.61. Η μεταβολή του οπτικού βάθους των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης κατά τη θερινή περίοδο υπολογίστηκε ίση με -14% (ή 0.04 σε απόλυτη τιμή), ενώ κατά τη χειμερινή περίοδο βρέθηκε ίση με +19% (ή 0.03 σε απόλυτη τιμή). Οι αντίστοιχες τιμές της μεταβολής της βροχόπτωσης βρέθηκαν ίσες με +28.5% και -13.6%, αντίστοιχα.

7. Βρέθηκε σημαντική συσχέτιση της κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού (NAO) με το φορτίο των αερολυμάτων στη περιοχή μελέτης. Συγκεκριμένα, για την περίοδο 2000-2006, κατά τη διάρκεια της οποίας ο δείκτης NAO (NAOI) εμφάνισε τάση μείωσης, η βροχόπτωση παρουσίασε αύξηση ίση με +5.7%, ενώ ταυτόχρονα το φορτίο των αερολυμάτων μειώθηκε

κατά -20.2%. Κατά τη χειμερινή περίοδο, δηλαδή όταν η κύμανση NAO επηρεάζει εντονότερα την περιοχή μελέτης, η σχέση μεταξύ του δείκτη NAOI, της βροχόπτωσης και του οπτικού βάθους των αερολυμάτων είναι εντονότερη. Η βροχόπτωση μειώθηκε κατά 23.1% και το φορτίο των αερολυμάτων αυξήθηκε κατά 19.5%, ενώ ο δείκτης NAOI παρουσίασε αύξηση κατά την ίδια χρονική περίοδο.

Επομένως, επιβεβαιώθηκε ότι με τη βοήθεια του δείκτη κύμανσης του Β. Ατλαντικού, NAOI, είναι δυνατό να προσδιορισθεί ως ένα βαθμό η τάση του φορτίου των αερολυμάτων και κατά συνέπεια οι αντίστοιχες επιπτώσεις των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας της ευρύτερης περιοχής της λεκάνης της Μεσογείου.

8. Η μεγαλύτερη μείωση του οπτικού βάθους των αερολυμάτων (-0.04 ή 15%), βρέθηκε στα μικρά μήκη κύματος του AOD, άρα η μείωση του φορτίου των αερολυμάτων αποδίδεται κυρίως, στα λεπτής υφής αερολύματα ανθρωπογενούς προέλευσης.

9. Κατόπιν συγκρίσεων, βρέθηκε πολύ καλή συμφωνία των δεδομένων AOD από το MODIS με τα δεδομένα AOD από Σταθμούς του επίγειου δικτύου AERONET για την περιοχή μελέτης, σε ότι αφορά στις τάσεις μείωσης του φορτίου των αερολυμάτων στην περιοχή μελέτης.

10. Επιχειρήθηκε λεπτομερής σύγκριση των δεδομένων του οπτικού βάθους των αερολυμάτων από τις δύο πλέον πρόσφατες σειρές δεδομένων του MODIS (collection 4, C004 και collection5, C005), όπως επίσης και αξιολόγηση αυτών μέσω συγκρίσεων με δεδομένα από 29 επίγειους σταθμούς AERONET στην περιοχή μελέτης. Στη μεγαλύτερη έκταση των περιοχών πάνω από θάλασσα οι διαφορές AOD μεταξύ C004 και C005 του MODIS βρέθηκε ότι είναι πολύ μικρές και σε ορισμένα μόνο σημεία παίρνουν και θετικές τιμές (έως +0.012 ή +10%), υποδηλώνοντας υποεκτίμηση των τιμών AOD από την προηγούμενη σειρά Collection 004 του MODIS σε σχέση με τη νέα σειρά Collection 005. Πάνω από περιοχές ξηράς, οι διαφορές AOD κυμαίνονται από -0.05 (-10%) έως -0.23 (-45%) υποδηλώνοντας την υπερεκτίμηση των τιμών AOD της σειράς C004 του MODIS σε σχέση με τη σειρά C005. Οι μεγαλύτερες απόλυτες διαφορές AOD (0.07-0.23) παρατηρούνται στις περιοχές πάνω από ξηρά, οι οποίες επηρεάζονται από αερολύματα ερημικής σκόνης, όπως είναι οι περιοχές της βόρειας Αφρικής, τα νότια παράλια της Ιβηρικής χερσονήσου, η Μέση Ανατολή και τα υψίπεδα της Ανατολίας. Η μέση περιοχική τιμή του AOD σύμφωνα με τα δεδομένα του νέου αλγόριθμου (collection C005), υπολογίστηκε ίση με 0.22 ± 0.18 , υπάρχει δηλαδή μια μείωση σε σχέση με την αντίστοιχη τιμή (0.27 ± 0.21) του collection 4 ίση με -23%. Αποκαλύφθηκε ότι η παραπάνω μείωση προέρχεται κυρίως, από την μεταβολή των τιμών του AOD κατά την περίοδο της άνοιξης και του θέρους (Μάρτιος έως Σεπτέμβριος). Βρέθηκε ότι η διόρθωση του νέου αλγόριθμου (collection 5) είναι μεγαλύτερη πάνω από την ξηρά. Επίσης, βρέθηκε ότι ο νέος αλγόριθμος του MODIS δεν παρουσιάζει διαφορές σε σχέση με τον παλαιότερο σε ότι αφορά στη διαχρονική διακύμανση του AOD.

B. Άμεση επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου.

1. Οι υπολογισμοί έδειξαν ότι τα αερολύματα προκαλούν γενικά ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας λόγω ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας στο διάστημα, η οποία φθάνει ως και τα 7 Wm^{-2} σε τοπικό επίπεδο. Για το σύνολο της περιοχής μελέτης, η μέση ετήσια τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας (DRE_{TOA}) είναι ίση με $-2.2 \pm 0.3 \text{ Wm}^{-2}$ (πλανητική ψύξη πάνω από την περιοχή

μελέτης) Ωστόσο, διαπιστώθηκε επίσης, θέρμανση του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας πάνω από τις περιοχές της βόρειας Αφρικής και της Μέση Ανατολής, η οποία κατά τόπους έχει τιμές έως και 25 Wm^{-2} . Είναι, επίσης, ενδιαφέρον ότι διαπιστώθηκε θέρμανση του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή των Άλπεων (ίση με 0.5 Wm^{-2} σε μέση ετήσια βάση). Υπολογίστηκε ότι η συμβολή των αερολυμάτων στην ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας στην κορυφή της ατμόσφαιρας είναι σημαντική έχοντας τιμές που κυμαίνονται από 1% έως 24%, άρα τα αερολύματα συμβάλουν σημαντικά στην ψύξη του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας πάνω από την περιοχή μελέτης. Διαπιστώθηκε ότι, η επίδραση των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στο διάστημα είναι σημαντικά μεγαλύτερη κατά την περίοδο της άνοιξης και του θέρους απ' ότι το χειμώνα (μέση περιοχική τιμή του DRE_{TOA} ίση με $-2.3 \pm 0.8 \text{ Wm}^{-2}$ την άνοιξη, και $-4.1 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$ το θέρος, και ίση με $-0.8 \pm 0.4 \text{ Wm}^{-2}$ το χειμώνα, και $-1.8 \pm 0.6 \text{ Wm}^{-2}$ το φθινόπωρο). Υπολογίστηκε μια μείωση του μεγέθους της επίδρασης (ψύξης) των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρας, η οποία έλαβε χώρα κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007. Η μείωση αυτή βρέθηκε ίση με 0.9 Wm^{-2} και είναι σημαντική, καθώς αντιστοιχεί σε σχετική μείωση ίση με το 41.1% της μέση ετήσιας τιμής DRE_{TOA} για την περιοχή μελέτης. Η παραπάνω μεταβολή υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο 2000 - 2007 τα αερολύματα μεταβλήθηκαν έτσι ώστε προκάλεσαν μειωμένη ψύξη του συστήματος Γης ατμόσφαιρας πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, που αντιστοιχεί σε μια τάση θέρμανσης της περιοχής μελέτης. Η μείωση αυτή των τιμών DRE_{TOA} υπήρξε πιο έντονη το φθινόπωρο (-32.%) και μικρότερη το χειμώνα (-17.2%), ενώ παρατηρήθηκε καθόλη τη διάρκεια του έτους.

2. Διαπιστώθηκε, βάση των υπολογισμών ότι τα αερολύματα προκαλούν θέρμανση της ατμόσφαιρας πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου η οποία είναι σημαντική. Η μέση ετήσια περιοχική τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων στην απορροφημένη ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}) βρέθηκε ότι είναι ίση με $10.9 \pm 0.7 \text{ Wm}^{-2}$. Ωστόσο, διαπιστώθηκε ότι η θέρμανση της ατμόσφαιρας πάνω από συγκεκριμένες περιοχές όπως στη Βόρεια Αφρική και τη Μέση Ανατολή είναι πολύ πιο ισχυρή φθάνοντας κατά τόπους και τα 82 Wm^{-2} , γεγονός που οφείλεται στην παρουσία έντονα απορροφητικών σωματιδίων σκόνης ερημικής προέλευσης. Είναι αξιοσημείωτο ότι, σύμφωνα με τους υπολογισμούς η συνεισφορά των αερολυμάτων στη συνολική θέρμανση της ατμόσφαιρας των παραπάνω περιοχών μέσω απορρόφησης ηλιακής ακτινοβολίας φθάνει το 50%. Την άνοιξη και το θέρος η μέση περιοχική τιμή του DRE_{atm} στην περιοχή μελέτης είναι ίση με $14.1 \pm 2.4 \text{ Wm}^{-2}$ και $17.1 \pm 1.9 \text{ Wm}^{-2}$ αντίστοιχα, ενώ κατά το χειμώνα και το φθινόπωρο είναι ίση με $4.6 \pm 1.7 \text{ Wm}^{-2}$ και $7.7 \pm 3.3 \text{ Wm}^{-2}$, αντίστοιχα. Σε τοπικό επίπεδο και σε εποχική βάση η θέρμανση της ατμόσφαιρας μέσω σωματιδιακής απορρόφησης ηλιακής ακτινοβολίας φθάνει έως και τα 100 Wm^{-2} (άνοιξη). Κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007 διαπιστώθηκε σημαντική μείωση της επίδρασης των αερολυμάτων στην απορροφώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα (DRE_{atm}). Η μείωση αυτή υπολογίστηκε ίση με 4 Wm^{-2} , και είναι σημαντική καθώς αντιστοιχεί σε σχετική μείωση ίση με το 36.9% της μέση ετήσιας τιμής DRE_{atm} για την περιοχή μελέτης. Η παραπάνω μεταβολή υποδηλώνει ότι, κατά την περίοδο 2000 - 2007, η ατμόσφαιρα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, θερμάνθηκε λιγότερο εξαιτίας των αερολυμάτων (τάση ψύξης). Η τάση αυτή βρέθηκε ότι δεν είναι ομοιόμορφη σε όλη την έκταση της περιοχής μελέτης, αλλά παρουσιάζει σημαντική μεταβλητότητα. Διαπιστώθηκε ότι, η σχετική μείωσης της επίδρασης DRE_{atm} είναι μεγάλη και φθάνει έως και -250% σε ορισμένες περιοχές της βόρειας Αφρικής. Επιπλέον, διαπιστώθηκε ότι η μείωση των τιμών DRE_{atm} έλαβε χώρα σε όλες τις εποχές του έτους με εξαίρεση τη χειμερινή περίοδο (ΔΙΦ), κατά την οποία παρατηρήθηκε αύξηση των

τιμών DRE_{atm} (δηλαδή περεταίρω θέρμανση της ατμόσφαιρας λόγω σωματιδιακής απορρόφησης) ίση με 5.6%.

3. Οι υπολογισμοί που πραγματοποιηθήκαν, έδειξαν ότι τα αερολύματα προκαλούν σημαντική ψύξη στην επιφάνεια της περιοχής μελέτης, μέσω μείωσης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας λόγω σκέδασης και απορρόφησης. Για το σύνολο της περιοχής μελέτης σε μέση ετήσια βάση, η τιμή της επίδρασης των αερολυμάτων DRE_{surf} υπολογίστηκε ίση με $-16.1 \pm 1.0 \text{ Wm}^{-2}$, τιμή η οποία είναι διπλάσια από την αντίστοιχη μέση πλανητική τιμή (-8.25 Wm^{-2}). Η ψύξη της επιφάνειας για συγκεκριμένες περιοχές, όπως στη Βόρεια Αφρική και στη Μέση Ανατολή, είναι πολύ έντονη και φθάνει έως και τα 88 Wm^{-2} . Η μεγαλύτερη επιφανειακή ψύξη στην περιοχή μελέτης, λόγω της παρουσίας των αερολυμάτων, διαπιστώθηκε το θέρος (τιμή DRE_{surf} ίση με -24.41 Wm^{-2} σε μέση περιοχική κλίμακα). Αποκαλύφθηκε ωστόσο μια σημαντική μείωση του μεγέθους της επίδρασης DRE_{surf} (δηλαδή της επιφανειακής ψύξης) κατά το χρονικό διάστημα 2000-2007. Η μείωση αυτή υπολογίστηκε ίση με 5.8 Wm^{-2} και αντιστοιχεί σε μια σχετική μείωση ίση με το 35.9% της μέσης ετήσιας τιμής DRE_{surf} για την περιοχή μελέτης. Η παραπάνω μείωση υποδηλώνει ότι κατά την περίοδο 2000-2007, η επιφανειακή ψύξη, που προκαλεί η παρουσία των αερολυμάτων, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, ελαττώθηκε, γεγονός το οποίο αντιστοιχεί σε μια τάση θέρμανσης. Η τάση αυτή, όπως και οι αντίστοιχες τάσεις για την επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα και στην κορυφή της, οφείλεται στη μείωση του φορτίου των αερολυμάτων, η οποία έλαβε χώρα κατά την περίοδο 2000-2007 στην περιοχή μελέτης.

4. Η μελέτη της φασματικής κατανομής της επίδρασης των αερολυμάτων στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης έδειξε ότι, οι μέγιστες τιμές της επίδρασης παρατηρούνται σε διαφορετικά μήκη κύματος για περιοχές με διαφορετικό υπόβαθρο αερολυμάτων αν και γενικά, εμφανίζονται μεταξύ 0.4 και 0.5 μm , δηλαδή στην ορατή περιοχή του φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας. Συγκεκριμένα, στην περιοχή Ispra (B. Ιταλία, κοιλάδα Πάδου) το μέγιστο DRE_{surf} εμφανίζεται στα 0.41 μm , στην περιοχή Nes Ziona (Ισραήλ) στα 0.48 μm , στο Σταθμό FORTH-AERONET (Κρήτη) στα 0.48 μm , και στην περιοχή Palencia (Ισπανία) στα 0.45 μm . Αυτό δείχνει ότι το είδος των αερολυμάτων επηρεάζει την φασματική κατανομή της διαθέσιμης ηλιακής ενέργειας. Αυτό είναι εμφανές και από τη μετατόπιση του μεγίστου των τιμών DRE_{surf} προς μεγαλύτερα μήκη κύματος σε περιοχές της Μεσογείου, όπου τα αερολύματα είναι μεγαλύτερου μεγέθους (Nes Ziona, FORTH) σε αντίθεση με τη μετατόπιση προς μικρότερα μήκη κύματος σε περιοχές που χαρακτηρίζονται από λεπτότερης υφής ανθρωπογενή (ή μη) αερολύματα (Ispra, Palencia). Οι φασματικές διαφορές που εντοπίστηκαν στην επίδραση των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία είναι σημαντικές και είναι πιθανό να έχουν επιπτώσεις, όπως για παράδειγμα στον υπολογισμό των δόσεων της υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας (UV-doses) στην ελάττωση του φωτισμού σε περιοχές με μεγάλα φορτία αερολυμάτων (π.χ. μεγαλουπόλεις, όπως η Αθήνα), καθώς και σε άλλους τομείς, όπως γεωργικές καλλιέργειες.

Τα σημαντικά αποτελέσματα που εξήχθησαν από την εκπόνηση της παρούσας Διατριβής, σε συνδυασμό με την μεθοδολογία που αναπτύχθηκε και εφαρμόστηκε, αλλά και από τη διαμόρφωση μιας βάσης δεδομένων με δεδομένα τα οποία, συλλέχθηκαν και επεξεργάστηκαν όχι μόνο για την περιοχή μελέτης, αλλά και για ολόκληρο τον πλανήτη, δημιουργούν τις προϋποθέσεις για να συνεχιστεί περεταίρω η έρευνα σχετικά με την επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύνολο του συστήματος Γης-ατμόσφαιρας.

Βασικό επόμενο βήμα θα αποτελέσει η επέκταση της συγκεκριμένης μελέτης σε πλανητικό επίπεδο, αλλά και η εφαρμογή της σε άλλες ενδιαφέρουσες από απόψεως κλίματος και μεταβολών του, περιοχές του πλανήτη. Επίσης, η αντικατάσταση των δεδομένων εισαγωγής του μοντέλου από reanalysis με αντίστοιχα περισσότερο ρεαλιστικά δορυφορικά δεδομένα αποτελεί σημαντικό επόμενο βήμα. Επιπλέον, η προοπτική χρήσης στο μοντέλο περισσότερων (εκτός από αυτά των αερολυμάτων) σύγχρονων και αξιόπιστων δεδομένων από βάσεις όπως το MODIS αποτελεί βασική επιδίωξη.

Τέλος, περαιτέρω σημαντικός στόχος είναι η χρήση στο μοντέλο περισσότερο κατάλληλων και αξιόπιστων κλιματολογικών δεδομένων ανακλαστικότητας απλής σκέδασης των αερολυμάτων (ω_{aer}) μόλις καταστεί εφικτή η διαθεσιμότητά τους διεθνώς.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ackerman, A. S., Toon, O. B., Stevens, D. E., Heymsfield, A. J., Ramanathan, V., and Welton, E. J.: Reduction of tropical cloudiness by soot, *Science*, 288, 1042–1047, 2000.
- Andreae, M.O., (1995), Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels, in *World Survey of Climatology*, vol. 16, *Future Climates of the World*, edited by A. Henderson-Sellers, pp. 341-392, Elsevier Sci., New York.
- Albrecht, B. A.: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230, 1989.
- Andreae, M. O., Rosenfeld, D., Artaxo, P., Costa, A. A., Frank, G. P., Longo, K. M., Silva-Dias, M. A. F.: Smoking Clouds over the Amazon, *Science*, 303 (5662), 1337–1342, doi:10.1126/science.1092779, 2004.
- Andres, R.J., and Kasgnoc, A.D., (1998), A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulphur emissions, *J. Geophys. Res.*, 103, 25251-25261.
- Angstrom, A : On the atmospheric transmission of sun radiation and on dust in the air, *Geogr. Ann. H.*, 11, 156–166, 1929.
- Ansmann, A., Wandinger, U., Wiedensohler, A., and Leiterer, U.: Lindenberg Aerosol Characterization Experiment 1998 (LACE 98): Overview, *J. Geophys. Res.*, 107, 8129, doi:10.1029/2000JD000233, 2002.
- Atwater, M. A.: Planetary albedo changes due to aerosols, *Science*, 170(3953), 64–66, 1970.
- Balis D.S., Amiridis V., Nickovic S., Papayannis A., Zerefos C., 2004: Optical properties of Saharan dust layers as detected by a Raman lidar at Thessaloniki, Greece, *Geophys. Res. Lett.*, 31, 13104, doi:10.1029/2004GL019881.
- Barkstrom, B. and Smith, G. 1986. The Earth radiation budget experiment – science and implementation. *Rev. Geophys.* **24**, 379– 390.
- Barkstrom, B., Harrison, E., Smith, G., Green, R., Kibler, J., Cess, R., and ERBE Science team: Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival and April 1985 results, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 70, 1254–1262, 1989
- Barnaba, F. and G. P. Gobbi (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, SRef-ID: 1680-7324/acp/2004-4-2367.
- Bates, T. S., Huebert, B. J., Gras, J. L., Griffiths, F. B., and Durkee, P. A.: International Global Atmospheric Chemistry (IGAC) Project's First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Overview, *J. Geophys. Res.*, 103, 16 297–16 318, 1998.

Bates, T. S., Quinn, P. K., Coffman, D. J., Johnson, J. E., Miller, T. L., Covert, D. S., Wiedensohler, A., Leinert, S., Nowak, A., and Neusüub, C.: 2001: Regional physical and chemical properties of the marine boundary layer aerosol across the Atlantic during Aerosols99: An overview, *J. Geophys. Res.*, 106, 20 767–20 782, 2001.

Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., and Reddy, M. S.: Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, *Nature*, 438, 1138–1141, 2005.

Boucher, O. and Anderson, T. L., 1995: GCM assessment of the sensitivity of direct climate forcing by anthropogenic sulphate aerosols to aerosol size and chemistry, *J. Geophys. Res.*, 100, 26117–26134.

Charlson, R. J. and Pilat, M. J.: Climate: The influence of aerosols, *J. Appl. Meteorol.*, 8, 1001–1002, 1969.

Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C. B., and Warren, S. G., 1991: Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by scattering from anthropogenic sulphate aerosols, *Tellus A*, 43, 152–163.

Chin, M., Ginoux, P., Holben, B. N., Chou, M.-D., Kinne, S., and Weaver, C.: The GOCART model study of aerosol composition and aerosol forcing, 12th Symposium of Global Change and Climate Variations, Am. Meteorol. Soc., Albuquerque, New Mexico, 2001.

Chin, M., Chu, A., Levy, R., Remer, L., and co-authors (2004), Aerosol distribution in the Northern Hemisphere during ACE-Asia: Results from global model, satellite observations, and Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 109(D23), 1-15.

Chin, M., Ginoux, P., Kine, S., Torres, O., Holben, B.N., Duncan, B.N., Martin, R.V., Logan, J.A., Higurashi, A., and Nakajima, T., 2002: Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and Sun photometer measurements. *J. Atmos. Sci.*, 59, 461-483.

Chu, D. A., Y. J. Kaufman, C. Ichoku, L. A. Remer, D. Tanre, and B. N. Holben, 2002: Validation of MODIS aerosol optical depth retrieval over land. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 8007, doi:10.1029/ 2001GL013205, 2002.

Chung, C. E., Ramanathan, V., Kim, D., and Podgorny, I. A.: Global anthropogenic aerosol direct forcing derived from satellite and ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D24207, doi:10.1029/2005JD006356, 2005.

Currey, J. C., 2002: "Geolocation Assessment Algorithm for CALIPSO Using Coastline Detection", NASA Technical Paper, TP-2002-211956, 22 pp.

Coakley, A., Cess, R.D. and Yurevich, F.B. 1983. The effect of tropospheric aerosols on the Earth's radiation budget: A parameterization for climate models. *J. Atmos. Sci.* 40, 116–138.

Cooke, W.F., C. Liousse, H. Cachier, and J. Feichter: Construction of a $1^\circ \times 1^\circ$ degree fossil fuel emission data set for carbonaceous aerosol and implementation and radiative impact in the ECHAM4 model. *J. Geophys. Res.*, 104, 22,137-22,162, 1999.

Christopher, S. A., Zhang, J. A., Kaufman Y. J., and Remer L. A.: Satellite-based assessment of top of atmosphere anthropogenic aerosol radiative forcing over cloud-free oceans, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L15816, doi:10.1029/2005GL025535, 2006

D'Almeida, G.A., and Schutz, L., (1983), *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 233-243.

D'Almeida, G.A., 1991: Atmospheric aerosols : Global climatology and radiative characteristics. A. Deepak Pub., Hampton, Va., USA.

Darnell, W. L., Staylor, W. F., Gupta, S. K., Ritchey, N. A., and Wilber, A. C.: Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data, *J. Geophys. Res.*, 97, 15 741–15 760, 1992.

Deuzé, J.-L. et al. Estimate of the aerosol properties over the ocean with POLDER. *J. Geophys. Res.* 105, 15329–15346 (2000).

Dickinson, R., Henderson-Sellers, R., and Kennedy, P.: Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme (BATS) Version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model, Tech. Note NCAR/TN- 387+STR, Natl. Cent. For Atmos. Res., Boulder, Colo., 1993.

Duce, R.: Distributions and fluxes of mineral aerosol. In *Aerosol Forcing of Climate*, R.J. Charlson and J. Heintzenberg (eds), John Wiley, Chichester, UK, pp. 43–72, 1995.

Eck, T. F., Holben, B. N., Reid, J. S., Dubovik, O., Smirnov, A., O'Neill, N. T., Slutsker, I., and Kinne, S.: Wavelength dependence of the optical depth of biomass burning, urban and desert dust aerosols, *J. Geophys. Res.*, 104, 31 333-33 350, 1999.

Curry, J.A. and E.E. Ebert, 1992: Annual cycle of radiative fluxes over the Arctic ocean: Sensitivity to cloud optical properties. *J. Climate*, 5, 1267-1280

Fishman, J., Hoell Jr., J. M., Bendura, R. D., McNeal, R. J., and Kirchhoff, V.: NASA GTE TRACE A experiment (September– October 2002): Overview, *J. Geophys. Res.*, 101, 23 865–23 880, 1996.

Flagan, R.C., and Friedlander, S.K., (1978), Particle formation in pulverized coal combustion: Review. In: Shaw DT (ed) *Recent developments in aerosol science*, J., Wiley, New York, pp 25-59.

Formenti, P., Boucher, O., Reiner, T., Sprung, D., Andreae, M. O., Wendisch, M., Wex, H., Kindred, D., Tzortziou, M., Vasaras, A., and Zerefos, C., 2002: The STAAARTE-MED 1998 summer airborne measurements over the Aegean Sea: 2. Aerosol scattering and absorption, and radiative calculations, *J. Geophys. Res.*, 107, 4451, doi:10.1029/2001JD001536.

Fotiadi A, Hatzianastassiou N, Drakakis E, Matsoukas C, Pavlakis KG, Hatzidimitriou D, Gerasopoulos E, Mihalopoulos N, Vardavas I. Aerosol physical and optical properties in the Eastern Mediterranean Basin, Crete, from Aerosol Robotic Network data. *Atmos. Chem. Phys.*, 6: 5399-5413, 2006.

Fotiadi, A., Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Pavlakis, K. G., Drakakis, E., Hatzidimitriou and Vardavas, I.: Analysis of the decrease in the tropical mean outgoing shortwave radiation at the top of atmosphere for the period 1984-2000, *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 1721–1730, 2005.

Gerasopoulos E., Andreae M.O., Zerefos C.S., Andreae T.W., Balis D., Formenti P., Merlet P., Amiridis V., Papastefanou C., 2003: Climatological aspects of aerosol optical properties in Northern Greece, *Atmos. Chem. Phys.*, 3, 2025–2041.

Gilgen, H. and Ohmura, A.: The Global Energy Balance Archive, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 80, 831–850, 1999.

Gillette, D. A., Adams, J., Endo, A., Smith, D., Kihl, R. (1980) Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils, *J. Geophys. Res.*, 85, 5621-5630.

Goody, R.M. and Yung, Y.L. *Atmospheric Radiation: Theoretical Basis*, 2nd ed. New York: Oxford University Press, pp.315-316, 1989.

Graf, H.F., J. Feichter and B. Langmann: Volcanic sulphur emissions: Estimates of source strength and its contribution to the global sulphate distribution. *J. Geophys. Res.*, 102, 10727–10738, 1997.

Gruber, A., and V. Levizzani, 2006: Assessment of global precipitation: A project of the Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel GEWEX, World Climate Research Programme, WMO. Assessment of Global Precipitation Climatology Project (GPCP), Executive Summary, 61 pp. [Available online at http://cics.umd.edu/_yin/GPCP/main.html.]

Crutzen, P.J., and Andreae, M.O., (1990), Biomass burning in the Tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles, *Science*, 250, 1669-1678. d' Almeida, G.A., and Schutz, L., (1983), *J. Clim. Appl. Meteor.* 22, 233-243.

Hale, G. M. and Querry, M. R. 1973. Optical constants of water in the 200 nm to 200 μ m wavelength region. *Appl. Opt.* 12, 555–563.

Hansen, J., Sato, M. & Ruedy, R. Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.* 102, 6831–6864 (1997).

Hanel, G. 1976. The properties of atmospheric aerosol particles as functions of the relative humidity at thermodynamic equilibrium with the surrounding moist air. *Adv. Geophys.* 19, 73–188.

Hanel, G. and Zankl, B. 1979. Aerosol size and relative humidity: Water uptake by mixtures of salts. *Tellus* 31, 478–486.

- Hartmann, D. L.: *Global Physical Climatology*, Academic Press, 411 pp, 1994.
- Hatzianastassiou, N., Wobrock W., and Flossmann, A.I., The role of droplet spectra for cloud radiative properties. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123 (544), pp. 2215-2230, 1997
- Hatzianastassiou, N., Wobrock, W., Flossmann, A.I., The effect of cloud-processing of aerosol particles on clouds and radiation. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology* 50 (5), pp. 478-490, 1998
- Hatzianastassiou, N. and Vardavas, I.: Shortwave radiation budget of the Northern Hemisphere using International Satellite Cloud Climatology Project and NCEP/NCAR climatological data, *J. Geophys. Res.*, 104, 24 401–24 421, 1999.
- Hatzianastassiou, N. and Vardavas, I.: Shortwave radiation budget of the Southern Hemisphere using ISCCP C2 and NCEP/NCAR climatological data, *J. Clim.*, 14, 4319–4329, 2001
- Hatzianastassiou, N., B. Katsoulis, I. Vardavas, 2004b. Sensitivity analysis of aerosol direct radiative forcing in ultraviolet-visible wavelengths and consequences for the heat budget, *Tellus*, 56B, 368-381.
- Hatzianastassiou, N., Croke, B., Kortsalioudakis, N., Vardavas, I., and Koutoulaki, K.: A model for the longwave radiation budget of the NH: Comparison with Earth Radiation Budget Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 104, 9489–9500, 1999.
- Hatzianastassiou, N., Fotiadi, A., Matsoukas, C., Drakakis, E., Pavlakis, K. G., Hatzidimitriou, N., and Vardavas, I.: Long-term global distribution of Earth's shortwave radiation budget at the top of atmosphere, *Atmos. Chem. Phys.*, 4, 1217–1235, 2004c,
- Hatzianastassiou, N., Katsoulis, B. and Vardavas, I., 2004a: Global distribution of aerosol direct radiative forcing in the ultraviolet and visible arising under clear skies, *Tellus*, 56B, 51-71.
- Hatzianastassiou et al., 2005: Global distribution of Earth's surface shortwave radiation budget. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 2847-2867, SRef-ID: 1680-7324/acp/2005-5-2847.
- Hatzianastassiou et al., 2007a: The direct effect of aerosols on solar radiation based on satellite observations, reanalysis datasets, and spectral aerosol optical properties from Global Aerosol Data Set (GADS). *Atmos. Chem. Phys.*, 7, 2585-2599.
- Hatzianastassiou, N., Matsoukas, C., Fotiadi, A., Stackhouse Jr., P.W., Koepke, P., Pavlakis, K.G. and Vardavas, I., Modelling the direct effect of aerosols in the solar near-infrared on a planetary scale, *Atmospheric Chemistry and Physics* 7 (12), pp. 3211-3229, 2007b
- Hatzianastassiou, N., C.D. Papadimas, C. Matsoukas, K. Pavlakis, A. Fotiadi, M. Wild, and I. Vardavas (2009), Two-decadal trends of aerosol optical thickness and direct radiative effect on surface solar radiation and their role in global dimming and

brightening, submitted to *J. Geophys. Res.*, special issue on global dimming and brightening.

