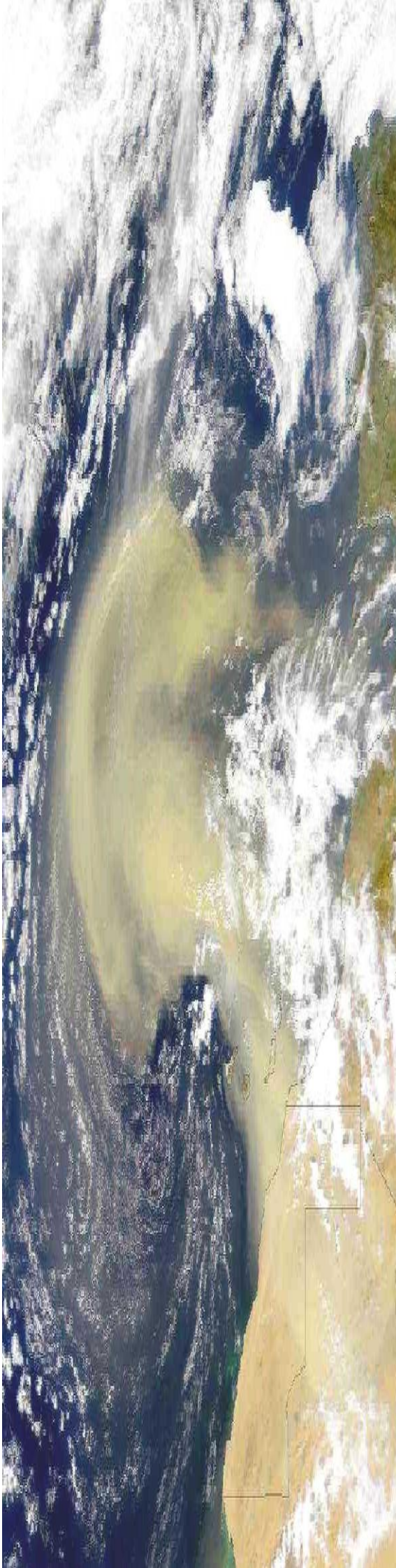
ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ - ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΤΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΣΚΟΝΗΣ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟΝ ΕΔΑΦΙΚΟ ΤΥΠΟ



ΚΟΝΤΟΣ ΣΕΡΑΦΕΙΜ

Α.Μ.:201138

Επιβλέπων Καθηγητής:

Γ.Κάλλος (Καθηγητής ΕΚΠΑ)

Συνεπιβλέποντες: Χρ. Σπύρου, Μ.Αστήθα

Περιεχόμενα

Εισαγωγή 3

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΘΕΩΡΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΣΚΟΝΗΣ, ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΚΑΙ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ 8

1.1 Μηχανισμός κινητοποίησης σωματιδίων άμμου 8

1.2 Οριζόντια ροή μάζας σωματιδίων άμμου 9

1.3 Παραγωγή σωματιδίων σκόνης 10

1.4 Μεταφορά και εναπόθεση 12

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ SKIRON/Dust ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΣΚΟΝΗΣ. 14

2.1 Βασική έκδοση του SKIRON/DUST 14

2.1.1 Γεωμετρία του μοντέλου 14

2.1.2 Παραμετροποίηση των φυσικών διεργασιών 16

2.1.3 Παραγωγή σκόνης 18

2.1.4 Ξηρή και Υγρή Εναπόθεση 20

2.1.5 Μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας RRTMG 21

2.2 Αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust 22

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ, ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ 25

3.1 Προσομοιώσεις με το μοντέλο SKIRON/Dust 25

3.2 Δεδομένα αξιολόγησης και επεξεργασία 27

3.2.1 Δεδομένα του Δικτύου AERONET 27

3.2.2 Επεξεργασία των δεδομένων του AERONET 30

3.2.3 Δεδομένα MODIS 33

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΛΕΓΧΟΙ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΑΠΡΙΛΙΟΥ-ΜΑΙΟΥ-ΙΟΥΝΙΟΥ 2006 – ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ 35

4.1 Επεισόδια σκόνης 35

4.1.1 Απρίλιος-Μάιος του 2006 35

4.1.2 Ιούνιος του 2006 38

4.2 Στατιστική αξιολόγηση 42

4.2.1 Περιοχική αξιολόγηση των σχημάτων παραγωγής σκόνης ανά μήνα 42

4.2.2 Συνολική αξιολόγηση στη Μεσόγειο 45

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ 81

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ 83

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α. Στατιστική Επεξεργασία 84

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β. Έλεγχος ευαισθησίας των στατιστικών 87

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ 93

Εισαγωγή

Η σκόνη από τις ερημικές περιοχές του πλανήτη έχει αναγνωριστεί ως η μεγαλύτερη πηγή αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα. Σημαντικά ποσά αυτής παράγονται κάτω από την επίδραση του ανέμου. Κάτω από τις κατάλληλες συνθήκες η σκόνη μπορεί να μεταφερθεί σε μεγάλες αποστάσεις (της τάξης των 1,000 km), επηρεάζοντας τον καιρό και το κλίμα σε απομακρυσμένες περιοχές. Οι πιο ισχυρές πηγές εντοπίζονται σε περιοχές με ελάχιστη βλάστηση, όπου έχουν συγκεντρωθεί μεγάλες ποσότητες πηλού (Prospero et al., 2002) και τα ποσά ετήσιας βροχόπτωσης είναι μικρότερα από 100 mm (*Goudie and Middleton, 2001*).

Από τις ερημικές περιοχές η Β.Αφρική (Σαχάρα και Σάχελ) αποτελεί την πλέον ενεργή, παρέχοντας περισσότερο από το 50% της ετήσιας παραγωγής παγκοσμίως (*Prospero et al., 2002 ; Zender et al., 2003 ; Laurent et al. 2008a ; Astitha et al., 2012*). Επιτόπιες μετρήσεις του οπτικού πάχους, της συγκέντρωσης της μάζας και της ορατότητας σε διάφορες περιοχές της Β.Αφρικής για το διάστημα 1981-1982 έδειξαν μια εποχιακή διακύμανση της παραγόμενης σκόνης (*D'Almeida, 1986*). Συγκεκριμένα τους φθινοπωρινούς και χειμερινούς μήνες παρουσιάζει ελάχιστο (20 Tg για τον Οκτώβρη και το Νοέμβρη) και μέγιστο την άνοιξη και το καλοκαίρι (μεγαλύτερη των 60 Tg ανά μήνα).

Η μεταφορά σκόνης διαφέρει ανάλογα με την εποχή. Το καλοκαίρι, όπου η δραστηριότητα στη δυτική Αφρική είναι μέγιστη, κάτω από την επίδραση των αληγών και ανατολικών κυμάτων που δημιουργούνται στις δυτικές ακτές της Αφρικής κάθε 3-4 μέρες, τα πλούμια διασχίζουν τον Β.Ατλαντικό (*Goudie and Middleton, 2001*). Το χειμώνα η μεταφορά περιορίζεται στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, προς τη νότια και κεντρική Αμερική (*Goudie and Middleton, 2001 ; Prospero et al., 2002*). Η Μεσόγειος επηρεάζεται περισσότερο την άνοιξη, όπου η θερμοκρασιακή διαφορά είναι μέγιστη (*Michaelidis et al., 1999 ; Goudie and Middleton, 2001*). Στην τελευταία περίπτωση η μεταφορά σκόνης έχει εκτιμηθεί στα 80-120 Tg/yr *(D' Almeida 1986*).

Μετά από την παραμονής τους στην ατμόσφαιρα για 4-5 μέρες, τα σωματίδια σκόνης τελικά εξάγονται με ξηρή ή υγρή εναπόθεση (*Astitha et al., 2012*). Η ξηρή εναπόθεση περιλαμβάνει τους μηχανισμούς της καθίζησης λόγω βαρύτητας (*gravitational settling*) και εναπόθεσης λόγω τύρβης στο οριακό στρώμα (*turbulent mix-out*). Έχει φανεί ό,τι η ξηρή εναπόθεση παίζει το μεγαλύτερο ρόλο κοντά στις πηγές, ενώ αποτελεί το 59% της συνολικής εναπόθεσης (*Zender et al., 2003*). Για παράδειγμα είναι χαρακτηριστικό ό,τι το 30% της μάζας που δύναται να μεταφερθεί από τη Σαχάρα, τελικά χάνεται πάνω από αυτή

(*Schulz et al., 1998*). Ο μηχανισμός αυτός είναι αποτελεσματικός μόνο για σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερη από 2,5 *μm* (*Seinfeld και Pandis, 1997*). Κάτω από αυτή τη διάμετρο η απομάκρυνση των σωματιδίων γίνεται με την υγρή εναπόθεση. Αποτελείται από δυο κύριες διαδικασίες : α) τη δημιουργία υετού μέσα στα νέφη και την απομάκρυνσή του, καθώς τα σωματίδια λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης και β) τη συλλογή της σκόνης από τον υετό κάτω από το νέφος. Λαμβάνει χώρα κυρίως πάνω από ωκεανούς και σε περιοχές όπου ευνοούνται οι μουσσωνικές κυκλοφορίες. Η συνεισφορά της υγρής εναπόθεσης έχει εκτιμηθεί στο 41%, με το 89% της εναπόθεσης να αποδίδεται στους ωκεανούς (*Zender et al., 2003*).

Τα σωματίδια σκόνης επηρεάζουν άμεσα το ισοζύγιο ακτινοβολιών, μέσω σκέδασης και απορρόφησης της μικρού μήκους ακτινοβολίας (*D'Almeida, 1987 ; DeMott et al., 2003b*). Απορροφούν έντονα στο ατμοσφαιρικό παράθυρο (~10 μm), δρώντας με τρόπο παρόμοιο με εκείνο των GHGs. Η επίδραση τους μπορεί να διαφέρει από περιοχή σε περιοχή. Οι *Spyrou et al. 2013,* με τη χρήση του περιοχικού μοντέλου SKIRON/Dust στη Β.Αφρική για την περίοδο 2002-2007, έδειξαν ό,τι το ισοζύγιο ακτινοβολιών στην τροπόσφαιρα μπορεί να κυμαίνεται από $-10\ W/m^2$ εώς $20\ W/m^2$, ανάλογα με τη μεγάλου μήκους εκπεμπόμενη ακτινοβολία από την υποκείμενη επιφάνεια. Υπολόγισαν επίσης τη συνολική ετήσια μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας για το 2006, η οποία πάνω από ισχυρές πηγές σκόνης μπορεί να φτάσει τις $-500\ KWh/m^2$. Άμεση συνέπεια της μεταβολής του ισοζυγίου είναι η αλλαγή του προφίλ της θερμοκρασίας και της δυναμικής της ατμόσφαιρας. Η ψύξη του υποκείμενου από το στρώμα σκόνης αέρα και η θέρμανση του υπερκείμενου κατά τη διάρκεια της ημέρας ενισχύουν την ευστάθεια της ατμόσφαιρας (*Alizadeh Choobari et al., 2012b ; Alizadeh Choobari et al., 2013*). Μειώνεται με αυτόν τον τρόπο η ένταση της ανάπτυξης του οριακού στρώματος και η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια, λειτουργώντας σαν αρνητικός μηχανισμός ανάδρασης στην παραγωγή σκόνης. Τη νύχτα όπου επικρατεί η παγίδευση της μεγάλου μήκους ακτινοβολίας στην επιφάνεια, συμβαίνει η αντίθετη διαδικασία.

Στην έμμεση επίδραση του κλίματος συγκαταλέγεται η δημιουργία νεφών, καθώς τα σωματίδια λειτουργούν ως πυρήνες συμπύκνωσης ή/και παγοποίησης (*DeMott et al., 2003a,b*). Για παράδειγμα οι *DeMott et al., 2003a,* λαμβάνοντας μετρήσεις καθ'ύψος σε μια περίπτωση μεταφοράς σκόνης τον Ιούλιο του 2002 πάνω από τη Φλόριντα, βρήκαν ό,τι η συγκέντρωση των IN σε ύψος 3 km ξεπερνούσε τα $1/cm^3$. Κάτω από αυτές τις συνθήκες η ετερογενής πυρηνοποίηση είναι πιο αποτελεσματική στη δημιουργία ψυχρών νεφών. Σε

τοπικό επίπεδο η συγκέντρωσή τους μπορεί να ενισχύσει την κατακόρυφη ανάπτυξη των νεφών, καθυστερώντας την εμφάνιση βροχής και αυξάνοντας το ρυθμό βροχόπτωσης (*Solomos et al. 2011*). Όλα τα προηγούμενα συνεισφέρουν στην τροποποίηση των οπτικών ιδιοτήτων των νεφών, όπως η αύξηση της ανακλαστικότητάς τους (*Twomey, 1974, 1977; Twomey et al., 1984*). Στην έμμεση επίδραση θα πρέπει να συμπεριληφθεί και η ορυκτολογία της σκόνης, καθώς παρέχει νιτρικά, σίδηρο και φώσφορο στους ωκεανούς και σε τροπικά δάση, ευνοώντας την ανάπτυξη των οικοσυστημάτων (*Chadwick et al., 1999; Mahowald et al. 2005*).

Τις τελευταίες δεκαετίες υπάρχει ένα αυξανόμενο ενδιαφέρον για τη μοντελοποίηση της παραγωγής, μεταφοράς και εναπόθεσης της ορυκτής σκόνης. Έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα παγκόσμιας κλίμακας (GCCMs) για τη μελέτη του κύκλου της σκόνης. Λόγω όμως των αβεβαιοτήτων στις διαδικασίες παραγωγής και εναπόθεσης της σκόνης, υφίστανται σημαντικές αποκλίσεις στο φόρτο σκόνης, το χρόνο ζωής, την παραγωγή και την εναπόθεση. Συγκεκριμένα, οι εκτιμήσεις στην ετήσια εκπομπή σκόνης κυμαίνονται από 514 εώς 4313 Tg/yr, ενώ ο φόρτος σκόνης μεταξύ 6 και 30 Tg (*Huneeus et al., 2011*). Παράλληλα έχουν αναπτυχθεί περιοχικά μοντέλα, λαμβάνοντας υπόψη τις μικροφυσικές διαδικασίες, σε μια προσπάθεια λεπτομερέστερης αναπαράστασης του κύκλου της σκόνης και των επιπτώσεων της σε μικρότερες κλίμακες (*Heinold et al., 2008; Spyrou et al., 2010*).

Η δυσκολία στη σωστή αναπαράσταση του κύκλου έγκειται στο γεγονός ό,τι δεν υπάρχει ένα φυσικό σχήμα που να περιγράφει την διαδικασία παραγωγής, παρά μόνο ημιεμπειρικές σχέσεις. Συνήθως οι παράμετροι που υπεισέρχονται στις εξισώσεις αφορούν την ικανότητα του εδάφους να παράγει σκόνη, το ποσοστό φυτοκάλυψης, την αποτελεσματικότητα του μηχανισμού βομβαρδισμού σε σχέση με το ποσοστό σε πηλό (*sandblasting efficiency*), τις κατανομές παραγωγής για σωματίδια με διάμετρο μικρότερη των 20 μm (*source modes*) και ένα ρυθμιστικό παράγοντα. Ο τελευταίος εισάγεται για την προσαρμογή μεταξύ προβλεπόμενων και πραγματικών τιμών.

Από τα παραπάνω γίνεται κατανοητό πως ο χαρακτηρισμός του εδάφους, το περιεχόμενό του και η δυνατότητα να παράγει σωματίδια συγκεκριμένης διαμέτρου είναι μείζονος σημασίας. Στην παρούσα εργασία πραγματοποιείται μια σειρά παραμετροποιήσεων για την ανάπτυξη ενός νέου του σχήματος παραγωγής σκόνης που να περιλαμβάνει τη δυναμική κάθε εδαφικού τύπου. Για το σκοπό αυτό εφαρμόζεται νέα κατηγοριοποίηση του εδαφικού τύπου, όπως αναπτύχθηκε από τους *Marticorena et al. 1997* και *Laurent et al. 2008,*

αντιπροσωπευτική των ερημικών εκτάσεων. Η υλοποίησή των παραπάνω απαιτεί μεγάλη χωρική ανάλυση και ακρίβεια στις διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια. Για αυτό το σκοπό χρησιμοποιείται το περιοχικό ατμοσφαιρικό μοντέλο πρόγνωσης SKIRON/Dust, όπως αναπτύχθηκε από το Πανεπιστήμιο Αθηνών και λειτουργεί στα πλαίσια του χρηματοδοτούμενου προγράμματος SKIRON της Ευρωπαϊκής Ένωσης (*Kallos et al., 1997a, b; Papadopoulos et al., 2002; Kallos et al., 2006; Spyrou et al. 2010 , Spyrou et al. 2013*). Δυο εκδόσεις του μοντέλου υλοποιούνται για τη σύγκρισή τους. Η βασική έκδοση περιλαμβάνει τη βάση δεδομένων STATGO των *Miller* και *White* (1998) για τον χαρακτηρισμό του εδάφους και τις κατανομές της παραγόμενης μάζας του *D'Almeida* (1987). Στην αναβαθμισμένη εφαρμόζεται η βάση που δημιουργήθηκε από τους *Marticorena et al. 1997* και *Laurent et al. 2008a*. Ο εδαφικός τύπος αναπαρίσταται από τέσσερις λογαριθμικές κατανομές, με διαφορετικό ποσοστό μάζας να αντιστοιχεί σε κάθε μια. Για τον καθορισμό της παραγόμενης σκόνης χρησιμοποιούνται οι τρεις λογαριθμικές κατανομές των *Alfaro* και *Gomes* (2001), προσαρμοσμένες στην προαναφερθείσα βάση (*Laurent et al. 2010*). Οι προσομοιώσεις επικεντρώνονται στην περιοχή της Β.Αφρικής και της Μεσογείου προκειμένου να μελετηθεί η απόδοση των δυο σχημάτων στην παραγωγή και μεταφορά των σωματιδίων. Οι προσομοιώσεις υλοποιούνται για το τρίμηνο Απριλίου-Μαΐου-Ιουνίου του 2006, όπου η μεταφορά σκόνης στη Μεσόγειο είναι η μέγιστη δυνατή. Η ποιοτική αξιολόγηση των βασικών χαρακτηριστικών πραγματοποιείται με τη χρήση δορυφορικών εικόνων του Terra και Aqua MODIS. Έλεγχοι ευαισθησίας εφαρμόζονται στα πιο σημαντικά επεισόδια σκόνης για κάθε μήνα, ενώ χρησιμοποιείται ένα σύνολο στατιστικών εργαλείων για την ποσοτική αξιολόγηση, χρησιμοποιώντας δεδομένα του οπτικού βάθους στα 550 nm από σταθμούς του δικτύου AERONET.

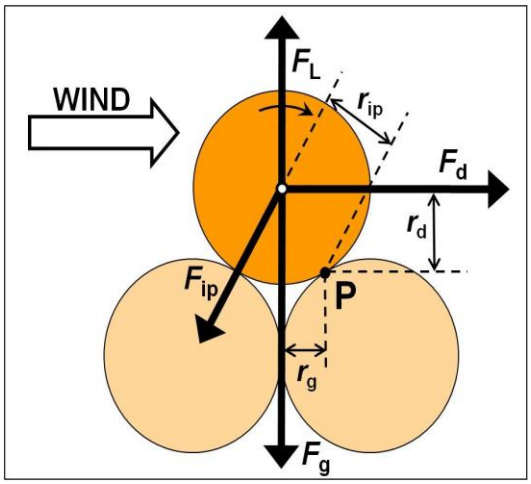
Η παρούσα μελέτη διαρθρώνεται ως εξής: Στο Κεφάλαιο 1 δίνονται τα βασικά στοιχεία της θεωρίας παραγωγής σκόνης, μεταφοράς και εναπόθεσης της. Στο Κεφάλαιο 2 περιγράφονται αναλυτικά οι δυο εκδόσεις του SKIRON/Dust και οι ρυθμίσεις των προσομοιώσεων. Στο Κεφάλαιο 3 παρουσιάζονται τα δεδομένα, η διαδικασία επεξεργασίας τους και τα στατιστικά εργαλεία που θα χρησιμοποιηθούν και στο Κεφάλαιο 4 θα γίνει αξιολόγηση των αποτελεσμάτων. Τέλος, παρουσιάζονται συνοπτικά τα κυριότερα συμπεράσματα της μελέτης (Κεφάλαιο 5).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΘΕΩΡΙΑ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΣΚΟΝΗΣ, ΜΕΤΑΦΟΡΑ ΚΑΙ ΕΝΑΠΟΘΕΣΗ

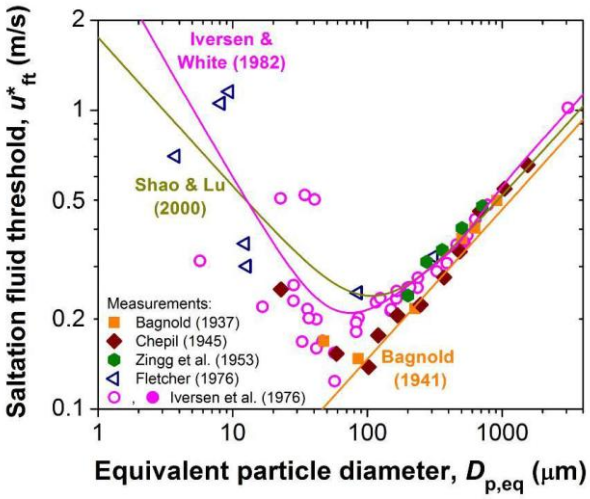
1.1 Μηχανισμός κινητοποίησης σωματιδίων άμμου

Κάτω από την επίδραση της τάσης του ανέμου, σωματίδια με διάμετρο μεγαλύτερη των 60 μm κινητοποιούνται και εισάγονται στην ατμόσφαιρα. Λόγω όμως του βάρους τους επιστρέφουν στο έδαφος, ακολουθώντας βαλλιστικές τροχιές. Συγκεκριμένα κάθε σωματίδιο, είτε λόγω των αεροδυναμικών δυνάμεων είτε από την πρόσκρουση άλλων σωματιδίων, εισάγεται στην ατμόσφαιρα με μεγάλη γωνία (περίπου 55°) και φτάνει σε ένα μέγιστο ύψος. Στην συνέχεια ακολουθεί πιο επίπεδη καθοδική κίνηση, επιταχύνεται από τον άνεμο και τελικά προσκρούει στην επιφάνεια με μικρή γωνία (περίπου 13°). Η διαδικασία αυτή αναφέρεται ως *άλμα* (*saltation*). Η τάση η οποία απαιτείται για να κινητοποιηθούν τα σωματίδια ονομάζεται *στατικό όριο* και εξαρτάται από τις ιδιότητες του ρευστού, το βάρος του σωματιδίου και τις διασωματιδιακές δυνάμεις (ηλεκτροστατικές, Van der Waals κ.ά.). Καθορίζεται με την αντίστοιχη οριακή ταχύτητα τριβής (u_{*th}) και προκύπτει από την ισορροπία των ροπών ως προς ακίνητο σωματιδίο (Εικόνα 1.1.1).