Hegg, D. A. and Kaufman, Y. J. 1998. Measurements of the relationship between submicron aerosol number and volume concentration. *J. Geophys. Res.* 103, 5671–5678.

Herman, M., J. L. Deuzé, P. Goloub, F. M. Bréon, and D. Tanré, 1997: Remote sensing of aerosols over land surfaces including polarization measurements and application to POLDER measurements. *J. Geophys. Res.*, 102, 17039-17049.

Hess, M., Koepke, P. and Schult, I. 1998. Optical properties of aerosols and clouds: Te software package OPAC. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 831–844.

Hobbs P.V., (2000) Introduction to Atmospheric Chemistry, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2000.

Hoell, J.M., Davis, D. D., Liu, S. C., Newell, R., Shipham, M., Akimoto, H., McNeal, R. J., Bemdura, R. J., and Drewry, J. W.: Pacific Exploratory Mission-West A (PEM-WEST A): September– October, 1991, *J. Geophys. Res.*, 101, 1641–1653, 1996.

Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanré, J. P. Buis, A. Stezer, E. Vermote, J. A. reagan, U. J. Kaufman, T. Nakajima, F. Lavenue, I. Jankowiak, and A. Smirnov, 1998: AERONET-A federated instrument network and data archive for aerosol characterization. *Remote Sens. Environ.*, 66, 1-16.

Holben, B. N., Tanré, D., Smirnov, A., Eck, T. F., Slutsker, I., Abuhassan, N., Newcomb, W.W., Schafer, J., Chatenet, B., Lavenue, F., Kaufman, Y. J., Vande Castle, J., Setzer, A., Markham, B., Clark, D., Frouin, R., Halthore, R., Karnieli, A., O'Neill, N. T., Pietras, C., Pinker, R. T., Voss, K., and Zibordi, G.: An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol Optical Depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12 067–12 097, 2001.

Huebert, B. J., Bates, T., Russell, P. B., Shi, G., Kim, Y. J., Kawamura, K., Carmichael, G., and Nakajima, T.: An overview of ACE-Asia: Strategies for quantifying the relationships between Asian aerosols and their climatic impacts, *J. Geophys. Res.*, 108(D23), 8633, doi:10.1029/2003JD003550, 2003.

Hurrell, J. W., 1995: Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science*, 269, 676–679.

Hurrell, J. W., et al. (2006), Atlantic climate variability and predictability: A CLIVAR perspective, *J. Clim.*, 19, 5100– 5121, doi:10.1175/JCLI3902.1.

Hurrell J. W., van Loon H. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic oscillation, *Climatic Change*, 36: 301–326, 1997.

Ichoku, C., Chu, D. A., Mattoo, S., Kaufman, Y. J., Remer, L. A., Tanré, D., Slutsker, I., and Holben, B. N.: A spatio-temporal approach for global validation and analysis of MODIS aerosol products, *Geophys. Res. Lett.*, 29, MOD01, doi:10.1029/2001GL013206, 2002.

Ichoku, C., Remer, L.A., and T. F. Eck (2005), Quantitative evaluation and intercomparison of morning and afternoon Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) aerosol measurements from Terra and Aqua, *J. Geophys. Res.*, 110(D10), 1-23.

Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2007): *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Summary for Policymakers. Paris, February 2007.

Jacob, D. J., Crawford, J. H., Kleb, M. M., Connors, V. S., Bendura, R. J., Raper, J. L., Sachse, G. W., Gille, J. C., Emmons, L., and Heald, C. L.: The Transport and Chemical Evolution over the Pacific (TRACE-P) aircraft mission: design, execution, and first results, *J. Geophys. Res.*, 108, 9000, 10.1029/2002JD003276, 2003.

Jacobson, M. Z.: Global direct radiative forcing due to multicomponent anthropogenic and natural aerosols, *J. Geophys. Res.*, 106, 1551–1568, 2001.

Jamet, C., Moulin, C., and Thiria, S.: Monitoring aerosol optical properties over the Mediterranean from SeaWiFS images using a neural network inversion, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L13107, doi:10.129/2004GL019951, 2004.

Jinhuan Q. and Liquan Y., (2000) Variation characteristics of atmospheric aerosol optical depths and visibility in north China during 1980-1994. *Atmospheric Environment* 34, 603-609.

Joseph, J. H., Wiscombe, W. J. and Weinmann, J. A. 1976. The Delta-Eddington approximation of radiative flux transfer. *J. Atmos. Sci.* 33, 2452–2459.

Kaskaoutis, D.G., Kosmopoulos, P., Kambezidis, H.D., and P. T. Nastos (2007), Aerosol climatology and discrimination of different types over Athens, Greece, based on MODIS data, *Atmos. Environ.* 41, 7315-7329.

Kaufman, Y. J., Hobbs, P. V., Kirchhoff, V., et al.: Smoke, Clouds, and Radiation-Brazil (SCAR-B) Experiment, *J. Geophys. Res.*, 103(D24), 31 783–31 808, 1998b.

Kaufman, Y. J., Setzer, A., Ward, D., Tanré, D., Holben, B. N., Menzel, P., Pereira, M. C., Rasmussen, R.: Biomass Burning Airborne and Spaceborne Experiment in the Amazonas (BASEA), *J. Geophys. Res.*, 97, 14 581–14 599, 1992.

Kaufman, Y. J., Tanré, D., and Boucher, O.: A satellite view of aerosols in the climate system, *Nature*, 419, doi:10.1038/nature01091, 2002.

Kaufman, Y. J., Tanré, D., Remer, L. A., Vermote, E. F., Chu, A., and Holben, B. N.: Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS Moderate-resolution Imaging Spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 17 051–17 065, 1997.

Kaufman, Y.J., Karnieli, A., D. Tanré (2000), Detection of dust over deserts using satellite data in the solar wavelengths, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 38 (1 II), pp. 525-531.

Keil, A. and Haywood, J.: Solar radiative forcing by biomass burning aerosol particles during SAFARI-2000: A case study based on measured aerosol and cloud properties, *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 8467, doi:10.1029/2002JD002315, 2003.

Kiehl, J.T., Rodhe, H., 1995. Modeling geographical and seasonal forcing due to aerosols. In: Charlson, R.J., Heintzenberg, J. (Eds.), *Proceedings of the Dahlem Work Shop on Aerosol Forcing of Climate*. John Wiley and Sons, Chichester.

King, M. D., Platnick, S., Moeller, C. C., Revercomb, H. E., and Chu, D. A.: Remote sensing of smoke, land, and clouds from the NASA ER-2 during SAFARI 2000, *J. Geophys. Res.*, 108(D13), 8502, doi:10.1029/2002JD003207, 2003

King, M. D., Y. J. Kaufman, D. Tanré, and T. Nakajima, 1999: Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2229–2259.

Kishcha, P., Starobinets, B. and Alpert, P., Latitudinal variations of cloud and aerosol optical thickness trends based on MODIS satellite data. *Geophys. Res. Lett.* 34(5): doi: 10.1029/2006GL028796, 2007.

Koch D. and Hansen, J.: Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment, *J. Geophys. Res.*, 110, D04204, doi:10.1029/2004JD005296, 2005.

Koepke P., Hess M., Schult I., and Shettle E.P., 1997: *Global Aerosol Data Set*. Report no 243, Max-Planck Institut für Meteorologie. Hamburg, Germany, 44pp.

Kondratyev K.Ya. *Radiation in the atmosphere*, Academic Press, New York and London, 1969, 912 pages

Kondratyev, K. Y. 1973. *Radiation Characteristics of the Atmosphere and the Earth's Surface*. Amerind, New Delhi.

Koren, I., Kaufman, Y. J., Rosenfeld, D. Remer, L. A., and Rudich, Y.: Aerosol invigoration and restructuring of Atlantic convective clouds, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14828, doi:10.1029/2005GL023187, 2005.

Kouvarakis, G., Doukelis, Y., Mihalopoulos, N., Rapsomanikis, S., Sciare, J., and Blumthaler, M.: Chemical, physical, and optical characterization of aerosols during PAUR II experiment, *J. Geophys. Res.*, 107(D18), 8141, doi:10.1029/2000JD000291, 2002.

Kuhn MH. 1989. The role of land ice and snow in climate. In *Understanding Climate Change*, Berger A, Dickinson RE, Kidson JW (eds). *Geophysics Monograph Series*, vol. 52. AGU: Washington, DC; 17–28.

Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P. J., Dentener, F. J., Fischer, H., Feichter, J., Flatau, P. J., Heland, J., Holzinger, R., Korrmann, R., Lawrence, M. G., Levin, Z., Markowicz, K. M., Mihalopoulos, N., Minikin, A., Ramanathan, V., de Reus, M., Roelofs, G. J., Scheeren, H. A., Sciare, J., Schlager, H., Schultz, M., Siegmund, P., Steil, B., Stephanou, E. G., Stier, P., Traub, M., Warneke, C., Williams, J., and Ziereis, H.: Global air pollution crossroads over the Mediterranean, *Science*, 298, 794–799, 2002.

Levin, Z., A. Teller, E. Ganor, and Y. Yin, On the interactions of mineral dust, sea-salt particles, and clouds: A measurement and modeling study from the Mediterranean Israeli Dust Experiment campaign, *J. Geophys. Res.*, 110, D20202, doi:10.1029/2005JD005810, 2005.

Levy R. C., Remer, L. A., and Dubovik, O.: Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land, *J. Geophys. Res.*, 112, D13210, doi:10.1029/2006JD007815, 2007a

Levy, R. C., L. A. Remer, D. Tanré, Y. J. Kaufman, C. Ichoku, B. N. Holben, J. M. Livingston, P. B. Russell, and H. Maring (2003), Evaluation of the Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) retrievals of dust aerosol over the ocean during PRIDE, *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 8594, doi:10.1029/2002JD002460.

Levy, R. C., L. A. Remer, D. Tanré, Y. J. Kaufman, C. Ichoku, B. N. Holben, J. M. Levy, R. C., L. A. Remer, J. V. Martins, Y. J. Kaufman, A. Plana-Fattori, J. Redemann, P. B. Russell, and B. Wenny, 2005: Evaluation of the MODIS aerosol retrievals over ocean and land during CLAMS. *J. Atmos. Sci.*, 62, 974–992.

Levy, R.C., Remer, L.A., Mattoo, S., Vermote, E.F., and Y. J. Kaufman (2007b), Second-generation operational algorithm: Retrieval of aerosol properties over land from inversion of Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer spectral reflectance, *J. Geophys. Res.*, 112(D13), art. no. D13211.

Lindesay, J. A., Andreae, M. O., Goldammer, J. G., Harris, G., Annegarn, H. J., Garstang, M., Scholes, R. J., and van Wilgen, B. W.: International Geosphere Biosphere Programme/International Global Atmospheric Chemistry SAFARI-92 field experiment: Background and overview, *J. Geophys. Res.*, 101, 23 521– 23 530, 1996.

Liao, H., Seinfeld, J. H., Adams, P. J., and Mickley, L. J.: Global radiative forcing of coupled tropospheric ozone and aerosols in a unified general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 109, D16207, doi:10.1029/2003JD004456, 2004.

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

Liou, K. N., 1992: *Radiation and Cloud Processes in the Atmosphere: Theory, Observation and Modelling*. Oxford University Press Inc., 487 pp

Loeb, N. G. and Manalo-Smith, N.: Top-of-atmosphere direct radiative effect of aerosols over global oceans from merged CERES and MODIS observations, *J. Climate*, 18, 3506–3526, 2005.

Markowicz, K.M., Flatau, P.J., Ramana, M.V., and Crutzen, P.J., (2002), *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2002GL015767

Meloni, D., di Sarra, A., Pace, G., and Monteleone, F.: Optical properties of aerosol over the Central Mediterranean. 2. Determination of single scattering albedo at two wavelengths for different aerosol types, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 715–727, 2006.

Mihalopoulos, N., Stephanou, E., Kanakidou, M., Pilitsidis, S., and Bousquet, P., 1997a: Tropospheric aerosol ionic composition in the eastern Mediterranean region, *Tellus B*, 49, 314–326.

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

Mishchenko, M. I., I. V. Geogdzhayev, W. B. Rossow, B. Cairns, B. E. Carlson, A. A. Lacis, L. Liu, and L. D. Travis, Long-term satellite records reveal likely recent aerosol trend, *Science*, 315, 1543, doi:10.1126/science.1136709, 2007.

Mitchell, J. M.: The effect of atmospheric aerosols on climate with special reference to temperature near the Earth's surface, *J. Appl. Meteorol.*, 10, 703–714, 1971.

Morcrette, J.J., 2002: The surface downward longwave radiation in the ECMWF forecast system. *J. Climate*, 15, 1875-1992.

Moulin, C., Lambert, C., Dayan, U., Masson, V., Ramonet, M., Bousquet, P., Legrand, M., Balkanski, Y., Guelle, W., Marticorena, B., Bergametti, G., and Dulac, F.: Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 103, 13 137–13 144, 1998.

Ohmura, A., Gilgen, H., Hegner, H., Mueller, G., Wild, M., Dutton, E. G., Forgan, B., Froehlich, C., Philippona, R., Heimo, A., Koenig-Langlo, G., McArthur, B., Pinker, R.,

Whitlock, C. H., and Dehne, K.: Baseline Surface Radiation Network (BSRN/WCRP): New precision radiometry for climate research, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 79, 2115–2136, 1998.

Papadimas, C.D., N. Hatzianastassiou, N. Mihalopoulos, X. Querol, and I. M. Vardavas (2008), Spatial and temporal variability in aerosol properties over the Mediterranean basin based on 6-year (2000-2006) MODIS data, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JD009189

Papadimas, C.D., N. Hatzianastassiou, N. Mihalopoulos, M. Kanakidou, B.D. Katsoulis, and I. Vardavas. Assessment of the MODIS Collections C005 and C004 aerosol optical depth products over the Mediterranean basin. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2987-2999, 2009

Peng, L. I., M.-D. Chou, and A. Arking, 1982: Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and sensitivity to the solar constant. *J. Atmos. Sci.*, 39, 2639– 2656.

Pruppacher, H. R., and J. D. Klett, 1997: *Microphysics of Clouds and Precipitation*, 2d ed. Kluwer, 954 pp.

Quinn, P. K. and Bates, T. S.: North American, Asian, and Indian haze: Similar regional impacts on climate? *Geophys. Res. Lett.*, 30(11), 1555, doi:10.1029/2003GL016934, 2003.

Quinn, P. K., and Coffman, D. J.: Local closure during the First Aerosol Characterization Experiment (ACE 1): Aerosol mass concentration and scattering and backscattering coefficients, *J. Geophys. Res.*, 103, 16 575–16 596, 1998.

Raes, F., Bates, T., McGovern, F., and van Liedekerke, M.: The 2nd Aerosol Characterization Experiment (ACE-2): General overview and main results, *Tellus*, 52B, 111–125, 2000

Ramanathan, V., and Crutzen, P. J.: Atmospheric Brown “Clouds”, *Atmos. Environ.*, 37, 4033–4035, 2003.

Ramanathan, V., Crutzen, P. J., Lelieveld, J., et al.: Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze, *J. Geophys. Res.*, 106, 28 371–28 398, 2001a.

Ramanathan, V., P. J. Crutzen, J. L. Kiehl, and D. Rosenfeld, Aerosols, climate, and the hydrological cycle, *Science*, 294, 2119– 2124, 2001.

Reddy, M. S., Boucher, O., Bellouin, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Dufresne, J.-L., and Pham, M.: Estimates of global multicomponent aerosol optical depth and direct radiative perturbation in the Laboratoire de M'eteorologie Dynamique general circulation model, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S16, doi:10.1029/2004JD004757, 2005.

Reid, J. S., Kinney, J. E., and Wesphal, D. L., et al.: Analysis of measurements of Saharan dust by airborne and groundbased remote sensing methods during the Puerto Rico Dust Experiment (PRIDE), *J. Geophys. Res.*, 108(D19), 8586, doi:10.1029/2002JD002493, 2003.

Remer L., Kaufman Y., Tanré D., Mattoo S., Li R.R., Martins J.V., Levy R., Chu D. A., Kleidman R., Ichoku C., and I. Koren (2006), Collection 005 Change Summary for MODIS Aerosol (04_L2) Algorithms, (http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/products_C005update.html).

Remer, L. A., Gass'ó, S., Hegg, D., Kaufman, Y. J., and Holben, B. N.: Urban/industrial aerosol: ground based sun/sky radiometer and airborne in situ measurements, *J. Geophys. Res.*, 102, 16 849–16 859, 1997.

Remer, L. A., et al. (2005), The MODIS aerosol algorithm, products and validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947–973

Remer, L. A., Tanré, D., Kaufman, Y. J., Ichoku, C., Mattoo, S., Levy, R., Chu, D. A., Holben, B., Dubovik, O., Smirnov, A., Martins, J. V., Li, R.-R., and Z. Ahman, (2002), Validation of MODIS aerosol retrieval over ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 29(12), doi:10.1029/2001/GL013204.

Remer, L.A., Wald, A.E., and Y. J. Kaufman, (2001), Angular and seasonal variation of spectral surface reflectance ratios: Implications for the remote sensing of aerosol over land, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 39 (2), pp. 275-28.

Remer, L. A. and Kaufman, Y. J.: Aerosol direct radiative effect at the top of the atmosphere over cloud free ocean derived from four years of MODIS data, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 237–253, 2006, <http://www.atmos-chem-phys.net/6/237/2006/>.

Remer, L. et al., Global aerosol climatology from the MODIS satellite sensors, *J Geophys Res* **113** (2008), p. D14S07

Roesch, A., Wild, M., Gilgen, H., and Ohmura, A.: A new snow cover fraction parameterization for the ECHAM4 GCM, *Clim. Dyn.*, 17, 933–946, 2001.

Roesch, A., Wild, M., Pinker, R., and Ohmura, A.: Comparison of surface spectral albedos and their impact on the general circulation model estimated surface climate, *J. Geophys. Res.*, 107(D14), ACL 13-1–ACL 13-8, doi:10.1029/2001JD000809, 2002.

Rosenfeld, D. and Lensky, I. M.: Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 79, 2457–2476, 1998.

Rossow, W. B. and Schiffer, R. A.: Advances in understanding clouds from ISCCP, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 80, 2261–2287, 1999.

Rossow, W. B., Walker, A. W., Beuschel, D. E., and Roiter, M. D.: International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). Documentation of new cloud datasets, 115 pp., World Meteorol. Org. Geneva, 1996.

Russell, P. B., Livingston, J. M., Hignett, P., Kinne, S., Wong, J., Chien, A., Bergstrom, R., Durkee, P., and Hobbs, P. V.: Aerosol-induced radiative flux changes off the United States

mid-Atlantic coast: comparison of values calculated from sun photometer and in situ data with those measured by airborne pyranometer, *J. Geophys. Res.*, 104, 2289–2307, 1999.

Santese, M., De Tomasi, F., and M. R. Perrone (2007a), Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) and Aerosol Robotic Network (AERONET) retrievals during dust outbreaks over the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 112(D18), art. no. D18201.

Santese, M., De Tomasi, F., and M. R. Perrone (2007b), AERONET versus MODIS aerosol parameters at different spatial resolutions over southeast Italy, *J. Geophys. Res.*, 112(D10), art. no. D10214.

Satheesh S.K., Krishna K.M., (2005), Radiative effects of natural aerosols: A review, *Atmospheric Environment* 39, 2089-2110.

Sciarra, R., Volpe, G., and Santoleri, R.: SeaWIFS observations of Saharan dust events over the Mediterranean Sea, *Proc. SPIE Int. Soc. Opt. Eng.*, 5233, 61–68, 2004.

Scholes, M., and M. O. Andreae, Biogenic and pyrogenic emissions from Africa and their impact on the global atmosphere, *Ambio*, 29, 23– 29, 2000.

Seinfeld J. H. and Pandis S. N. (1998) *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*, J. Wiley, New York.

Seinfeld, J. H., Carmichael, G. R., Arimoto, R., et al.: ACE-Asia: Regional climatic and atmospheric chemical effects of Asian dust and pollution, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 85(3), 367–380, 2004.

Shettle, E.P., and Weinmann, J.A., 1970: The transfer of solar irradiance through inhomogeneous turbid atmospheres by Eddington's approximation. *J. Atmos. Sci.*, 27, 1048-1055.

Slingo, A.: A GCM parameterization for the shortwave radiative properties of water clouds, *J. Atmos. Sci.*, 46, 1419–1427, 1989.

Smirnov, A., B. N. Holben, T. F. Eck, I. Slutsker, B. Chatenet, and R. T. Pinker (2002), Diurnal variability of aerosol optical depth observed at AERONET (Aerosol Robotic Network) sites, *Geophys. Res. Lett.*, 29(23), 2115, doi:10.1029/2002GL016305.

Smith, W. L., Charlock, T. P., Kahn, R., Martins, J. V., Remer, L. A., Hobbs, P. V., Redemann, J., and Rutledge, C. K.: EOS Terra aerosol and radiative flux validation: An overview of the Chesapeake Lighthouse and aircraft measurements for satellites (CLAMS) experiment, *J. Atmos. Sci.*, 62(4), 903–918, 2005.

Sokolik, I. N. and Toon, O. B. 1996. Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosol. *Nature* 381, 681–683.

Soriano, L. R., De Pablo, F., Tomas, C.: Impact of the North Atlantic Oscillation on winter convection: convective precipitation and cloud-to-ground lightning, *Int. J. Climatol.* 24: 1241–1247, 2004.

Stackhouse, P. W., Gupta, S. K., Cox, S. J., Mikowitz, C., and Chiacchio, M., 2002: *New results from the NASA/GEWEX Surface Radiation Budget project: Evaluating El Nino effects at different scales*, 11th American Meteorological Society Conference on Atmospheric Radiation, Ogden, UT, USA, P.3.6.

Takemura, T., Nakajima, H. T., Dubovik, O., Holben, B. N. and Kinne, S. 2002. Single-scattering albedo and radiative forcing of various aerosol species with a global three-dimensional model. *J. Climate* 15, 333– 352.

Tanré, D. et al. Remote sensing of aerosol over oceans from EOS-MODIS. *J. Geophys. Res.* 102,16971–16988 (1997).

Tanre, D., Haywood, J., Pelon, J., L'eon, J. F., Chatenet, B., Formenti, P., Francis, P., Goloub, P., Highwood, E. J., and Myhre, G.: Measurement and modeling of the Saharan dust radiative impact: Overview of the Saharan Dust Experiment (SHADE), *J. Geophys. Res.*, 108(D18), 8574, doi:10.1029/2002JD003273, 2003.

Tegen, I. and Fung, I.: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100(D9), 18 707–17 726, 1995.

Thekaekara, M. P. and Drummond, A. J.: Standard values for the solar constant and its spectral components, *Nature Phys. Sci.*, 229, 6–9, 1971.

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

Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, Z. Ahmad and J. Gleason, 1998: Derivation of aerosol properties from satellite measurements of backscattered ultraviolet radiation: Theoretical basis. *J. Geophys. Res.*, 103, 17099-17110.

Tripathi S. N., Sagnik Dey, A. Chandel, S. Srivastava, Ramesh P. Singh, and B. N. Holben (2005), Comparison of MODIS and AERONET derived aerosol optical depth over the Ganga Basin, India. *Ann. Geophys.*, 23, 1093–1101, SRef-ID: 1432-0576/ag/2005-23-1093.

Twomey, S.: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds, *J. Atmos. Sci.*, 34, 1149–1152, 1977.

van de Hulst, J. C. 1981, *Light Scattering by Small Particles* (New York: Dover)

Vardavas, I. and Carver, J. H.: Solar and terrestrial parameterizations for radiative convective models, *Planet. Space Sci.*, 32, 1307–1325, 1984.

Vardavas, I. M. and F. W. Taylor (2007). *Radiation and Climate*, International Series of Monographs on Physics No. 138, Oxford University Press, Oxford.

Vardavas, I. M. and Koutoulaki, K.: A model for the solar radiation budget of the Northern Hemisphere: Comparison with Earth Radiation Budget Experiment data, *J. Geophys. Res.*, 100, 7303–7314, 1995.

Weber M J 2003 *Handbook of Optical Materials* (Boston, MA: CRC Press) chapter 4, pp 326–7

Willson, R. C.: Total solar irradiance trend during solar cycles 21 and 22, *Science*, 277, 1963–1965, 1997.

Winker, D. M., Hunt, W. H., and McGill, M. J.: Initial performance assessment of CALIOP, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19803, doi:10.1029/2007GL030135, 2007.

Xia, X.-A., Chen, H.-B., and P.-C. Wang (2004), Validation of MODIS aerosols retrievals and evaluation of potential cloud contamination in East Asia, *J. of Environ. Sci.*, 16 (5), pp. 832-837.

Yu, H., Dickinson, R. E., Chin, M., Kaufman, Y. J., Zhou, M., Zhou, L., Tian, Y., Dubovik, O., and Holben, B. N.: The direct radiative effect of aerosols as determined from a combination of MODIS retrievals and GOCART simulations, *J. Geophys. Res.*, 109, D03206, doi:10.1029/2003JD003914, 2004.

Yu, H., Y.J. Kaufman, M. Chin, G. Feingold, L.A. Remer, T.L. Anderson, Y. Balkanski, N. Bellouin, O. Boucher, S. Christopher, P. DeCola, R. Kahn, D. Koch, N. Loeb, M.S. Reddy, M. Schulz, T. Takemura, and M. Zhou, 2006: A review of measurement-based assessment of aerosol direct radiative effect and forcing. *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 613-666.

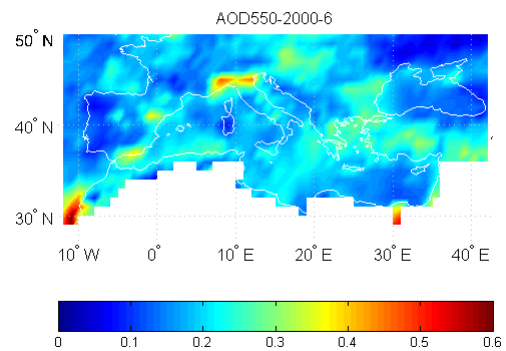
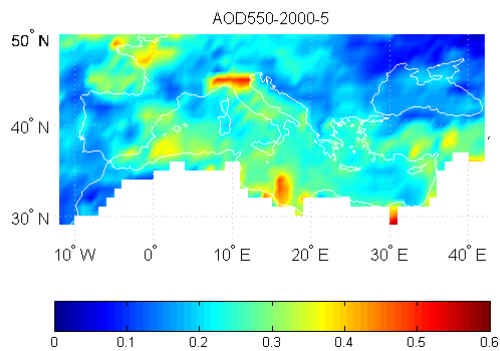
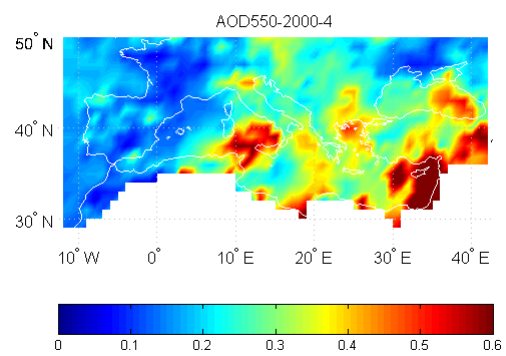
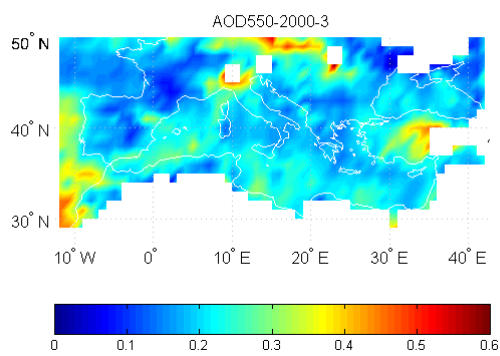
Zerefos C.S., et al., 2002: Photochemical Activity and Solar Ultraviolet Radiation (PAUR) Modulation Factors: An overview of the project, *J. Geophys. Res.*, 107, 8134, doi:10.1029/2000JD000134.

Zhang, J., Christopher, S. A., Remer, L. A., and Kaufman, Y.: Shortwave aerosol radiative forcing over cloud-free oceans from Terra: 1. Angular models for aerosols, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S23, doi:10.1029/2004JD005008, 2005.

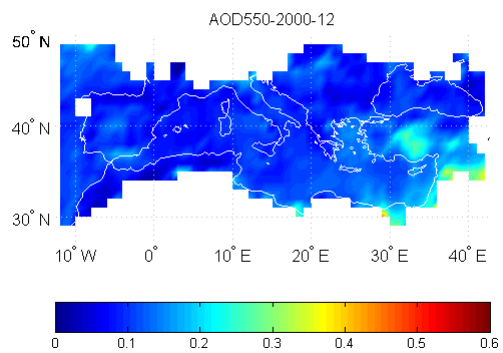
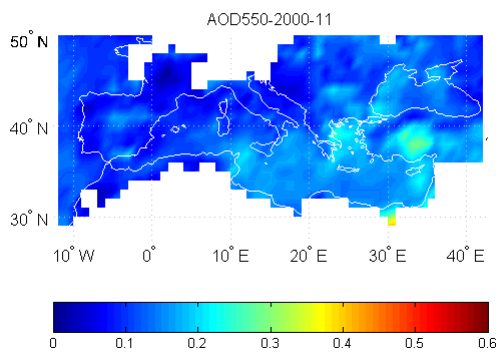
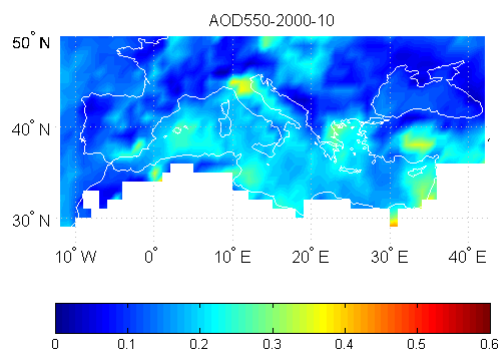
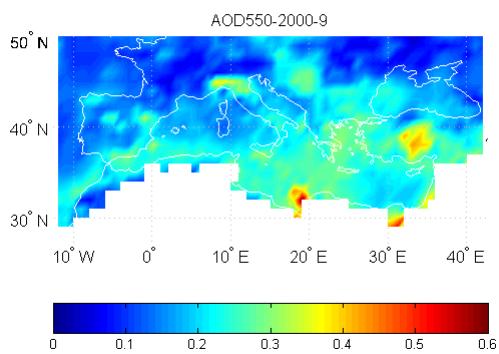
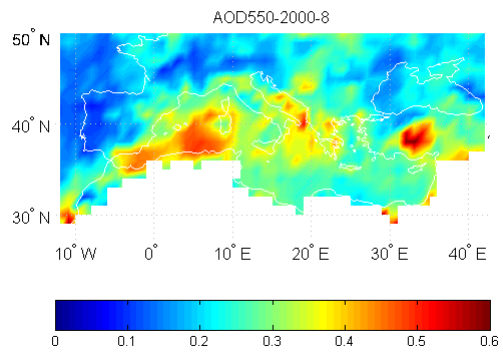
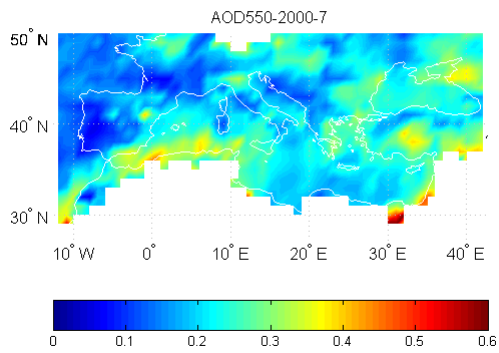
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Π.1 Γεωγραφικές κατανομές για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης (Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007) του οπτικού πάχους στα 550 nm, στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου, από την σειρά δορυφορικών δεδομένων Level-3, MODIS collection 5.