Οι δυνάμεις συνοχής από τις οποίες εξαρτάται το u_{*th} είναι δύσκολο να περιγραφούν με αναλυτικό τρόπο. Για αυτό το λόγο έχουν προταθεί διάφορες ημιεμπειρικές σχέσεις για την ποσοτικοποίηση της οριακής ταχύτητας τριβής (*Bagnold, 1941 ; Iversen και White, 1982 ; Shao και Lu, 2000*). Στην Εικόνα 1.1.2 δίνονται γραφικά αυτές ως προς τη διάμετρο, μαζί με τις υπάρχουσες μετρήσεις (από *Kok et al. 2012*). Το κυριότερο χαρακτηριστικό του u_{*th} είναι το ελάχιστο περίπου στα 60-70 μm, καθιστώντας πιο εύκολη την κινητοποίηση των σωματιδίων αυτών. Στην περιοχή αυτή τα μέτρα των δυνάμεων συνοχής και βαρύτητας είναι περίπου ίσα. Για μεγαλύτερες διαμέτρους υπερτερεί η βαρύτητα, ενώ για μικρότερες οι διασωματιδιακές δυνάμεις.



Εικόνα 1.1.1 Ισορροπία ροπών σε ακίνητο σωματίδιο (από *Kok et al., 2012*).



Εικόνα 1.1.2 Γραφική αναπαράσταση των ημιεμπειρικών σχέσεων του στατικού ορίου u_{*th} συναρτήσει της διαμέτρου και υπάρχουσες μετρήσεις (από *Kok et al., 2012*).

1.2 Οριζόντια ροή μάζας σωματιδίων άμμου

Μια ευρέως χρησιμοποιούμενη ποσότητα στις θεωρίες παραγωγής σκόνης είναι η ολοκληρωμένη ως προς το ύψος οριζόντια ροή μάζας των κόκκων άμμου Q, και ορίζεται ως:

$$Q = \int_0^\infty q(z)dz \qquad (1.2.1)$$

όπου $q(z)$ η οριζόντια ροή μάζας (μονάδες $ML^{-2}T^{-1}$). Έχει φανεί τόσο θεωρητικά όσο και πειραματικά ό,τι η παραγόμενη σκόνη είναι ανάλογη της συγκεκριμένης ποσότητας (*Shao et al., 1993 ; Marticorena και Bergametti, 1995 ; Alfaro et al., 1997 ; Alfaro και Gomes, 2001*).

Κάθε θεωρία υπολογισμού του *Q* βασίζεται στην υπόθεση του ομοιόμορφου *saltation*. Σε αυτή την περίπτωση η οριζόντια ροή μάζας είναι ανεξάρτητη της οριζόντιας απόστασης και τα σωματίδια ακολουθούν ταυτόσημες τροχιές. Όπως μπορεί να δειχθεί με συνδυασμό του μοντέλου του *Bagnold* (1941) και της υπόθεσης του *Owen* (1964), η οριζόντια ροή μάζας των σωματιδίων άμμου παίρνει τη γενική μορφή $Q = c\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{{u_{*t}}^2}{{u_*}^2})$. Το *c* εξαρτάται από τη διάμετρο των σωματιδίων και την εκάστοτε υπόθεση της αρχικής κατακόρυφης ταχύτητας τους. Μερικές από τις υπάρχουσες μορφές δίνονται στον πίνακα 1.2.1. Η πιο διαδεδομένη από αυτές είναι η σχέση του *White* (1979). Όπως έδειξε ο συγγραφέας η συγκεκριμένη μορφή μπορεί να αποτελέσει γενίκευση, καθώς είναι δυνατό να αναπαραστήσει την

οριζόντια ροή της μάζας ακόμα και σε συνθήκες ατμοσφαιρικών πιέσεων που επικρατούν στον Άρη.

Πίνακας 1.2.1 Εξισώσεις οριζόντιας ροής μάζας των σωματιδίων άμμου

Source	Expression of Q
Bagnold (1941)	$1.5\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3$
Kawamura (1951)	$1.5\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{{u_{*t}}^2}{{u_*}^2})(1+\frac{u_{*t}}{u_*})$
Owen (1964)	$(0.25+\frac{w_t}{u_*})\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{{u_{*t}}^2}{{u_*}^2})$
Lettau & Lettau (1978)	$1.5\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{u_{*t}}{u_*})$
White (1979)	$2.61\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{{u_{*t}}^2}{{u_*}^2})(1+\frac{u_{*t}}{u_*})$
Ungar & Haff (1987)	$280\sqrt{\frac{\rho_a}{\rho_p}}\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1-\frac{{u_{*t}}^2}{{u_*}^2})(\frac{u_{*t}}{u_*})$
Sorensen (1991)	$4\frac{\rho_a}{g}{u_*}^3(1+17.75\frac{u_{*t}}{u_*})(1-\frac{u_{*t}}{u_*})$

1.3 Παραγωγή σωματιδίων σκόνης

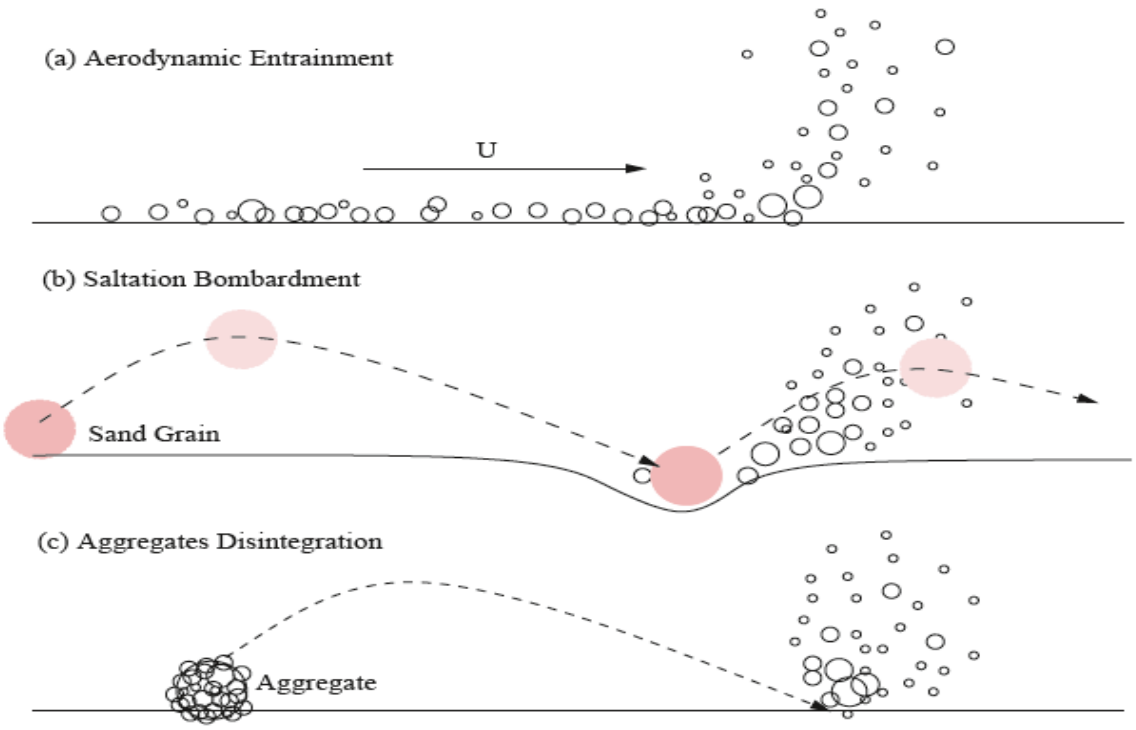
Παρά την πολύπλοκες διαδικασίες που συντελούνται στην επιφάνεια του εδάφους, έχουν αναγνωριστεί τρεις κύριοι μηχανισμοί παραγωγής σκόνης : α) η αεροδυναμική, με την οποία τα λιγότερο δέσμια από δυνάμεις συνοχής σωματίδια σκόνης εισάγονται άμεσα στην ατμόσφαιρα (*aerodynamic entrainment*, Εικόνα 1.3.1α) , β) η απελευθέρωση σωματιδίων από βομβαρδισμό του εδάφους με σωματίδια άμμου (*saltation bombardment*, Εικόνα 1.3.1b) και γ) η απελευθέρωση τους από την επιφάνεια των σωματιδίων άμμου μετά την πρόσκρουσή τους στο έδαφος (*aggregates disintegration*, Εικόνα 1.3.1c).

Τα περισσότερα σωματίδια με διαμέτρους μικρότερες των 100 μm βρίσκονται υπό μορφή συσσωμάτων στο έδαφος, όπως έδειξαν οι *Chatenet et al. 1996* με την τεχνική του ξηρού κοσκινίσματος (*dry sieving*) σε ένα σύνολο δειγμάτων από διάφορες ερημικές περιοχές. Οι δυνάμεις που τα συγκρατούν είναι ισχυρότερες από την τάση του ανέμου και η αεροδυναμική παραγωγή σκόνης είναι αναποτελεσματικός σαν μηχανισμός παραγωγής.

Αντίθετα πειραματικά δεδομένα από αεροσήραγγα έχουν δείξει πως ο βομβαρδισμός του εδάφους είναι πιο αποτελεσματικός και με μεγαλύτερη διάρκεια (*Shao et al. 1993*). Σε αυτή τη περίπτωση η κινητική ενέργεια των μεγαλύτερων σωματιδίων που προσκρούουν στο έδαφος είναι ικανή για την αποσύνθεση των συσσωμάτων. Ο τρίτος μηχανισμός αναφέρεται είτε στη ρήξη των ίδιων των *saltators* που βρίσκονται υπό μορφή συσσωμάτων, είτε στην απελευθέρωση σωματιδίων (κάτω του 1 μm) που επικαλύπτουν τους κόκκους άμμου. Η συνεισφορά σε σκόνη από αυτές τις διαδικασίες, αν και δεν είναι γνωστή, θεωρείται πολύ μικρή.

Η παραγωγή και η κατανομή τους εξαρτάται τόσο από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες στην επιφάνεια, όσο και τα εδαφικά χαρακτηριστικά (ποσοστό σε πηλό, ιλύς και άμμο, κατανομή σωματιδίων κτλ.). Έχει παρατηρηθεί για παράδειγμα μείωση της μέσης διαμέτρου της κατανομής της μάζας για μεγαλύτερες ταχύτητες του ανέμου. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ό,τι τα πιο βαριά και με μεγαλύτερες ταχύτητες σωματίδια παρέχουν ικανά ποσά ενέργειας για την απελευθέρωση των μικρότερων, με πιο ισχυρούς δεσμούς, σωματιδίων (*Alfaro et al. 1997, 1998*). Το εδαφικό περιεχόμενο μπορεί ακόμα να καθορίσει και την αποτελεσματικότητα του μηχανισμού βομβαρδισμού. Πειράματα που διεξήχθησαν με διάφορες αναλογίες πηλού/άμμου έδειξαν πως για ποσοστό σε άμμο μικρότερο του 50%, η παραγωγή σκόνης παρουσιάζει την ίδια ασθενή συμπεριφορά με τον αεροδυναμικό μηχανισμό (*Shao et al. 1993*).

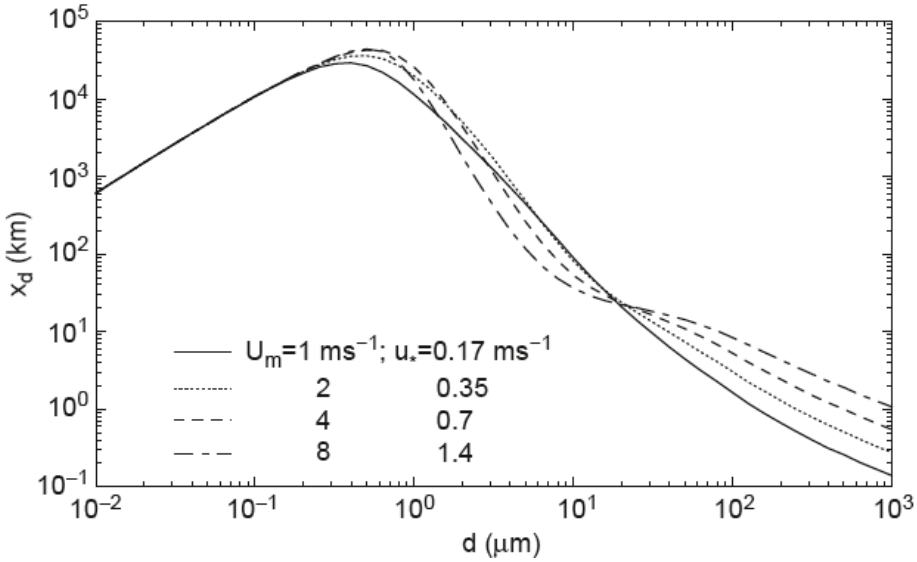
Η εκπεμπόμενη σκόνη εκφράζεται μέσω της σχέσης $F = aQ$, όπου F η κατακόρυφη ροή μάζας της σκόνης και a η ικανότητα παραγωγής σκόνης (*sandblasting efficiency*). Το α εξαρτάται από το είδος της διαβρώσιμης επιφάνειας και τη διαθεσιμότητα σε λεπτόκοκκα σωματίδια. Έχουν γίνει διάφορες προσπάθειες ποσοτικοποίησης αυτής της ποσότητας, τόσο εμπειρικά (*Marticorrena* και *Bergametti, 1995*), όσο και πάνω σε φυσική βάση (*Shao et al., 1993 ; Lu και Shao, 1999 ; Alfaro και Gomes, 2001*). Η πιο διαδεδομένη από τις υπάρχουσες σχέσεις είναι εκείνη των *Marticorrena* και *Bergametti* (*1995*). Η χρήση της απαιτεί σαν δεδομένο μόνο το ποσοστό του πηλού, πληροφορία διαθέσιμη στα τωρινά παγκόσμια και περιοχικά μοντέλα. Παρ'όλ'αυτά η σχέση παρέχει μόνο τη συνολική ροή μάζας της σκόνης, με αποτέλεσμα να χρειάζεται *a priori* καθορισμός του ποσοστού εκπεμπόμενης μάζας για κάθε διάμετρο.



Εικόνα 1.3.1 Μηχανισμοί παραγωγής σκόνης a) Αεροδυναμική b) Βομβαρδισμός εδάφους c) Απελευθέρωση συσσωμάτων (Εικόνα 7.5 από *Shao,2008*)

1.4 Μεταφορά και εναπόθεση

Τα σωματίδια εκείνα που έχουν τερματική ταχύτητα μικρότερη από την κατακόρυφη εισάγονται στην ατμόσφαιρα. Κάτω από την επίδραση της τύρβης και ισχυρών ανοδικών κινήσεων (*dry/wet convection*) μεταφέρονται σε μεγαλύτερα ύψη, που μπορεί να φτάσουν σε ορισμένες περιπτώσεις και τα 6 km. Η απόσταση η οποία δύναται να διανύσουν εξαρτάται από το μέγεθός τους και τις υπάρχουσες μετεωρολογικές συνθήκες. Στην Εικόνα 1.4.1 δίνεται το διάγραμμα της απόστασης που διανύουν τα σωματίδια συναρτήσει της διαμέτρου τους για στρώμα σκόνης 1 km, λαμβάνοντας υπόψη μόνο την ξηρή εναπόθεση. Σωματίδια μεγαλύτερα των 20 μm διανύουν αποστάσεις της τάξης των 10 km ή/και μικρότερες, ενώ ο χρόνος παραμονής τους εκτιμάται στις 12 ώρες (*Perez et al.2006*). Η τερματική ταχύτητα αυτών είναι της τάξης των 0.1 m/s, συγκρίσιμη με την κατακόρυφη. Για αυτό το λόγο η μελέτη του κύκλου της σκόνης και οι κλιματικές επιπτώσεις επικεντρώνονται σε διαμέτρους μικρότερες των 20 μm, όπου οι διανυόμενες αποστάσεις είναι μεγαλύτερες κατά 2 και 3 τάξεις μεγέθους.



Εικόνα 1.4.1 Τυπική απόσταση σωματιδίων σκόνης συναρτήσει της διαμέτρου για πάχος πλουμίου 1 km (Εικόνα 8.1 από *Shao, 2008*)

Αφού διανύσουν μεγάλες αποστάσεις, τα σωματίδια αυτά απομακρύνονται από την ατμόσφαιρα με τους μηχανισμούς της ξηρής και υγρής εναπόθεσης. Η ξηρή περιλαμβάνει τη βαρυτική καθίζηση, τη μοριακή και τυρβώδη διάχυση. Στην απλούστερη μορφή, εκφράζεται με τη σχέση

$$F_d = -\rho w_d\{c(z) - c(0)\} \qquad (1.4.1)$$

όπου $c(z)$ *και* $c(0)$ οι συγκεντρώσεις στο επίπεδο z και στην επιφάνεια αντίστοιχα και w_d η ταχύτητα ξηρής εναπόθεσης. Η τελευταία εξαρτάται γενικά από το ύψος, τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας (π.χ. βλάστηση), τις ιδιότητες της ροής και το μέγεθος των σωματιδίων. Η προσέγγιση των αντιστάσεων (σε αναλογία με τη ροή σε κύκλωμα) είναι η πιο εύκολη στην υλοποίησή της και επιτρέπει τον υπολογισμό των ροών με πολύπλοκες μικροφυσικές διαδικασίες (όπως συλλογή σωματιδίων από τις λεπτές τρίχες των φύλλων).

Η υγρή εναπόθεση αναφέρεται στη ροή σωματιδίων στο έδαφος, τα οποία συλλέγονται ή/και σαρώνονται από τον υετό. Η διαδικασία αυτή μπορεί να διαιρεθεί σε συλλογή εντός και κάτω από τα νέφη. Στην πρώτη περίπτωση τα σωματίδια συλλέγονται με τη μορφοποίηση των υδροσταγόνων. Για παράδειγμα η σκόνη δρα ως πυρήνας παγοποίησης (IN) και συμπύκνωσης υπό συνθήκες (CCN). Η απομάκρυνση κάτω από τα νέφη οφείλεται στη συλλογή σωματιδίων κατά τη βροχόπτωση και εξαρτάται από το ρυθμό της, καθώς και τις κατανομές των υδροσταγόνων και των σωματιδίων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΠΡΟΓΝΩΣΗΣ ΚΑΙΡΟΥ SKIRON/Dust ΚΑΙ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΠΟΙΗΣΗ ΣΧΗΜΑΤΟΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ ΣΚΟΝΗΣ.

2.1 Βασική έκδοση του SKIRON/DUST

2.1.1 Γεωμετρία του μοντέλου

Η έκδοση του SKIRON/DUST έχει αναπτυχθεί στο Πανεπιστήμιο Αθηνών από την ομάδα ατμοσφαιρικής μοντελοποίησης και πρόγνωσης καιρού (*Kallos et al. 1997a,b ; Nickovic et al. 2001 ; Kallos et al. 2006 ; Spyrou et al. 2010*). Στόχος του μοντέλου είναι η επιτυχημένη πρόβλεψη της παραγόμενης σκόνης και των συνεπειών στο κλίμα και στη πρόγνωση καιρού, με άμεση εφαρμογή σε διάφορες περιοχές του κόσμου (Β.Ατλαντικός, Μεσόγειος, Μέση Ανατολή, Α.Ασία).