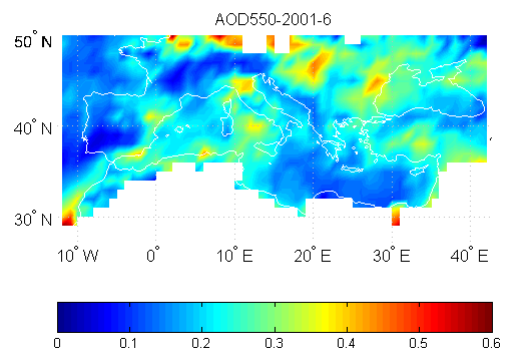
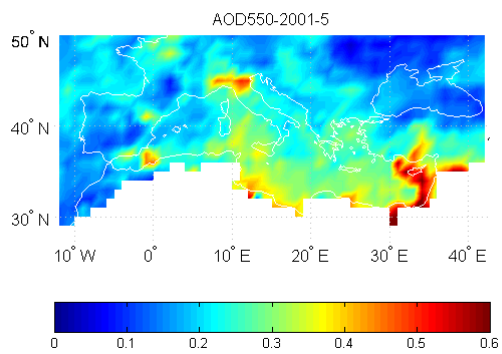
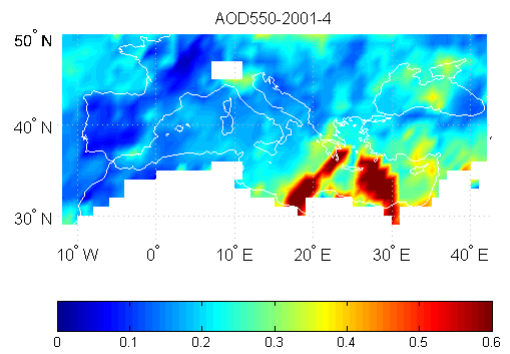
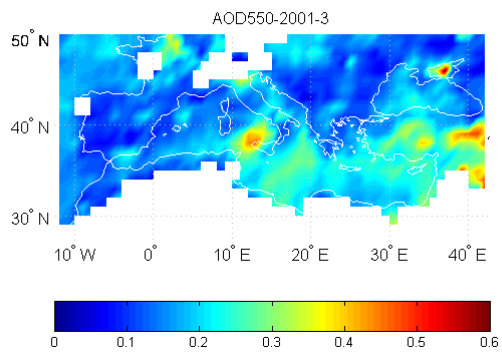
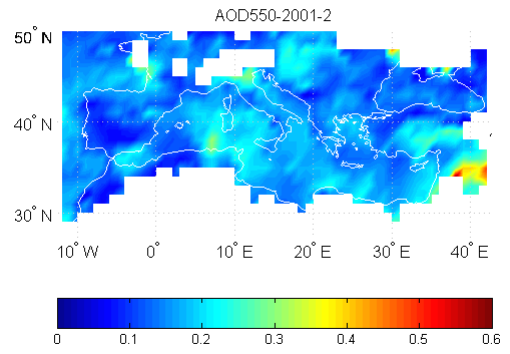
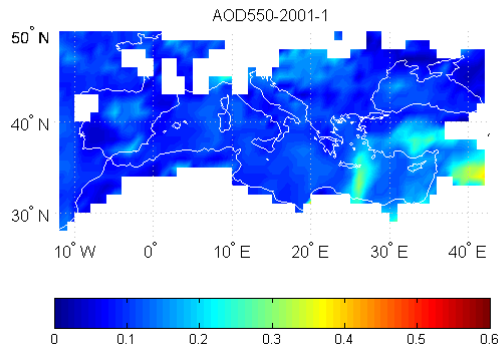
Έτος 2000



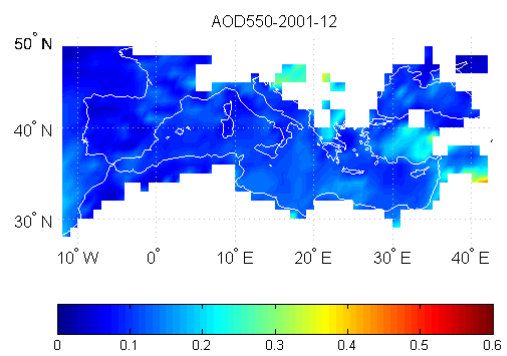
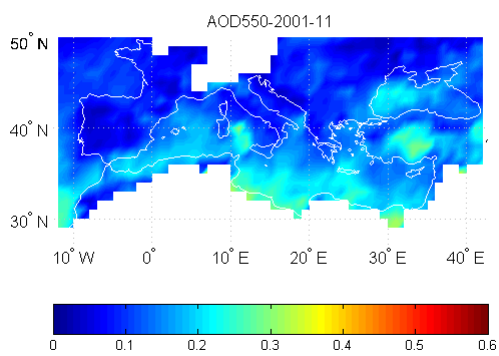
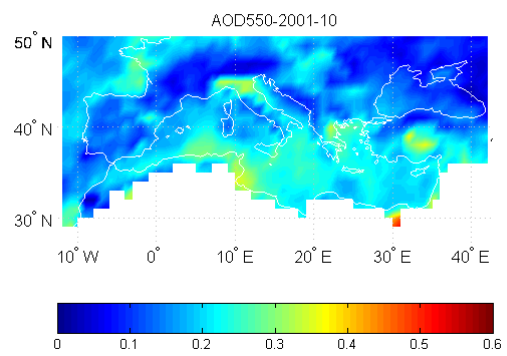
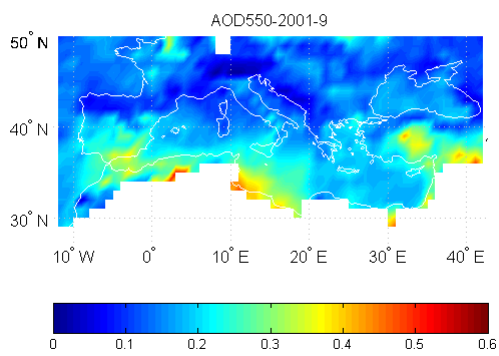
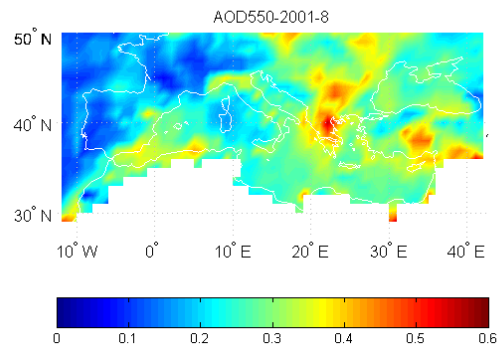
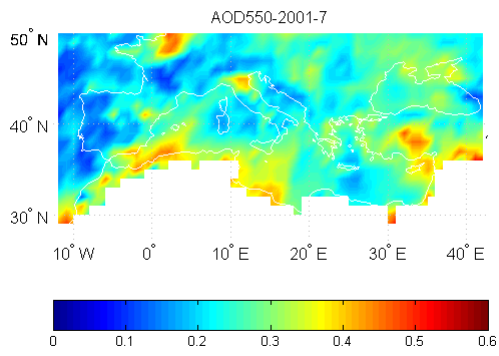
Έτος 2000



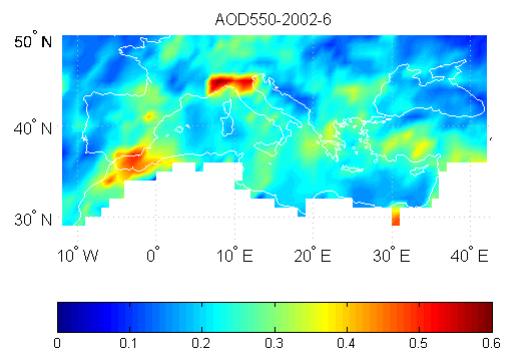
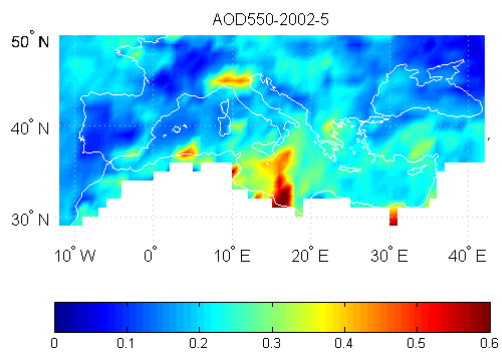
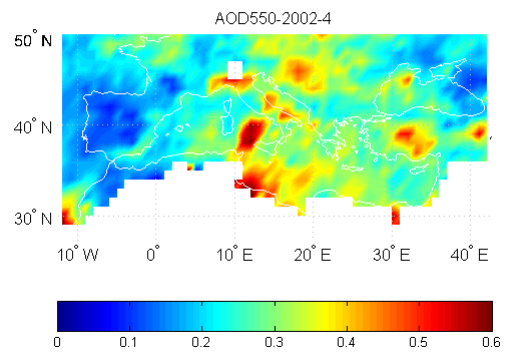
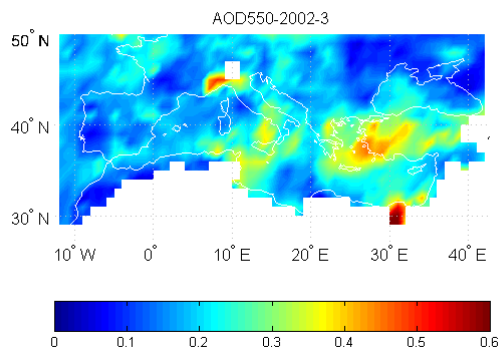
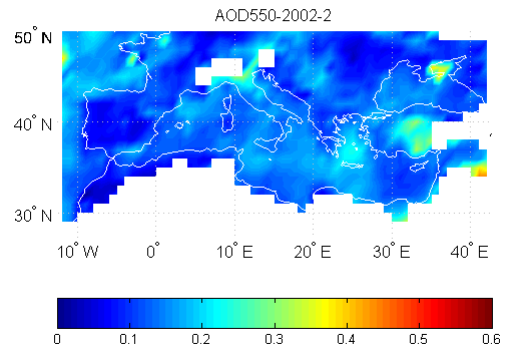
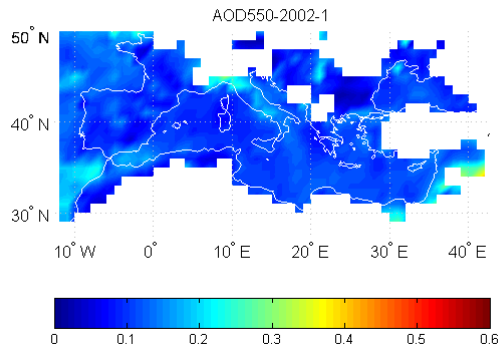
Έτος 2001



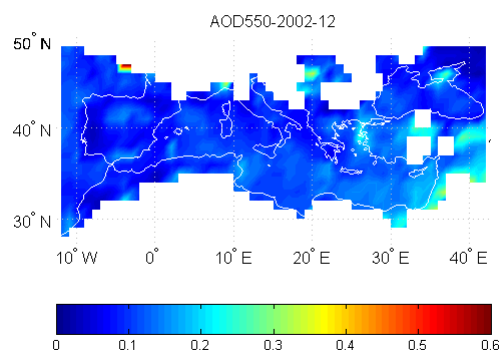
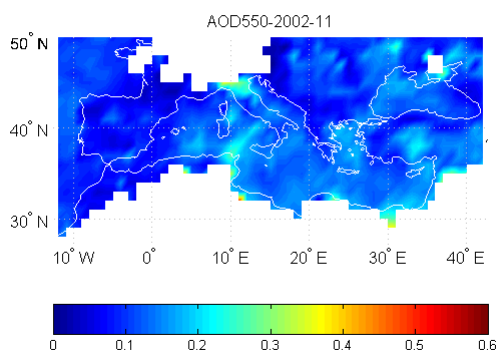
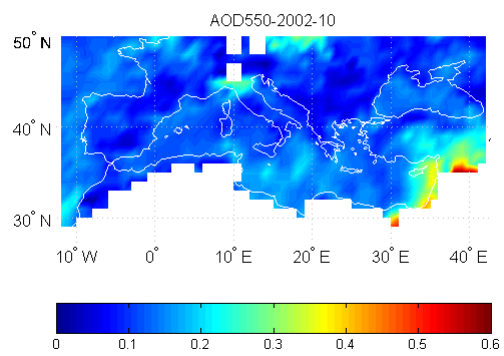
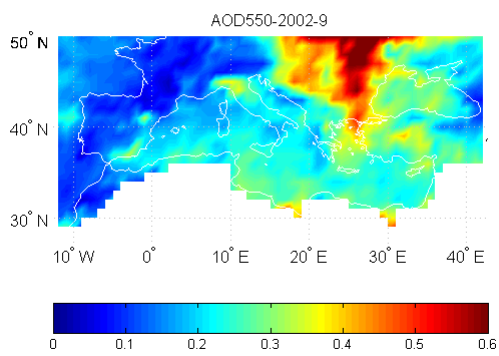
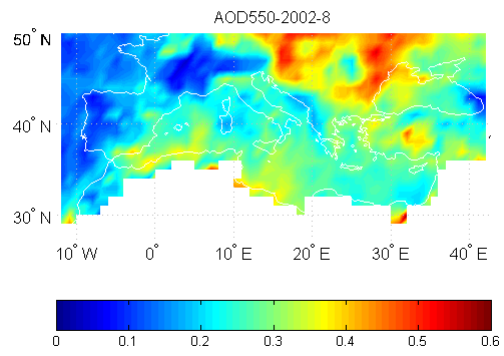
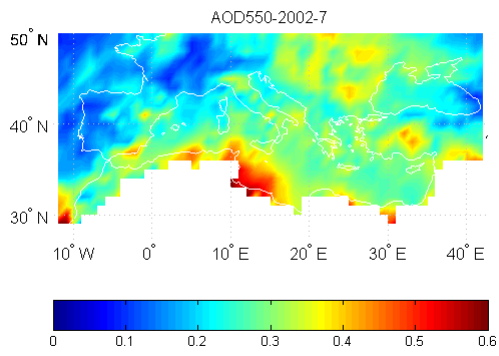
Έτος 2001



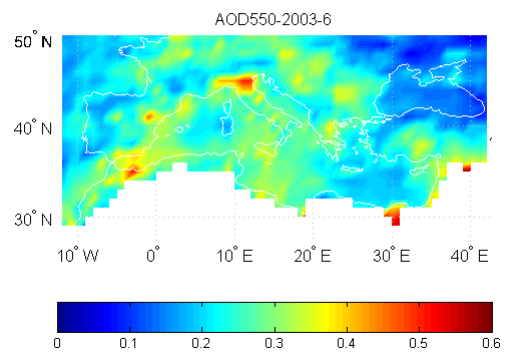
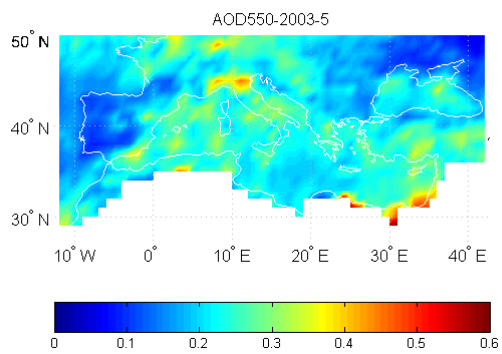
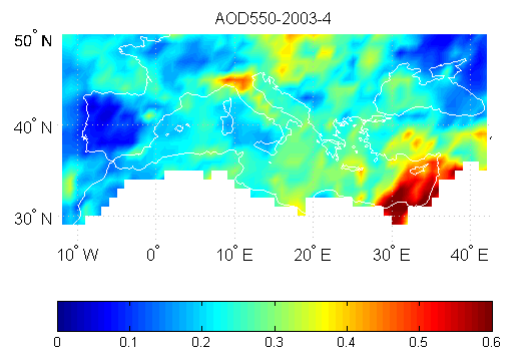
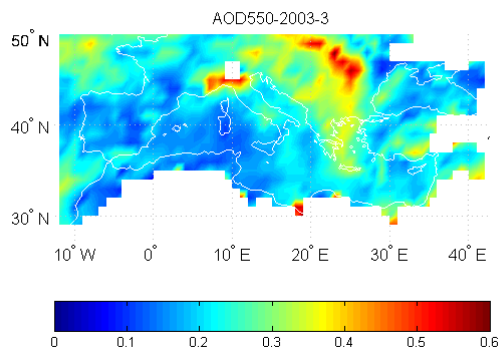
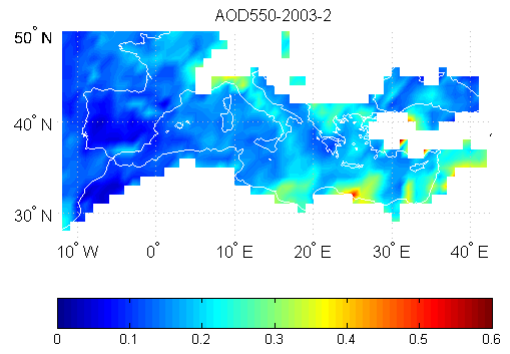
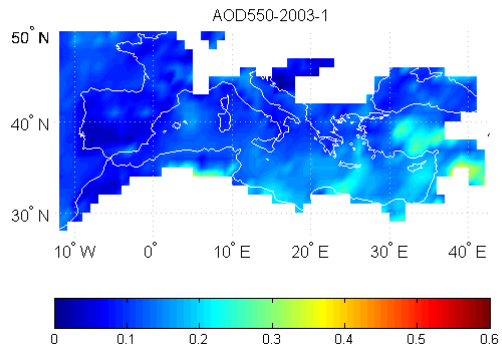
Έτος 2002



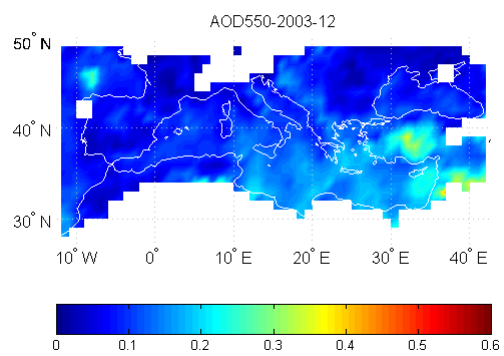
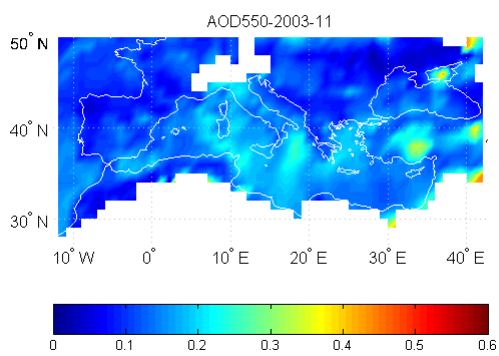
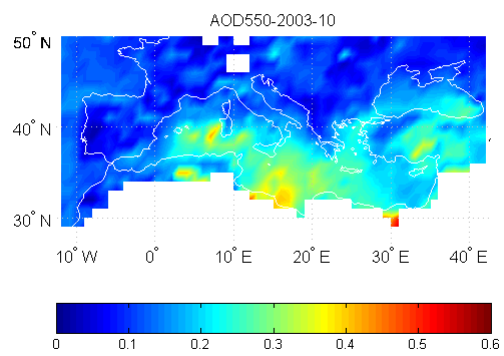
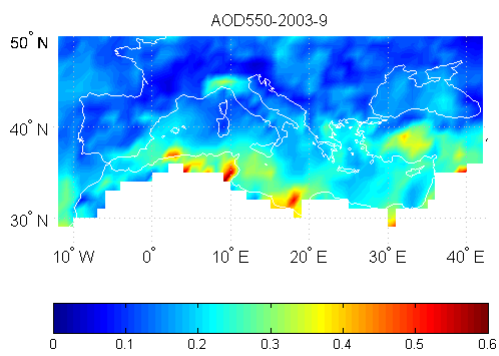
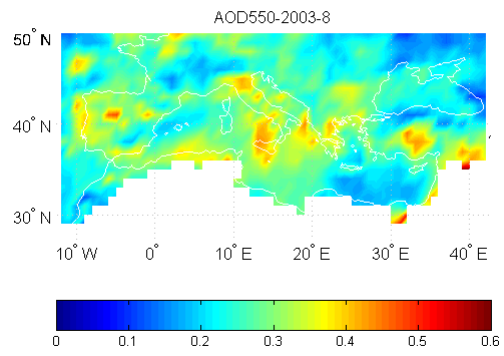
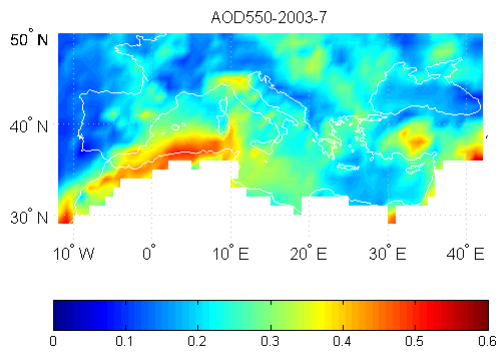
Έτος 2002



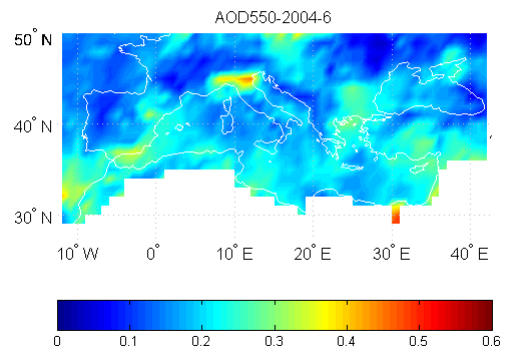
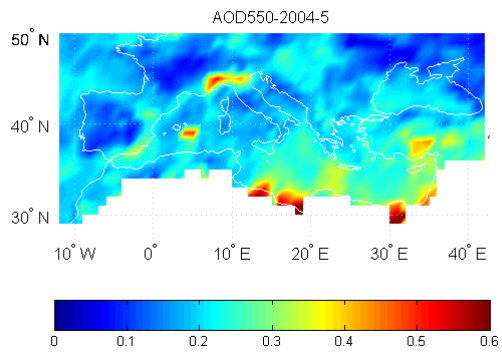
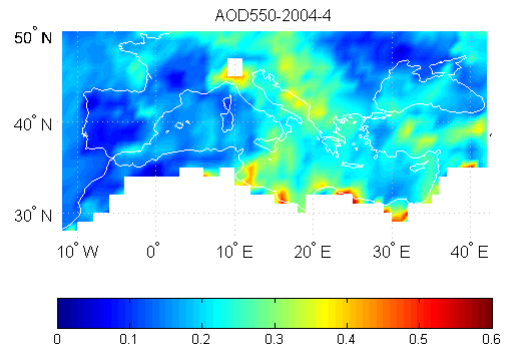
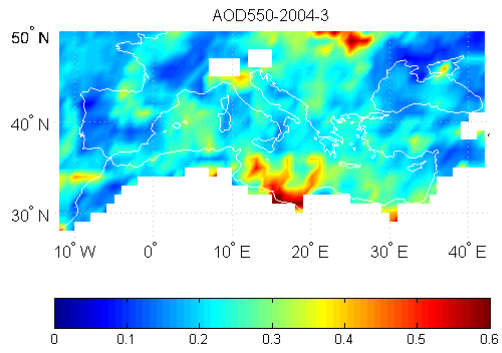
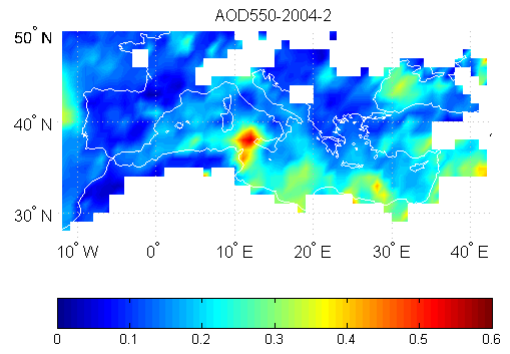
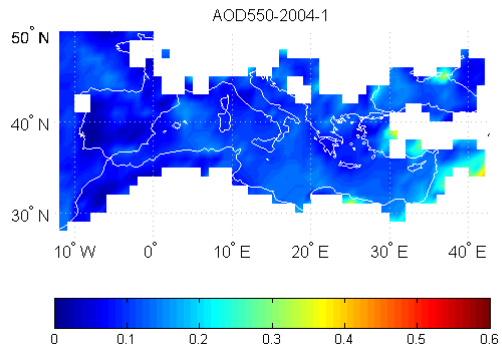
Έτος 2003



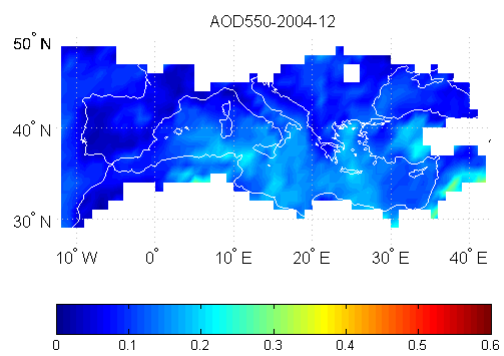
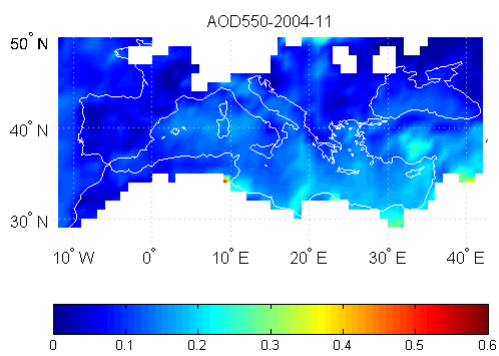
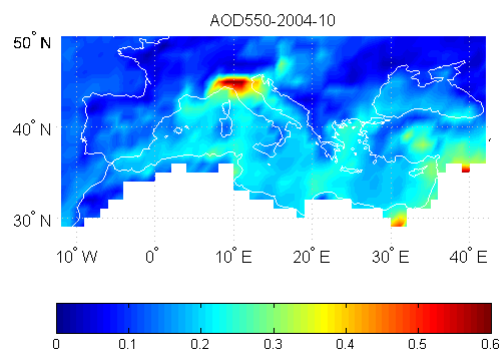
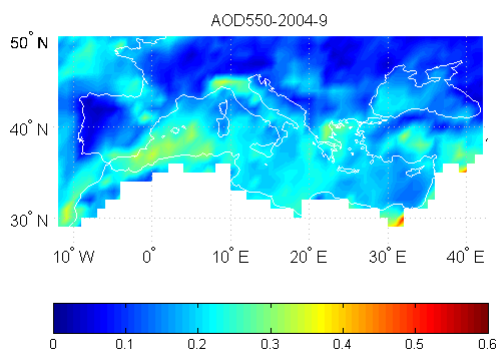
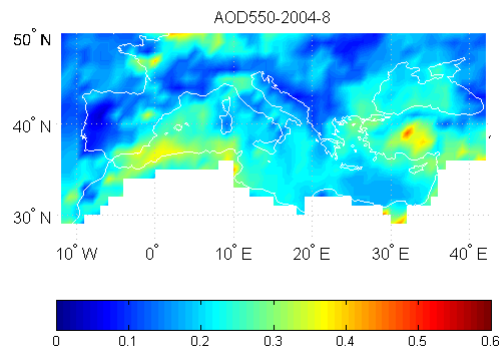
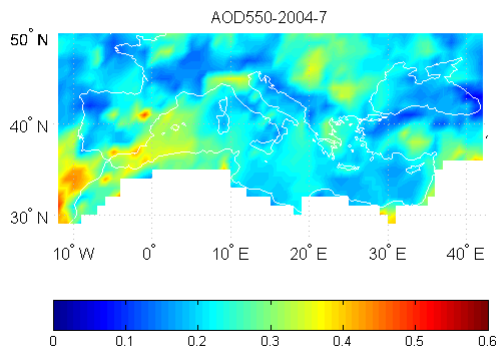
Έτος 2003



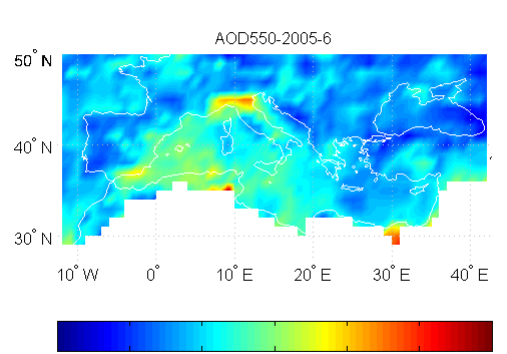
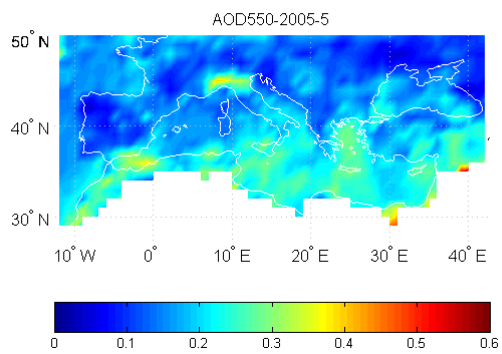
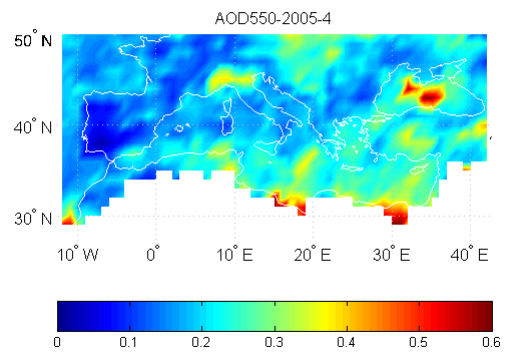
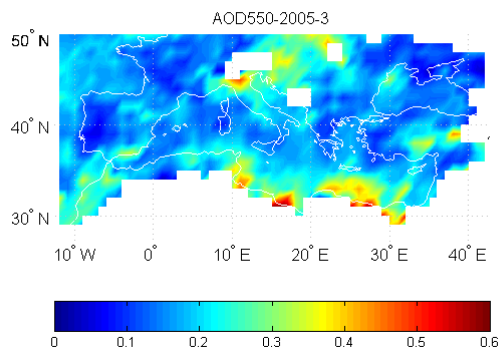
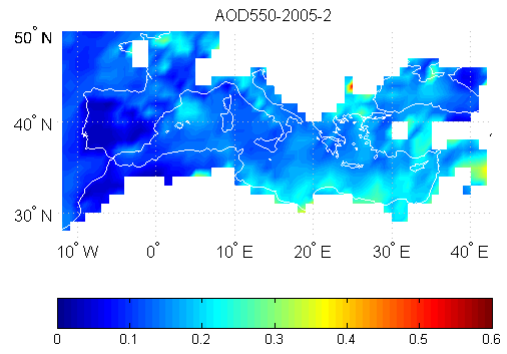
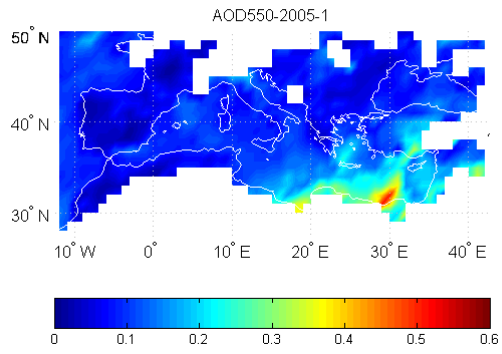
Έτος 2004



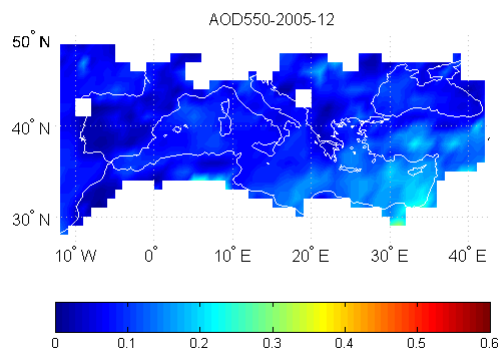
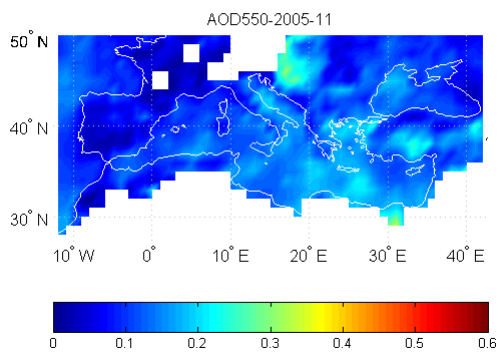
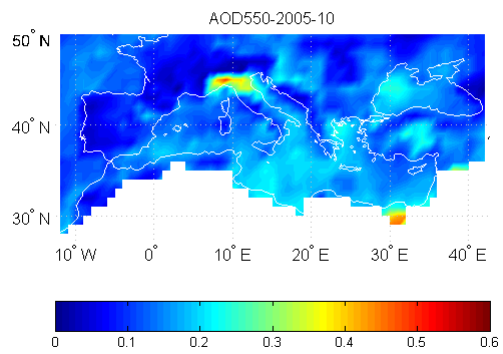
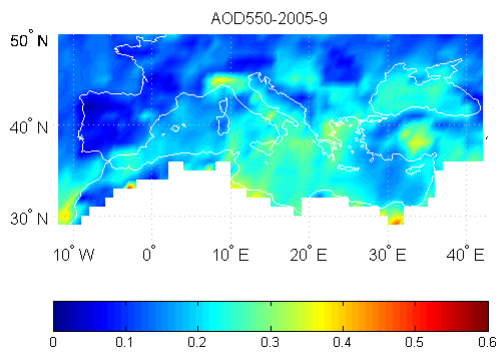
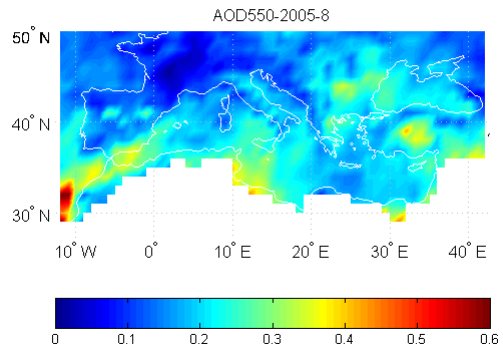
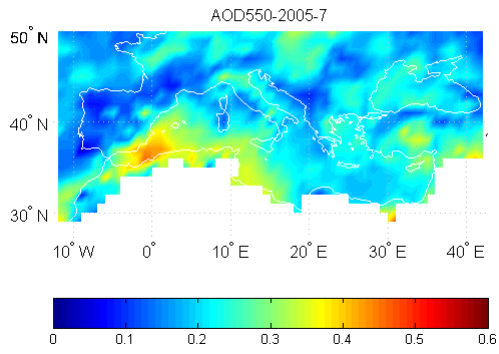
Έτος 2004



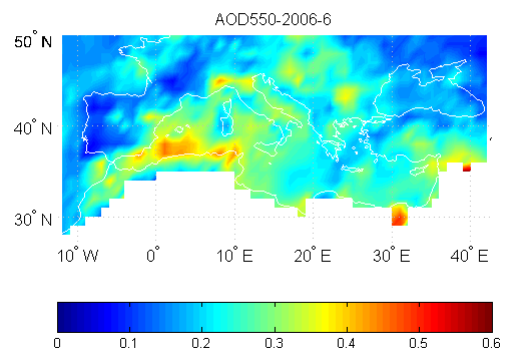
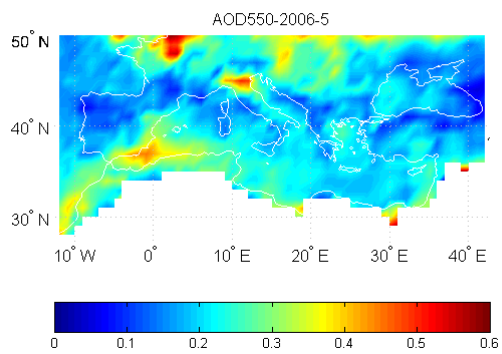
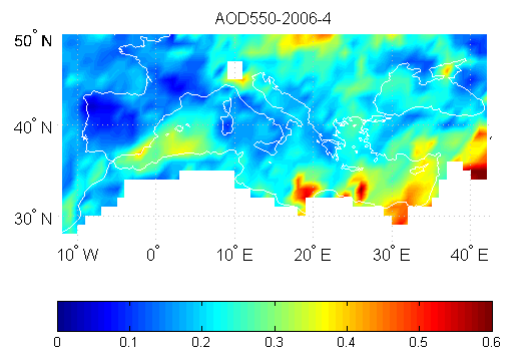
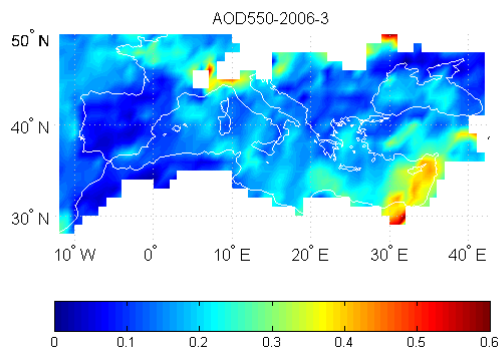
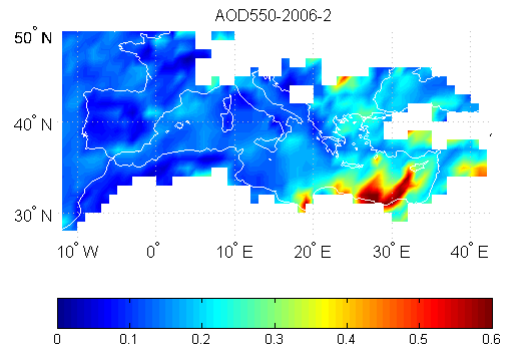
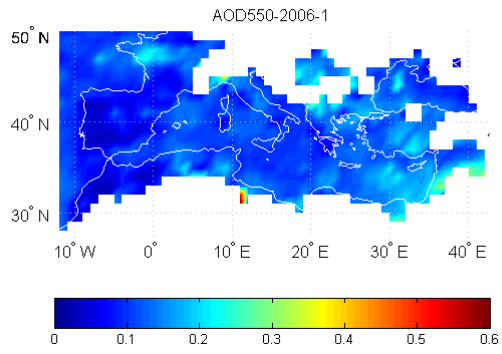
Έτος 2005



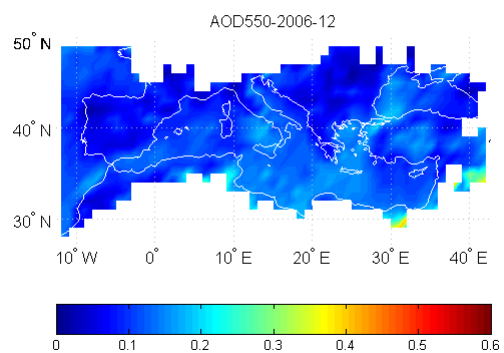
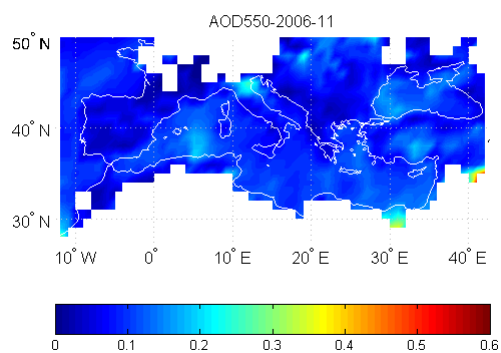
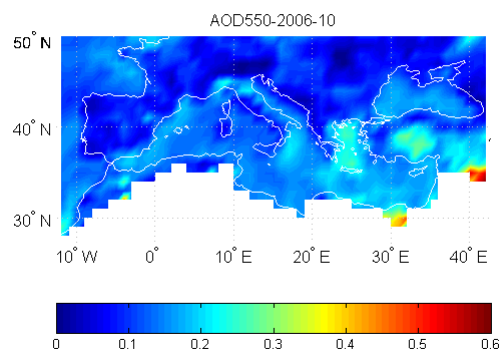
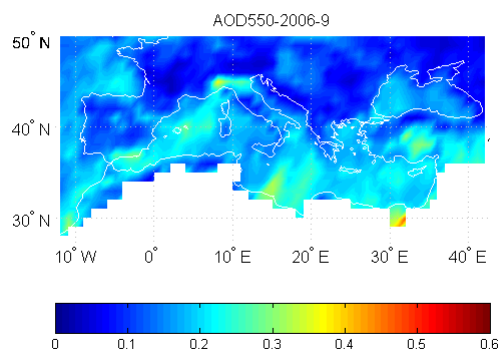
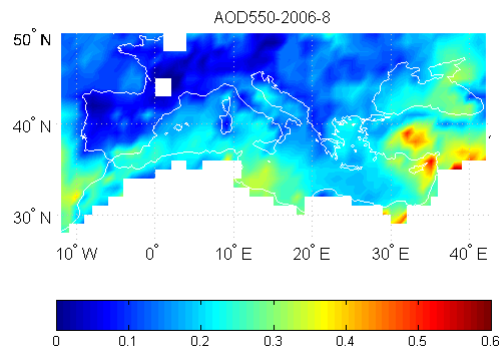
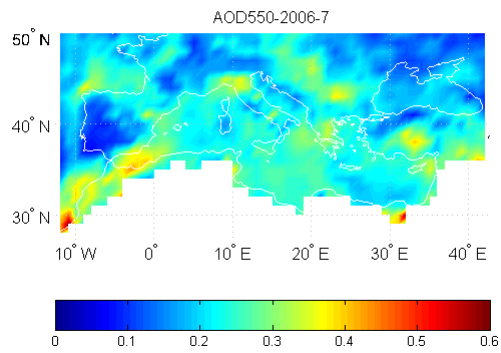
Έτος 2005



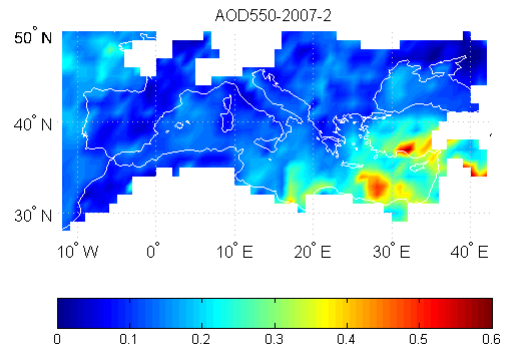
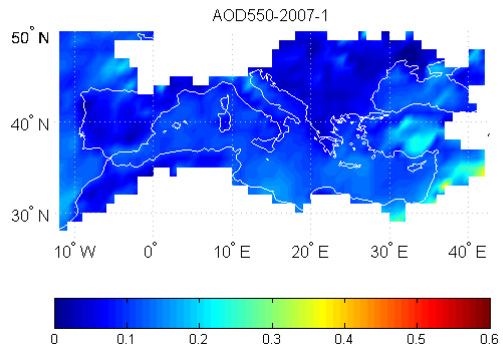
Έτος 2006



Έτος 2006

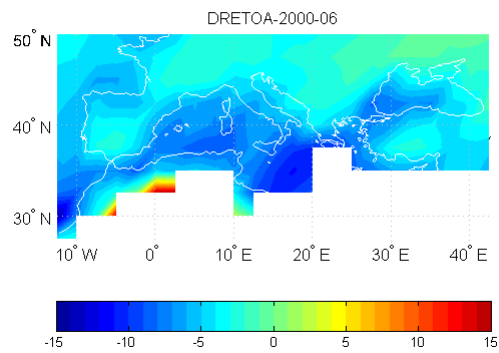
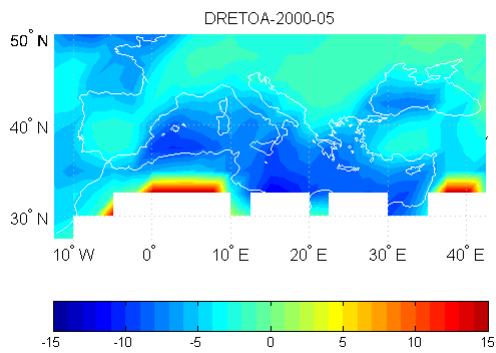
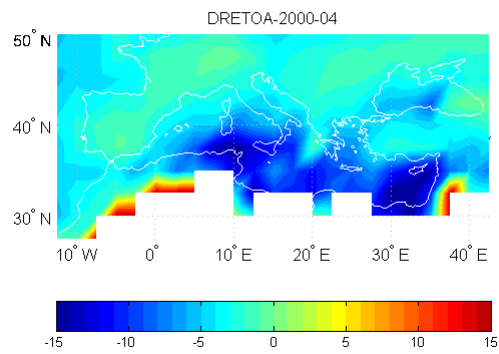
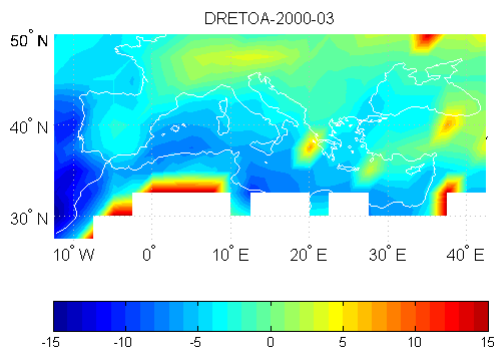


Έτος 2007

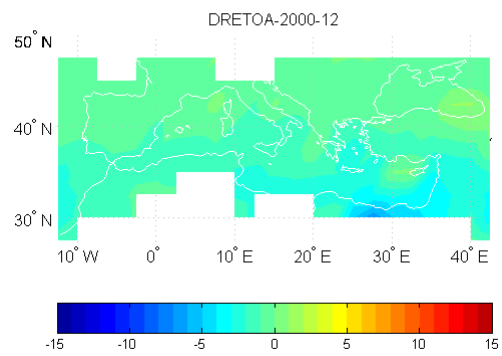
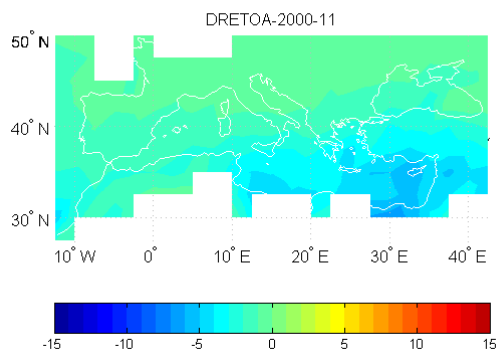
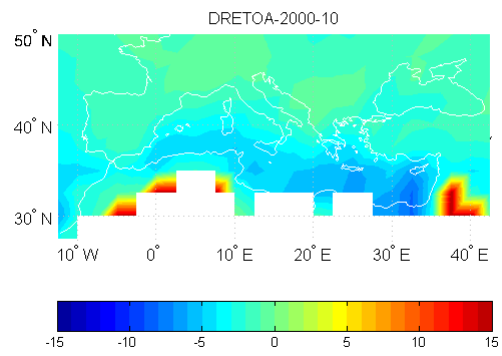
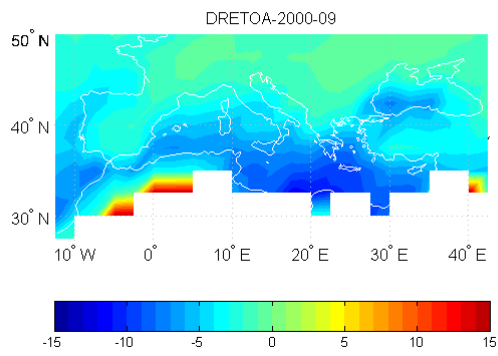
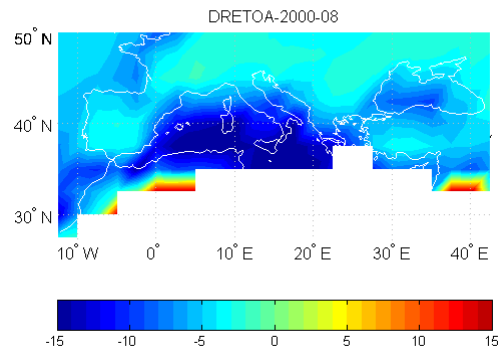
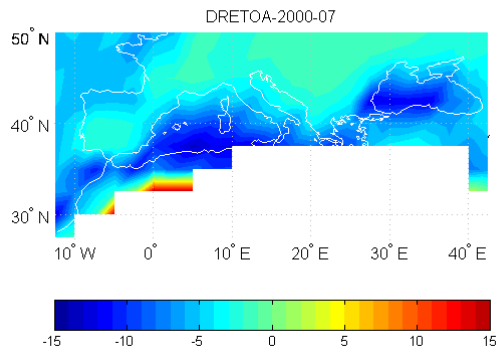


Π.2 Γεωγραφικές κατανομές για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης (Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007 της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία στην κορυφή της ατμόσφαιρα (DRE_{TOA}), στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου

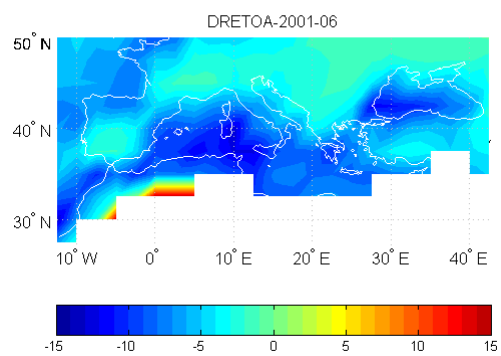
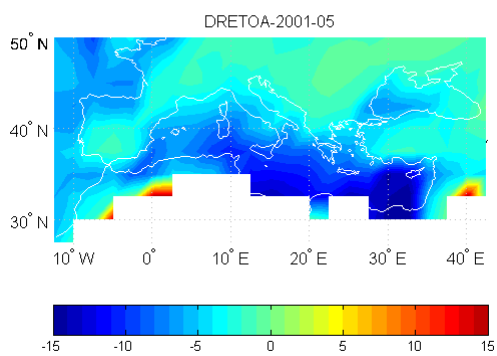
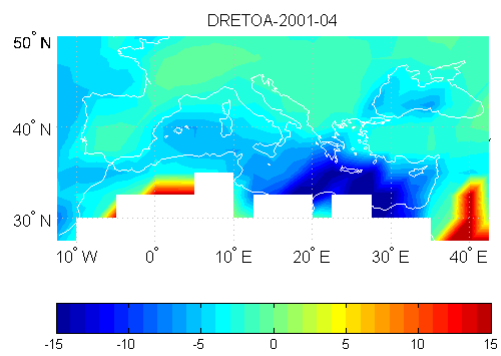
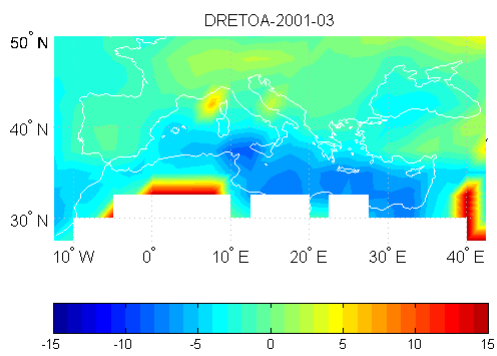
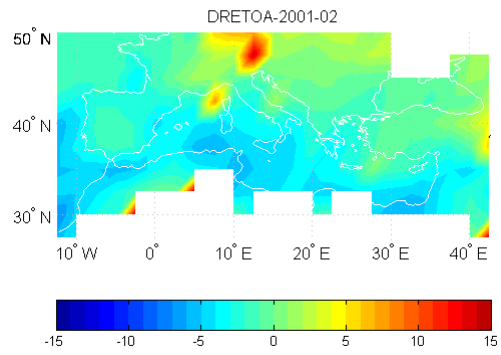
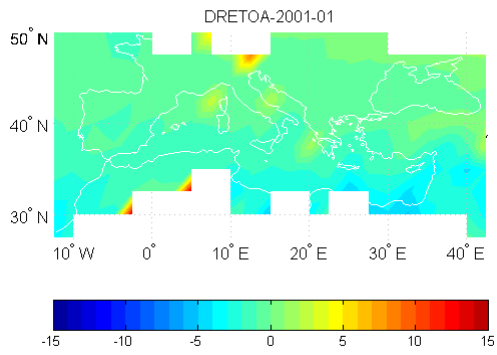
Έτος 2000



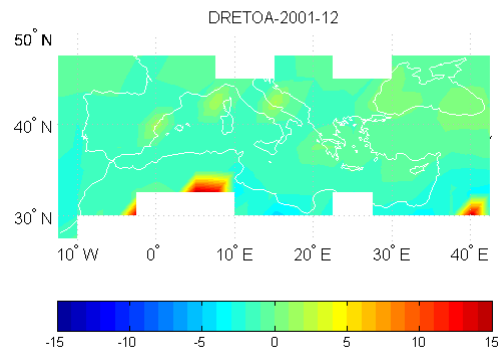
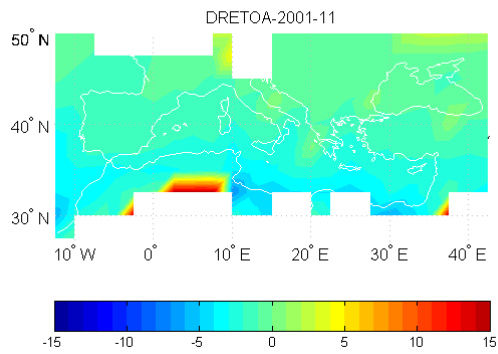
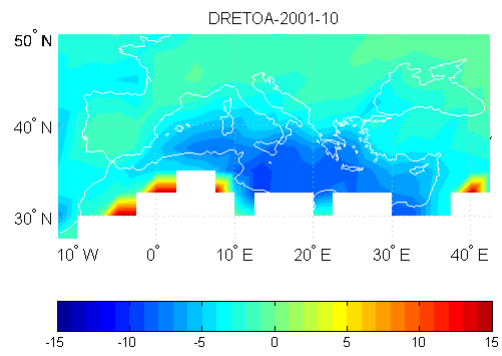
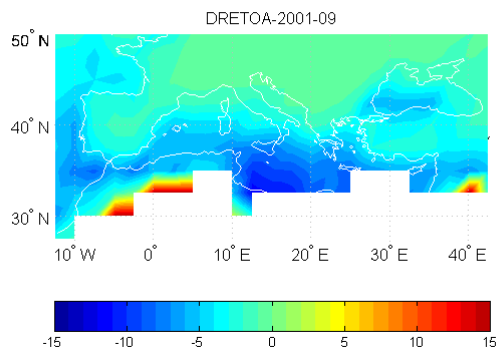
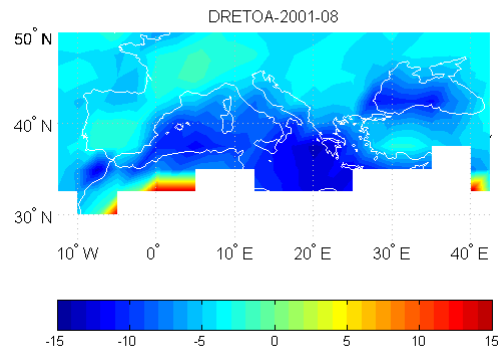
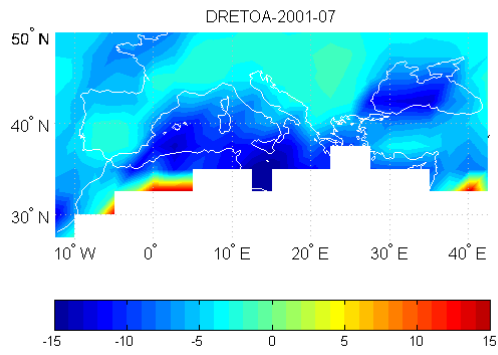
Έτος 2000



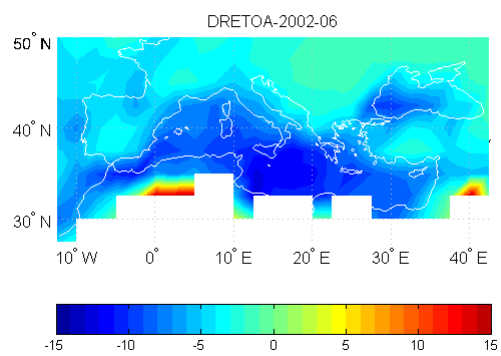
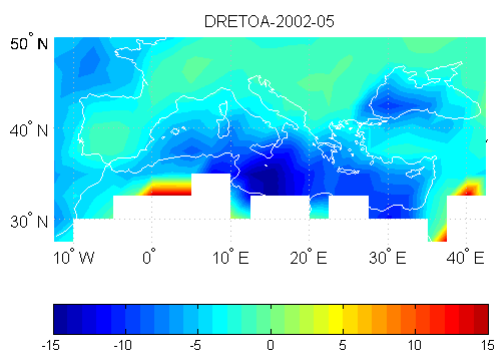
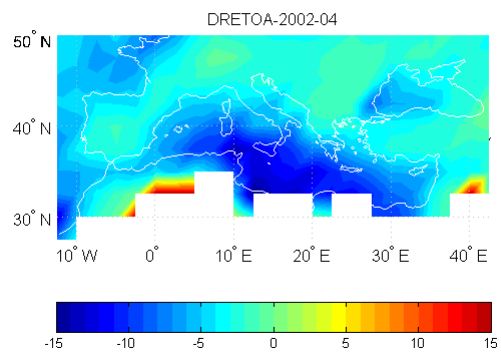
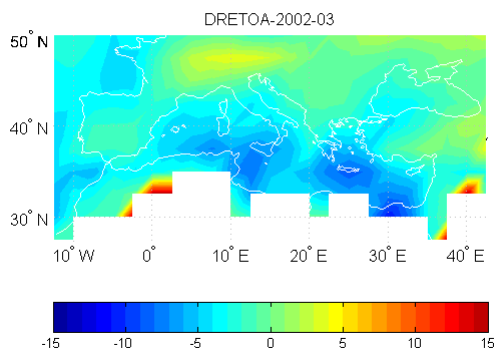
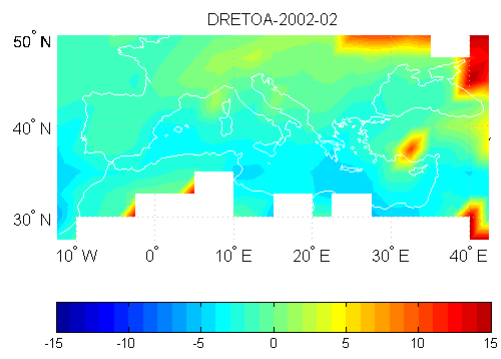
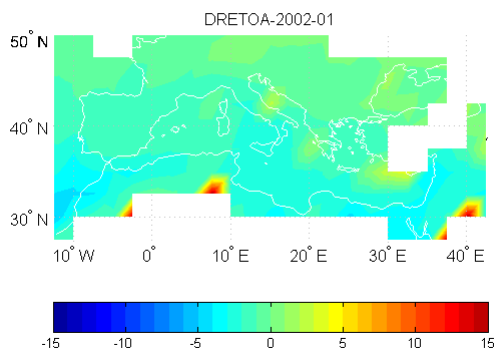
Έτος 2001



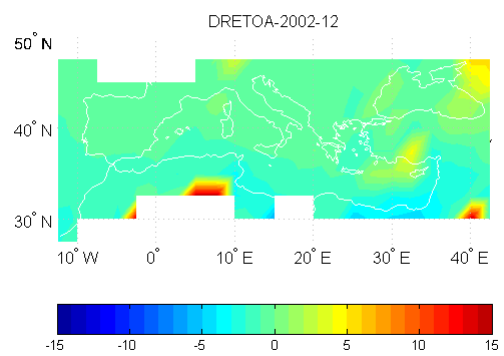
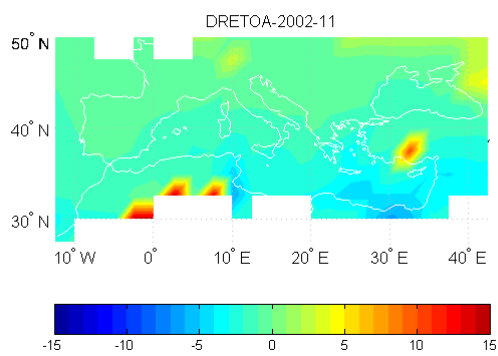
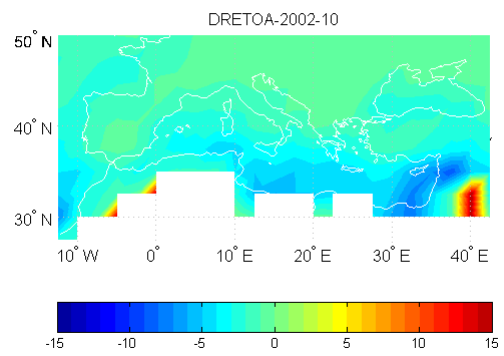
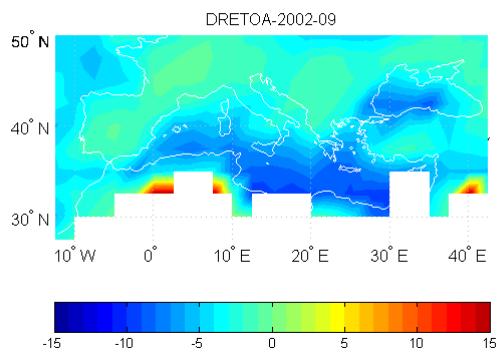
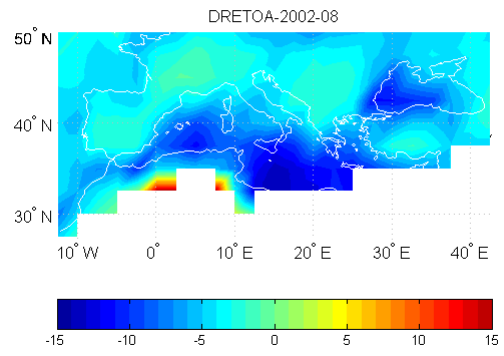
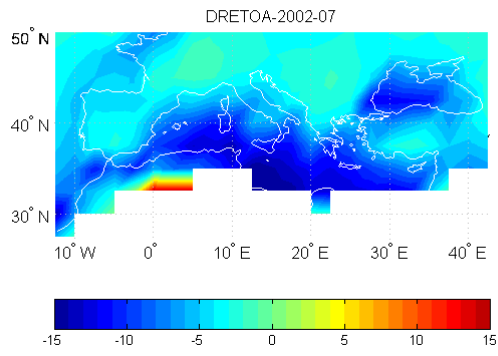
Έτος 2001