Το πλέγμα E-Arakawa χρησιμοποιείται για την αριθμητική επίλυση των εξισώσεων κίνησης στο οριζόντιο επίπεδο. Τα σημεία του πλέγματος **v** αναπαριστούν την ταχύτητα του ανέμου, ενώ στο **h** τοποθετούνται οι βαθμωτές ποσότητες. Το πρόβλημα του διαχωρισμού των κυμάτων βαρύτητας στο Ε πλέγμα περιορίζεται με διορθώσεις στο όρο της απόκλισης στην εξίσωση συνέχειας (*Janjic 1974*) και τη χρήση του forward-backward time integration scheme. Για την περιγραφή των κατακόρυφων διαδικασιών, το μοντέλο χρησιμοποιεί το πλέγμα Phillips (Εικόνα 1.1.1, δεξιά). Η θερμοκρασία, η ειδική υγρασία και οι οριζόντιες συνιστώσες της ταχύτητας του ανέμου βρίσκονται στο μέσο κάθε κατακόρυφου επιπέδου, ενώ το γεωδυναμικό ύψος και η κατακόρυφη ταχύτητα στη διαχωριστική τους επιφάνεια. Η ETA κατακόρυφη συντεταγμένη χρησιμοποιείται στο μοντέλο, όπως αναπτύχθηκε από τους *Mesinger* (1984 , 1988) και *Janjic* (1990, 1994). Ορίζεται από τη σχέση :

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \eta_{srf} \,, \qquad (2.1.1)$$

όπου

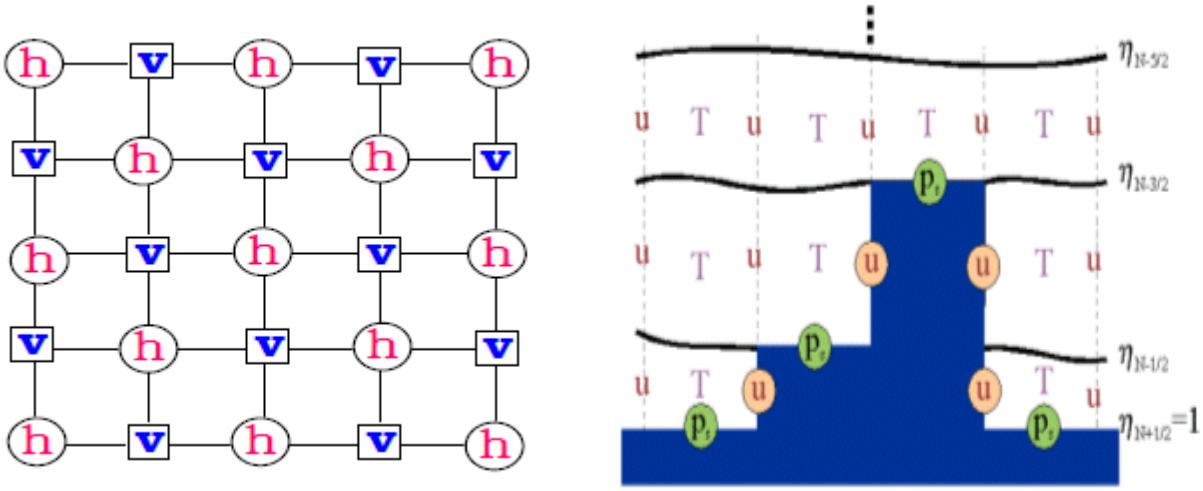
$$\eta_{srf} = \frac{p_{ref}\left(z_{sfc}\right) - p_T}{p_{ref}\left(0\right) - p_T} \qquad (2.1.2)$$

p_T είναι η πίεση στην κορυφή του μοντέλου, p_{sfc} και z_{sfc} η πίεση και το ύψος αντίστοιχα στο κάτω όριο του μοντέλου και , p_{ref} η πίεση αναφοράς της κατακόρυφης στήλης (π.χ. η

πίεση της πρότυπης ατμόσφαιρας). Οι επιφάνειες που σχηματίζουν συμπίπτουν με τις ελεύθερες επιφάνειες της ορογραφίας. Το πλεονέκτημα τους σε σχέση με τις διαδεδομένες σ συντεταγμένες είναι η αποφυγή σφαλμάτων στον υπολογισμό της βαροβαθμίδας, όπως προκύπτουν από απότομες κλίσεις της ορογραφίας.

Τόσο στις κατακόρυφες πλευρές όσο και εντός της ορογραφίας η ταχύτητα του ανέμου τίθεται ίση με το μηδέν (**v=0**). Με τον τρόπο αυτό προσομοιώνονται σε ικανοποιητικό βαθμό ο καναλισμός, ο εμποδισμός και ο διαχωρισμός της ροής γύρω από τοπογραφικές εξάρσεις.

Στις γεωγραφικές συντεταγμένες εφαρμόζεται ένας επιπλέον μετασχηματισμός. Με περιστροφή του συστήματος το κέντρο της περιοχής του μοντέλου μεταφέρεται στο σημείο τομής του ισημερινού και του μηδενικού μεσημβρινού. Η απόσταση μεταξύ των σημείων του πλέγματος καθίσταται περισσότερο ομοιόμορφη, μειώνοντας το πρόβλημα της σύγκλισης των μεσημβρινών. Έτσι υπάρχει η δυνατότητα εφαρμογής του μοντέλου σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη. Παράλληλα αυξάνεται το χρονικό βήμα, μειώνοντας σημαντικά τον συνολικό αριθμό των υπολογισμών και τον χρόνο των προσομοιώσεων.



Εικόνα 2.1.1 Οριζόντιο πλέγμα (E-Arakawa, αριστερά) και κατακόρυφες συντεταγμένες ETA (δεξιά).

2.1.2 Παραμετροποίηση των φυσικών διεργασιών

Οι εξισώσεις κίνησης του μοντέλου κάτω από αδιαβατικές συνθήκες τροποποιούνται για τη χρήση των προηγούμενων συντεταγμένων, ακολουθώντας τον *Mesinger* (1984):

$$\frac{d\boldsymbol{v}}{dt} + fk \times \boldsymbol{v} + \nabla\Phi + \frac{RT}{p}\nabla p = 0 \qquad (2.1.3)$$

$$\frac{dT}{dt} + \kappa\frac{T\omega}{p} = 0 \qquad (2.1.4)$$

$$\frac{\partial}{\partial\eta}\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right) + \nabla\left(\boldsymbol{v}\frac{\partial p}{\partial\eta}\right) + \frac{\partial}{\partial\eta}\left(\dot{\eta}\frac{\partial p}{\partial\eta}\right) = 0 \qquad (2.1.5)$$

$$\frac{\partial\Phi}{\partial\eta} = -\frac{RT}{p}\frac{\partial p}{\partial\eta} \qquad (2.1.6)$$

$$\omega \equiv \frac{dp}{dt} = -\int_0^{\eta}\nabla(\boldsymbol{v}\frac{\partial p}{\partial\eta})d\eta + \nabla p \qquad (2.1.7)$$

$$\frac{\partial p_s}{\partial t} = -\int_0^{\eta_s}\nabla(\boldsymbol{v}\frac{\partial p}{\partial\eta})d\eta \qquad (2.1.8)$$

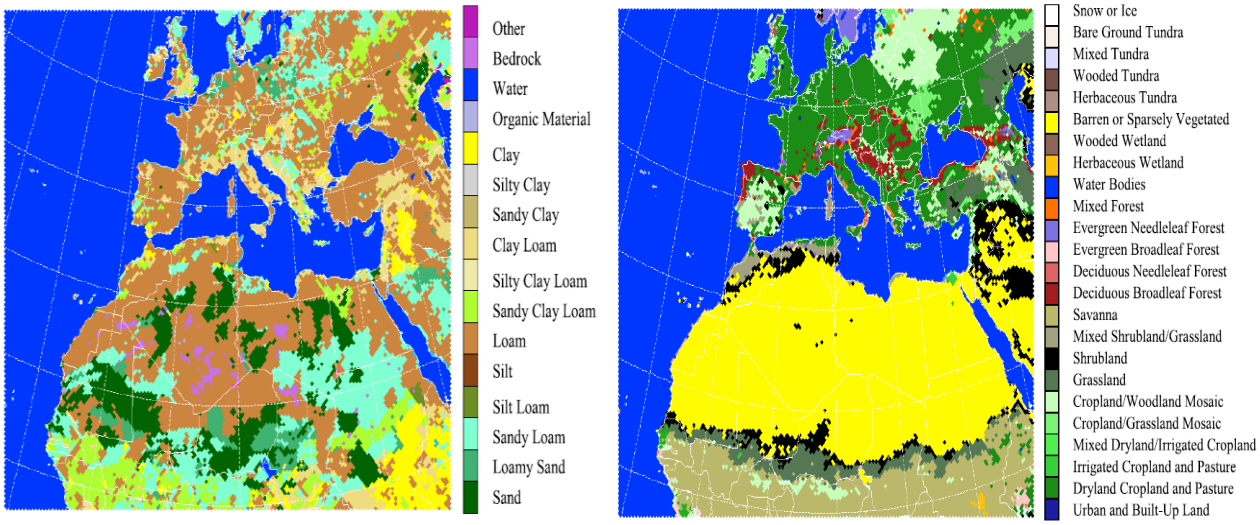
$$\dot{\eta}\frac{\partial p}{\partial\eta} = -\frac{\partial p}{\partial t} - \int_0^{\eta}\nabla(\boldsymbol{v}\frac{\partial p}{\partial\eta})d\eta \qquad (2.1.9)$$

όπου Φ το γεωδυναμικό, f η παράμετρος Coriolis, κ είναι ο όρος R/c_p , R η παγκόσμια σταθερά των αερίων και c_p η ειδική θερμότητα. Οι φυσικές διεργασίες με μικρότερη από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου κλίμακα υλοποιούνται μέσω ενός πλήρους πακέτου παραμετροποιήσεων.

Η διαχείριση της τύρβης πραγματοποιείται με το σχήμα των *Mellor* και *Yamada Level 2.5* (1974, 1982), τροποποιημένο από τον *Janjic* (1990, 1994, 1996). Επιλέχθηκε λόγω της καλύτερης απόδοσης που παρουσιάζει στα ατμοσφαιρικά μοντέλα και χρησιμοποιείται σε όλα τα στρώματα, εκτός του επιφανειακού. Για το τελευταίο εφαρμόζεται η θεωρία ομοιότητας *Monin-Obukhov*. Στο στρώμα όπου κυριαρχεί η μοριακή διάχυση (*viscous sublayer*) χρησιμοποιούνται διαφορετικές προσεγγίσεις για τον εύρεση του προφίλ της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και της υγρασίας σε θαλάσσια και χερσαία επιφάνεια. Πάνω από έδαφος εφαρμόζεται η μέθοδος του *Zilitinkevich* (1995), όπου υπολογίζεται το ενεργό μήκος τραχύτητας της θερμοκρασίας σαν συνάρτηση της ροής (μέσω του αριθμού *Reynolds*). Σε υδάτινες επιφάνειες, ο υπερκείμενος αέρας χωρίζεται σε δυο διακριτά στρώματα, το τυρβώδες και το ιξώδες. Ακολουθώντας τους *Liu et al. 1979,* βρίσκεται το προφίλ των διάφορων ιδιοτήτων. Στο μοντέλο μπορούν να διακριθούν τρεις περιπτώσεις της ροής του ιξώδους υποστρώματος: α) ομαλή και μεταβατική β) αεροδυναμικά τραχιά και γ) αεροδυναμικά τραχιά με σπρέι.

Ένα σημαντικό φαινόμενο που θα πρέπει να λαμβάνεται υπόψη σε ένα μοντέλο είναι η κατακόρυφη ανάπτυξη νεφών και ο αντίστοιχος υετός που προκύπτει σε ζώνες έντονης σύγκλισης. Σε αυτές τις συνθήκες οι διαδικασίες υγροποίησης ή/και παγοποίησης παραμετροποιούνται με το σχήμα των Betts-Miller-Janjic (*Betts, 1986; Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994*).

Το SKIRON/Dust χρησιμοποιεί το παραμετρικό σχήμα OSU (Oregon State University, *Ek και Mahrt, 1991*) για την προσομοίωση των φυσικών διεργασιών στην επιφάνεια, όπως το ενεργειακό ισοζύγιο, η υδρολογία, η εξατμισοδιαπνοή κτλ. Περιλαμβάνει 6 υπεδάφια στρώματα στα 5, 10, 13, 22, 50 και 155 cm βάθος αντίστοιχα. Αυτός είναι και ο ελάχιστος αριθμός επιπέδων για την αναλυτική επίλυση της εξίσωσης της συνέχειας της ροής μέσα στο έδαφος. Το τελευταίο στρώμα χρησιμοποιείται ως δεξαμενή για τη θερμότητα και την υγρασία. Οι παράμετροι που απαιτούνται για την υλοποίησή του OSU (εδαφικό περιεχόμενο, η δυνατότητα κατακράτησης νερού κτλ.), εισάγονται από τις βάσεις δεδομένων των *Miller* και *White* (STATGO, 1998) για τον εδαφικό χαρακτηρισμό και τη χρήση γης/φυτοκάλυψη της USGS (U.S. Geological Survey, *Anderson et al. 1976*). Η τελευταία προέκυψε από υψηλής ανάλυσης ραδιομετρικά δεδομένα που καλύπτουν την περίοδο Απρίλιο του 1992-Μάρτιο του 1993. Περιλαμβάνει 24 κατηγορίες και έχει χωρική ανάλυση 30s (Εικόνα 2.1.2, δεξιά). Την ίδια χωρική ανάλυση παρέχει και το STATGO (*Miller* και *White, 1998*) επιτυγχάνοντας με αυτόν τον τρόπο συνεκτικότητα μεταξύ των βάσεων, ενώ περιλαμβάνει 16 εδαφικές τύπους (Εικόνα 2.1.2, αριστερά).



Εικόνα 2.1.2 Εδαφικό περιεχόμενο (*Miller και White*, αριστερά) και χρήση γης/φυτοκάλυψη (USGS, δεξιά) από *Spyrou et al. 2010*.

Στην παρούσα διπλωματική ενδιαφέρουν καίρια οι παραμετροποιήσεις για την αναπαράσταση του κύκλου της σκόνης, γι'αυτό θα αναλυθούν εκτενέστερα η παραγωγή και η εναπόθεση. Δίνεται επίσης συνοπτική περιγραφή του μοντέλου για τη διάδοση της ακτινοβολίας, καθώς η περαιτέρω ανάλυση θα βασιστεί στις οπτικές ιδιότητες της σκόνης.

2.1.3 Παραγωγή σκόνης

Το σχήμα παραγωγής σκόνης του μοντέλου βασίζεται στον πιο αποτελεσματικό μηχανισμό βομβαρδισμού του εδάφους από κόκκους άμμου (*saltation bombardment, Shao et al. 1993*). Τα σωματίδια σκόνης κινητοποιούνται όταν η ταχύτητα τριβής u_* ξεπεράσει μια οριακή τιμή, όπως δίνεται από την εμπειρική σχέση των *Iversen* και *White* (1982):

$$u^{th}{}_* = \begin{cases} \dfrac{0.129\left(\frac{\rho_p g D_{opt}}{\rho_a}\right)^{0.5}\left(1+\frac{0.006}{\rho_p g D^{2.5}{}_{opt}}\right)^{0.5}}{(1{,}928 Re^{0{,}092}-1)^{0{,}5}} & \text{όταν } 0.03 < Re < 10 \\ 0.12\left(\frac{\rho_p g D_{opt}}{\rho_a}\right)^{0.5}\left(1+\frac{0.006}{\rho_p g D^{2.5}{}_{opt}}\right)^{0.5}\left(1-0.0858 e^{-0.0617(Re-10)}\right) & \text{όταν } Re > 10 \end{cases}$$

(2.1.10)

όπου ρ_p η πυκνότητα του σωματιδίου, ρ_a η πυκνότητα του αέρα, g η επιτάχυνση της βαρύτητας, $D_{opt} \sim 60\ \mu m$ η διάμετρος με την ελάχιστη οριακή ταχύτητα τριβής και Re ο αριθμός Reynolds όπως δίνεται από τους *Marticorena* και *Bergametti* (1995) :

$$Re = 1331 D_{opt}{}^{1.56} + 0.38 \qquad (2.1.11)$$

Το ποσοστό υγρασίας στο έδαφος επηρεάζει σημαντικά την κινητοποίηση των σωματιδίων σκόνης, η πλειοψηφία των οποίων είναι πηλός. Τα τελευταία έχουν την δυνατότητα να απορροφούν ένα ποσό νερού, με αποτέλεσμα να καθυστερεί η επίδραση των επιφανειακών τάσεων του νερού στα σωματίδια. Το μέγιστο ποσό που μπορούν να απορροφήσουν σε σχέση με το ποσοστό πηλού του εδάφους (*M*), δίνεται από την ημιεμπειρική σχέση των *Fecan et al. 1999* :

$$w_t = 0.014 M^2 + 0.17 M \qquad (2.1.12)$$

με την οριακή ταχύτητα τριβής να διαμορφώνεται ως

$$u^{th}{}_* = \begin{cases} u^{th}{}_* & \text{όταν } w \leq w_t \\ u^{th}{}_* \sqrt{1 + 1.21(w - w_t)^{0.68}} & \text{όταν } w > w_t \end{cases} \qquad (2.1.13)$$

Αφού υπολογιστεί το τελικό $u^{th}{}_*$ συγκρίνεται με την ταχύτητα τριβής του ανέμου. Αν η τελευταία είναι μεγαλύτερη, τότε το σχήμα παραγωγής ενεργοποιείται. Υπολογίζεται αρχικά η οριζόντια ροή μάζας των μεγάλων σωματιδίων που βομβαρδίζουν το έδαφος (*White,1979*) με διάμετρο 60 μm μέσω της εξίσωσης

$$Q = 2.61 \frac{\rho_a}{g} u_*{}^3 (1 - \frac{u_{*t}{}^2}{u_*{}^2})(1 + \frac{u_{*t}}{u_*}) \qquad (2.1.14)$$

Η κατακόρυφη ροή της μάζας των σωματιδίων σκόνης βρίσκεται από τη σχέση $F_{d,j} = TSA_m aQ \sum_{i=1}^{I} M_{i,j}$ (*Zender et al. 2003*), όπου S είναι ο παράγοντας διάβρωσης μιας περιοχής (εξαρτάται από τοπογραφικά χαρακτηριστικά), A_m το ποσοστό της ελεύθερης επιφάνειας, α η ικανότητα του εδάφους να αποδώσει σωματίδια σκόνης και T ρυθμιστικός παράγοντας.

Στο μοντέλο χρησιμοποιούνται 8 διακριτές κλάσεις για τη μεταφερόμενη σκόνη (Πίνακας 2.1.3.1), με ενεργές ακτίνες 0.15, 0.25, 0.45, 0.78, 1.3, 2.2, 3.8 και 7.1 μm, όπως είχε προταθεί από τους *Schulz et al. 1998*, ενώ χρησιμοποιούνται τρεις λογαριθμικές κατανομές (Πίνακας 2.1.3.2, *D'Almeida 1987*) για τον υπολογισμό της συνεισφοράς σε μάζα μιας πηγής για κάθε ενεργό ακτίνα ($M_{i,j}$). Ο λόγος της κατακόρυφης προς την οριζόντια ροή μάζας δίνεται από τη σχέση $\alpha = 10^{(0,134\% Clay - 6)}$, όπως προέκυψε από προσαρμογή σε πειραματικά δεδομένα και ισχύει για ποσοστό πηλού 0% < M < 20% (*Marticorena και Bergametti, 1995*). Στην περίπτωση που το ποσοστό σε κάποια περιοχή είναι μεγαλύτερο, μειώνεται στο 20% ώστε να είναι δυνατή η χρήση της. Το ποσοστό πηλού λαμβάνεται από την βάση δεδομένων των *Reynolds et al. 1999* οριζόντιας χωρικής ανάλυσης $0{,}08° \times 0{,}08°$, για μεγάλη ακρίβεια στην αναπαράσταση της ικανότητας παραγωγής σκόνης μιας περιοχής.

Πίνακας 2.1.3.1 Οι 8 διακριτές περιοχές μεταφοράς του SKIRON/Dust, με r_n τη μέση διάμετρο της κατανομής της μάζας, r_{min} και r_{max} η ελάχιστη και η μέγιστη ακτίνα για κάθε περιοχή αντίστοιχα, σ_g η γεωμετρική τυπική απόκλιση και r_{eff} η ενεργός ακτίνα.

Bin	r_{min}	r_{max}	r_{eff}	r_n	σ_g
1	0.1	0.18	0.15		
2	0.18	0.3	0.25		
3	0.3	0.6	0.45		
4	0.6	1	0.78		
5	1	1.8	1.3	2.5	2
6	1.8	3	2.2		
7	3	6	3.8		
8	6	10	7.1		

Πηγή: Spyrou et al. 2013

Πίνακας 2.1.3.2 Οι 3 λογαριθμικές κατανομές παραγωγής σκόνης της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust. Δίνονται η μέση διάμετρος των κατανομών της μάζας D_v, η γεωμετρική τυπική απόκλιση σ_g και το ποσοστό σε μάζα κάθε μιας.