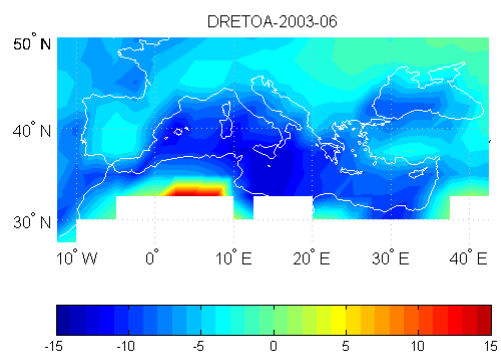
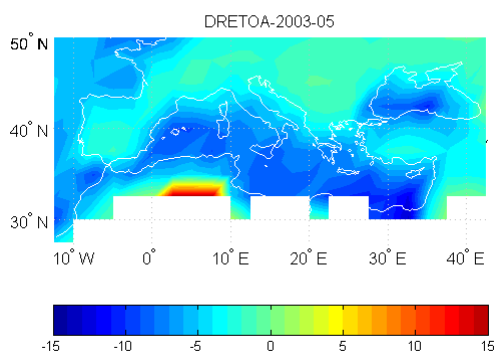
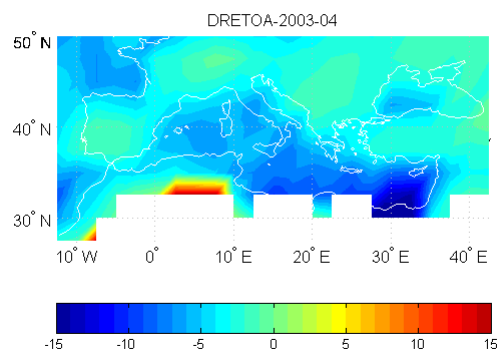
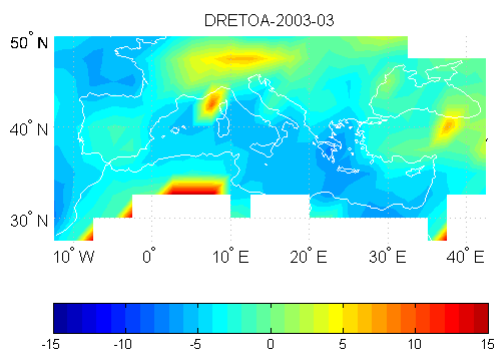
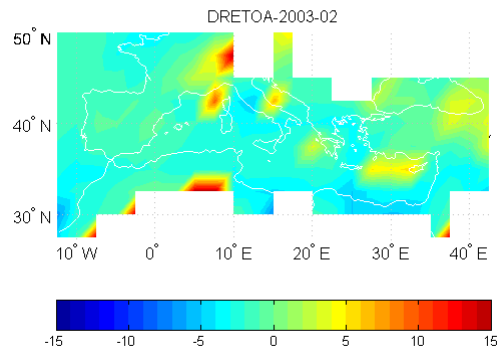
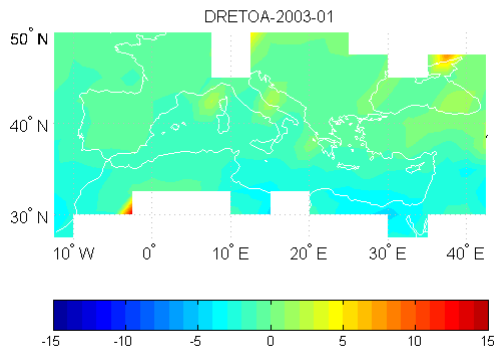
Έτος 2002



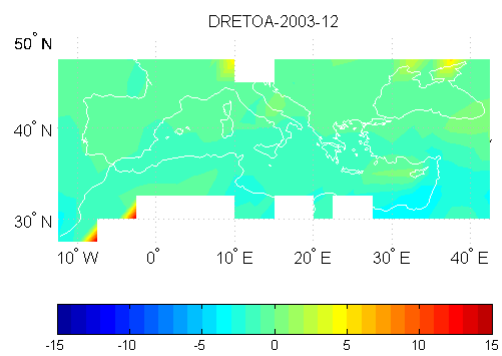
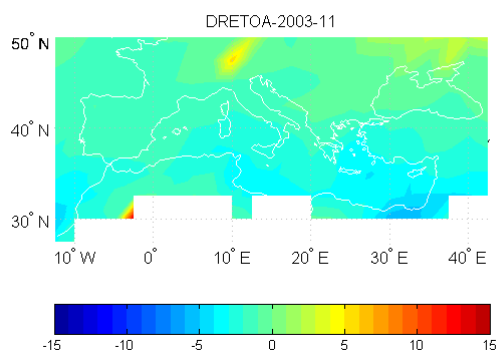
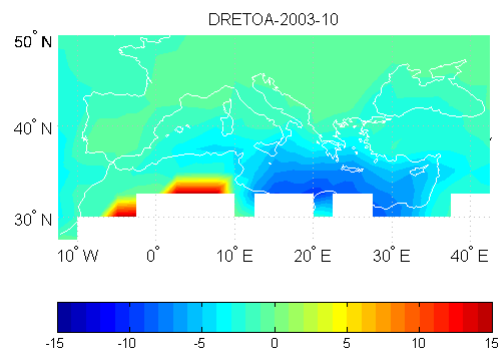
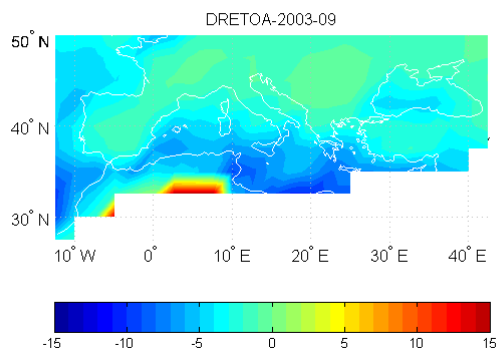
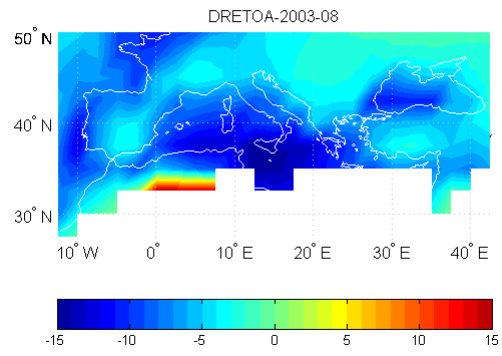
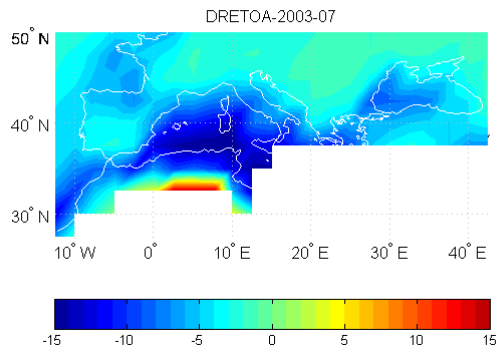
Έτος 2002



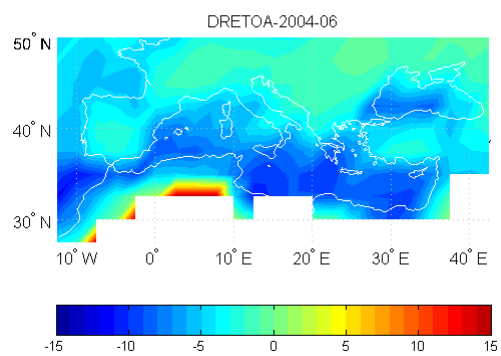
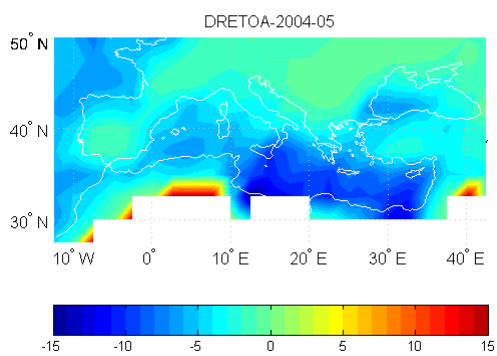
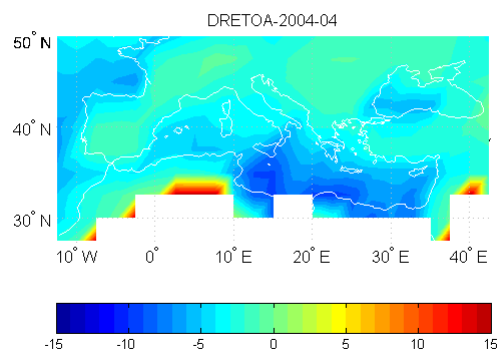
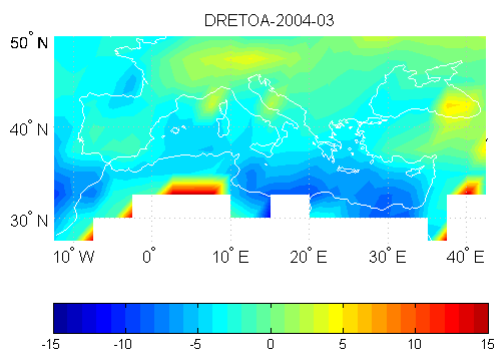
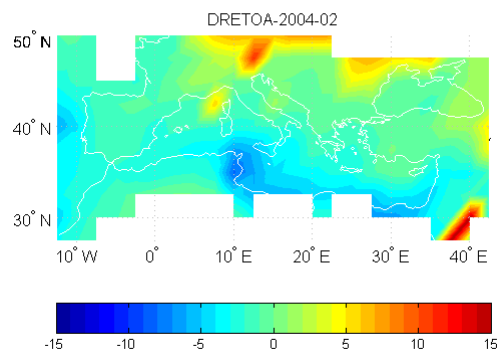
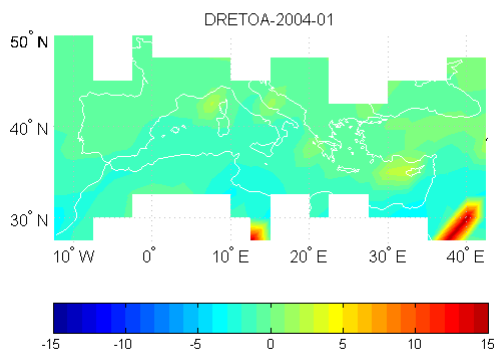
Έτος 2003



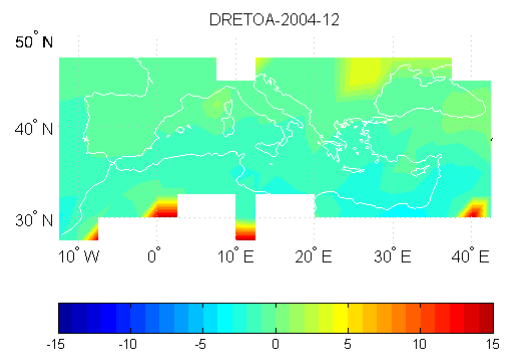
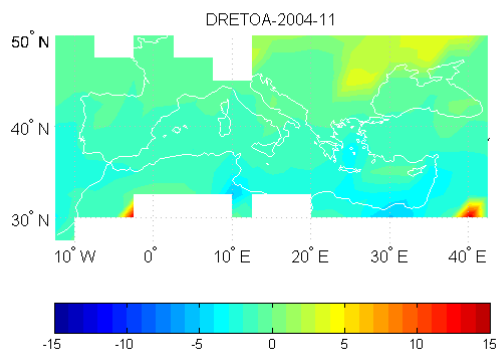
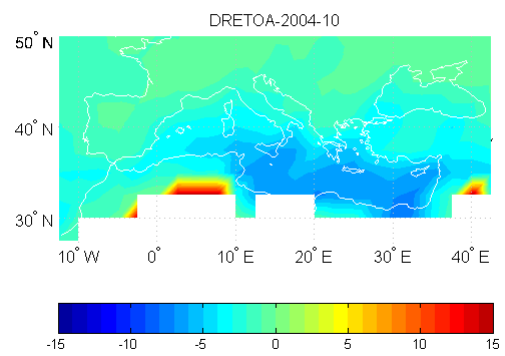
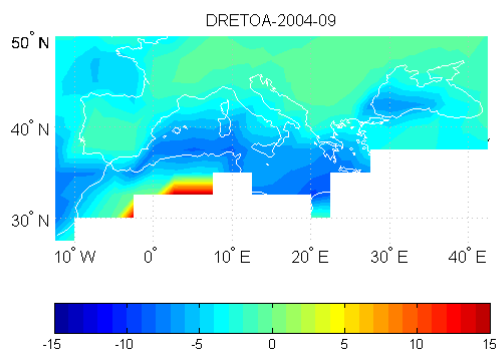
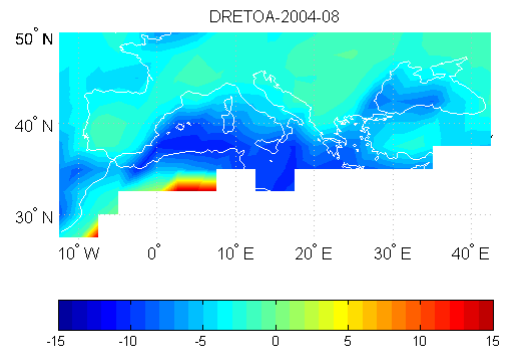
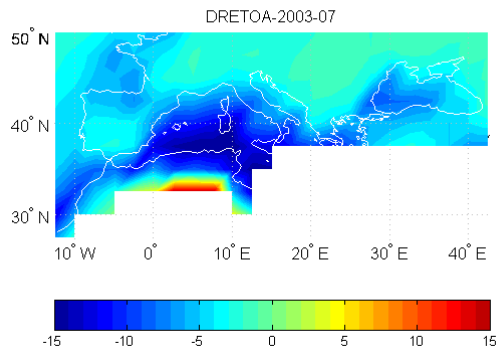
Έτος 2003



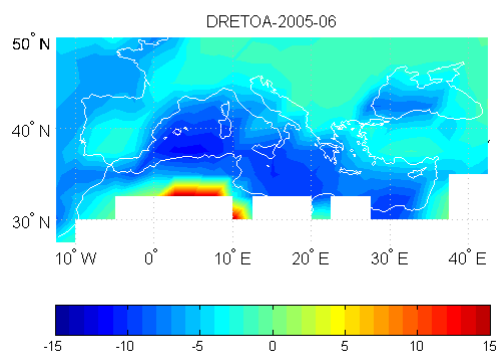
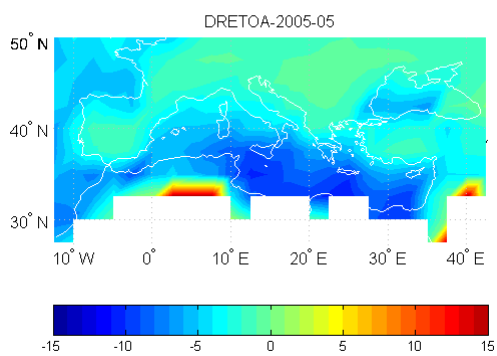
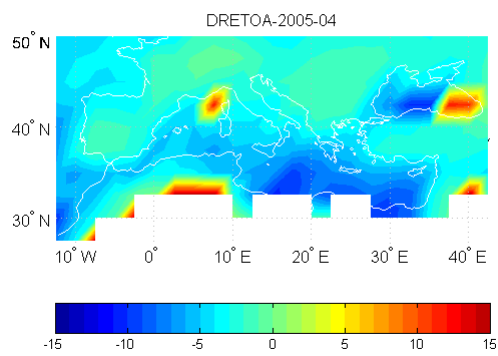
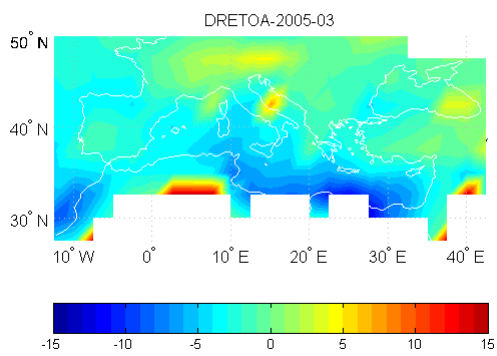
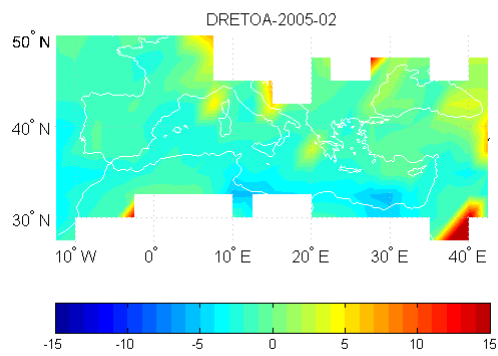
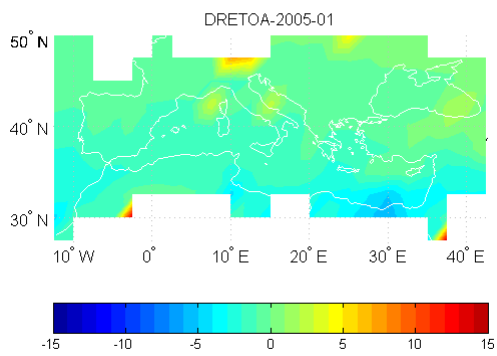
Έτος 2004



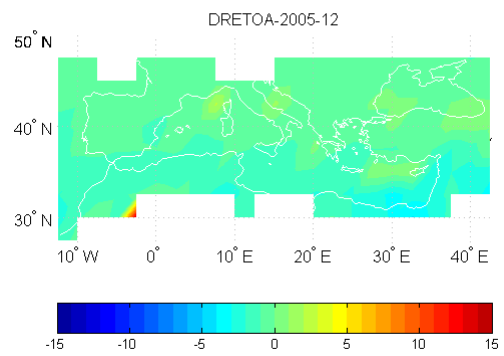
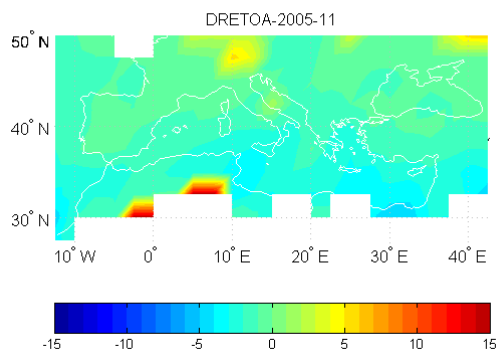
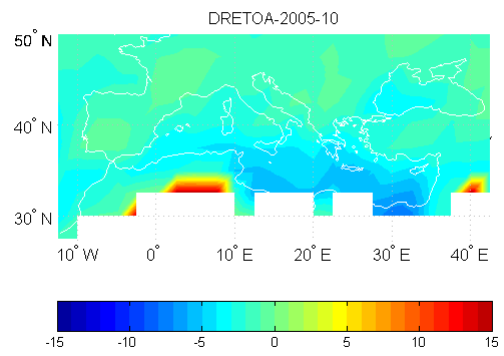
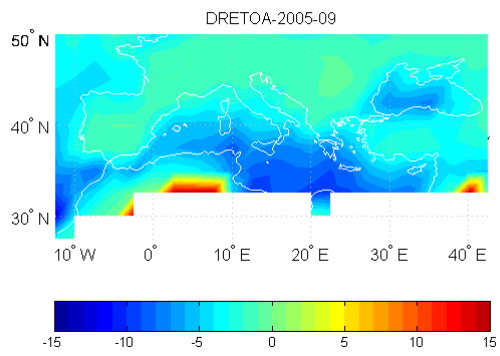
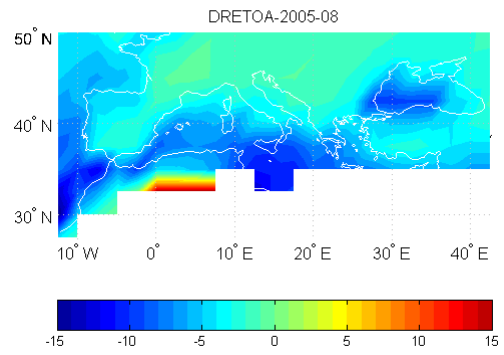
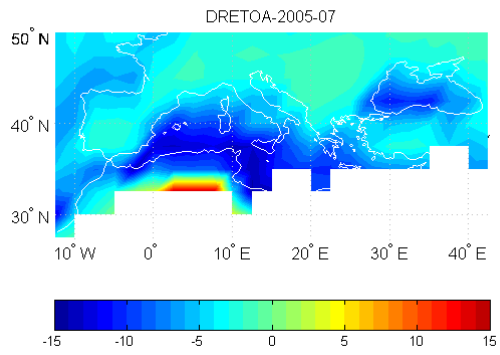
Έτος 2004



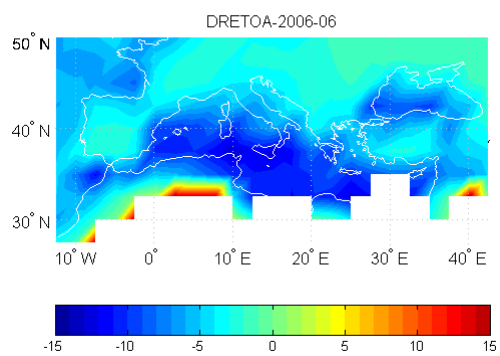
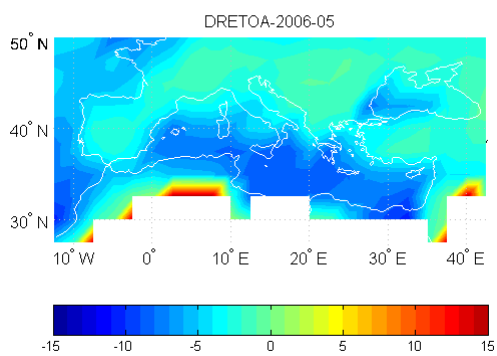
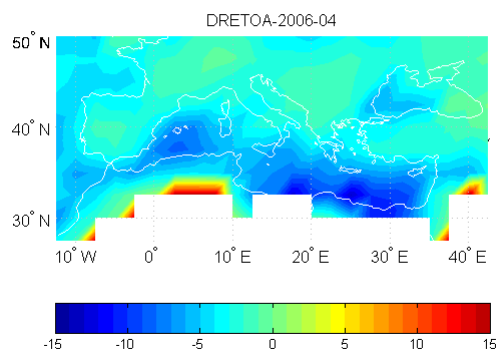
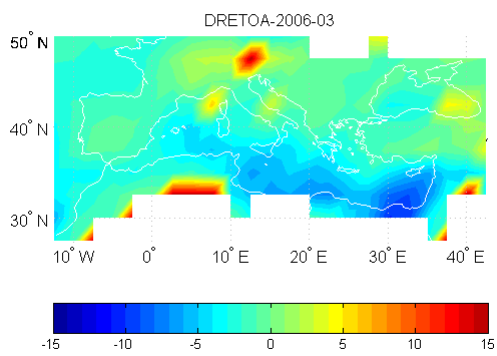
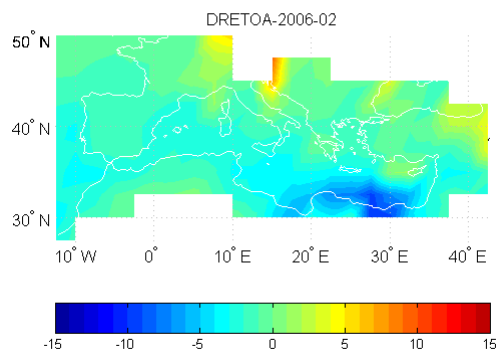
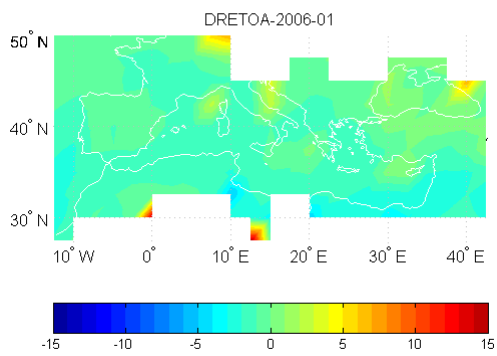
Έτος 2005



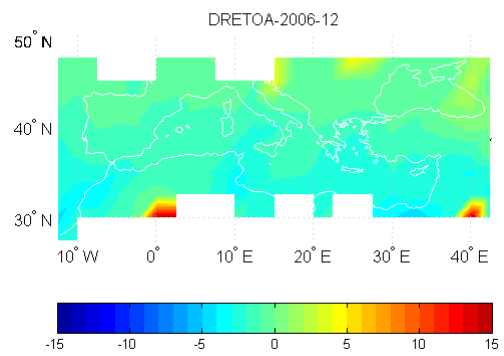
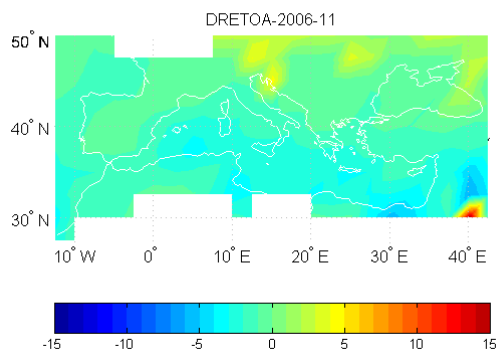
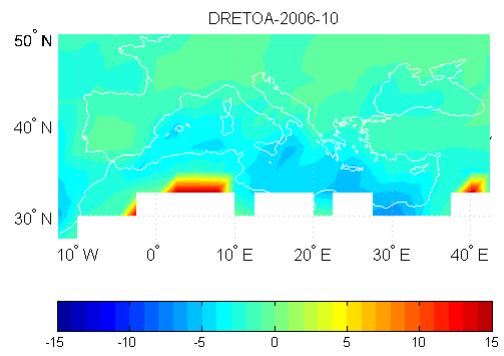
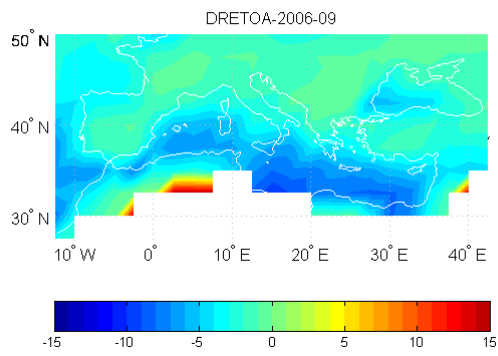
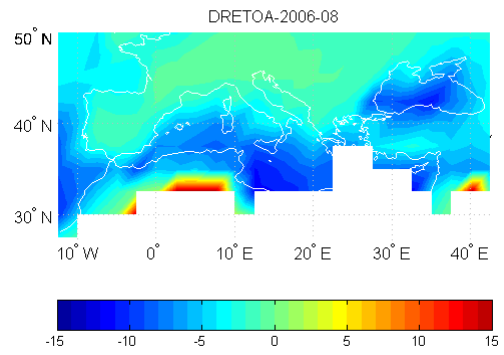
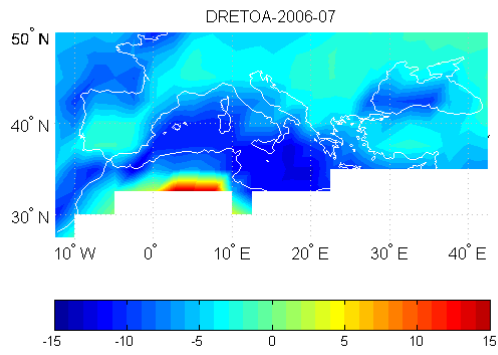
Έτος 2005



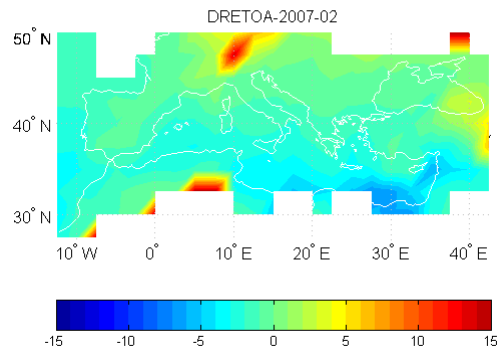
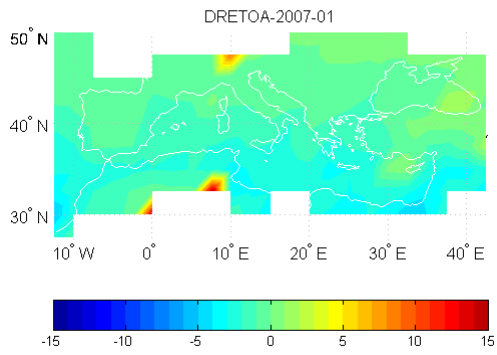
Έτος 2006



Έτος 2006

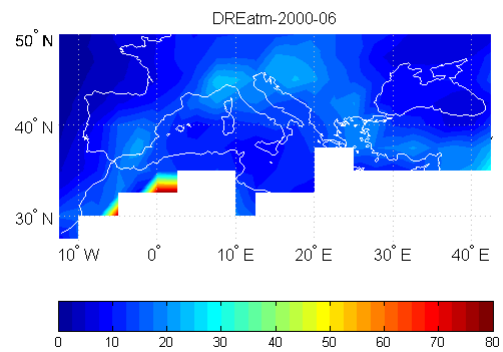
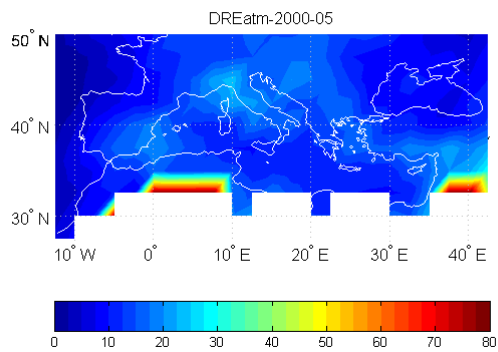
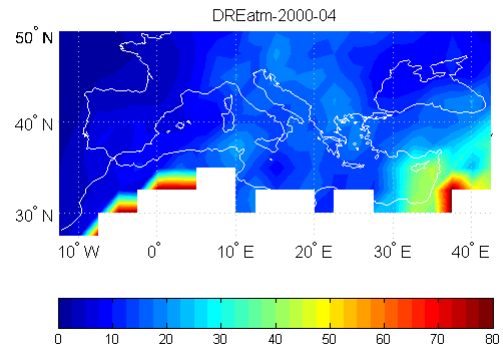
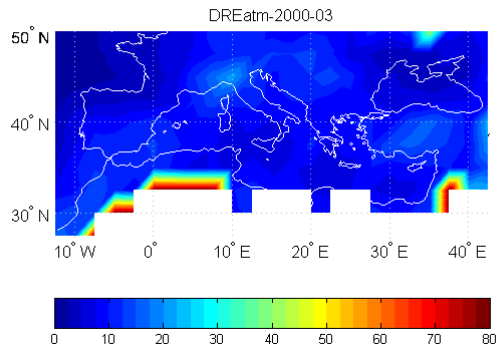


Έτος 2007

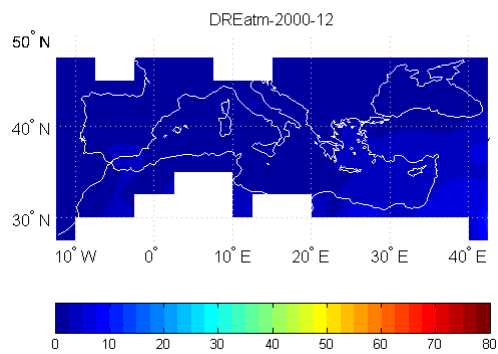
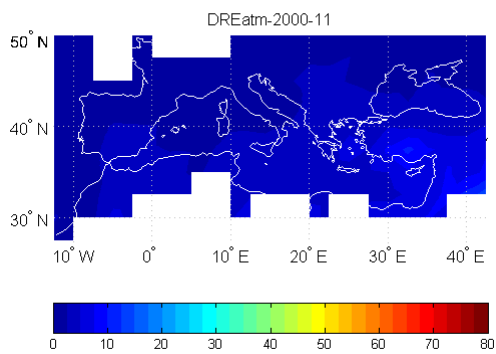
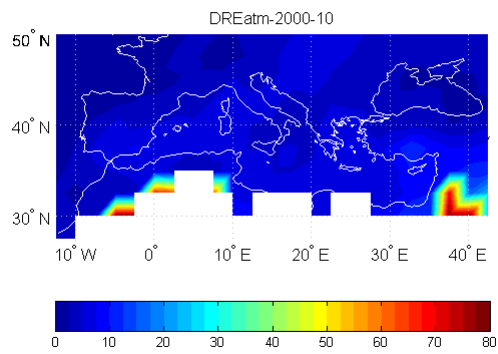
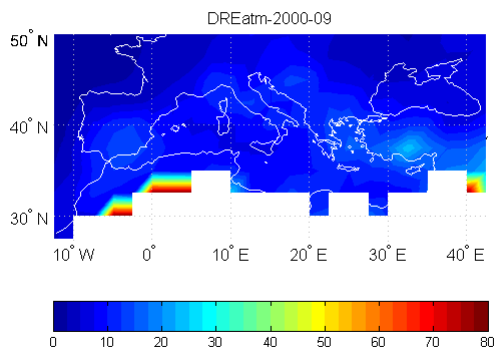
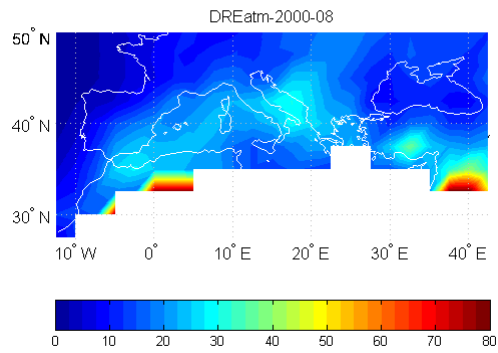
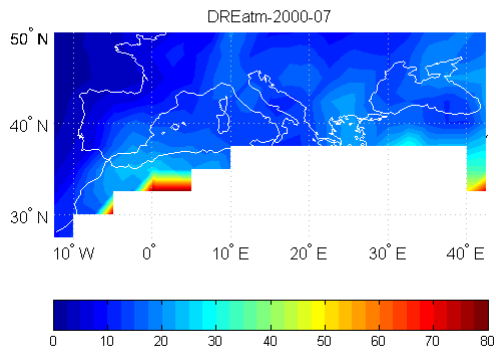


Π.3 Γεωγραφικές κατανομές για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης (Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007 της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα (DRE_{Atm}), στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου

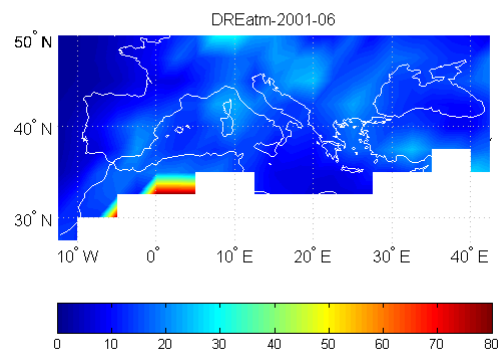
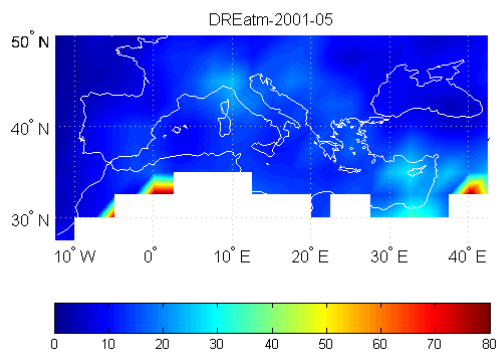
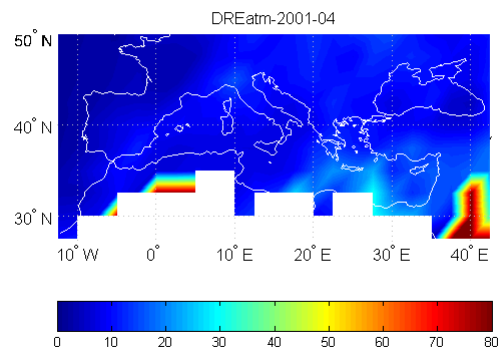
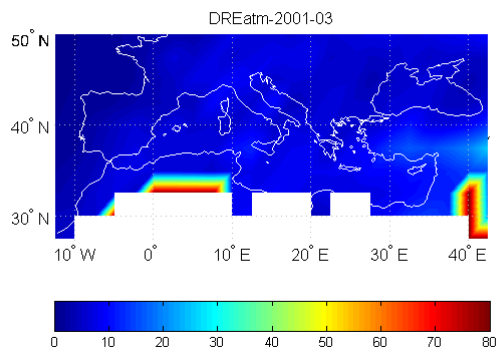
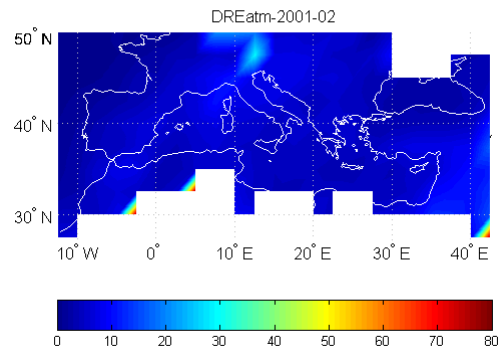
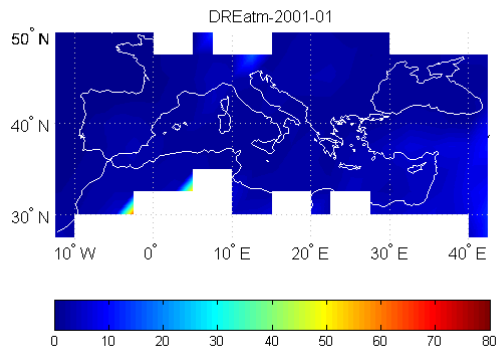
Έτος 2000



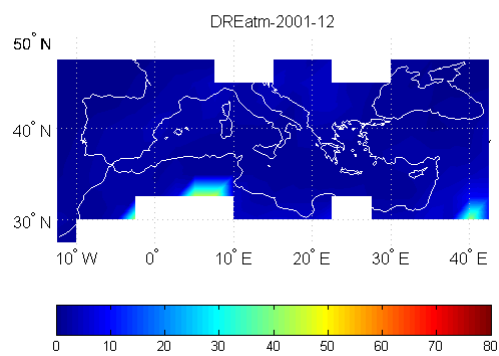
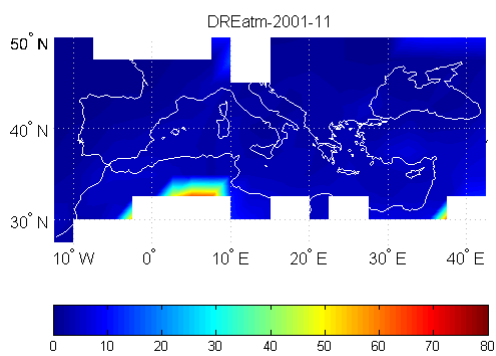
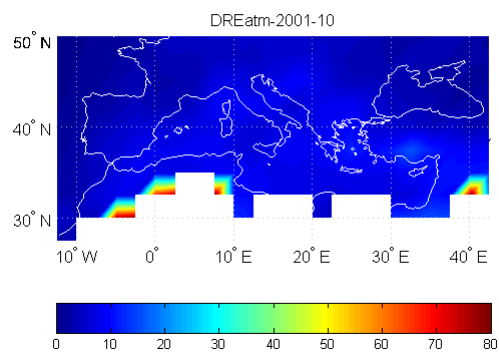
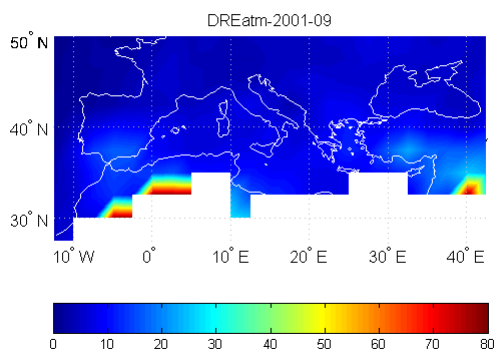
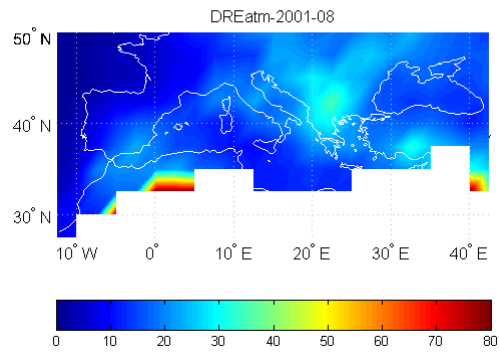
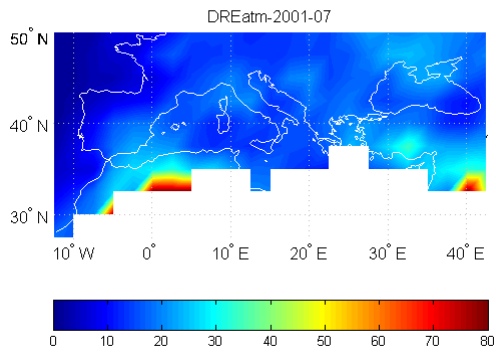
Έτος 2000



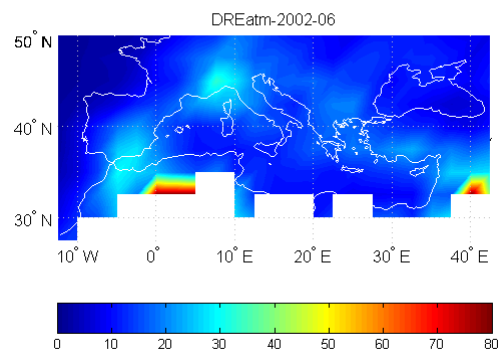
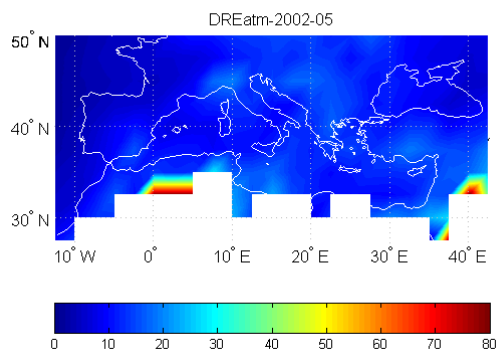
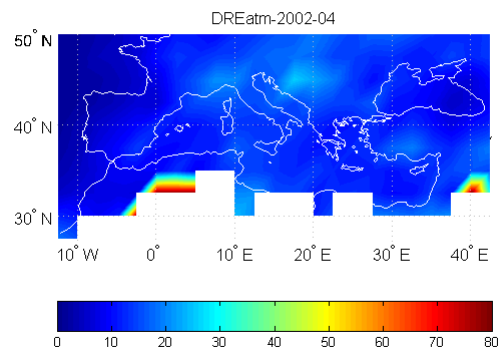
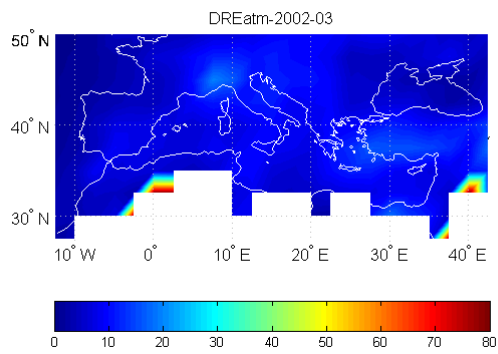
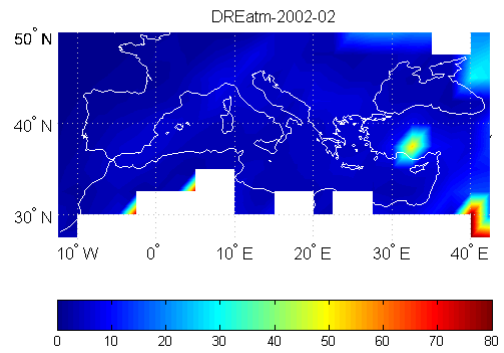
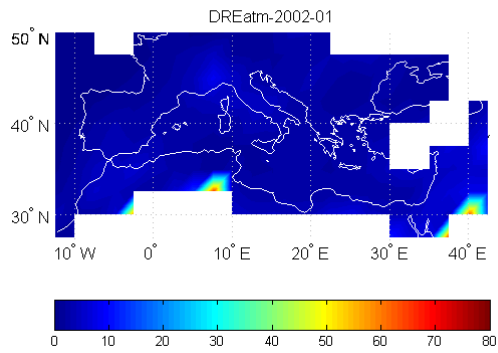
Έτος 2001



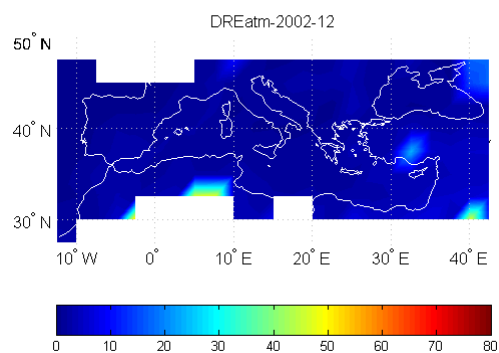
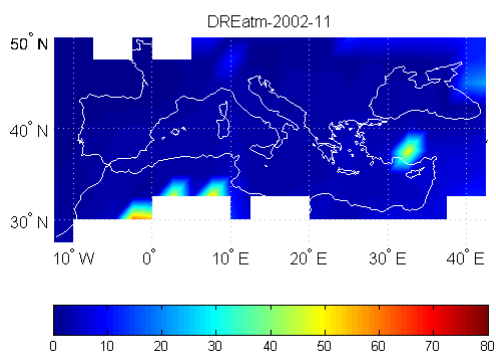
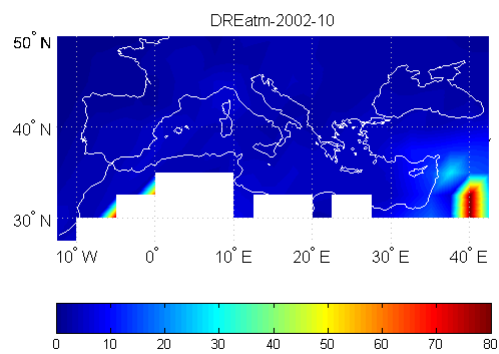
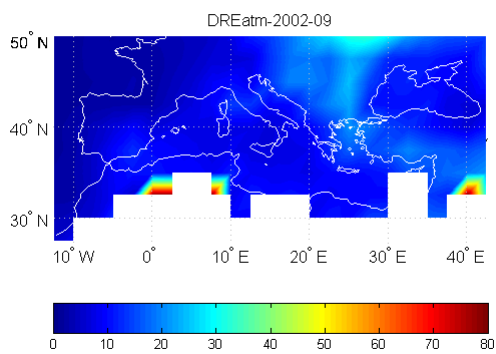
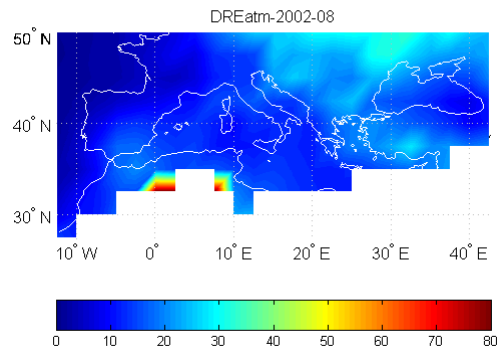
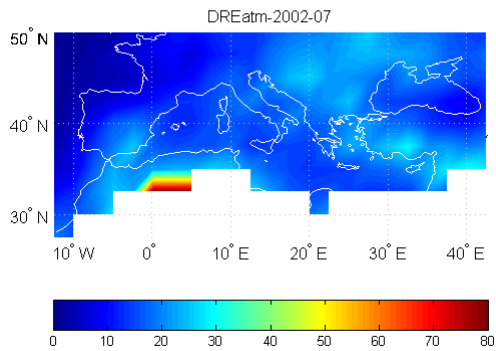
Έτος 2001



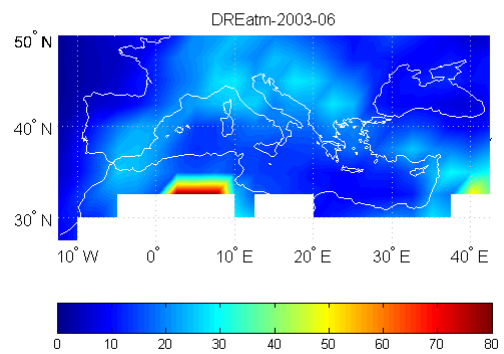
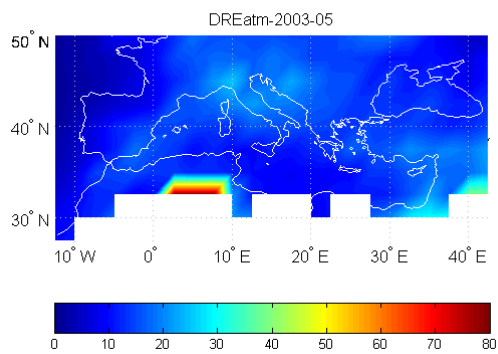
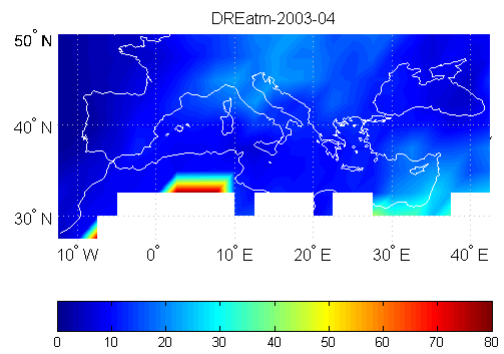
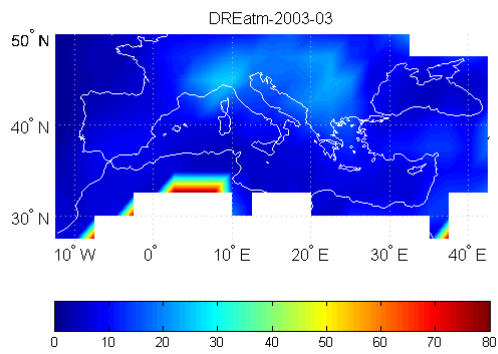
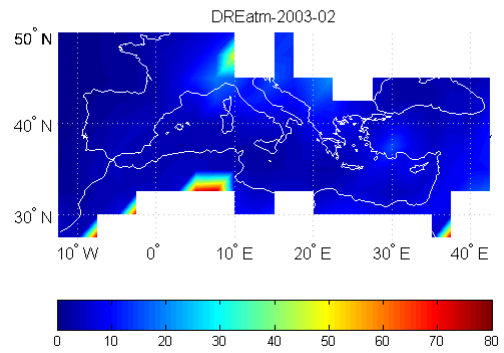
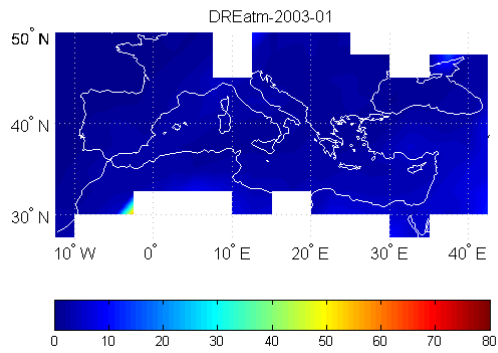
Έτος 2002



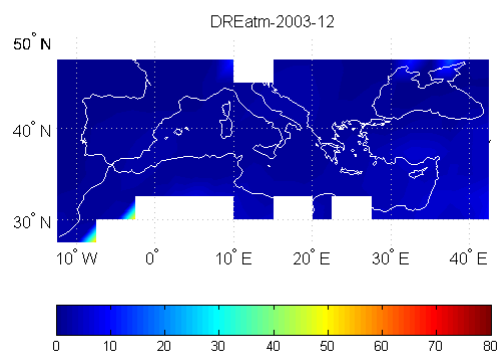
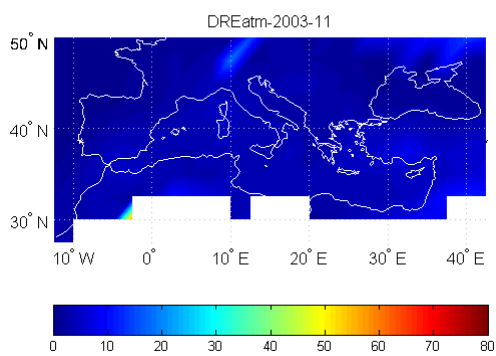
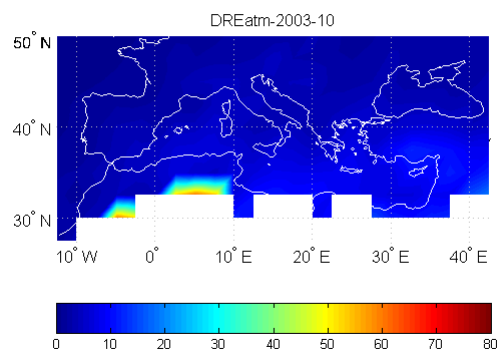
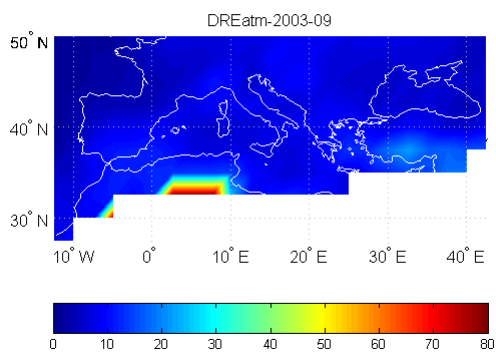
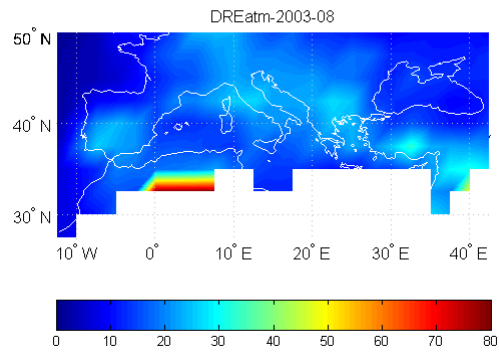
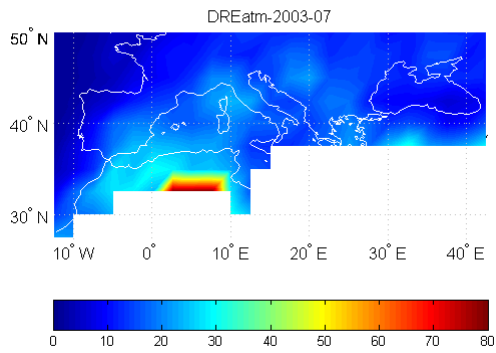
Έτος 2002



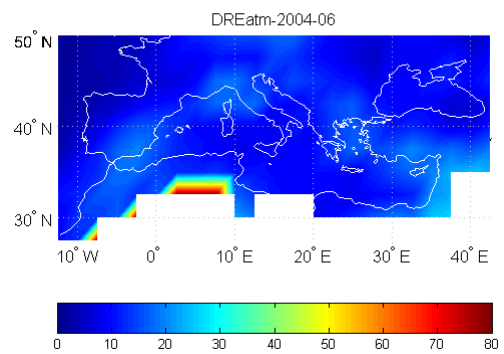
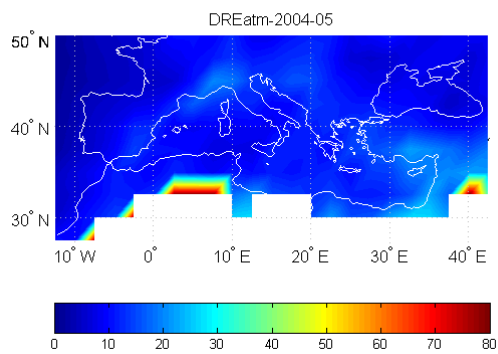
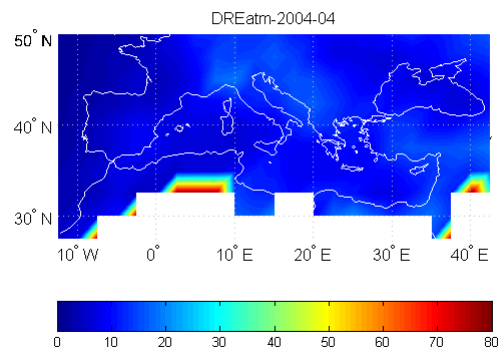
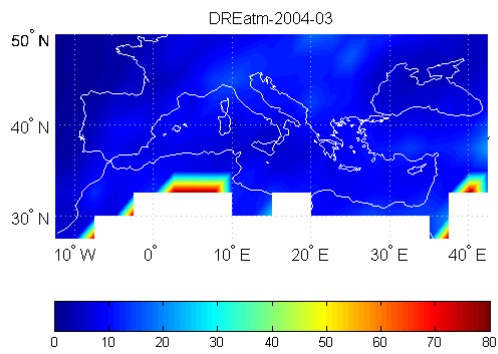
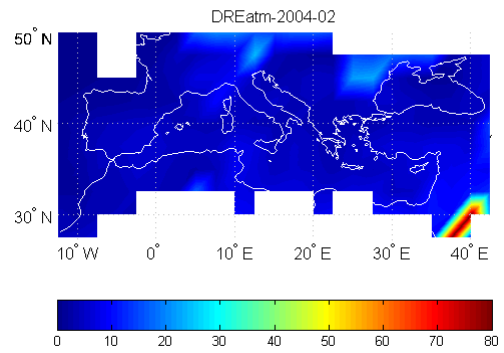
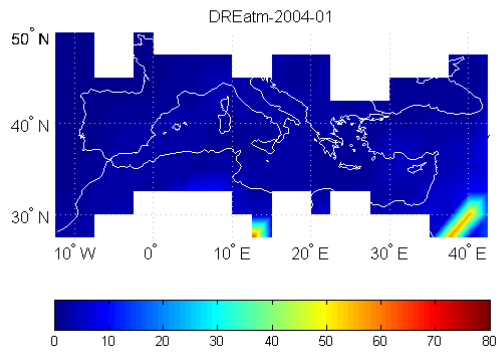
Έτος 2003



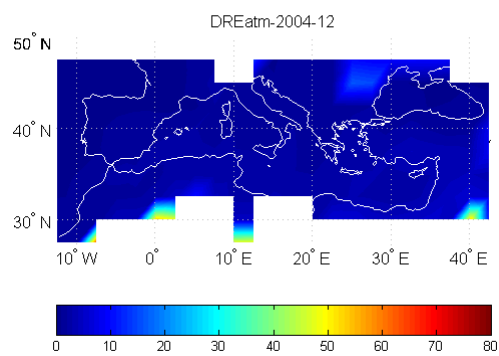
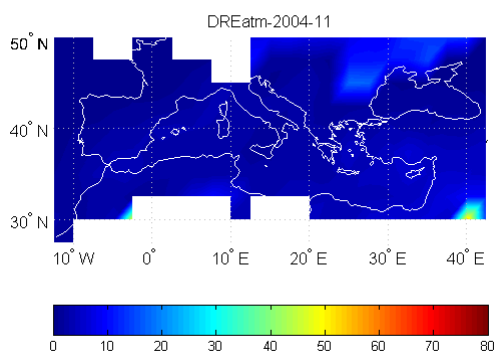
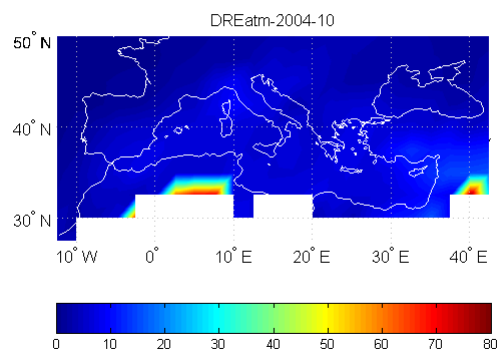
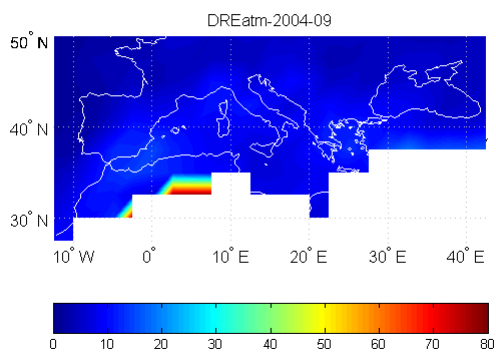
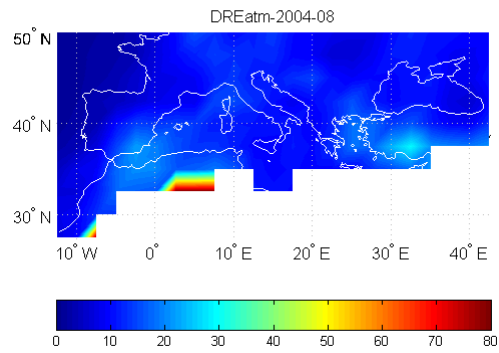
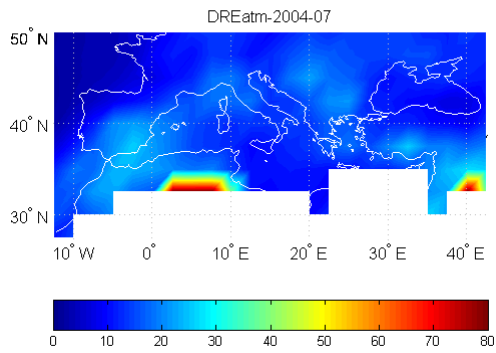
Έτος 2003