Mode	$D_v, \mu m$ (MMD)	σ_g	*Mass fraction*
1	0.832	2.10	0.036
2	4.82	1.9	0.957
3	19.38	1.6	0.007

Πηγή: D'Almeida 1987

2.1.4 Ξηρή και Υγρή Εναπόθεση

Η παραμετροποίηση των μηχανισμών απομάκρυνσης της σκόνης πραγματοποιείται με τρόπο υπολογιστικά απλό και αποτελεσματικό. Για την ξηρή εναπόθεση ακολουθείται η προσέγγιση των αντιστάσεων, όπως υλοποιήθηκε από την UAM-AERO (*Kumar et al. 1996*), μέσω της σχέσης $V_d = V_{sed} + \frac{1}{r_a + r_b + r_b r_a V_{sed}}$. Στην ταχύτητα εναπόθεσης υπεισέρχονται η τερματική ταχύτητα βαρυτικής καθίζησης V_{sed} από το νόμο του Stoke, η οριακή και αεροδυναμική αντίσταση $r_b = \frac{1}{u_*(Sc^{-2/3} + 10^{-3/S_t})}$ και $r_a = \frac{1}{ku_*}\left[\ln\left(\frac{1}{z_o} - \varphi_h\right)\right]$ αντίστοιχα, Sc ο αριθμός *Schimdt*, S_t ο αριθμός *Stokes*, z_O το μήκος τραχύτητας, η σταθερά von Karman k και φ_h ο διορθωτικός παράγοντας ευστάθειας. Το σχήμα εφαρμόζεται για κάθε διάμετρο σωματιδίων ξεχωριστά στο κάθε σημείο του πλέγματος.

Η υγρή εναπόθεση περιλαμβάνει τους μηχανισμούς της απομάκρυνσης των σωματιδίων, τόσο εντός του νέφους, όσο και κάτω από αυτό. Η μεταβολή της συγκέντρωσης με το χρόνο

δίνεται από την εξίσωση $\frac{\vartheta C}{\vartheta t} = -\Lambda C$. Ο συντελεστής Λ για αερολύματα εντός των νεφών υπολογίζεται από τη σχέση που προτάθηκε από τους *Seinfeld* και *Pandis* (1998) και υιοθετήθηκε από το CAMx (*Environ. 2006*).

$$\Lambda = 4.2 \times 10^{-7} \frac{EP}{D_{drop}} \qquad (2.1.15)$$

όπου Ε η ικανότητα συλλογής, Ρ ο ρυθμός υετού και D_{drop} η διάμετρος των σταγόνων βροχής. Για την απομάκρυνση κάτω από το νέφος, χρησιμοποιείται ο τύπος των *Seinfeld* και *Pandis* (1998), σε αντιστοιχία με τη συλλογή σταγόνων νέφους :

$$E = \frac{4}{Re*Sc}\left(1 + 0.4Re^{1/2}Sc^{1/3} + 0.16Re^{1/2}Sc^{1/2}\right) + 4\varphi\left[\frac{\mu}{\mu_w} + \varphi\left(1 + Re^{1/2}\right)\right] + \left(\frac{S_t - S^*}{S_t - S^* + 2/3}\right)^{3/2} \qquad (2.1.16)$$

με $S^* = \frac{1.2 + \ln(1+Re)/12}{1 + \ln(1+Re)}$, Re ο αριθμός Reynolds της σταγόνας, Sc ο αριθμός Schmidt, S_t ο αριθμός Stokes, $\varphi = D_p / D_{drop}$ ο λόγος της διαμέτρου του σωματιδίου προς εκείνη της σταγόνας και μ, μ_w το κινηματικό ιξώδες για τον αέρα και το νερό αντίστοιχα.

2.1.5 Μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας RRTMG

Η διάδοση, η σκέδαση και η απορρόφηση της μικρού και μεγάλου μήκους ακτινοβολίας του μοντέλου παραμετροποιείται με το RRTMG (*Mlawer et al. 1997 ; Iacono et al. 2008*). Αναπτύχθηκε από την *AER, Inc*. και διαθέτει 16 κανάλια για τη μεγάλου μήκους ακτινοβολία και 14 για την ηλιακή. Το RRTMG λαμβάνει ως μοριακούς απορροφητές τους υδρατμούς, το οξυγόνο, το όζον, οξείδια του αζώτου, τέσσερις αλογονάνθρακες (CFC11, CFC12, CFC22, CCL4), το μεθάνιο και το διοξείδιο του άνθρακα στη μεγάλου μήκους και το οξυγόνο, το όζον, το μεθάνιο, το διοξείδιο του άνθρακα και τους υδρατμούς στη μικρού μήκους ακτινοβολία. Η απορρόφηση και η σκέδαση των αερολυμάτων υπολογίζεται βάσει των οπτικών τους ιδιοτήτων σε κάθε κανάλι. Στην περίπτωση των σωματιδίων σκόνης χρησιμοποιείται η συνάρτηση φάσης των *Henyey-Greenstein* (1941).

Το οπτικό βάθος των αερολυμάτων (στην περίπτωση μας για σωματίδια σκόνης) για ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος υπολογίζεται από τη σχέση (*Perez et. al. 2006*):

$$AOD(\lambda) = \sum_{l=1}^{8} \frac{3}{4\rho_{pl} r_l} M_l Q_e(\lambda)_l \qquad (2.1.17)$$

με $Q_e(\lambda)_l$ τον παράγοντα εξασθένησης (προκύπτει από τη θεωρία Mie) της κατηγορίας l, M_l η αντίστοιχη μάζα σε ολόκληρη τη στήλη, ρ_{pl} η πυκνότητα των σωματιδίων και r_l η ακτίνα τους.

2.2 Αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust

Η ακριβής απεικόνιση της κατακόρυφης ροής της μάζας των σωματιδίων σκόνης, της μεταφοράς και εναπόθεσής τους εξαρτάται καίρια από το χαρακτηρισμό της επιφάνειας και το εδαφικό περιεχόμενο. Όπως έδειξαν οι *Chatenet et al. 1996*, η κατανομή της μάζας των σωματιδίων για τους διάφορους εδαφικούς τύπους μπορεί να αναπαρασταθεί από τέσσερις λογαριθμικές με μέσες διαμέτρους 125 μm, 210 μm, 520 μm και 690 μm (Πίνακας 2.2.1). Στην αναβαθμισμένη έκδοση του μοντέλου ο εδαφικός χαρακτηρισμός λαμβάνεται από τη βάση των *Laurent et al. 2008a*, με χωρική ανάλυση $1/4° \times 1/4°$. Προέκυψε μετά από ανάλυση τοπογραφικών χαρτών και γεωμορφολογικά δεδομένα της δυτικής Αφρικής (*Marticorena et al. 1997a*). Τα αντίστοιχα αεροδυναμικά μήκη τραχύτητας υπολογίστηκαν από δορυφορικά δεδομένα της επιφανειακής αμφίδρομης ανακλαστικότητας του οργάνου POLDER-1. Το ποσοστό πηλού, το οποίο χρειάζεται για τον υπολογισμό του α (*sandblasting efficiency, Marticorena και Bergametti 1995*) και του w' (*Residual moisture*, σχέση (2.1.12)) για κάθε εδαφικό τύπο, υπολογίστηκε από τη σχέση $\%Clay_{soil} = \sum_{i=1}^{4} p_i \times \%Clay_i$ με p_iκαι $\%Clay_i$ το ποσοστό μάζας και πηλού κάθε κατανομής αντίστοιχα. Τέλος το συνολικό εδαφικό περιεχόμενο λήφθηκε μετά από γραμμική προσαρμογή του ποσοστού της άμμου συναρτήσει του ποσοστού πηλού, με δεδομένα από δείγματα σε Τυνησία, Μάλι και Νίγηρα. Τα παραπάνω συνοψίζονται στο Πίνακα 2.2.2. Με την προσθήκη αυτής της βάσης υπάρχει η δυνατότητα να αποδοθούν εώς και δυο τύποι εδαφών σε ένα σημείο πλέγματος. Έτσι μπορούν να απεικονιστούν κατάλληλα περιοχές με ειδικά χαρακτηριστικά, ενώ λαμβάνεται υπόψη η διαφορετική συνεισφορά στην οριζόντια ροή μάζας των σωματιδίων της κάθε περιοχής. Για τον υπολογισμός της χρησιμοποιείται η μέθοδος των *Marticorena* και *Bergametti* (1995), βάσει της σχέσης

$$Q_{tot} = E \int Q(D_p) n(D_p) dD_p \qquad (2.1.18)$$

όπου $n(d_p)$ το ποσοστό της επιφάνειας που καλύπτουν σωματίδια διαμέτρου D_p και Ε λόγος της διαβρώσιμης επιφάνειας προς την ολική. Η οριακή ταχύτητα τριβής υπολογίζεται πλέον σε ένα εύρος διαμέτρων από 0.1-1000 μm, σε αντίθεση με τη σταθερή τιμή στα 60 μm που χρησιμοποιούταν.

Μετρήσεις σε αεροσήραγγες έδειξαν ό,τι η κατανομή της παραγόμενης σκόνης αποτελεί μίξη τριών λογαριθμικών κατανομών (*Alfaro et al. 1998, Alfaro και Gomes 2001*), με μέσες διαμέτρους 1.5 μm, 6.7 μm, 14.2 μm και γεωμετρικές τυπικές αποκλίσεις 1.7, 1.6, 1.5 αντίστοιχα. Ακολουθώντας τη θεωρία των *Alfaro και Gomes 2001*, υπολογίστηκε το ποσοστό της παραγόμενης μάζας της κάθε κατανομής, σύμφωνα με την προηγούμενη κατηγοριοποίηση. Έτσι για κάθε εδαφικό τύπο αντιστοιχεί και διαφορετική συνεισφορά στο ποσοστό της μάζας και αναιρείται η αυθαίρετη υπόθεση της ομοιόμορφης παραγωγής σκόνης παντού (Πίνακας 2.1.3.2, *D'Almeida 1987*). Στον πίνακα 2.2.3 δίνεται το ποσοστό της μάζας για κάθε κατανομή και εδαφικό τύπο.

Μετά την εφαρμογή των προηγούμενων παραμετροποιήσεων, ο παράγοντας προσαρμογής από την εξίσωση της κατακόρυφης ροής μάζας των σωματιδίων σκόνης αφαιρείται (*T=1*), εφ'όσον έχει ληφθεί υπόψη η διαφορετική συνεισφορά κάθε περιοχής. Σε αυτή τη μορφή το νέο σχήμα μπορεί να είναι χρησιμοποιηθεί παντού, ανεξάρτητα από την περιοχή μελέτης και χωρίς την ανάγκη προσαρμογής.

Πίνακας 2.2.1 Ποσοστό της μάζας για κάθε λογαριθμική κατανομή και εδαφικό τύπο στην αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust.

Soil Types	Mass fraction at 690 μm	Mass fraction at 520 μm	Mass fraction at 210 μm	Mass fraction at 125 μm
Coarse Sand	1	0	0	0
Coarse Medium Sand	0.9	0	0.1	0
Medium Sand	0.8	0	0.2	0
Silty Coarse Sand	0.6	0	0	0.4
Salty Silt Fort	0	0.92	0	0.08
Salty Medium Sand	0	0.8	0	0.2
Salt Waste	0	0.5	0	0.5
Salty Fine Sand	0	0.4	0.5	0.1
Silty Medium Sand	0.3125	0	0.3125	0.375
Fine Sand	0	0	1	0
Silty Fine Sand	0	0	0.625	0.375
Agricul. Soil	0	0	0	1

Πηγή: Laurent et al. 2008α

Πίνακας 2.2.2 Περιεχόμενο (%Sand, %Silt, %Clay), εναπομένουσα υγρασία (w') και ο συντελεστής α βάσει της κατηγοριοποίησης των *Laurent et al. 2008a* .

Soil Types	% Sand	% Silt	% Clay	w'	a, cm^{-1}
Coarse Sand	95.8	4.2	0	0	1.0E-06
Coarse Medium Sand	94.9	4.7	0.4	0.06	1.1E-06
Medium Sand	94.2	5.1	0.7	0.12	1.2E-06
Silty Coarse Sand	87.1	9.0	3.9	0.68	3.3E-06
Salty Silt Fort	87.4	8.9	3.7	0.66	3.1E-06
Salty Medium Sand	85.6	9.9	4.5	0.8	4.0E-06
Salt Waste	81.3	12.2	6.5	1.16	7.4E-06
Salty Fine Sand	86.6	9.3	4.1	0.71	3.5E-06
Silty Medium Sand	85.1	10.1	4.8	0.84	4.4E-06
Fine Sand	87.7	8.7	3.6	0.63	3.0E-06
Silty Fine Sand	82.6	11.5	5.9	1.05	6.2E-06
Agricul. Soil	74.0	16.3	9.7	1.78	2.0E-05

Πηγή: Laurent et al. 2008α

Πίνακας 2.2.3 Ποσοστό της παραγόμενης σε μάζα σκόνης για κάθε λογαριθμική κατανομή και εδαφικό τύπο, βάσει της κατηγοριοποίησης των *Laurent et al. 2010*.

Soil Types	Mass fraction at $MMD_{dust}(\mu m) = 1.5$, σ=1.7	Mass fraction at $MMD_{dust}(\mu m) = 6.7$, σ=1.6	Mass fraction at $MMD_{dust}(\mu m) = 14.2$, σ=1.5
Coarse Sand	0.59	0.27	0.14
Coarse Medium Sand	0.54	0.27	0.19
Medium Sand	0.48	0.28	0.24
Silty Coarse Sand	0	0	0
Salty Silt Fort	0.33	0.33	0.34
Salty Medium Sand	0.30	0.32	0.38
Salt Waste	0	0	0
Salty Fine Sand	0	0	0
Silty Medium Sand	0.21	0.28	0.51
Fine Sand	0.05	0.30	0.65
Silty Fine Sand	0.04	0.29	0.67
Agricul. Soil	0	0	0

Πηγή: Laurent et al. 2010

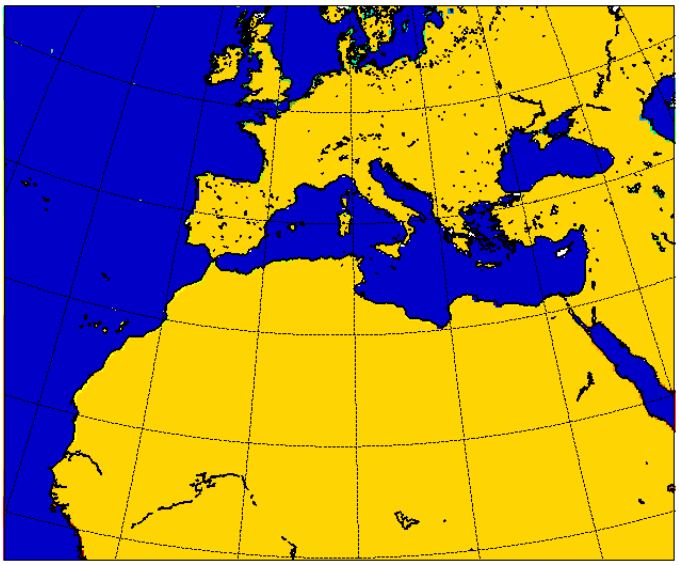
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ, ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ

3.1 Προσομοιώσεις με το μοντέλο SKIRON/Dust

Κατά τους μεταβατικούς μήνες (Μάρτιος-Απρίλιος-Μάιος) η μεταφορά σκόνης στην ανατολική Μεσόγειο είναι μέγιστη, προερχόμενη κυρίως από τη Λιβυκή έρημο (*Moulin et al., 1998 ; Michaelidis et al. 1999 ;Kallos et al., 2005*). Με την έλευση του καλοκαιριού η μεταφορά αυτή μετατοπίζεται προς τα δυτικά. Όπως έχει παρατηρηθεί ο Ιούνιος είναι ο μήνας με τη μέγιστη παραγωγή στη δυτική Αφρική (*Engelstaedter* και *Washinghton, 2007*) και μεταφορά στη δυτική και κεντρική Ευρώπη (*Moulin et al., 1998*). Προκειμένου λοιπόν να ελεγχθεί, μέσω της μεταφοράς στη Μεσόγειο από ολόκληρη τη Β.Αφρική, η απόδοση του σχήματος παραγωγής με τη βάση των *Laurent et al. 2008*, επιλέχθηκαν οι μήνες Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος του 2006.

Δυο σετ προσομοιώσεων πραγματοποιήθηκαν για το συγκεκριμένο τρίμηνο, ένα για κάθε παραμετροποίηση. Ως προσομοίωση ελέγχου χρησιμοποιήθηκε το σχήμα παραγωγής της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust, όπου η παράμετρος προσαρμογής τέθηκε ίση με 1.7×10^{-4} . Πριν από κάθε προσομοίωση καθορίζεται ποια «κουτιά» πλέγματος θα χαρακτηριστούν ως πηγές. Για αυτό το σκοπό χρησιμοποιήθηκε το ποσοστό της επιφάνειας που περιλαμβάνει ερημικές περιοχές, σύμφωνα με τη χρησιμοποιούμενη βάση δεδομένων της χρήσης γης (USGS, *Anderson 1976*). Η ολοκλήρωση του μοντέλου και για τα δυο σετ προσομοιώσεων ξεκινά από την 1^{η} Μαρτίου του 2006. Έτσι επιτυγχάνεται επαρκές υπόβαθρο σκόνης και ρεαλιστικές τιμές στη θερμοκρασία και υγρασία του εδάφους.

Το πεδίο ολοκλήρωσης του SKIRON/Dust, τόσο για τις καινούργιες παραμετροποιήσεις, όσο και για την αρχική έκδοση, περιλαμβάνει τη Μεσόγειο, τη Β.Αφρική , την Ευρώπη, την Τουρκία και ένα μεγάλο μέρος της Μέσης Ανατολής. Καθορίζεται για γεωγραφικό πλάτος $9°N - 61°N$ και γεωγραφικό μήκος $21°W - 41°E$ (Εικόνα 3.1.1). Επιλέχθηκε με τέτοιο τρόπο, ώστε η υπό μελέτη περιοχή (Β.Αφρική και Μεσόγειος) να βρίσκονται μακριά από τα όρια του μοντέλου, ενώ το μεγαλύτερο τμήμα τους βρίσκεται πάνω από θάλασσα . Με αυτό τον τρόπο αποφεύγεται η εισαγωγή θορύβου από τις πλευρικές οριακές συνθήκες. Θα πρέπει να σημειωθεί ό,τι η είσοδος της Μέσης Ανατολής στην περιοχή προσομοίωσης έχει σαν σκοπό να συμπεριληφθεί η μεταφορά σκόνης προς τη Β.Αφρική. Επίσης αποφεύγεται η χρήση πλευρικών οριακών συνθηκών για την εισερχόμενη από τα ανατολικά σκόνη, αφού τέτοια δεδομένα δεν υπάρχουν.



Εικόνα 3.1.1 Περιοχή προσομοιώσεων του μοντέλου SKIRON/Dust.

Η οριζόντια χωρική ανάλυση ορίστηκε στα $0{,}15° \times 0{,}15°$. Στην κατακόρυφη διεύθυνση χρησιμοποιούνται 38 ισοβαρικά επίπεδα, από την επιφάνεια εώς τα 50 hPa στην κορυφή του μοντέλου (περίπου 20 km). Το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης ορίζεται στα 60 sec.

Τα απαραίτητα για τις προσομοιώσεις μετεωρολογικά δεδομένα (πεδίο ταχυτήτων, πεδίο γεωδυναμικών υψών και σχετική υγρασία) εισάγονται από το παγκόσμιο μοντέλο του European Centre for Medium-Range Forecasts (ECMWF), χωρικής ανάλυσης $0{,}5° \times 0{,}5°$. Χρησιμοποιούνται για τις αρχικοποίηση του μοντέλου και τις πλευρικές οριακές συνθήκες, οι οποίες ανανεώνονται κάθε 6 ώρες. Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας λαμβάνεται από το National Center for Environmental Prediction (NCEP) με ανάλυση $0{,}5° \times 0{,}5°$. Οι προσομοιώσεις διαρκούν 108 ώρες. Για αυτό το χρονικό διάστημα δεν παρουσιάζονται αισθητές μεταβολές στην επιφανειακή θερμοκρασία. Κατά τη διάρκεια τους λοιπόν θεωρείται σταθερή.

Οι πρώτες 12 ώρες κάθε 5ήμερης πρόγνωσης αφαιρούνται (*spin-up time*). Σε αυτό το χρονικό διάστημα οι ατμοσφαιρικές συνθήκες δεν έχουν προλάβει να εξομαλυνθούν, με αποτέλεσμα τα πεδία να παρουσιάζουν ακραίες τιμές. Μετά το πέρας μιας 5ήμερης προσομοίωσης, η προκύπτουσα χωρική κατανομή των σωματιδίων εισάγεται στην επόμενη. Η διαδικασία αυτή (*coupling*) ακολουθείται μέχρι το τέλος του μήνα.

3.2 Δεδομένα αξιολόγησης και επεξεργασία

Η ταυτοποίηση των πλουμίων σκόνης καθώς και οι κυριότερες πηγές για τα επεισόδια του τριμήνου Απριλίου-Μαΐου-Ιουνίου πραγματοποιούνται με τη χρήση εικόνων του οπτικού βάθους στα 550 nm των Terra και Aqua MODIS (Level 3, Quality Assurance). Έτσι είναι δυνατή η ποιοτική αξιολόγηση της δυναμικής των σχημάτων παραγωγής σκόνης. Η αριθμητική απεικόνιση της απόδοσης των δυο σχημάτων πραγματοποιείται με *in situ* μετρήσεις του οπτικού βάθους που παρέχονται από το δίκτυο AERONET και την εφαρμογή ενός συνόλου στατιστικών εργαλείων (βλ. Παράρτημα Α). Στις επόμενες παραγράφους περιγράφονται συνοπτικά τα κυριότερα χαρακτηριστικά των δεδομένων και η διαδικασία επεξεργασίας τους.