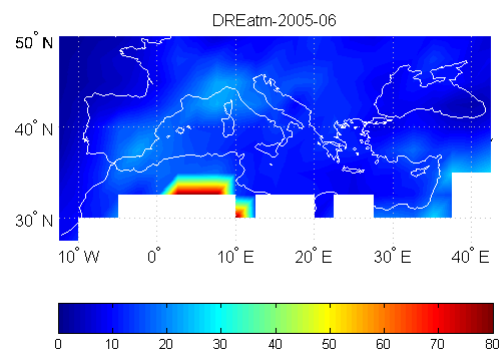
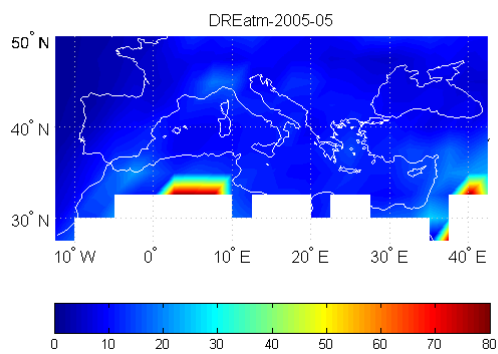
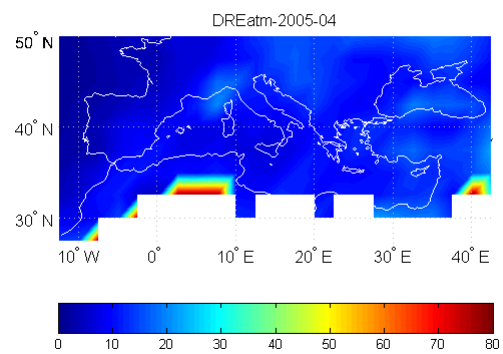
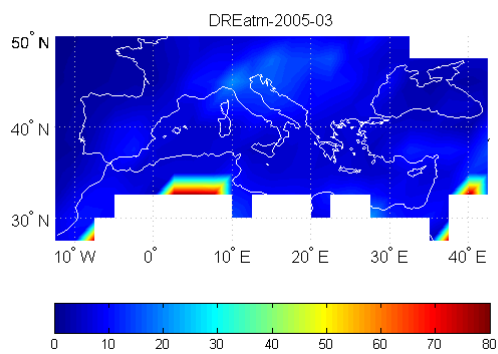
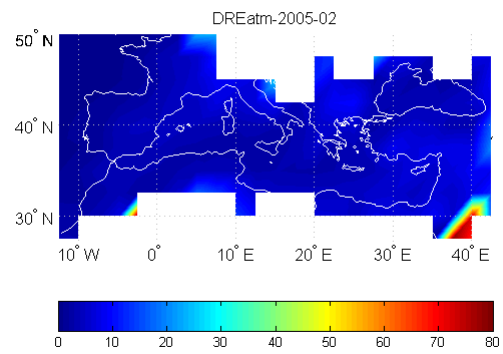
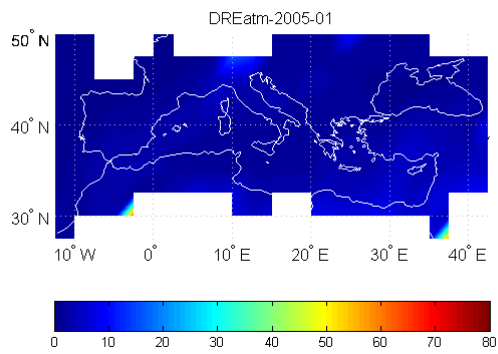
Έτος 2004



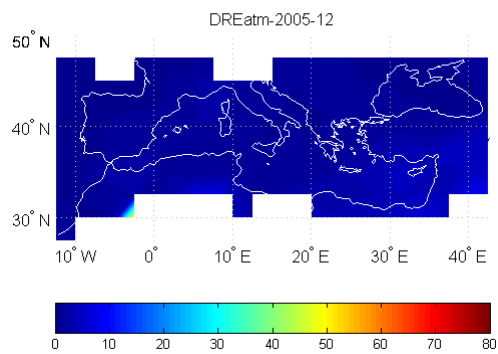
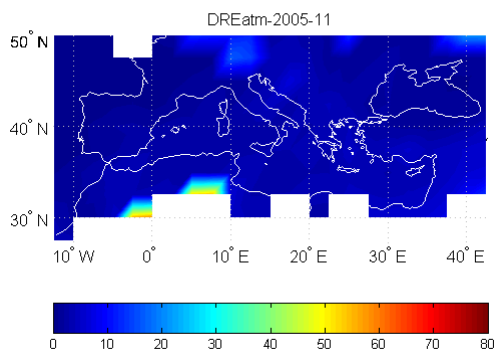
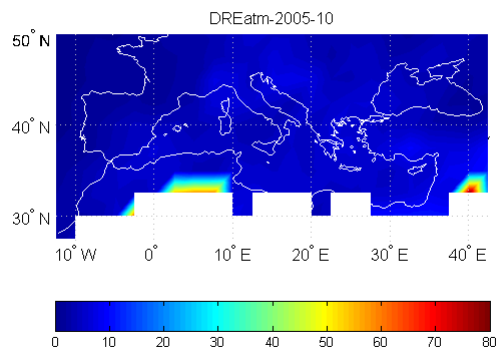
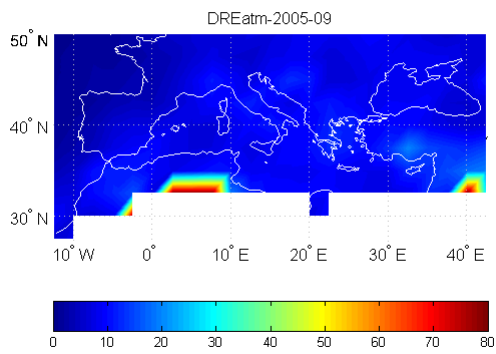
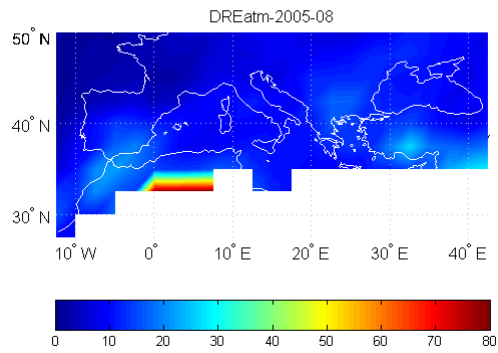
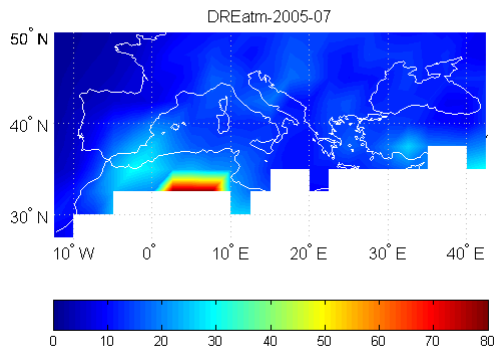
Έτος 2004



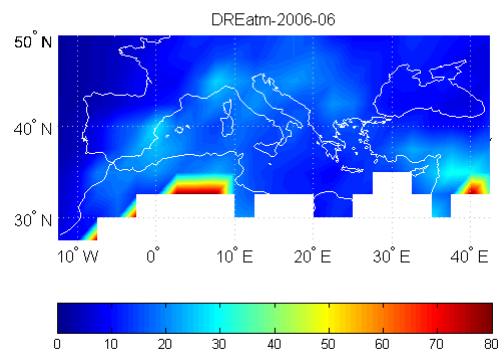
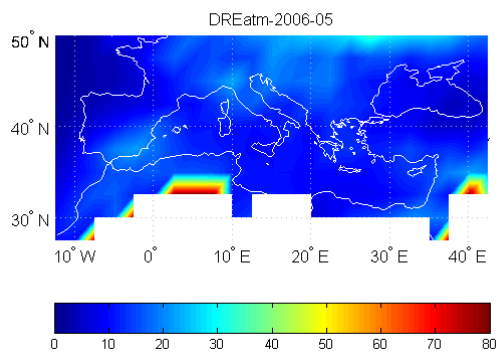
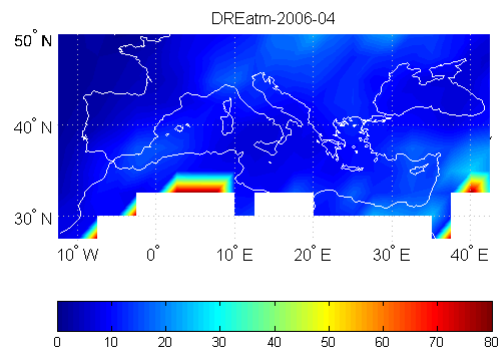
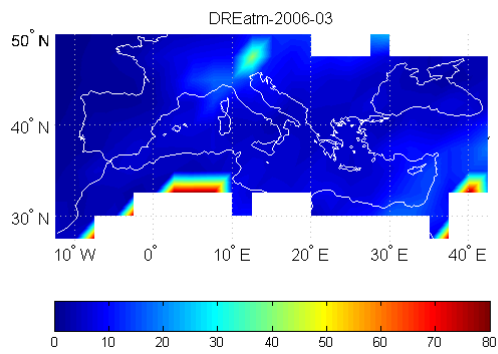
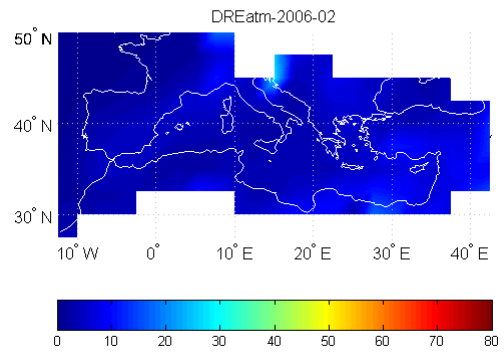
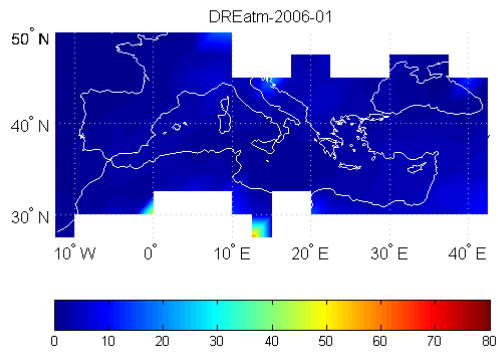
Έτος 2005



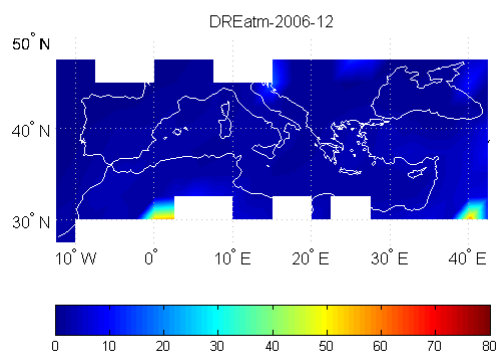
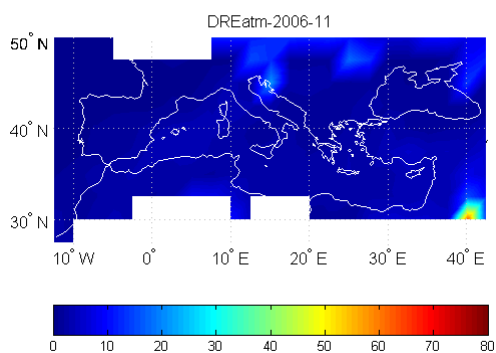
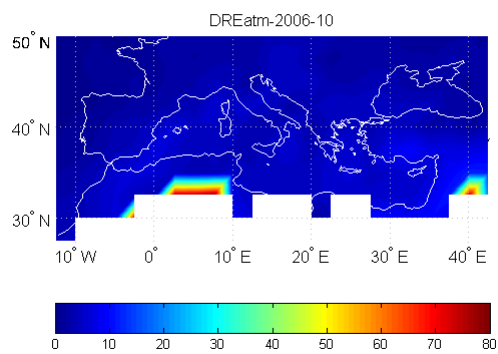
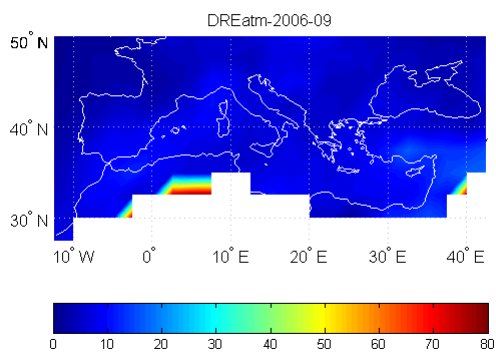
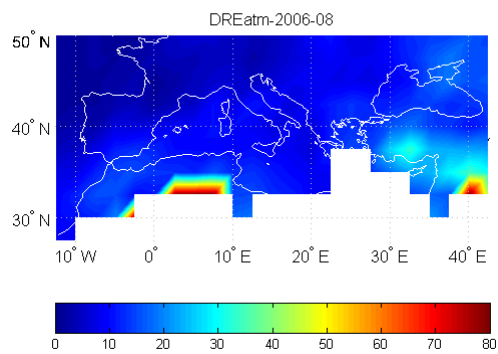
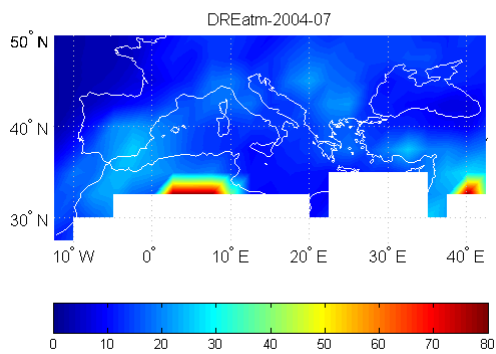
Έτος 2005



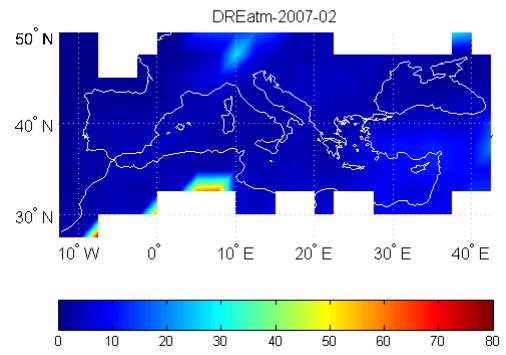
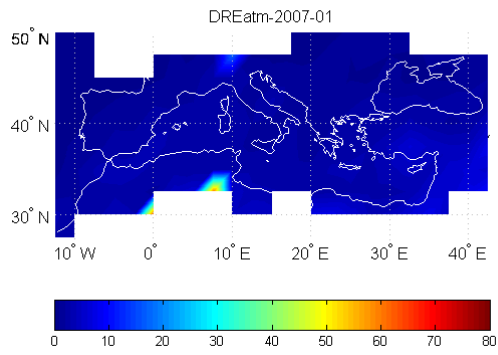
Έτος 2006



Έτος 2006

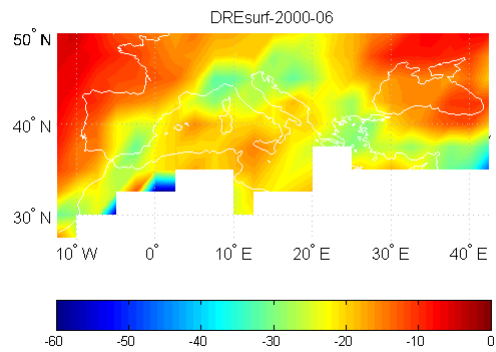
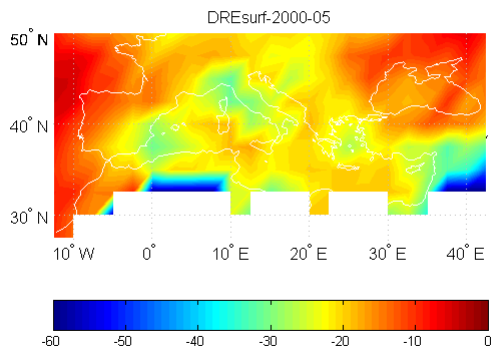
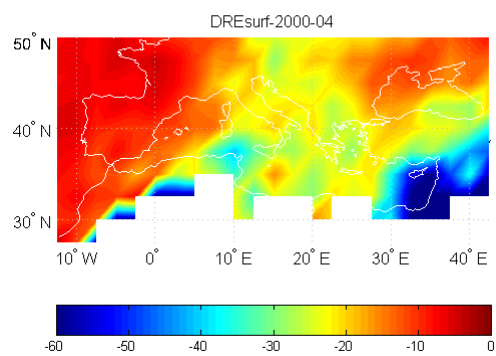
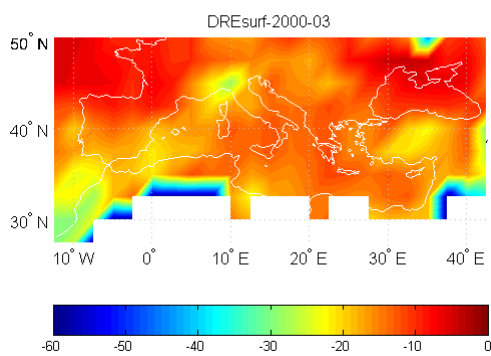


Έτος 2007

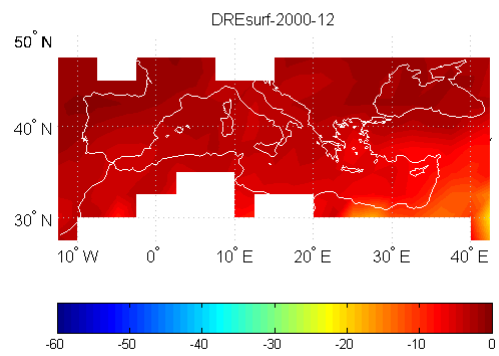
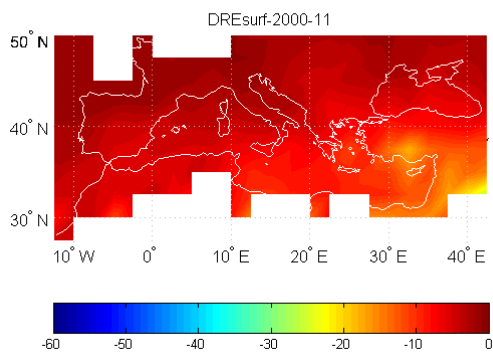
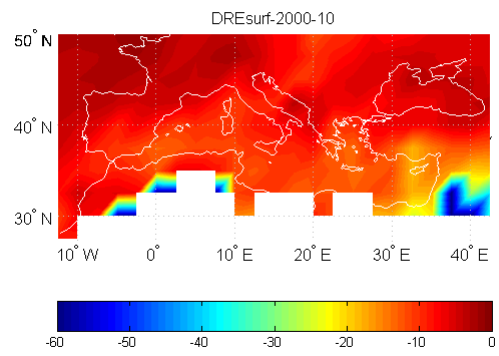
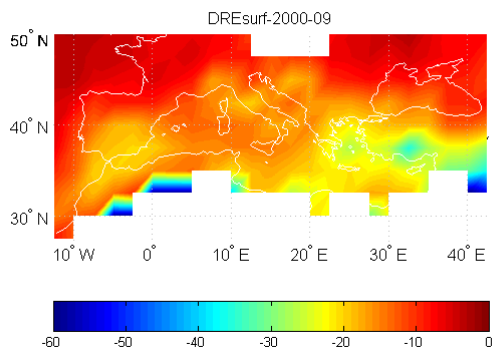
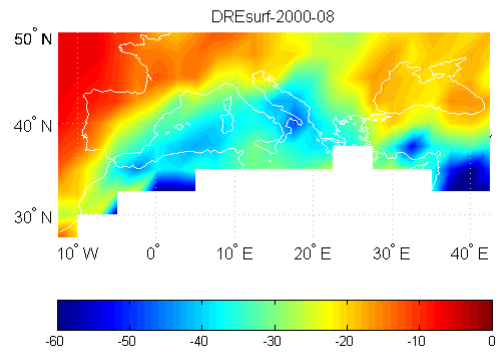
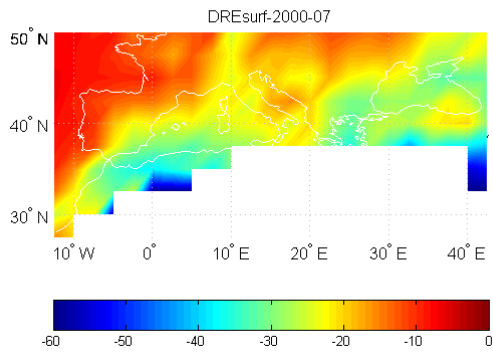


Π.4 Γεωγραφικές κατανομές για κάθε μήνα της περιόδου μελέτης (Μάρτιος 2000 έως Φεβρουάριος 2007 της άμεσης επίδρασης των αερολυμάτων στην προσπιπτούσα στο έδαφος ηλιακή ακτινοβολία (DRE_{surf}), στην ευρύτερη περιοχή της λεκάνης της Μεσογείου

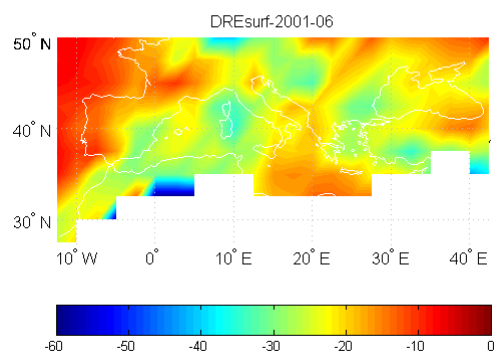
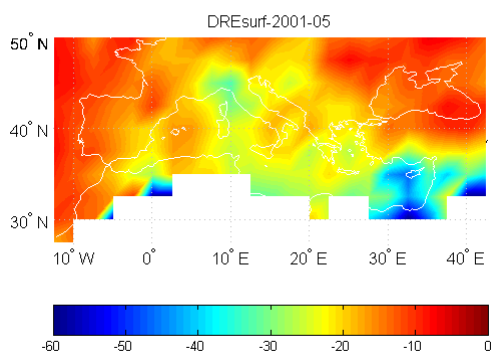
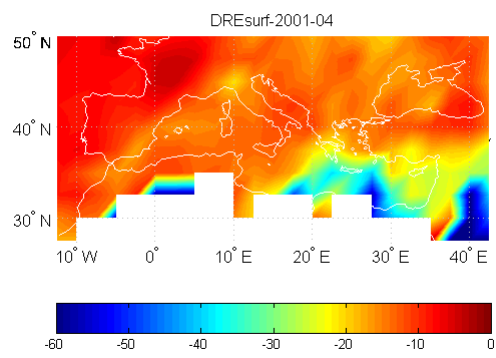
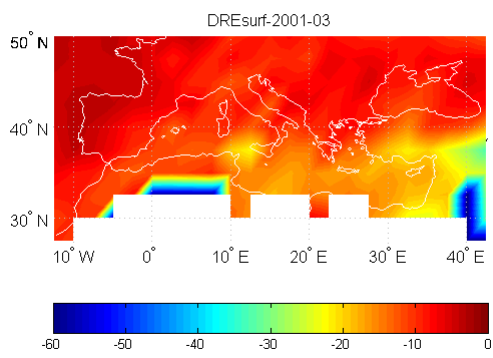
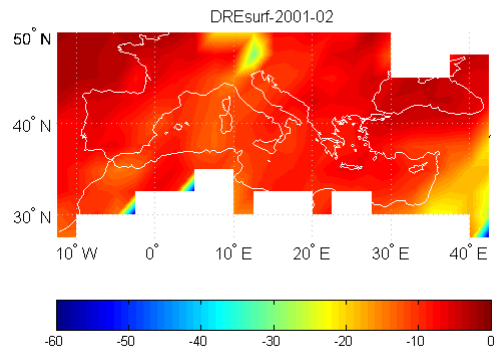
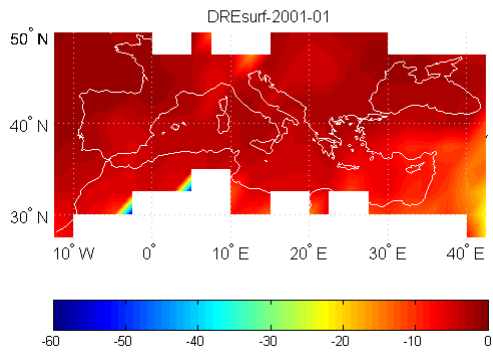
Έτος 2000



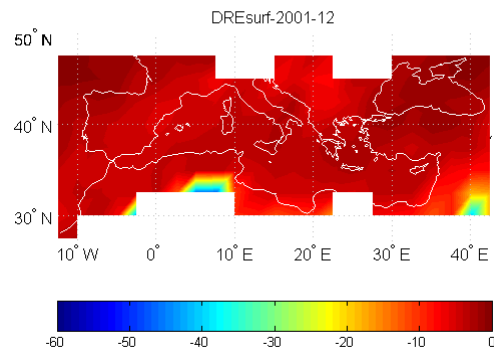
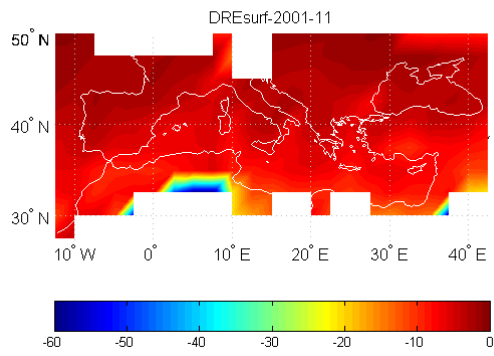
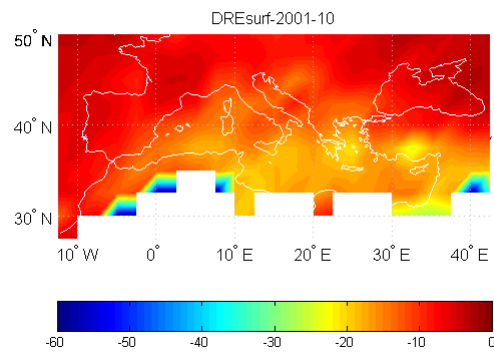
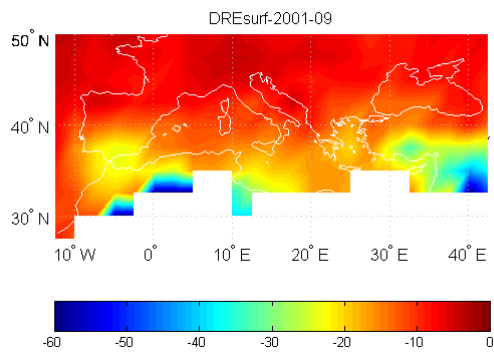
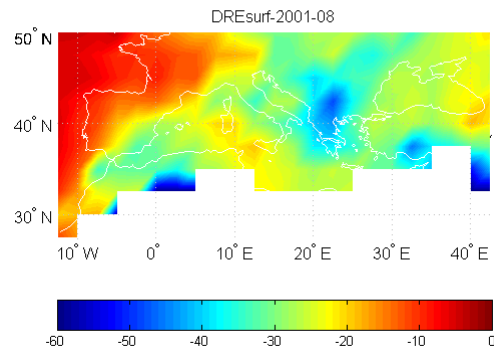
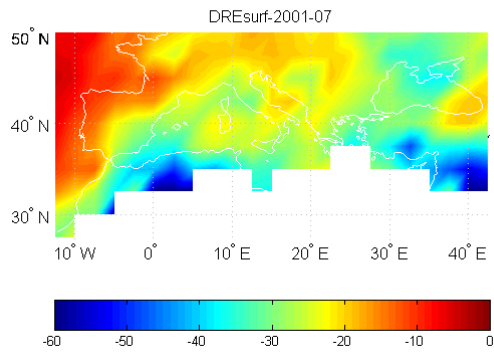
Έτος 2000



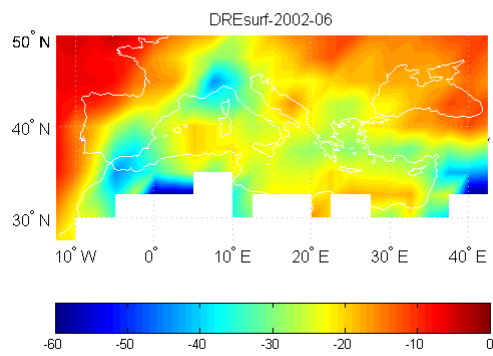
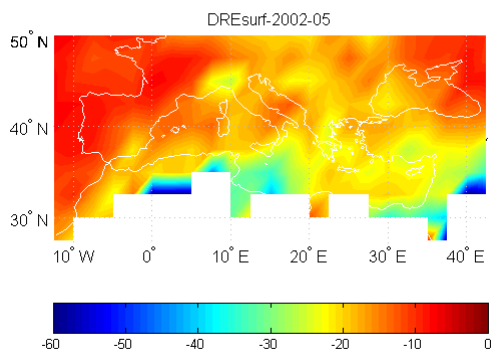
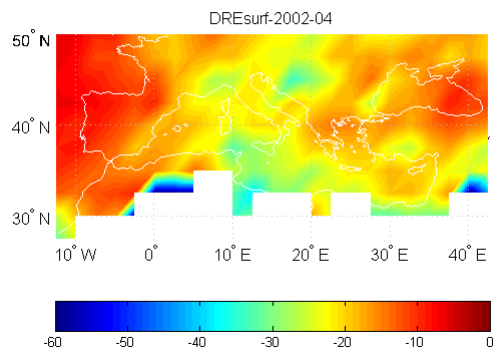
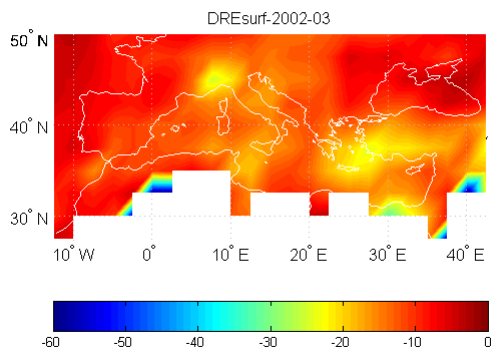
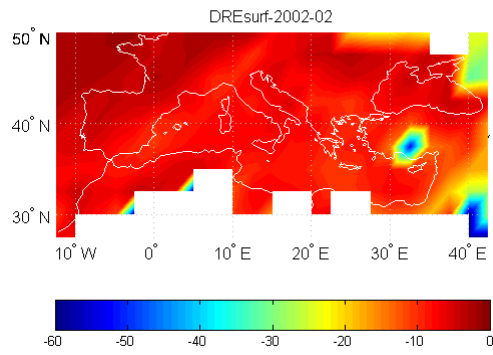
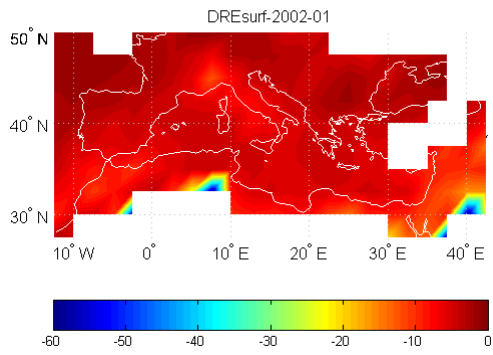
Έτος 2001