3.2.1 Δεδομένα του Δικτύου AERONET

Το AERONET (AErosol RObotic NETwork) είναι ένα δίκτυο ηλιακών φωτόμετρων το οποίο στηρίζεται από τη NASA και έχει σαν σκοπό τη μελέτη των ατμοσφαιρικών αερολυμάτων. Με πάνω από 300 σταθμούς , έχει καταστεί δυνατός ο χαρακτηρισμός των αερολυμάτων σε τοπική, περιοχική και παγκόσμια κλίμακα, με εφαρμογές στη μεταφορά τους, το ισοζύγιο ακτινοβολιών και τη βαθμονόμηση των δορυφόρων (*Holben et al. 1998*).

Κάθε όργανο μετρά την άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία σε ένα μεγάλο εύρος μηκών κύματος (340-1640 nm). Από αυτές υπολογίζεται το οπτικό βάθος των αερολυμάτων για κάθε μ.κ., αφού αφαιρεθεί η επίδραση των νεφών, η απορρόφηση των αερίων της ατμόσφαιρας και η σκέδαση Rayleigh. Το σφάλμα του AOD είναι ~ 0.01 και ~ 0.02 για το ορατό/υπέρυθρο και το υπεριώδες αντίστοιχα. Με τη εφαρμογή αλγορίθμων εξάγονται επίσης χρήσιμες παράμετροι για των χαρακτηρισμό των αερολυμάτων, όπως η μονής σκέδασης λευκαύγεια (ω), ο δείκτης διάθλασης (n), η κατανομή της μάζας των σωματιδίων (R_v) και η συνάρτηση φάσης.

Στην παρούσα εργασία θα χρησιμοποιηθούν τα πιο σύγχρονα δεδομένα του AOD της Version 2.0 με Level 2.0 κριτήρια. Μια από τις σημαντικές βελτιώσεις της Version 2.0 σε σχέση με τη Version 1.0 είναι η παραμετροποίηση της μη σφαιρικότητας των αερολυμάτων (*Dubovik et al. 2006*). Επίσης έχει αντικατασταθεί ο στατικός καθορισμός της επιφανειακής λευκαύγειας με εκτίμησή της από δορυφορικά δεδομένα και μοντέλα.

Στη νεότερη έκδοση τα παράγωγα των αλγορίθμων (αναφέρονται ως Level 2.0) προκύπτουν μετά από μια σειρά εφαρμογής κριτηρίων στις μετρήσεις, τα οποία παρουσιάζονται συνοπτικά (*Holben et al. 2006*) :

1) ***Έλεγχος συμμετρίας***

Μέχρι το 1999 οι μετρήσεις πραγματοποιούνταν με μια πλήρη περιστροφή. Πλέον πραγματοποιείται μια αντιωρολογιακή και μια ωρολογιακή περιστροφή εώς τις $180°$, λαμβάνοντας με αυτόν τον τρόπο δυο μετρήσεις σε κάθε αζιμούθια γωνία. Μετρήσεις για γωνίες μικρότερες των $3{,}5°$ εξαλείφονται. Η διαδικασία αυτή δίνει τη δυνατότητα να ελεγχθεί η συμμετρία της φωτεινότητας του ουράνιου θόλου. Για παράδειγμα, αν ένα ζεύγος μετρήσεων που λαμβάνεται στις αζιμούθιες γωνίες $-120°$ και $+120°$ ξεπερνά το 20% της μέσης τιμής, τότε απορρίπτεται.

2) ***Έλεγχος βαθμονόμησης***

Στη Version 2.0 ελέγχεται η βαθμονόμηση των οργάνων, όπου οι μετρήσεις τους δεν πρέπει διαφέρουν περισσότερο από 5% σε σχέση με πρότυπες.

3) ***Εναπομένον σφάλμα***

Ο έλεγχος του εναπομένον σφάλματος είναι βασικό κριτήριο αξιολόγησης. Υπολογίζεται από τη διαφορά της μετρούμενης διάχυτης ακτινοβολίας και της προβλεπόμενης από το μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας. Τα οπτικά βάθη υπόκεινται στους εξής περιορισμούς:

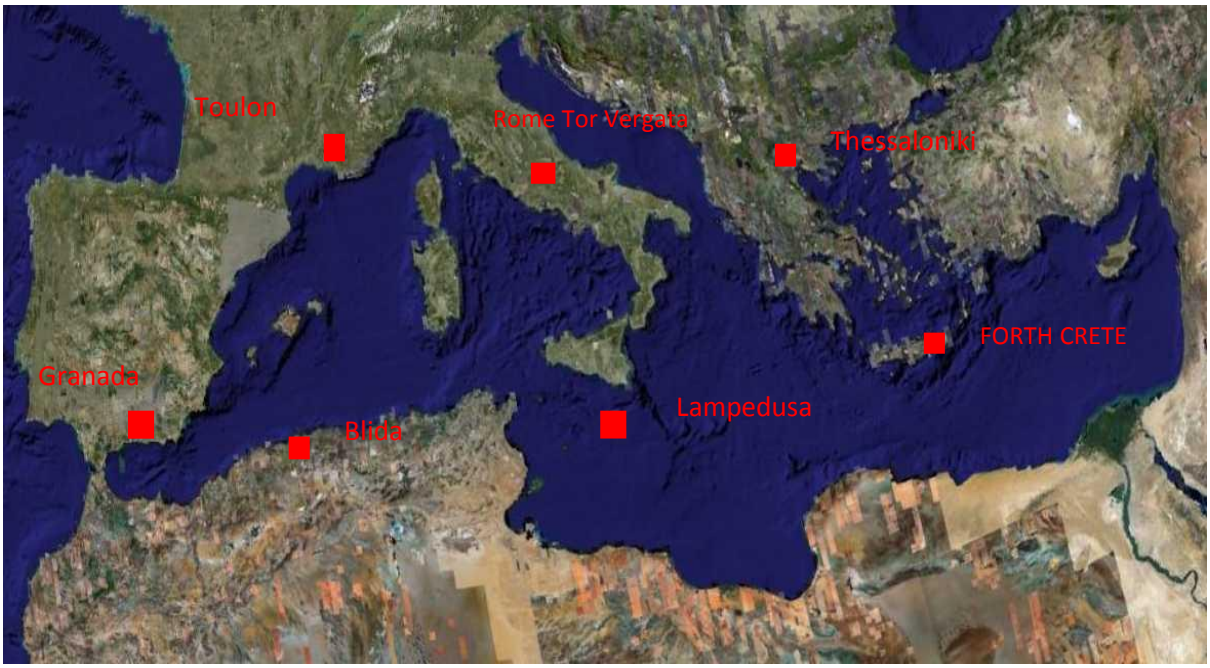
- Για AOD < 0.2 : 5% σφάλμα
- Για $0.2 \leq AOD \leq 1.5$: το ποσοστό του σφάλματος δίνεται από τη σχέση $Y = -1.094AOD^2 + 4.0653AOD + 4.327$
- Για AOD > 1.5 : 8% σταθερό σφάλμα

4) ***Κριτήριο γωνίας σκέδασης***

Η ανάγκη επαρκών μετρήσεων για την ανάκτηση των διάφορων παραμέτρων (ω, n, R_v), οδήγησε στη δημιουργία του κριτηρίου του ελάχιστου αριθμού γωνιών σκέδασης για τέσσερις περιοχές ($3.2° - 6.0°$, $6.0° - 30°$, $30° - 80°$ $και > 80°$) . Μεταξύ $3.2° - 6.0°$ απαιτούνται τουλάχιστον δυο μετρήσεις της γωνίας σκέδασης για την εύρεση της κατανομής της μάζας με διαμέτρους σωματιδίων μεγαλύτερες του 1 μm (*coarse mode*). Στην περίπτωση που δεν υπάρχουν η κατανομή δεν αναπαράγεται. Για τις υπόλοιπες περιοχές ο ελάχιστος αριθμός μετρήσεων είναι 5, 4 και 3 αντίστοιχα. Έχει φανεί ό,τι ο ελάχιστος αριθμός δεν επηρεάζει τις καθορισμένες αβεβαιότητες. Πρέπει να σημειωθεί επίσης πώς η εφαρμογή του κριτηρίου έχει σαν αποτέλεσμα μια μικρή υποεκτίμηση της κατανομής της μάζας και υπερεκτίμηση του πραγματικού μέρους του δείκτη διάθλασης.

3.2.2 Επεξεργασία των δεδομένων του AERONET

Τα απαιτούμενα για τη στατιστική ανάλυση δεδομένα Level 2.0 (βλ. υποκεφ. 3.2.1) της περιόδου Απριλίου-Ιουνίου του 2006 λαμβάνονται από τη βάση δεδομένων του AERONET (http://aeronet.gsfc.nasa.gov/). Αρχικά γίνεται προσεκτική επιλογή των σταθμών που θα χρησιμοποιηθούν. Από τη στιγμή που δεν είναι δυνατό να αναπαρασταθούν σωματίδια με διαμέτρους μεγαλύτερες των 20 *μm*, αποφεύγονται σταθμοί που βρίσκονται εντός των πηγών τις Β.Αφρικής. Λήφθηκε ένα σύνολο σταθμών από της ακτές της Ιβηρικής Χερσονήσου εώς και την Κρήτη, με κριτήριο τη μεγαλύτερη δυνατή γεωγραφική κάλυψη της Μεσογείου. Στην Εικόνα 3.2.2.1 εμφανίζονται οι τοποθεσίες των χρησιμοποιούμενων σταθμών και στον Πίνακα 3.2.2 οι γεωγραφικές τους συντεταγμένες. Επιπλέον σταθμοί χρησιμοποιούνται κατά τους ελέγχους ευαισθησίας, ανάλογα με τις απαιτούμενες ανάγκες.



Εικόνα 3.2.2.1 Τοποθεσίες χρησιμοποιούμενων σταθμών AERONET

Πίνακας 3.2.2 Γεωγραφικές συντεταγμένες των χρησιμοποιούμενων σταθμών AERONET

AERONET STATIONS	Latitude (in degrees)	Longitude (in degrees)
Blida	$N\ 36°\ 30'\ 28''$	$E\ 02°\ 52'\ 51''$
Granada	$N\ 37°\ 09'\ 50''$	$W\ 03°\ 36'\ 18''$
Rome_Tor_Vergata	$N\ 41°\ 50'\ 24''$	$E\ 12°\ 38'\ 49''$
Toulon	$N\ 43°\ 08'\ 09''$	$E\ 06°\ 00'\ 32''$
Lampedusa	$N\ 35°\ 31'\ 01''$	$E\ 12°\ 37'\ 55''$
Thessaloniki	$N\ 40°\ 37'\ 48''$	$E\ 22°\ 57'\ 36''$
FORTH_CRETE	$N\ 35°\ 19'\ 58''$	$E\ 25°\ 16'\ 55''$

Η ποσοτική αξιολόγηση θα πραγματοποιηθεί μέσω του οπτικού πάχους στα 550 nm. Στη συγκεκριμένη περιοχή μηκών κύματος ο παράγοντας εξασθένισης εξαρτάται πρακτικά μόνο από το φόρτο σκόνης (*D'Almeida 1987*). Επειδή οι πιο συχνές μετρήσεις που παρέχει το δίκτυο AERONET είναι το AOD στα 440 και 670 nm, χρησιμοποιείται η φόρμουλα του Angstrom για τα aerosol. Το οπτικό πάχος στα 550 nm για κάθε διαθέσιμη μέτρηση υπολογίζεται από τη σχέση

$$AOD_{550} = \exp\{lnAOD_{440} + aln(\frac{440}{550})\}$$

όπου $\alpha = -\frac{\ln(\frac{AOT\ 440}{AOT\ 670})}{\ln(\frac{440}{670})}$ το Angstrom exponent, το οποίο θεωρείται σταθερό σε αυτό το διάστημα των μ.κ.

Στη συνέχεια επιλέγονται εκείνες οι ώρες οι οποίες αντιστοιχούν στα αποτελέσματα του μοντέλου. Τα δεδομένα δεν είναι ομοιόμορφα κατανεμημένα (π.χ. κάθε 10 λεπτά) και ο φόρτος σκόνης μεταβάλλεται αρκετά μέσα σε μια ώρα, επηρεάζοντας αντίστοιχα το AOD. Συνεπώς δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί η μέση τιμή του για σύγκριση με τις προβλεπόμενες από το μοντέλο τιμές. Αντ'αυτού χρησιμοποιούνται οι χρονικά κοντινότερες σε σχέση με τα αποτελέσματα του μοντέλου τιμές, σε ένα χρονικό εύρος 30 λεπτών (15 λεπτά πριν και 15 λεπτά μετά). Για παράδειγμα μια τιμή του AERONET στις 13:04 UTC αντιστοιχεί στις 13:00 UTC του SKIRON/Dust για ένα συγκεκριμένο σταθμό.

Τα περισσότερα δεδομένα δεν είναι συνεχή, είτε λόγω αδυναμίας καταγραφής των οργάνων είτε λόγω της επεξεργασίας που έχουν υποστεί. Επίσης, από τον περιορισμό που εφαρμόστηκε για τις χρονικά κοντινότερες τιμές, δεν είναι πάντα εφικτή η απολαβή κάποιας

τιμής. Για αυτές τις περιπτώσεις τα οπτικά βάθη θεωρούνται ίσα με το μηδέν και απαλείφονται κατά την ανάλυση των αποτελεσμάτων.

Το οπτικό βάθος των χρησιμοποιούμενων σταθμών επηρεάζεται και από άλλους ρύπους ή/και αερολύματα. Συνεπώς απαιτείται επιπρόσθετη επεξεργασία των μετρήσεων για τη μελέτη του τριμήνου Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος του 2006. Από τη στιγμή που δεν υπάρχουν αξιόπιστα δεδομένα που να δίνουν τη δυνατότητα διαχωρισμού του AOD της σκόνης από τα υπόλοιπα, αλλά και η ανάγκη ικανού αριθμού μετρήσεων για τη στατιστική ανάλυση, οδηγεί στην εφαρμογή του κριτηρίου $\alpha < 1$. Παρόμοιο κριτήριο του angstrom exponent έχει χρησιμοποιηθεί για Μεσογειακούς σταθμούς από τους *Astitha et al. 2012* ($\alpha < 1.2$) Με αυτό τον τρόπο λαμβάνονται υπόψη ακόμα και τα πιο μικρά σε διάμετρο σωματίδια σκόνης (διαμέτρου 1 μm), ενώ περιορίζει σε ικανό βαθμό τη επίδραση άλλων aerosols.

Για την επιλογή των κριτηρίων εφαρμόστηκε έλεγχος ευαισθησίας των στατιστικών και για τα δυο σχήματα σε πέντε σταθμούς τον Ιούνιο του 2006 (βλ. Παράρτημα Β). Αξίζει να σημειωθεί ό,τι η επιλογή του α επηρεάζει περισσότερο τα στατιστικά σε σχέση με το επιλεγόμενο χρονικό εύρος. Για κάθε κριτήριο του α ο συντελεστής συσχέτισης παρουσιάζει τη μεγαλύτερη ευαισθησία, κυρίως από ± 15 σε ± 10 λεπτά χρονικού εύρους. Εξαρτάται δε από τον αριθμό τον δεδομένων και όχι από το ποσοστό μείωσής τους. Τα υπόλοιπα στατιστικά παραμένουν σχεδόν αμετάβλητα. Συνεπώς είναι επιθυμητός ο μέγιστος αριθμός δεδομένων (ώστε να είναι αντιπροσωπευτικός του υπό μελέτη φαινομένου), με την ελάχιστη μεταβολή των στατιστικών και το μικρότερο δυνατό χρονικό παράθυρο (± 15 λεπτά για την παρούσα εργασία).

Τέλος, το εκτιμώμενο σφάλμα που εισάγεται λόγω της χρονικής διαφοράς από την προηγούμενη επεξεργασία είναι μικρότερο του 0.01. Συνεπώς το συνολικό σφάλμα κάθε τιμής του AOD στα 550 nm που χρησιμοποιείται δεν ξεπερνά το 0.02.

3.2.3 Δεδομένα MODIS

Το MODIS είναι ένα επιστημονικό όργανο μέτρησης ακτινοβολίας. Τοποθετήθηκε από τη NASA στους δορυφόρους Terra και Aqua το 1999 και 2002 αντίστοιχα. Καλύπτει μια περιοχή 2030x2330 km, ενώ λαμβάνει μετρήσεις σε μ.κ. μεταξύ 0.4-14 μm με μεταβαλλόμενη ανάλυση (από 250 m εώς 1 km ανάλογα με το κανάλι). Από την επιστημονική ομάδα του MODIS παρέχεται μεγάλος αριθμός δεδομένων και σε διάφορες κατηγορίες, ανάλογα με τις απαιτήσεις του χρήστη.

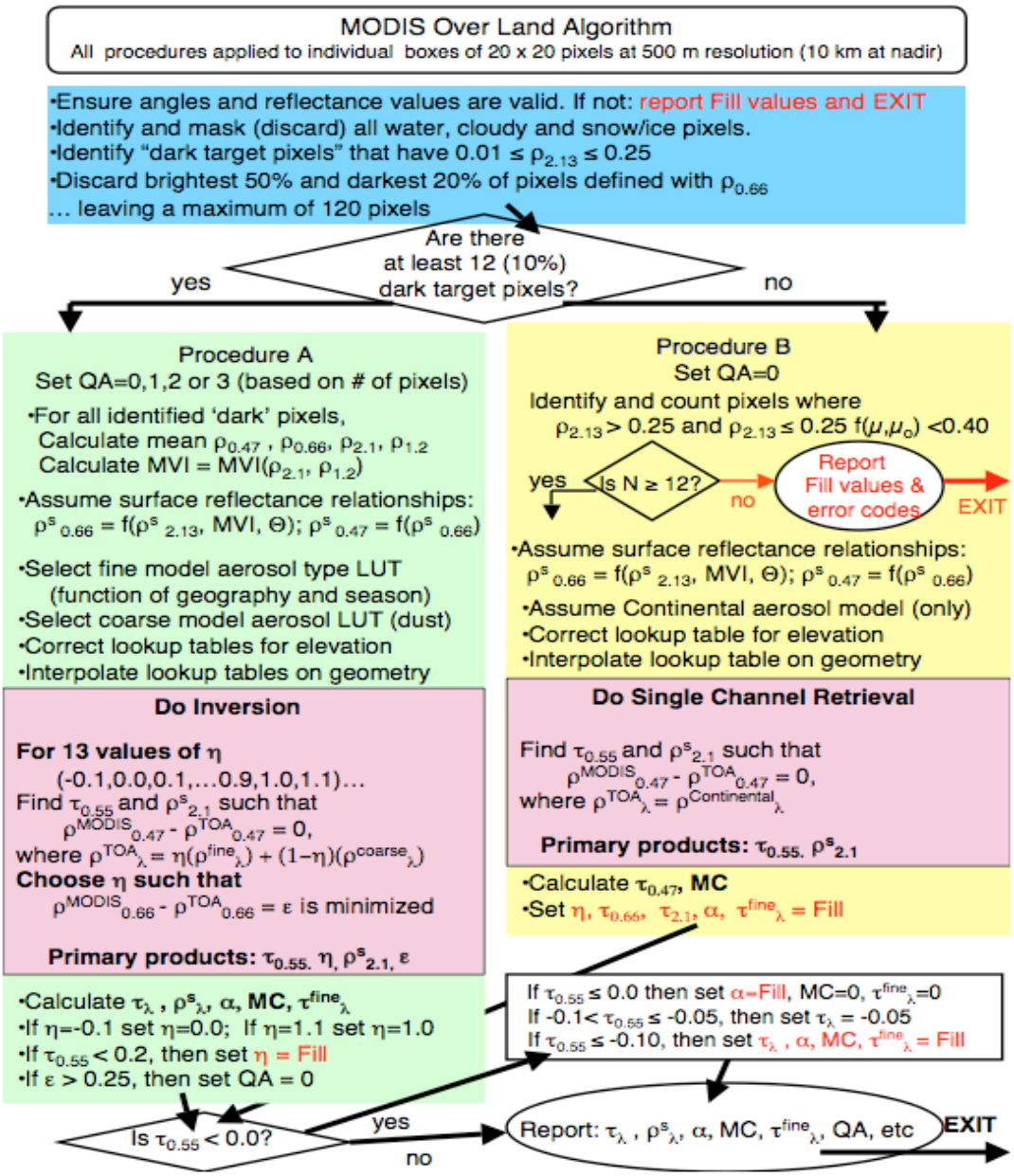
Κάθε σύνολο τους χαρακτηρίζεται από ένα Level. Ο όρος "Level" αναφέρεται στα παράγωγα που περιλαμβάνει. Ως Level 0 (L0) αναφέρονται τα ανεπεξέργαστα δεδομένα, Level 1B (L1B) η ακτινοβολία των εικονοστοιχείων, βαθμονομημένη και γεωγραφικά εντοπισμένη, Level 2 (L2) τα παράγωγα ως προς την τροχιακή λωρίδα και Level 3 (L3) σε πλεγματική μορφή τα παράγωγα σε όλο τον κόσμο.

Ακολουθείται η εξής διαδικασία από τα L1B εώς τα L3. Αρχικά αποδίδονται ενδείξεις εγκυρότητας στα L1B, οι οποίες περιλαμβάνουν πληροφορίες για αποτυχία βαθμονόμησης, «νεκρούς» ή κορεσμένους ανιχνευτές κτλ. Αυτές επεξεργάζονται από τους αλγόριθμους L2. Με αυτή τη μεθοδολογία αποφεύγεται η χρήση μη έγκυρων δεδομένων στους υπολογισμούς. Στη συνέχεια χρησιμοποιείται ένας συντελεστής ποιότητας σε κάθε εικονοστοιχείο για τα παράγωγα Level 2 (Quality Assurance), ανάλογα με την διαδικασία απολαβής των τελευταίων και την ποιότητα των αρχικών δεδομένων. Τα L2 ανάγονται σε L3 $1° \times 1°$ πλέγμα ίσης γωνίας. Υπολογίζεται δε για κάθε εικονοστοιχείο η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση της κάθε παραμέτρου, σταθμισμένη με τον συντελεστή ποιότητας QA.

Κάθε παράμετρο υπολογίζεται με διαφορετικό αλγόριθμο, ανάλογα με το αν βρίσκεται πάνω από ωκεανό ή στεριά. Ξεχωριστός αλγόριθμος υλοποιείται επίσης και για επιφάνειες που παρουσιάζουν μεγάλη ανακλαστικότητα στο ορατό (π.χ. ερήμους). Τα τελευταία αναφέρονται ως Deep Blue. Ενδεικτικά απεικονίζεται ο αλγόριθμος για στεριά στην Εικόνα 3.2..3.1. Για περισσότερες πληροφορίες ο αναγνώστης μπορεί να ανατρέξει στα έγγραφα του MODIS (http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/reference_atbd.html).

Στην παρούσα εργασία ενδιαφέρει το οπτικό βάθος των αερολυμάτων στα 550 nm. Λαμβάνονται εικόνες των ποιοτικότερων δεδομένων L3 και για τους δυο δορυφόρους. Για κάθε εικόνα που χρησιμοποιείται στην ποιοτική αξιολόγηση λαμβάνεται υπόψη ο χρόνος περάσματος (σε UTC) του κάθε δορυφόρου πάνω από την υπό μελέτη περιοχή (*overpassing time*) και συγκρίνεται με την χρονικά κοντινότερη εικόνα του SKIRON/Dust. Κατά την ταυτοποίηση μεταφορών πάνω από τη Μεσόγειο χρησιμοποιούνται οι εικόνες για θάλασσα,

ενώ στις περιπτώσεις που χρειάζεται να αναγνωριστούν οι πηγές προέλευσης τα Deep Blue. Όταν υπάρχει έλλειψη δεδομένων του AERONET πάνω από κάποιο σταθμό, λαμβάνεται συμπληρωματικά η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση του αντίστοιχου «κουτιού» πλέγματος. Η τελευταία διαδικασία πραγματοποιείται και στους δυο δορυφόρους για λόγους σύγκλισης των αποτελεσμάτων.



Εικόνα 3.2.3.1 Αλγόριθμος απολαβής οπτικού βάθους αερολυμάτων πάνω από στεριά (από *Remer et al. 2005*).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΕΛΕΓΧΟΙ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΑΠΡΙΛΙΟΥ-ΜΑΙΟΥ-ΙΟΥΝΙΟΥ 2006 – ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Όπως αναφέρθηκε προηγούμενα στόχος της παρούσας εργασίας είναι η βελτίωση του σχήματος παραγωγής σκόνης, ώστε να περιλαμβάνει τη διαφορετική δυναμική κάθε εδαφικού τύπου. Για αυτό το σκοπό χρησιμοποιείται η κατηγοριοποίηση των *Laurent et al. 2008*, η οποία αντιπροσωπεύει τα πραγματικά ποσοστά άμμου και ιλύς σε ερημικές περιοχές. Στο παρόν κεφάλαιο εξετάζονται οι μήνες Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος του 2006. Αρχικά εντοπίζονται οι κυριότερες μεταφορές του μήνα και οι πηγές προέλευσης και ελέγχεται ποιοτικά και ποσοτικά η απόδοση των σχημάτων, μέσω των εικόνων MODIS και των δεδομένων AERONET. Στη συνέχεια πραγματοποιείται στατιστική ανάλυση σε κάθε χρησιμοποιούμενο σταθμό ανά περιοχές (δυτική-κεντρική-ανατολική). Αξιολογείται συνολικά η απόδοση των σχημάτων στη Μεσόγειο για κάθε μήνα και τέλος αποτιμάται για όλο το τρίμηνο.

4.1 Επεισόδια σκόνης

Κατά τη διάρκεια του τριμήνου μέσω των Terra και Aqua MODIS εντοπίστηκαν πέντε κύρια επεισόδια παρατεταμένης μεταφοράς σκόνης που επηρεάζουν τη Μεσόγειο. Συγκεκριμένα βρέθηκαν μια περίπτωση μεταφοράς στην ανατολική Μεσόγειο και οι υπόλοιπες στη δυτική και κεντρική. Η διαφορά αυτή στη συχνότητα εμφάνισης θα γίνει κατανοητή από τις συνοπτικές συνθήκες που κυριαρχούν. Αρχικά παρουσιάζονται δυο περιπτώσεις για τον Απρίλιο και τον Μάιο. Ο Ιούνιος, ο οποίος είναι ο πιο δραστήριος μήνας του τριμήνου με συνεχή παραγωγή από τη Β.Αλγερία, εξετάζεται ξεχωριστά.

4.1.1 Απρίλιος-Μάιος του 2006

Το διάστημα 11-18 Απριλίου υψηλό βαρομετρικό έχει εγκατασταθεί πάνω από τη Μεσόγειο (Εικόνα 4.1.1.1), με τη βοήθεια αργά κινούμενης σφήνας εξάρσεως στον κεντρικό άξονα της Ευρώπης. Στη Β.Αφρική σχηματίζεται ένα τόξο ισχυρής θερμοβαθμίδας που εκτείνεται από τη δυτική Αίγυπτο ως τα σύνορα του Μαρόκο (Εικόνα 4.1.1.2), δημιουργώντας μια ζώνη ταχυτήτων ανέμου ($6-12\,m/s$) ικανών να οδηγήσουν σε παραγωγή σκόνης. Η μέγιστη δραστηριότητα εμφανίζεται στις 14 Απρίλη, όπως αντικατοπτρίζεται από το οπτικό βάθος που δίνουν τα δεδομένα του Terra MODIS. Αναγνωρίζονται δυο κύριες περιοχές παραγωγής σκόνης για τη συγκεκριμένη μέρα: α) η

ανατολική και νότια-κεντρική Λιβύη β) η νοτιοδυτική Αλγερία και τα σύνορα με Μαρόκο (Εικόνα 4.1.1.3). Θα πρέπει να σημειωθεί πως μέρος του πλουμίου που εμφανίζεται στα σύνορα Δ.Σαχάρα-Μαυριτανία οφείλεται σε παραγωγή σκόνης από την κεντρική Μαυριτανία.

Προκειμένου να εκτιμηθεί η ικανότητα αναπαράστασης των πηγών από τα δυο σχήματα, επιλέγονται και συγκρίνονται οι εικόνες του οπτικού βάθους για τη 14^{η} Ιουνίου 12 UTC του SKIRON/Dust (Εικόνες 4.1.1.5 και 4.1.1.6, παλιό και νέο σχήμα αντίστοιχα) με την εικόνα του Terra MODIS. Η επιλογή αυτή έγινε λαμβάνοντας υπόψη το χρονικό παράθυρο στο οποίο ο δορυφόρος παίρνει μετρήσεις (περίπου 10-12 UTC) και τη μικρή διακύμανση που παρουσιάζει η μεταφορά σκόνης εντός 3ώρου. Η αναβαθμισμένη έκδοση του μοντέλου δείχνει καλύτερη χωρική απεικόνιση του οπτικού βάθος παράλληλα των συνόρων της νοτιοδυτικής Αλγερίας και του Μαρόκο, καθώς και μέρος της μεταφοράς πάνω από τη Δ.Σαχάρα (Εικόνα 4.1.1.6). Μόνο η τελευταία αποδίδεται σωστά από με το παλιό σχήμα, το οποίο παρουσιάζει μια περισσότερο διάχυτη συμπεριφορά στην περιοχή ενδιαφέροντος (Εικόνα 4.1.1.5). Αντίστοιχη σύγκριση στη νότια και ανατολική Λιβύη δείχνει μια καλή συμπεριφορά και από τις δυο εκδόσεις, έχοντας πάνα υπόψη πως ο Terra λαμβάνει μετρήσεις στην περιοχή μεταξύ 8 και 10 UTC.

Τη 15^{η} του μήνα η παραχθείσα σκόνη εισέρχεται στη δυτική Μεσόγειο (Εικόνα 4.1.1.4) και με τη βοήθεια του υψηλού βαρομετρικού διαχέεται προς την Ιταλία. Το αρχικό στάδιο μεταφοράς εμφανίζεται στο σταθμό Ras El Ain του δικτύου AERONET (Εικόνα 4.1.1.7). Η βελτίωση στην αναπαράσταση των διακυμάνσεων με τη νέα παραμετροποίηση δείχνει χαρακτηριστικά το προηγούμενο συμπέρασμα για τις πηγές που συνδράμουν. Η υπερεκτίμηση που παρατηρείται, λόγω μεγαλύτερου φόρτου σκόνης, προκαλεί ταχύτερη μεταφορά των σωματιδίων και την πρώιμη άφιξή τους στο σταθμό. Αντίθετα τη 16^{η} του μήνα στον Lampedusa και τα δυο σχήματα έχουν παρόμοια συμπεριφορά, με το νέο να προσεγγίζει καλύτερα το μέγεθος του *AOD* (Εικόνα 4.1.1.8). Η αλλαγή από υπερεκτίμηση σε υποεκτίμηση και από πρόωρη σε καθυστερημένη άφιξη για τους δυο αυτούς σταθμούς, υποδεικνύουν αυξημένη παραγωγή των μεγαλύτερων σωματιδίων (άνω των 10 μm) που απομακρύνθηκαν κατά τη διαδρομή τους μέσω εναπόθεσης.

Παρόμοιες μετεωρολογικές συνθήκες με τον Απρίλη ισχύουν και για το Μάιο του 2006. Το υψηλό βαρομετρικό που έχει αρχίσει να εγκαθίσταται από τα τέλη Μαρτίου, συνεχίζει να παραμένει και τον Μάιο. Η μεγαλύτερη διαφορά θερμοκρασίας αρχικά εντοπίζεται τη 11^{η}

του μήνα (Εικόνα 4.1.1.9) και μετατοπίζεται σταδιακά νοτιότερα. Από αυτήν την περιοχή ξεκινά συνεχή παραγωγή σκόνης (11-16 Μαΐου), με τη μέγιστη δραστηριότητα να παρουσιάζεται τη 12η του μηνός (Εικόνα 4.1.1.11). Τις επόμενες μέρες ενισχύεται το υψηλό πάνω από τη βόρεια Αλγερία κάτω από την επίδραση σφήνας εξάρσεως, όπως αντικατοπτρίζεται στη μεταφορά θερμής αέριας μάζας στην Εικόνα 4.1.1.10. Τα σωματίδια σκόνης μεταφέρονται αρχικά προς το Μαρόκο και στη συνέχεια στρέφονται προς τη Μεσόγειο, με κατεύθυνση την Ιταλία και τα Βαλκάνια (Εικόνα 4.1.1.12). Η μεταφορά αυτή είναι και η εντονότερη του μήνα.

Χαρακτηριστικό των περιοχών κατά τη διάρκεια παραγωγής σκόνης είναι το μέγεθος της επιφανειακής συγκέντρωσης, που φτάνει τις μερικές χιλιάδες $\mu gr/m^3$ (*D'Almeida 1987*). Για τη σύγκριση των πηγών που αναπαράγει το κάθε σχήμα με το μοτίβο της κατανομής τους στη Β.Αλγερία, όπως δίνεται από τον Aqua για τη 12η Μαΐου, χρησιμοποιείται η συγκέντρωση της σκόνης στην επιφάνεια. Το νέο σχήμα αναπαράγει πλήρως την προαναφερθείσα περιοχή, αποδίδοντας και την αναμενόμενη τάξη μεγέθους (Εικόνα 4.1.1.14). Η βασική έκδοση του SKIRON/Dust αντίθετα υποδεικνύει μόνο μια περιοχή στον κεντρικό άξονα, ενώ οι συγκεντρώσεις είναι σχεδόν ομοιόμορφα κατανεμημένες και μια τάξη μεγέθους μικρότερες (Εικόνα 4.1.1.13).

Παρόμοια συμπεράσματα μπορούν να αναχθούν και από τη μελέτη των χρονοσειρών πάνω από το Granada (Εικόνα 4.1.1.15). Τη 15η Μαΐου το οπτικό βάθος, όπως παράγεται με το παλιό σχήμα, αυξάνεται πολύ ομαλά λόγω της ομοιογενούς παραγωγής σκόνης της Β.Αλγερίας. Η υποεκτίμηση σε όλο το διήμερο δείχνει ακριβώς την «φτωχή» παραγωγή που επισημάνθηκε προηγουμένως. Η επίδοση το νέου σχήματος είναι εμφανής, τόσο στην ανάπτυξη του πλουμίου τη 15η , όσο και στις διακυμάνσεις τη 16η του μήνα, αν και παρουσιάζονται με καθυστέρηση περίπου 3 ωρών. Μέρος της μεταφοράς του πλουμίου καταγράφεται από τους σταθμούς Rome Tor Vergata και Lecce University τα διήμερα 19-20 και 20-21 αντίστοιχα (Εικόνες 4.1.1.16 και 4.1.1.17). Στον πρώτο και τα δυο σχήματα υποεκτιμούν την άφιξη του πλουμίου, ενώ το οπτικό βάθος αυξάνεται απότομα. Η συμπεριφορά αυτή υποδεικνύει πως η μεταφορά που αποδίδουν και οι δυο εκδόσεις του μοντέλου πραγματοποιείται κατά εστίες, ενώ τα δεδομένα δείχνουν πιο διάχυτη μεταφορά. Αυτός είναι και ο πιθανότερος λόγος για τις τιμές που λαμβάνει το μέγιστο μια μέρα μετά την άφιξη του πλουμίου. Τα ίδια συμπεράσματα προκύπτουν και για τον Lecce University, οδηγώντας σε υπερεκτίμηση συνολικά για το αντίστοιχο διήμερο.

4.1.2 Ιούνιος του 2006

Ένα συνεχές πλούμιο σκόνης εμφανίζεται κατά το πρώτο 5ήμερο του Ιουνίου πάνω από τον Κόλπο της Βεγγάζης, με πορεία την ανατολική Κρήτη (Εικόνα 4.1.2.1). Στο διάστημα αυτό ο συνδυασμός των χαμηλών πιέσεων που επικρατούν στην κεντρική Αφρική, το σύστημα υψηλών πιέσεων πάνω από την κεντρική Μεσόγειο και η διαφορά θερμοκρασίας πάνω από τη Λιβύη (Εικόνα 4.1.2.4) δημιουργούν μια ζώνη ισχυρής βαροβαθμίδας στην επιφάνεια (Εικόνα 4.1.2.3). Κάτω από αυτές τις συνθήκες οι ταχύτητες ανέμου στα 10 m φτάνουν εώς τα 12 m/s στην κεντρική Λιβύη (Εικόνα 4.1.2.5), οδηγώντας σε παραγωγή σκόνης. Οι πηγές προέλευσης του πλουμίου αναδεικνύονται από τη μέση κατάσταση του οπτικού βάθους πάνω από την ανατολική Σαχάρα, για την περίοδο 2-5/06. Στην Εικόνα 4.1.2.2 υποδεικνύεται με γαλάζιο κύκλο η περιοχή αυτή.

Αντίστοιχη διαδικασία με τους προηγούμενους μήνες ακολουθείται για τον εντοπισμό των πηγών και τη δυνατότητα αναπαράστασής τους από τα δυο σχήματα. Επιλέχθηκε για το σκοπό αυτό η 3^{η} Ιουνίου του Terra, καθώς εμφανίζει τις μεγαλύτερες τιμές του οπτικού βάθους στην περιοχή (Εικόνες 4.1.2.6 και 4.1.2.7). Το χρονικό παράθυρο των μετρήσεων για τον συγκεκριμένο δορυφόρο στην ανατολική Μεσόγειο είναι 08-10 UTC, συνεπώς η σύγκριση πραγματοποιείται με τις εικόνες του οπτικού βάθους για την 3^{η} Ιουνίου 06 UTC του SKIRON/Dust (Εικόνες 4.1.2.8 και 4.1.2.9, παλιό και νέο σχήμα αντίστοιχα). Όπως φαίνεται και στις εικόνες, είναι εμφανής η αδυναμία του παλιού σχήματος να αναπαράγει την περιοχή κεντρικά και ανατολικά της Λιβύης, δίνοντας μόνο το μέγιστο στα νοτιοδυτικά. Αντίθετα η αναβαθμισμένη έκδοση παρουσιάζει πολύ καλή χωρική ταύτιση με τον Terra MODIS, ενώ αποδίδει ορθά και τη σχετική τους ένταση.

Παρότι και τα δυο σχήματα αποδίδουν τη μεταφορά στην ανατολική Κρήτη, το νέο σχήμα εμφανίζει μεγαλύτερη συνέπεια με τις τιμές που δίνει ο Terra (0.65-0.85 για το νέο σχήμα και τον Terra, 0.19-0.24 για το παλιό). Η συμπεριφορά αυτή αξιολογείται ακριβέστερα με τη χρήση των δεδομένων AERONET του σταθμού FORTH CRETE. Όπως παρατηρείται στη χρονοσειρά του σταθμού (Εικόνα 4.1.2.10), οι τιμές του οπτικού βάθους με το νέο σχήμα προσεγγίζονται καλύτερα για τη συγκεκριμένη μέρα, ενώ μειώνεται σημαντικά η υποεκτίμηση στο διάστημα 2-5 Ιουνίου (από -0.48 σε -0.23 κατά μέσο όρο). Για αυτές τις μέρες το fine mode fraction από τα SDA δεδομένα του AERONET εκτιμάται στο 17% με RMSE $\pm 10\%$. Συνυπολογίζοντας και το γεγονός ό,τι ο σταθμός επηρεάζεται από θαλασσινό αλάτι, το οποίο δεν προσμετρείται στο μοντέλο, δικαιολογεί την υποεκτίμηση αυτή.

Ενδιαφέρον παρουσιάζει επίσης η μεταφορά που λαμβάνει χώρα από την 6η ως την 8η του Ιουνίου στη Δ.Αφρική (Εικόνα 4.1.2.11). Εκτείνεται από τα σύνορα Μαρόκο-Δ.Σαχάρα ως τα νότια της Ιβηρικής Χερσονήσου. Κατά τη διάρκεια του διημέρου επικρατούν ανατολικοί άνεμοι πάνω από την κεντρική και νοτιοδυτική Αλγερία. Στην περιοχή παρατηρούνται ταχύτητες ανέμου ως και 11 m/s, λόγω καναλισμού της ροής στην περιοχή *Ain Salah* ανάμεσα στα όροι *Hoggar*. Η παραγωγή σκόνης που παρατηρείται για το χρονικό διάστημα 5-7 Ιουνίου (Εικόνα 4.1.2.12) καταδεικνύει το γεγονός αυτό. Με την προσέγγιση του χαμηλού δυτικά της Πορτογαλίας, ο άνεμος στα 850 hPa στρέφεται από ανατολικός στην περιοχή σε νοτιοδυτικός πάνω από το Μαρόκο, μεταφέροντας τα σωματίδια σκόνης προς τη Μεσόγειο (Εικόνα 4.1.2.14). Η ύπαρξη του οφείλεται στην κίνηση σφήνας υφέσεως προς τα ανατολικά στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ υποβοηθείται από τη μεταφορά θερμών υδάτων στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη (Εικόνα 4.1.2.13).

Αντίστοιχα αποτελέσματα προκύπτουν και για τις δυο εκδόσεις του SKIRON/Dust. Συγκρίνοντας το φόρτο σκόνης για την 6η Ιουνίου 2006 12 UTC (Εικόνες 4.1.2.6 και 4.1.2.7) όπου η δραστηριότητα στη Β.Αφρική είναι η μέγιστη, με την αντίστοιχη του Terra MODIS (Εικόνα 4.1.2.15), παρατηρείται καλύτερη επίδοση της αναβαθμισμένης έκδοσης στην αναπαράσταση των πηγών. Ενώ και με τα δυο σχήματα αναπαράγεται η πηγή στη νοτιοδυτική Αλγερία, το κυρίως σώμα στα σύνορα Νίγηρα-Λιβύη-Αλγερία, η εστία στην κεντρική Μαυριτανία και η μεταφορά πάνω από τη Δ.Σαχάρα και το Μαρόκο αποδίδονται καλύτερα με το νέο σχήμα. Η μόνη περιοχή όπου παρουσιάζεται αδυναμία στην απεικόνιση είναι το *Chad*. Η τελευταία έχει αναγνωριστεί ως η πιο ευαίσθητη περιοχή παραγωγής σκόνης, με πιθανότερη αιτία τη διαφορετική ορυκτολογία (*Prospero et al. 2002*).

Η μεταφορά προς την Ισπανία καταγράφεται από τους σταθμούς Ras El Ain και Granada για το υπό μελέτη διήμερο (Εικόνες 4.1.2.18 και 4.1.2.19 αντίστοιχα). Για τον Ras El Ain η απόδοση του νέου σχήματος κατά το πέρασμα του πλουμίου στις 5 και 7 Ιουνίου βελτιώνεται σημαντικά ως προ το μέγεθος του *AOD*. Η επίπεδη συμπεριφορά του οπτικού βάθους, τόσο στην αρχή της 5ης όσο και στο τέλος της 7ης του μήνα, οφείλεται σε αδυναμία του μοντέλου (λόγω ανάλυσης) να παραστήσει σωστά την ορογραφία και της αντίστοιχες ροές που προκύπτουν. Αντίστοιχα η προσομοίωση των δεδομένων στον Granada δείχνει σημαντικά καλύτερη συσχέτιση (χρονική καθυστέρηση 3 και 1 ώρας για την 6η και 7η αντίστοιχα).