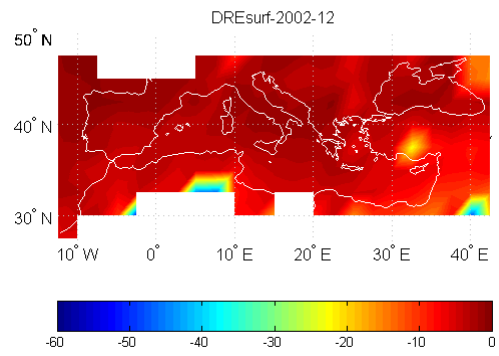
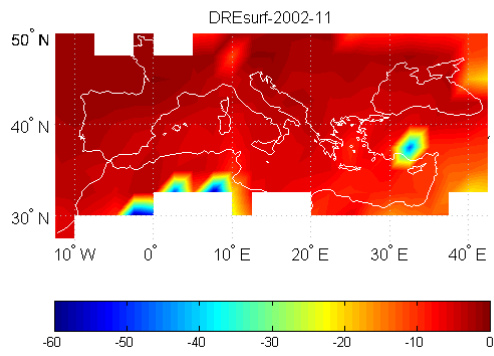
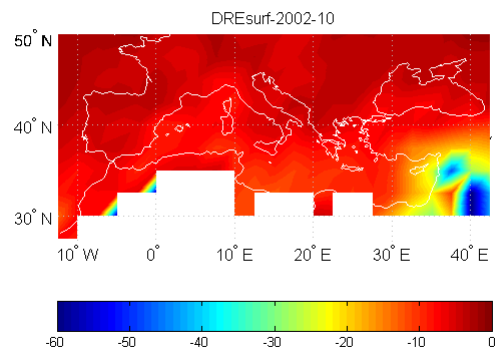
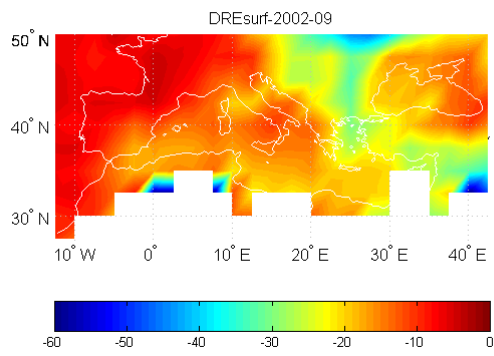
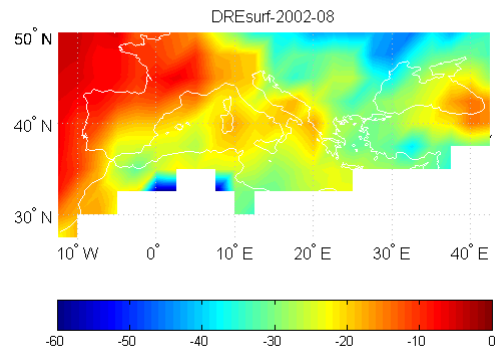
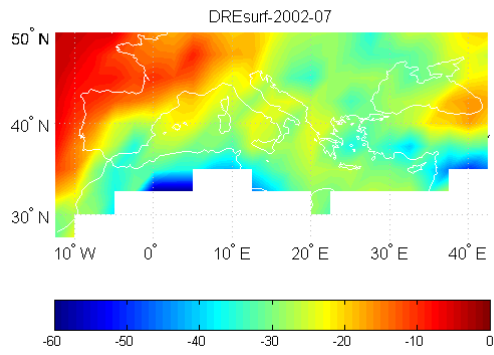
Έτος 2001



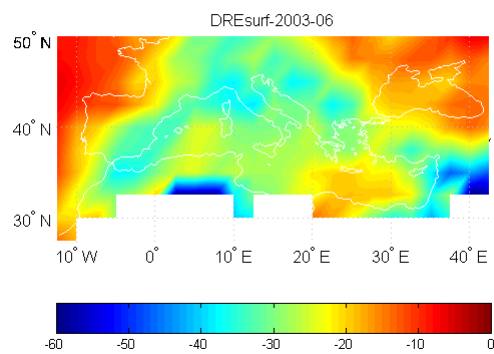
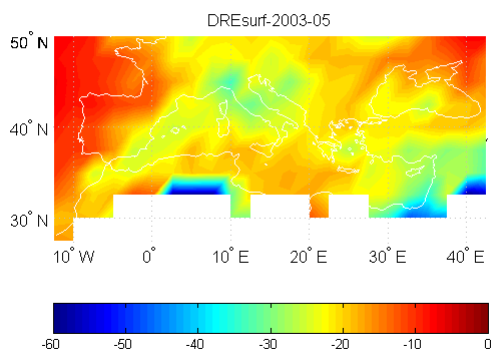
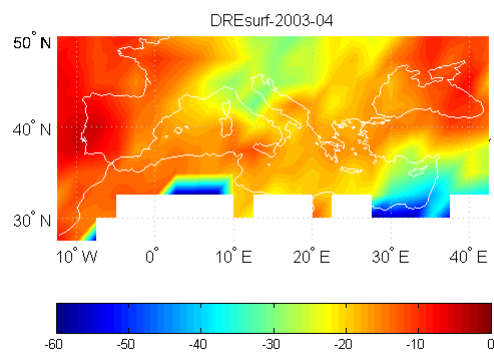
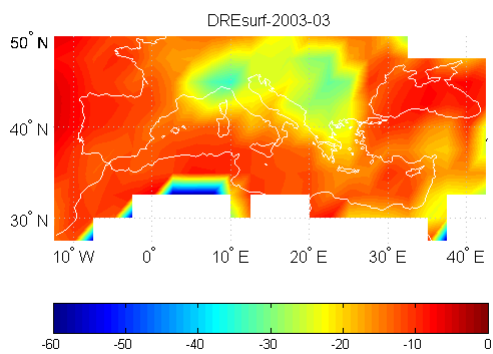
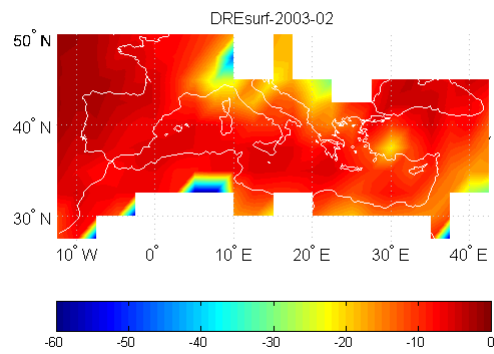
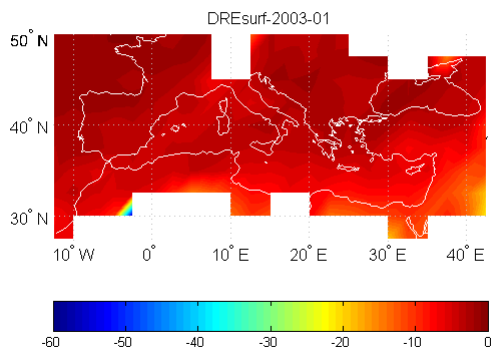
Έτος 2002



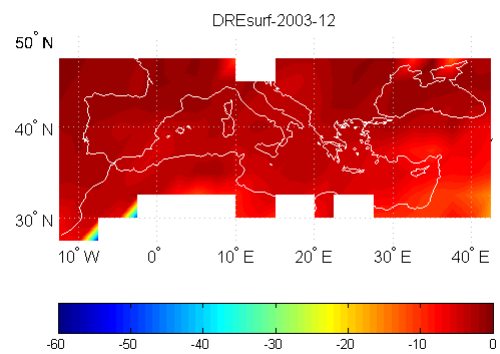
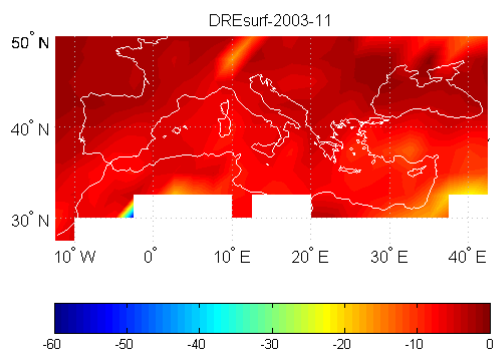
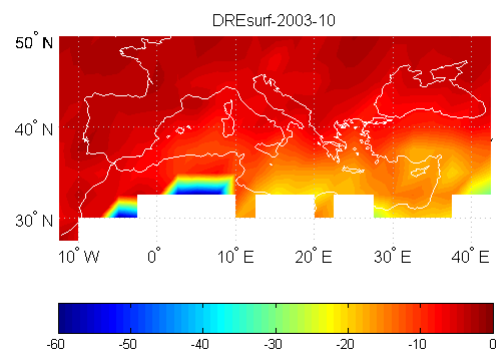
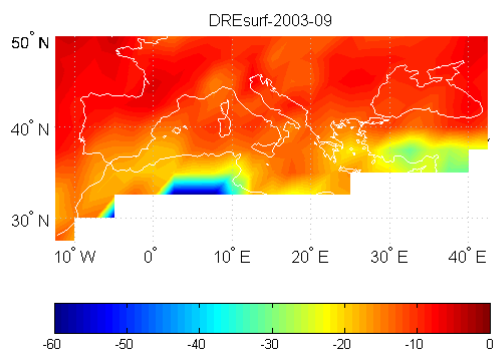
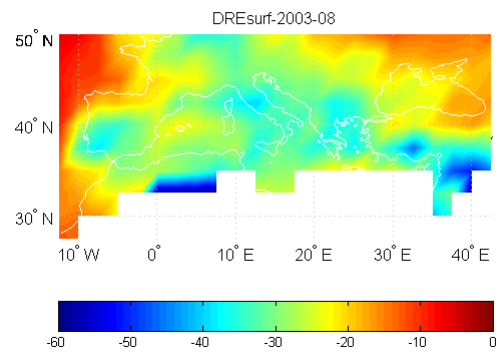
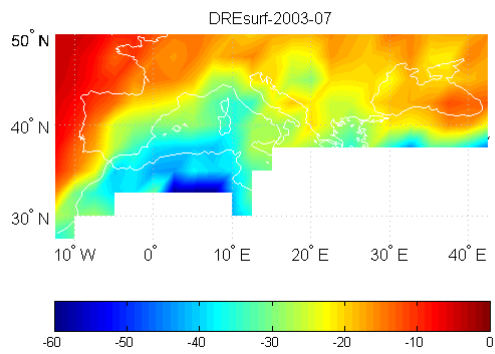
Έτος 2002



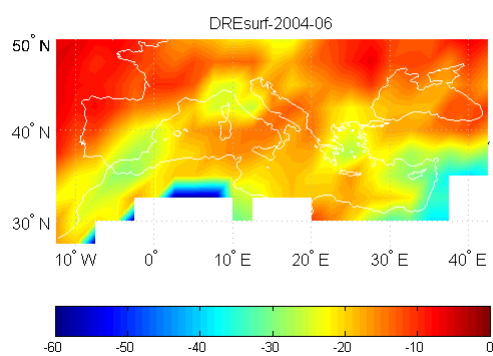
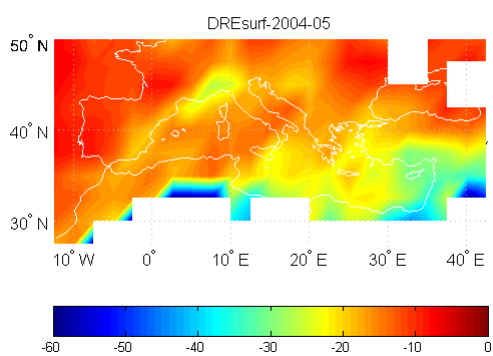
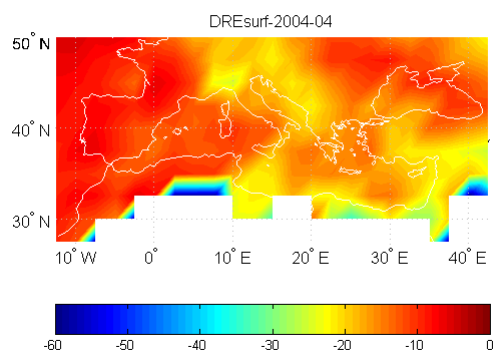
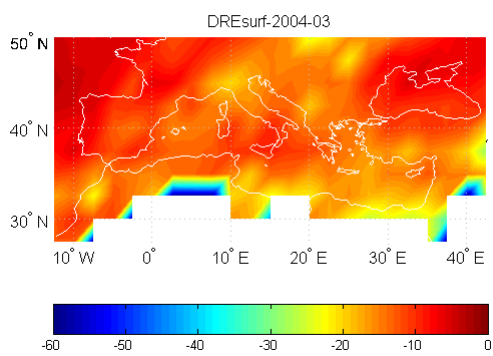
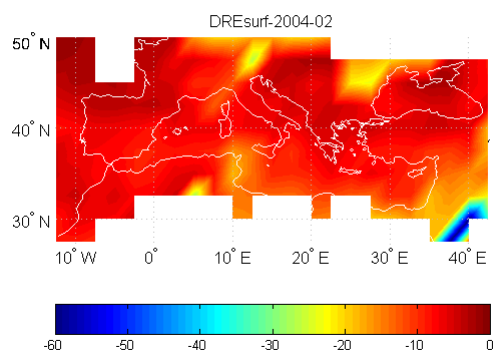
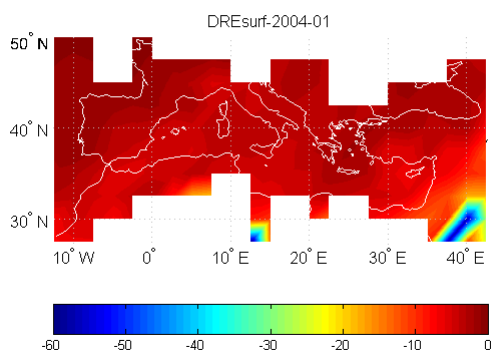
Έτος 2003



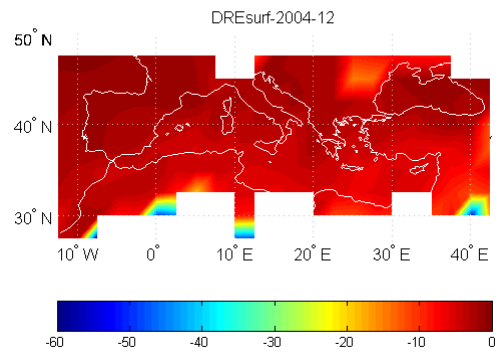
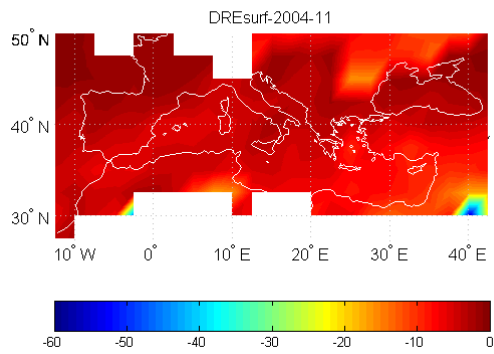
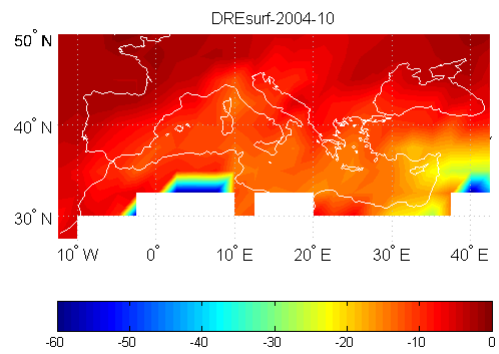
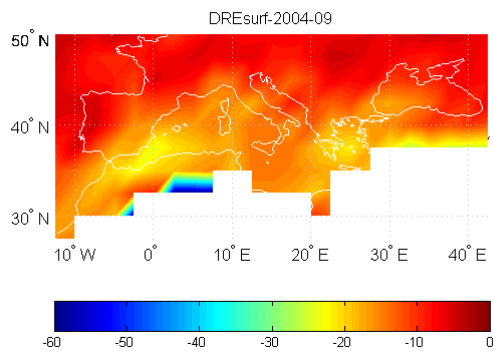
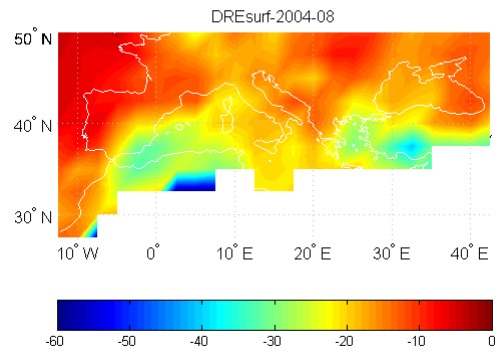
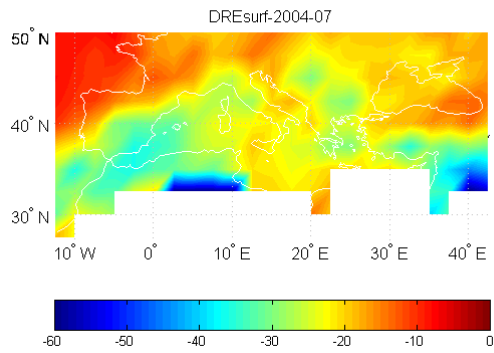
Έτος 2003



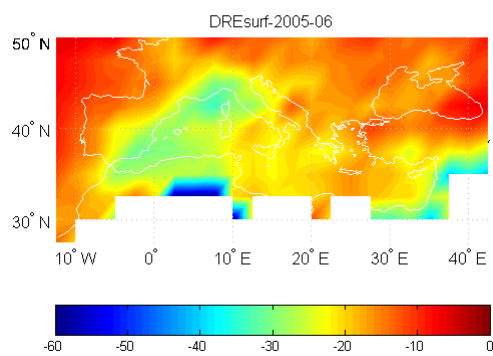
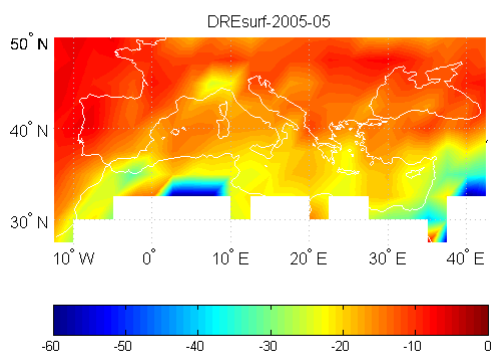
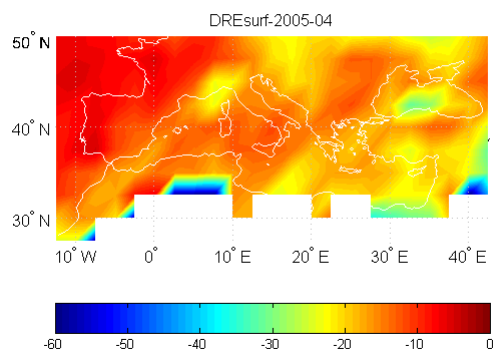
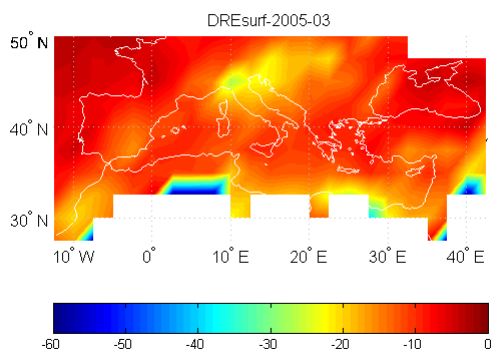
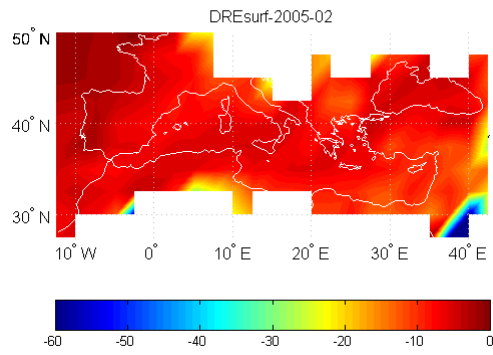
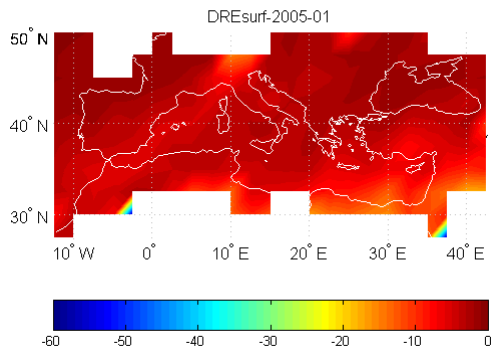
Έτος 2004



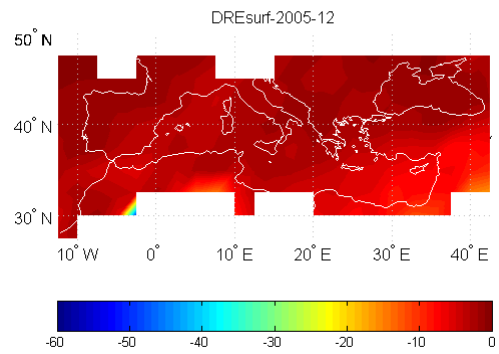
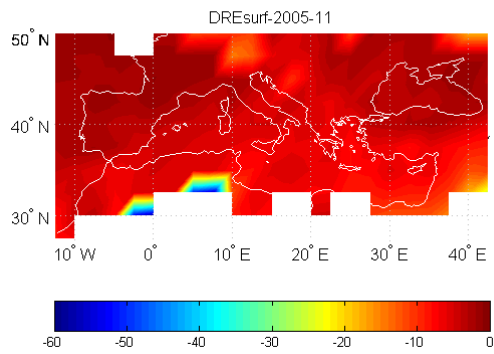
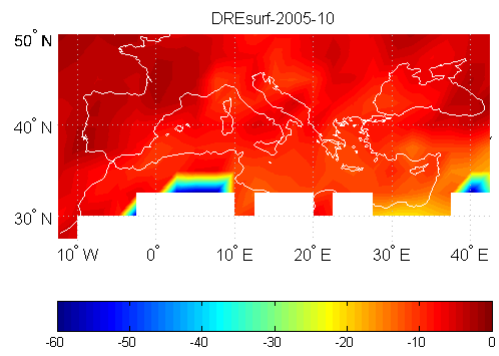
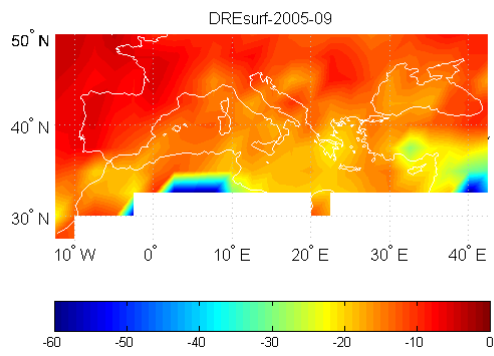
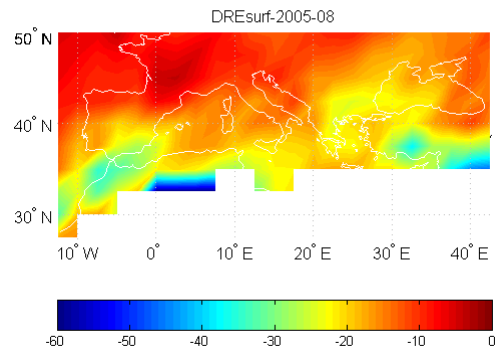
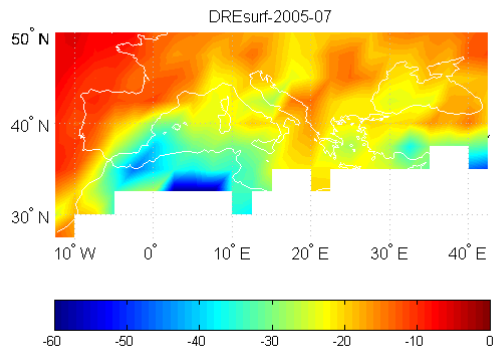
Έτος 2004



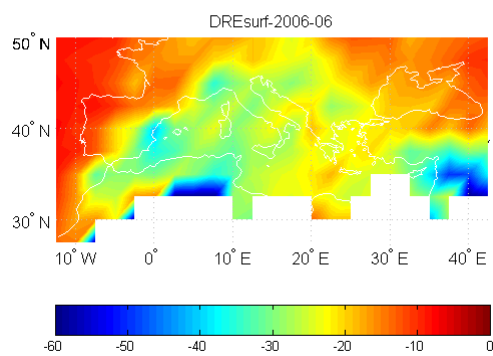
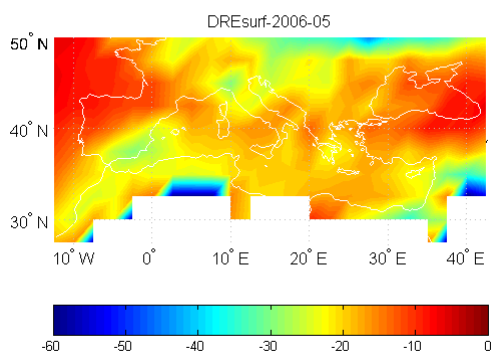
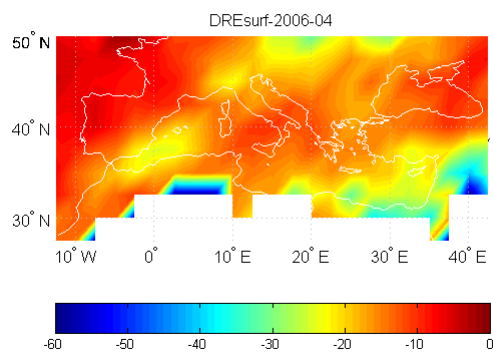
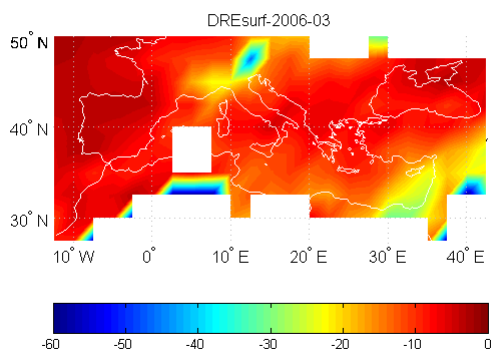
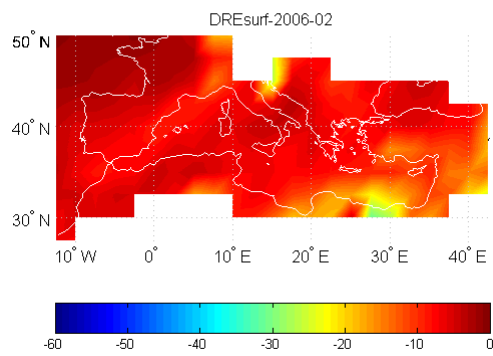
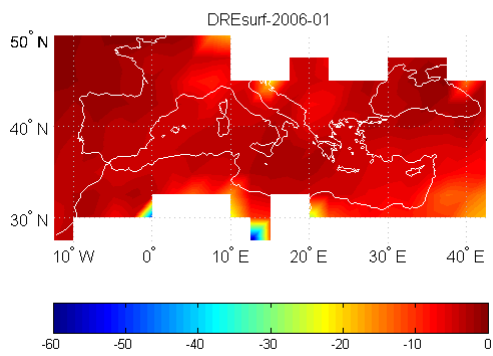
Έτος 2005



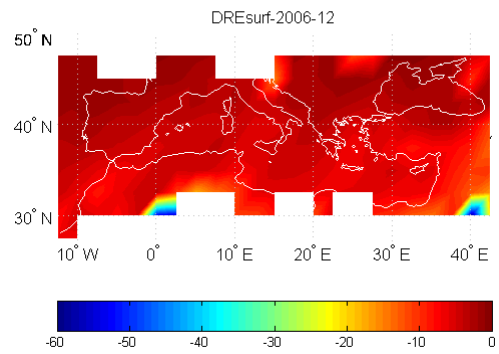
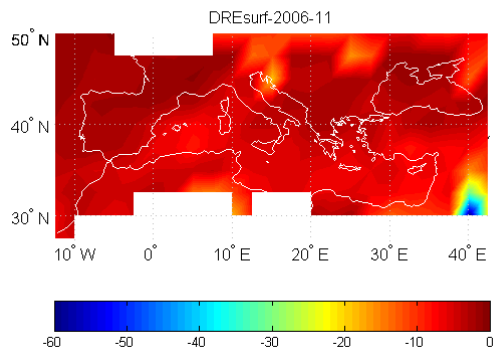
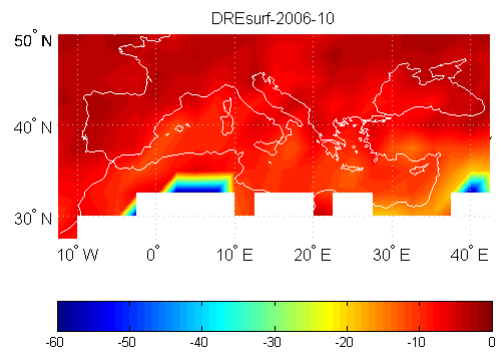
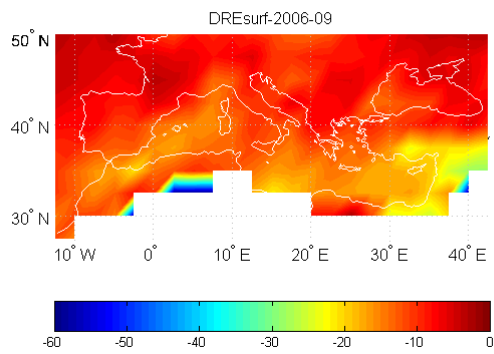
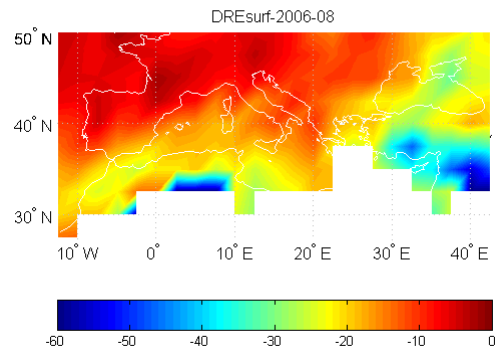
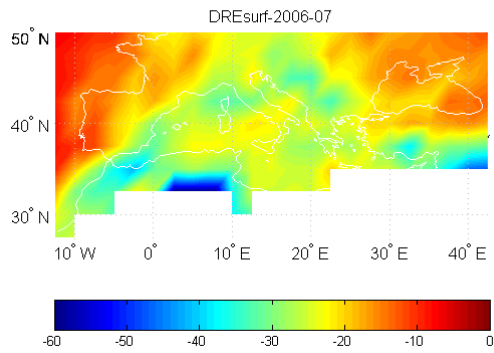
Έτος 2005



Έτος 2006



Έτος 2006



Έτος 2007