Λόγω έλλειψης δεδομένων, δεν είναι δυνατό να προκύψουν σαφή συμπεράσματα για την απόδοση των σχημάτων μέχρι το τέλος της μεταφοράς στον Granada, καθώς και για άλλες

ημερομηνίες μέσα στο μήνα. Προκειμένου να καλυφθούν τα κενά και να είναι δυνατή τουλάχιστον μια εκτίμηση, λήφθηκε από τους Terra και Aqua MODIS η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση του οπτικού βάθους για το «κουτί» πλέγματος στο οποίο βρίσκεται ο σταθμός (Πίνακας 4.1.2.1). Για τη σύγκριση με το μοντέλο λήφθηκαν υπόψη ο χρονικές στιγμές μέτρησης των δορυφόρων και υπολογίστηκε η μέση τιμή. Παρόμοια διαδικασία πραγματοποιήθηκε και για διάφορες ημερομηνίες στον σταθμό Blida (Πίνακας 4.1.2.2). Έτσι για τη 8η Ιουνίου, σε αντίθεση με το παλιό, το νέο σχήμα βρίσκεται εντός των ορίων των Terra και Aqua, προσεγγίζοντας σωστά το μέγεθος του AOD_{550}.

Το εντονότερο επεισόδιο μεταφοράς του Ιουνίου λαμβάνει χώρα μεταξύ 17 και 22, όπου παρατεταμένη μεταφορά σκόνης από την Β.Αλγερία καλύπτει σχεδόν ολόκληρη τη Νότια Ευρώπη. Τις πρώτες μέρες του 2ου 15ημέρου (16 και 17 Ιουνίου) ψυχρότερος αέρας εισβάλει στη Λιβύη, ενώ επεκτείνεται το υψηλό. Ταυτόχρονα ξεκινά να διαμορφώνεται το θερμικό χαμηλό πάνω από την Αλγερία, με τη βοήθεια της σφήνας υφέσεως στην ανώτερη ατμόσφαιρα (Εικόνα 4.1.2.20). Με την ανάπτυξη των δυο αυτών συστημάτων η ζώνη ισχυρής βαροβαθμίδας, που προηγουμένως εντοπιζόταν στη Λιβύη, μετατοπίζεται προς τη βόρεια Αλγερία, με διεύθυνση W-E. Οι συνθήκες αυτές εμμένουν ως το τέλος του μήνα.

Το μέγιστο της δραστηριότητας στο χρονικό διάστημα του επεισοδίου συμπίπτει με αντίστοιχη θερμοβαθμίδα τη 19η Ιουνίου 06 UTC (Εικόνα 4.1.2.21). Παρότι η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια λαμβάνει παραπλήσιες τιμές με την περίπτωση της Λιβύης, η παραγωγή και μεταφορά είναι εντονότερη (Εικόνες 4.1.2.22 και 4.1.2.23). Η περιοχή αυτή αποτελείται από μια αλυσίδα αποξηραμένων λιμνών και αλυκών (αναφέρονται ως *Chotts*). Τα μεγάλα ποσά άλατος που υπάρχουν ευνοούν τη διάλυση ιζημάτων (παλαιών και νέων), καθιστώντας τη Β.Αλγερία περισσότερο δραστήρια σε παραγωγή σκόνης.

Επειδή, όπως επισημάνθηκε προηγουμένως, πρόκειται για συνεχή παραγωγή, χρησιμοποιείται η μέση κατάσταση της περιόδου 17-22 Ιουνίου για την ανάδειξη των πηγών, με εικόνες και από τους δυο δορυφόρους για λόγους συνέπειας (Εικόνες 4.1.2.24 και 4.1.2.25). Ως κύρια πηγή που συνεισφέρει στο 5ήμερο είναι η περιοχή των *Chotts*, ενώ συμβάλει δευτερευόντως και ο κεντρικός άξονας της Β.Αλγερίας. Μετά από μελέτη του φόρτου σκόνης διαπιστώθηκε πως η αναβαθμισμένη έκδοση είναι συνεπής με το συγκεκριμένο μοτίβο. Το παλιό σχήμα αντίθετα προσομοιώνει μόνο την πηγή στον κεντρικό άξονα. Οι εικόνες του φόρτου σκόνης για την 18η Ιουνίου 18 UTC (4.1.2.26 και 4.1.2.27 για το παλιό και το νέο σχήμα αντίστοιχα) δείχνουν χαρακτηριστικά αυτή τη συμπεριφορά.

Στη διάρκεια του επεισοδίου, η παραγόμενη σκόνη μεταφέρεται κατά μήκος των ακτών της ανατολικής Ισπανίας και της νότιας Γαλλίας και διαχέεται προς την Ελλάδα. Μέρος αυτής μπορεί να αξιολογηθεί από τους σταθμούς Granada, Thessaloniki, FORTH CRETE. Συγκεκριμένα στον σταθμό Granada το νέο σχήμα εμφανίζει το πέρασμα του πλουμίου πρώιμα (Εικόνες 4.1.2.28). Παρ'όλ'αυτά αποδίδει το κατάλληλο μέγεθος του οπτικού βάθους. Ειδικά για την 19^{η} του μήνα προσομοιώνει σχεδόν ιδανικά το μέγιστο, ενώ το παλιό σχήμα εμφανίζει ελάχιστο. Θα πρέπει να σημειωθεί πως οι τιμές στις 20 και 21 που δεν αναπαρίστανται οφείλονται σε άλλα αερολύματα. Το συμπέρασμα αυτό προέκυψε μετά από μελέτη του fine mode fraction, το οποίο υποδεικνύει ένα ποσοστό μικρών σωματιδίων 53%. Το εύρος του angstrom exponent για αυτές τις τιμές κυμαίνεται μεταξύ 0.92 και 0.95, περνώντας το κριτήριο που τέθηκε.

Αντίστοιχα συμπεράσματα μπορούν να προκύψουν και για το σταθμό Thessaloniki (Εικόνα 4.1.2.29). Κύρια διαφορά σε αυτήν την περίπτωση είναι η απότομη αύξηση και μείωση στην αρχή και στο τέλος της περιόδου. Η τελευταία μπορεί να αποδοθεί στη μικρή υπερεκτίμηση της παραγόμενης σκόνης, με αποτέλεσμα η μεταφορά να είναι ταχύτερη από τη διάχυση και το πλούμιο περισσότερο συμπαγές. Το τελευταίο διήμερο της μεταφοράς καταγράφεται από το σταθμό FORTH CRETE (Εικόνα 4.1.2.30). Την 20^{η} του μήνα το νέο σχήμα, παρότι παρουσιάζει μια χρονική καθυστέρηση 3 ωρών μεταξύ των ελαχίστων, μειώνει την υποεκτίμηση στο 28% κατά μέσο όρο (από 61%), ενώ προσομοιώνει πολύ καλά την επόμενη ημέρα.

4.2 Στατιστική αξιολόγηση

Από την ανάλυση των επεισοδίων σκόνης που προηγήθηκε για το τρίμηνο Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος, φάνηκε πως οι νέες παραμετροποιήσεις που υλοποιήθηκαν για τη βελτίωση του σχήματος παραγωγής σκόνης αναπαράγουν ορθά την κατανομή των πηγών στη Β.Αφρική. Επίσης για τις συγκεκριμένες περιπτώσεις που μελετήθηκαν, το οπτικό βάθος προσεγγίζεται καλύτερα από το νέο σχήμα, δείχνοντας εμμέσως τη βελτίωση του μεταφερόμενου φόρτου σκόνης. Παρ'όλ'αυτά για να ελεγχθεί ακριβέστερα η απόδοση των σχημάτων, πραγματοποιείται στατιστική ανάλυση με τη χρήση διαγραμμάτων διασποράς, γραμμών παλινδρόμησης και των πιο κοινών στατιστικών εργαλείων (βλ. Παράρτημα Α). Ένα σύνολο σταθμών του AERONET που καλύπτουν γεωγραφικά το μεγαλύτερο μέρος της μεταφερόμενης σκόνης στη Μεσόγειο χρησιμοποιείται για αυτό το σκοπό. Συγκεκριμένα επιλέγονται οι σταθμοί Granada, Blida, Toulon, Rome Tor Vergata, Lampedusa, Thessaloniki, FORTH CRETE και χωρίζονται σε τρεις περιοχές: α) δυτική, β) κεντρική και γ) ανατολική Μεσόγειος. Η απόδοση των σχημάτων στους σταθμούς αυτών των περιοχών ελέγχεται για κάθε μήνα ξεχωριστά. Με αυτόν τον τρόπο είναι δυνατή η σύγκριση των στατιστικών κατά γεωγραφικό μήκος, καθώς και η εξέλιξή τους για την υπό μελέτη περίοδο. Στη συνέχεια ελέγχεται η συνολική απόδοση στη Μεσόγειο για κάθε μήνα και τέλος αξιολογείται η απόδοση για το τρίμηνο.

4.2.1 Περιοχική αξιολόγηση των σχημάτων παραγωγής σκόνης ανά μήνα

Στην περιοχή της δυτικής Μεσογείου χρησιμοποιούνται οι σταθμοί Blida και Granada. Για τον Απρίλιο του 2006 παρατηρείται βελτίωση στην απόδοση του οπτικού βάθους στους σταθμούς (+35% και +20% αντίστοιχα), όπως φαίνεται από τις αντίστοιχες κλίσεις των γραμμών παλινδρόμησης (Εικόνες 4.2.1.1-4.2.1.4). Η μεγαλύτερη διαφορά στον συντελεστή συσχέτισης εμφανίζεται στον Granada και οφείλεται στην αναπαράσταση των πηγών της Β.Αλγερίας. Συνολικά για το μήνα το μέγεθος και η διασπορά των σφαλμάτων μειώνεται αρκετά, όπως δείχνουν για τα δυο σχήματα το απόλυτο bias,το RMSE και το CPRMS (Πίνακες 4.2.1 και 4.2.2). Σε αυτόν το σταθμό ένα σύνολο σημείων με *AOD* μεταξύ 0.5 και 0.8 δεν αναπαρίσταται επαρκώς από κανένα σχήμα (γαλάζιος κύκλος, Εικόνες 4.2.1.1 και 4.2.1.2). Η συμπεριφορά αυτή οφείλεται στη χρονική διαφορά μεταξύ των μετρήσεων και του μοντέλου κατά το πέρασμα της σκόνης πάνω από το σταθμό (γαλάζιος κύκλος, Εικόνα

4.2.1.5). Η επίδοση του νέου σχήματος βελτιώνεται κατά τη μετάβαση από τον Απρίλιο στον Ιούνιο για τον Granada. Τον Μάιο το ποσοστό απόδοσης του οπτικού βάθους φτάνει το 74% και τον Ιούνιο το 82%, ενώ ο συντελεστής συσχέτισης παραμένει υψηλός (0.65). Στον τελευταίο μήνα η διαφορά με το παλιό σχήμα είναι και η μεγαλύτερη (Εικόνες 4.2.1.10 και 4.2.1.11).

Αντίθετα στον Blida η κατάσταση είναι διαφορετική. Ενώ η απόδοση του *AOD* με την αναβαθμισμένη έκδοση είναι καλύτερη από τη βασική για τον Απρίλιο και τον Ιούνιο (Εικόνες 4.2.1.3,4.2.1.4 και 4.2.1.12,4.2.1.13 αντίστοιχα), τον Μάιο υπερεκτιμά κατά 52% με το bias να φτάνει το +0.17 (Εικόνα 4.2.1.8). Ο μήνας αυτός παρουσιάζει τη μικρότερη συχνότητα παραγωγής σκόνης από τη Β.Αλγερία, καθώς η ταχύτητα του ανέμου στην επιφάνεια δεν ξεπερνά κατά μέσο όρο τα $8\,m/s$. Η υπερεκτίμηση οφείλεται στην ικανότητα παραγωγής σκόνης (α) του κυρίαρχου εδαφικού τύπου της περιοχής (*sandblasting efficiency*). Όπως έδειξαν οι *Alfaro* και *Gomes* (2001), αυτή η παράμετρος εξαρτάται από τις μετεωρολογικές συνθήκες (μέσω του u_*) και μπορεί να κυμαίνεται σε τρεις τάξεις μεγέθους (10^{-7} ως 10^{-5}). Αντίθετα στην κατηγοριοποίηση των *Laurent et al. 2008* υπολογίζεται από τη σχέση των *Marticorena* και *Bergametti* (1995) με βάσει το ποσοστό σε πηλό. Η τελευταία αντικατοπτρίζει μόνο τη μέση ένταση της παραγωγή για ένα συγκεκριμένο εδαφικό τύπο. Η διαφορά στα αποτελέσματα που δίνει ο Blida για διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες καταδεικνύει το γεγονός αυτό. Συνεπώς απαιτείται διαφορετικός καθορισμό του α, εδικά για περιοχές με ιδιαίτερα εδαφικά χαρακτηριστικά, όπως τα *Chotts.*

Το δεύτερο χαρακτηριστικό του σταθμού είναι οι υψηλές τιμές του CPRMS, παρότι ο συντελεστής συσχέτισης βελτιώνεται και για τους τρεις μήνες (Πίνακες 4.2.1 ως 4.2.6). Στην ανάλυση των επεισοδίων φάνηκε πως η μεταφορά πραγματοποιείται κατά εστίες, με αποτέλεσμα να παρουσιάζονται έντονες διακυμάνσεις του οπτικού βάθους σε μικρά χρονικά διαστήματα. Χαρακτηριστικότερο παράδειγμα είναι μεταφορά που λαμβάνει χώρα στο διάστημα 22-24 Απριλίου για τον Blida (Εικόνα 4.2.1.14). Μια τέτοια συμπεριφορά, ακόμα και με ικανοποιητική συσχέτιση, οδηγεί σε μεγάλη διασπορά των σφαλμάτων και αντίστοιχο CPRMS.

Ο κύριος όγκος των πλουμίων, βάσει των μετεωρολογικών συνθηκών, περνάει από την κεντρική Μεσόγειος. Η αξιολόγησή τους πραγματοποιείται με τη χρήση των σταθμών Rome Tor Vergata, Toulon και Lampedusa. Εξαιρείται ο Ιούνιος για τον τελευταίο, όπου δεν υπάρχουν δεδομένα. Και στους τρεις σταθμούς για όλους τους μήνες η επίδοση της

αναβαθμισμένης έκδοσης είναι καλύτερη από τη βασική, με την απόδοση του *AOD* να κυμαίνεται από +10% στον Lampedusa τον Απρίλιο εώς +60% τον Μάιο στον Rome Tor Vergata (Εικόνες 4.2.1.15-4.2.1.30). Ο χαμηλότερος συντελεστής συσχέτισης παρουσιάζεται στον Toulon τον Απρίλιο και τον Μάιο. Σε αυτόν οι περισσότερες τιμές του οπτικού βάθους είναι μικρότερες του 0.4. Λόγω της θέσης του, ο σταθμός επηρεάζεται κυρίως από τις άκρες των πλουμίων, δίνοντας χαμηλή συσχέτιση. Θα πρέπει να σημειωθεί πως η μεγαλύτερη βελτίωση εμφανίζεται το Μάιο για όλους τους σταθμούς (Πίνακες 4.2.3 και 4.2.4 για το παλιό και το νέο σχήμα αντίστοιχα). Το συμπέρασμα αυτό έρχεται σε αντίθεση με τα αποτελέσματα που προαναφέρθηκαν για τον Blida. Η πιθανότερη αιτία για τη μετάβαση από υπερεκτίμηση σε υποεκτίμηση είναι η υπέρμετρη παραγωγή σωματιδίων μεταξύ 10 και 20 μm. Τα τελευταία επηρεάζονται περισσότερο από τους μηχανισμούς εναπόθεσης. Παρ'όλ'αυτά δεν υπάρχουν αξιόπιστα δεδομένα ή/και μετρήσεις της κατανομής των σωματιδίων για να βγουν σαφή συμπεράσματα.

Τέλος, η ανατολική Μεσόγειος ειτε δέχεται μέρος της διαχεόμενης σκόνης από τα δυτικά είτε μεταφορά της από την περιοχή της Λιβύης. Από την τελευταία τα πλούμια κινούνται συνήθως μεταξύ Κρήτης και Κύπρου για το υπό μελέτη τρίμηνο. Γίνεται κατανοητό λοιπόν ό,τι ο σταθμός FORTH CRETE επηρεάζεται περισσότερο από τέτοιες μεταφορές. Η ορθή αναπαράσταση της χωρικής κατανομής των πηγών στην ανατολική Σαχάρα, όπως αναφέρθηκε προηγούμενα, αντικατοπτρίζεται στη μεγάλη βελτίωση του συντελεστή συσχέτισης για τον συγκεκριμένο σταθμό τον Απρίλιο του 2006 (από 0.52 σε 0.78, Εικόνες 4.2.1.32 και 4.2.1.31 αντίστοιχα). Το Μάιο και τον Ιούνιο η συσχέτιση με το νέο σχημα μειώνεται, καθώς ο σταθμός επηρεάζεται περισσότερο από τα πλούμια της Β.Αλγερίας (Εικόνες 4.2.1.33-4.2.1.36). Η διαχεόμενη από αυτή τη περιοχή σκόνη οδηγεί σε χαμηλές τιμές της συσχέτισης στο σταθμό Thessaloniki για όλο το τρίμηνο, όμοια με τους Toulon και FORTH CRETE. Η βελτίωση της κλίσης της γραμμής παλινδρόμησης του νέου σχήματος σε σχέση με το παλιό για τον Ιούνιο είναι το σημαντικότερο χαρακτηριστικό του Thessaloniki, σε συμφωνία με την καλή απόδοση του *AOD* από τους σταθμούς της κεντρικής Μεσογείου (Εικόνες 4.2.1.41 και 4.2.1.42).

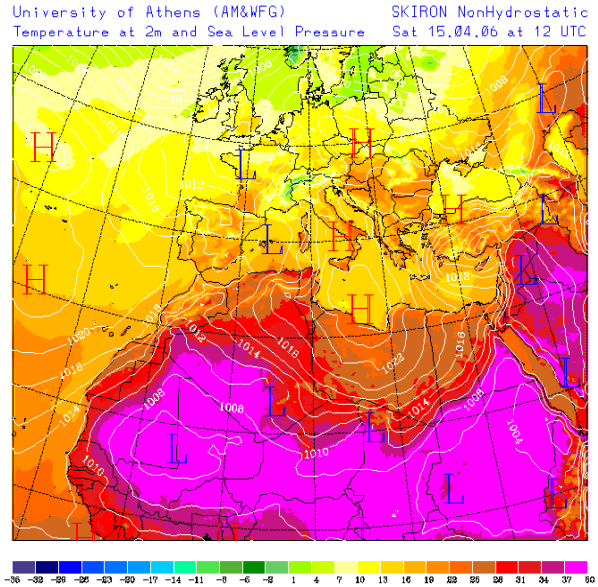
4.2.2 Συνολική αξιολόγηση στη Μεσόγειο

Προκειμένου να εκτιμηθεί η απόδοση των δυο σχημάτων σε ολόκληρη τη Μεσόγειο, χρησιμοποιούνται διαγράμματα διασποράς με όλους τους διαθέσιμους σταθμούς για κάθε μήνα. Οι στατιστικές παράμετροι που εφαρμόστηκαν προηγουμένως σε κάθε σταθμό, υπολογίζονται και εδώ (Πίνακας 4.2.7 και 4.2.8). Τον Απρίλιο παρατηρείται κυρίως βελτίωση στο ποσοστό απόδοσης του οπτικού βάθους από το νέο σχήμα (από 49% σε 63%), ενώ η μείωση της υποεκτίμησης είναι πολύ μικρή (Εικόνα 4.2.2.1). Επίσης δεν μεταβάλλεται ο συντελεστής συσχέτισης, παρότι υπήρχε εμφανής βελτίωση σε τρεις σταθμούς (Granada, Lampedusa και FORTH CRETE). Οι τελευταίοι βρίσκονται στο νότιο τομέα της Μεσογείου και η συσχέτισή τους εξαρτάται από την αναπαράσταση των πηγών. Αντίθετα οι υπόλοιποι επηρεάζονται κυρίως από τον τρόπο μεταφοράς της σκόνης, μειώνοντας τη συνολική συσχέτιση. Από το σύνολο των σταθμών, ο Blida εμφανίζει τη μεγαλύτερη διασπορά με το νέο σχήμα λόγω τον έντονων διακυμάνσεων που επισημάνθηκαν στην προηγούμενη παράγραφο, ενώ παρουσιάζει και μια τάση υπερεκτίμησης σε σχέση με τους υπόλοιπους. Η συμπεριφορά γίνεται περισσότερο εμφανής στο διάγραμμα διασποράς του Μαΐου (Εικόνα 4.2.2.2) και στην αύξηση του CPRMS. Από το επιπλέον 22% της κλίσης της γραμμής παλινδρόμησης , το μεγαλύτερο μέρος αποδίδεται στον Blida, ενώ συνδράμουν και μερικές τιμές των Rome Tor Vergata, Granada και FORTH CRETE. Παρ'όλ'αυτά μειώνεται συνολικά η υποεκτίμηση, με το bias να αυξάνεται από -0.13 σε -0.03.

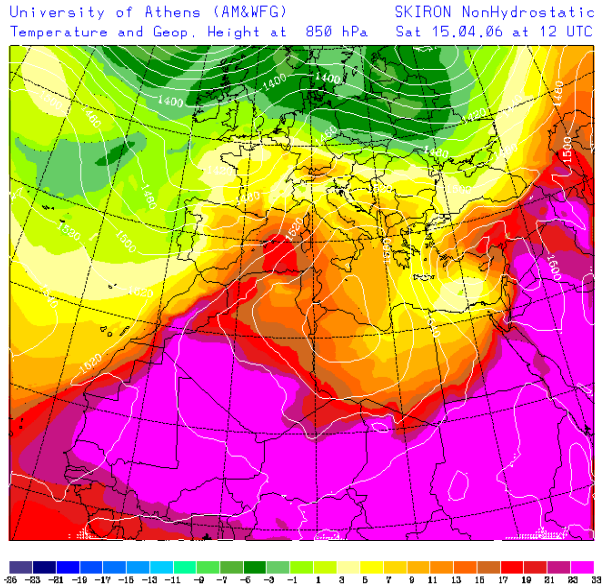
Οι μετεωρολογικές συνθήκες που επικρατούν ολόκληρο το τρίμηνο, με το υψηλό βαρομετρικό να έχει εγκατασταθεί στην κεντρική Μεσόγειο από τα τέλη Μαρτίου, είναι χαρακτηριστικό γνώρισμα του Ιουνίου. Αναμένεται λοιπόν αυτός ο μήνας να έχει τα συχνότερα και πιο έντονα επεισόδια, όπως φαίνεται από το σύνολο των μετρήσεων του AERONET με $AOD>0.5$ στην Εικόνα 4.2.2.3 (πάνω από 70 σημεία). Ο μήνας αυτός παρουσιάζει και τις μεγαλύτερες διαφορές μεταξύ των σχημάτων. Η επίδοση του παλιού συνεχίζει την πτωτική της πορεία κατά τη μετάβαση από τον Απρίλιο στον Ιούνιο. Αντίθετα με τη νέα παραμετροποίηση η συσχέτιση παραμένει μεγαλύτερη του 0.5, αποδίδει κατά 90% το ποσοστό του οπτικού βάθους και μειώνει την υποεκτίμηση στο μισό. Η μόνη στατιστική παράμετρος που χειροτερεύει είναι το CPRMS εξαιτίας των σημείων του σταθμού Blida, για τους ίδιους λόγους που επισημάνθηκαν και το Μάιο.

Τέλος, πραγματοποιείται η ίδια διαδικασία για ολόκληρη την περίοδο Απριλίου-Μαΐου-Ιουνίου του 2006. Συνολικά, η αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust παρουσιάζει

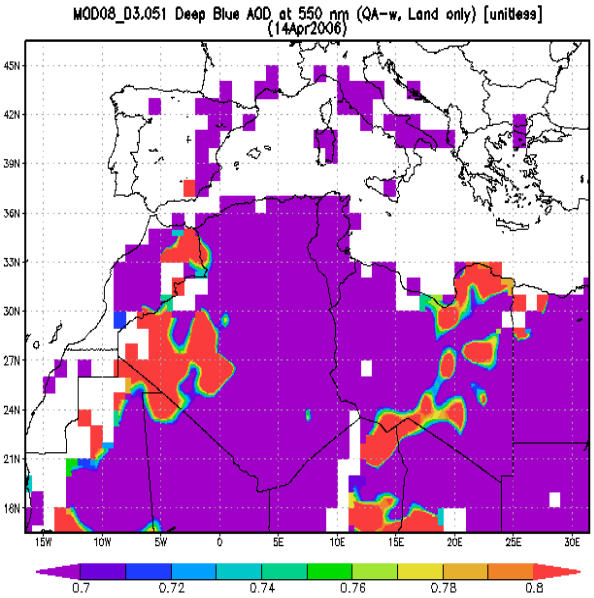
καλύτερη επίδοση. Σε συμφωνία με τα προηγούμενα μειώνει την υποεκτίμηση, αυξάνει το συντελεστή συσχέτισης και το αποδιδόμενο από το μοντέλο ποσοστό του οπτικού βάθους κατά 57%, 24% και 53% αντίστοιχα. Για την περίοδο των προσομοιώσεων μεγαλύτερη βελτίωση παρουσιάζουν οι σταθμοί της ανατολικής Μεσογείου Thessaloniki και FORTH CRETE, όπως αντικατοπτρίζεται στο σύνολο των σημείων της Εικόνας 4.2.2.4 (γαλάζιος κύκλος). Επίσης ο Blida εμφανίζει τη μεγαλύτερη υπερεκτίμηση εξαιτίας των τιμών που αποδίδονται το Μάιο.



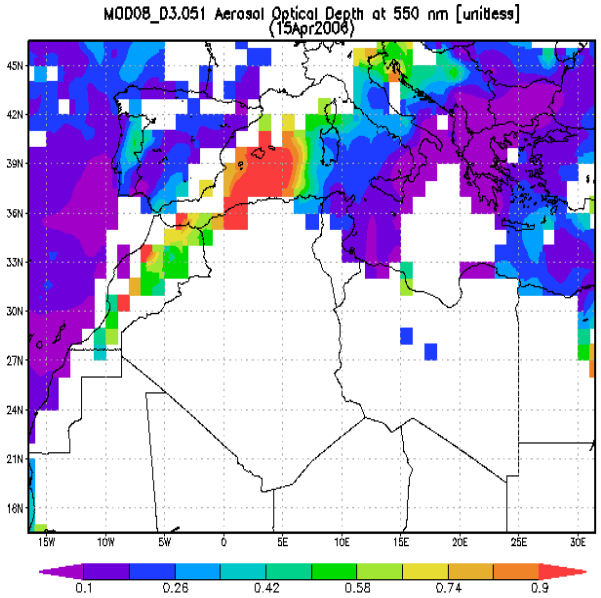
Εικόνα 4.1.1.1 Πίεση και θερμοκρασία στα 2 m για τη 15η Απριλίου του 2006 12 UTC.



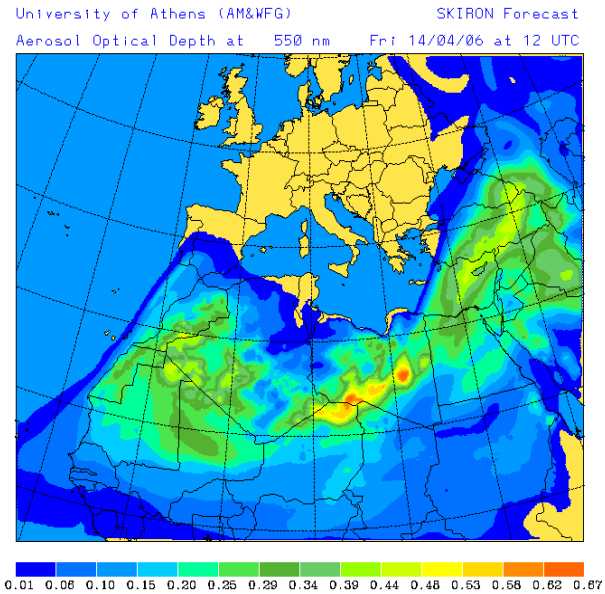
Εικόνα 4.1.1.2 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για τη 15η Απριλίου του 2006 12 UTC.



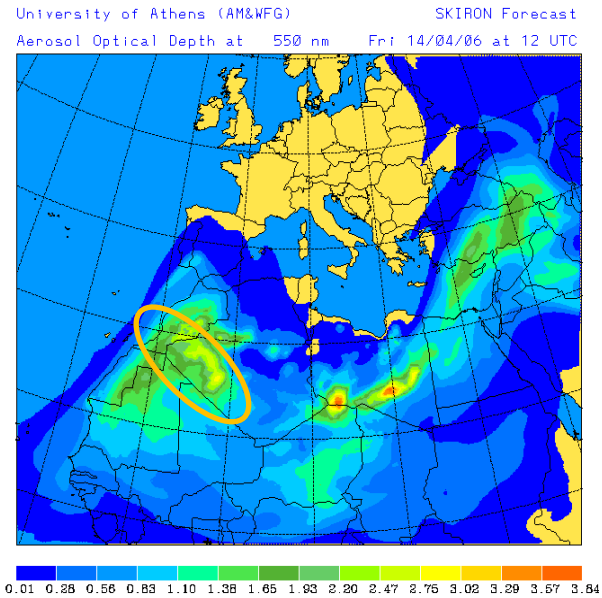
Εικόνα 4.1.1.3 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για τη 14η Απριλίου του 2006 (Terra MODIS).



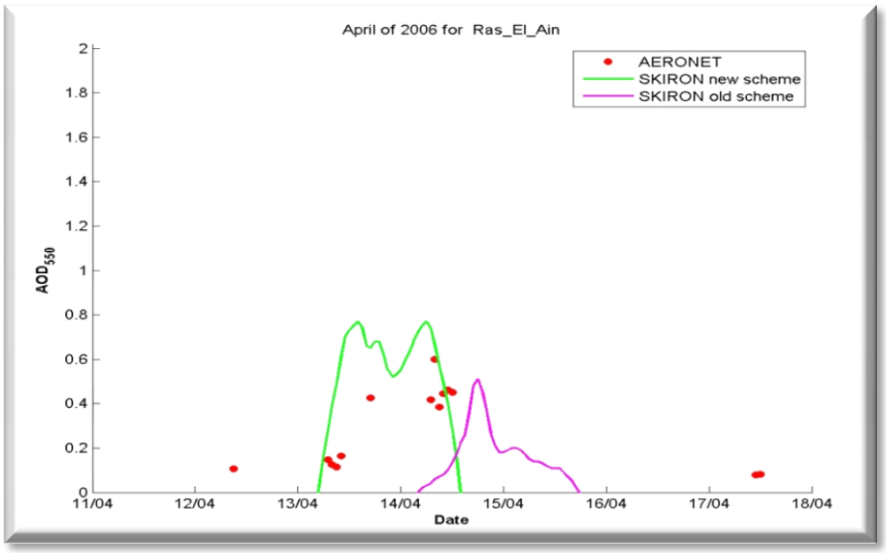
Εικόνα 4.1.1.4 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για τη 15η Απριλίου του 2006 (Terra MODIS).



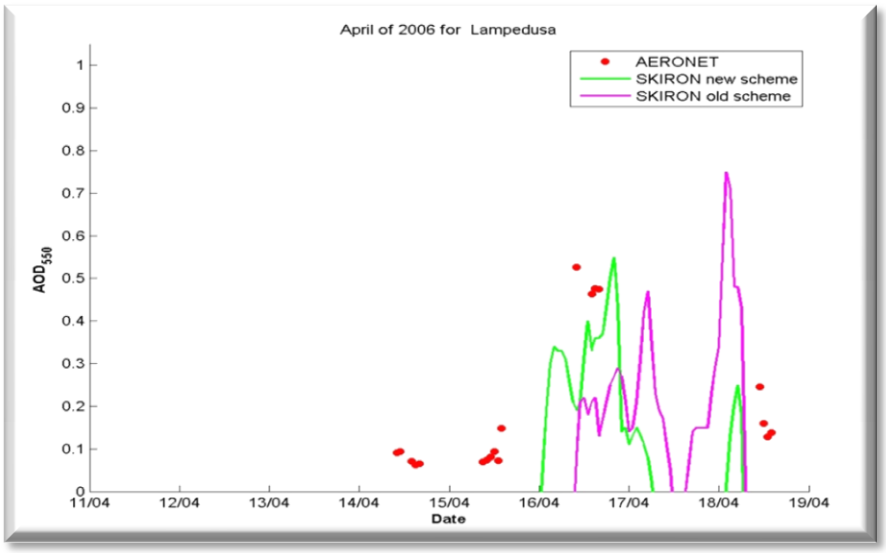
Εικόνα 4.1.1.5 Οπτικό βάθος στα 550 nm της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 14η Απριλίου του 2006 12 UTC.



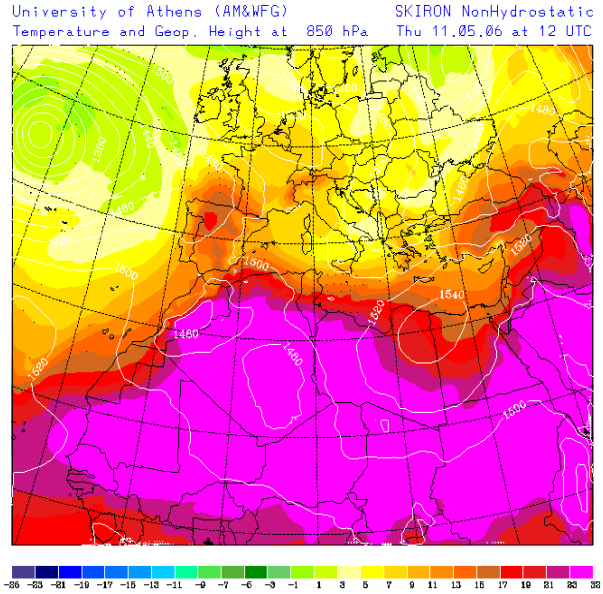
Εικόνα 4.1.1.6 Οπτικό βάθος στα 550 nm της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 14η Απριλίου του 2006 12 UTC.



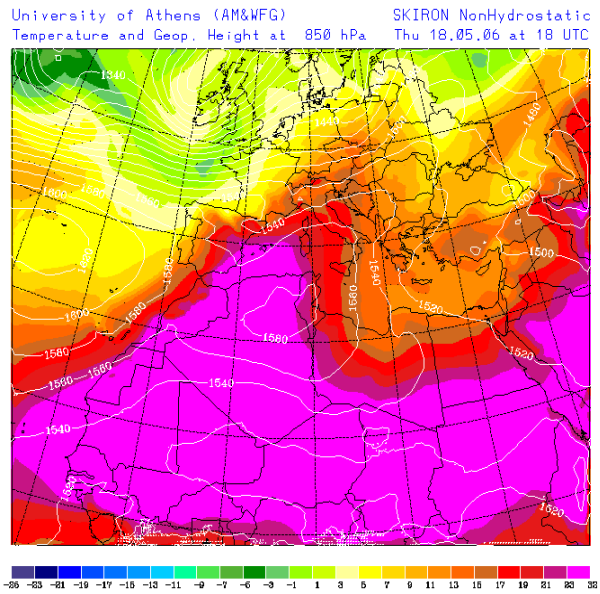
Εικόνα 4.1.1.7 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 13-16 Απριλίου του 2006 στο σταθμό **Ras El Ain**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



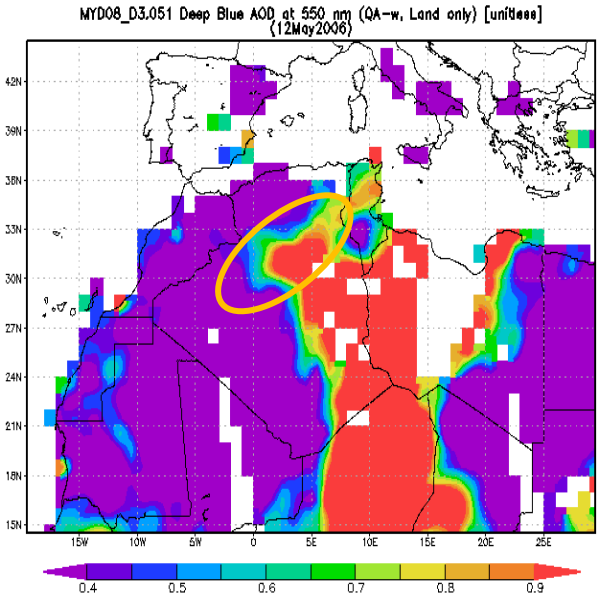
Εικόνα 4.1.1.8 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 15-18 Απριλίου του 2006 στο σταθμό **Lampedusa**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



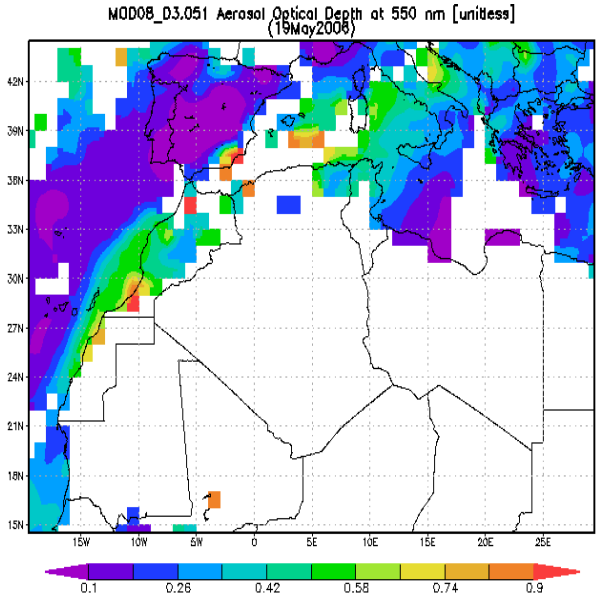
Εικόνα 4.1.1.9 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για την 11η Μαΐου του 2006 12 UTC.



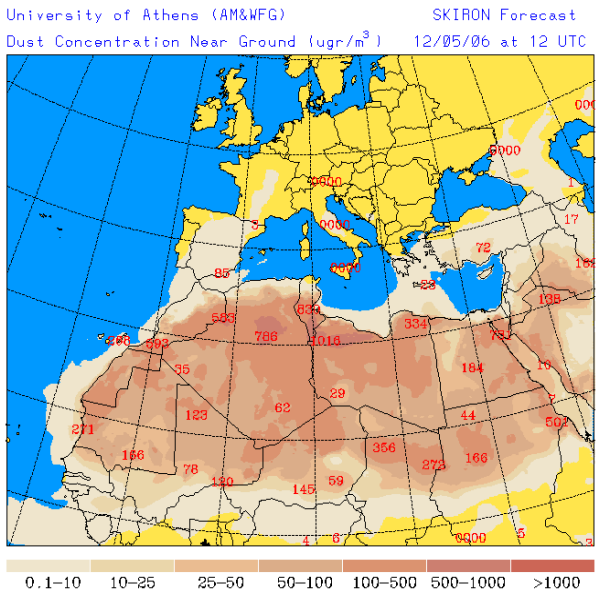
Εικόνα 4.1.1.10 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για την 14η Μαΐου του 2006 12 UTC.



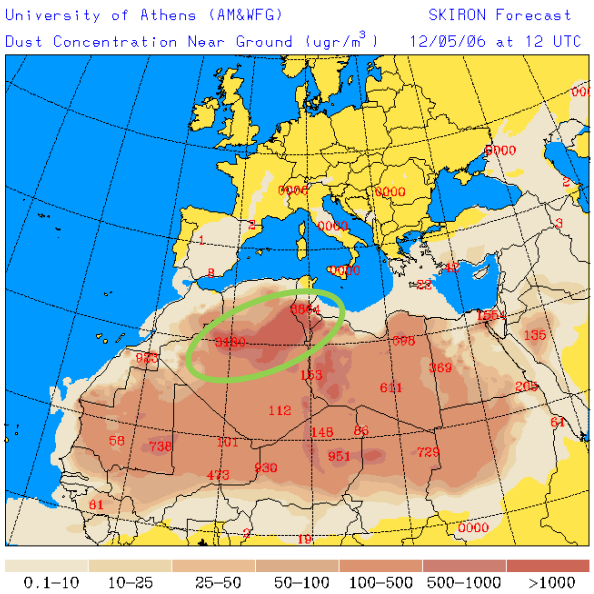
Εικόνα 4.1.1.11 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για τη 12η Μαΐου του 2006 (Aqua MODIS).



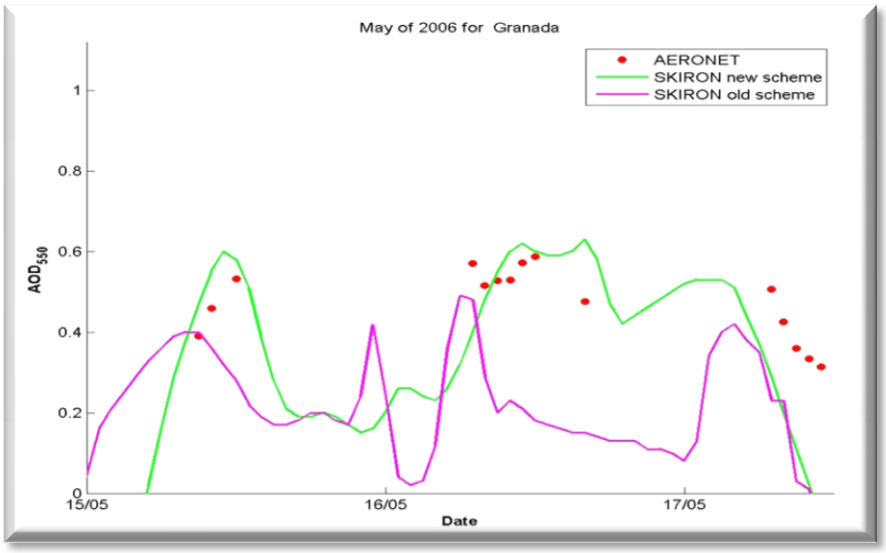
Εικόνα 4.1.1.12 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για τη 19η Μαΐου του 2006 (Terra MODIS).



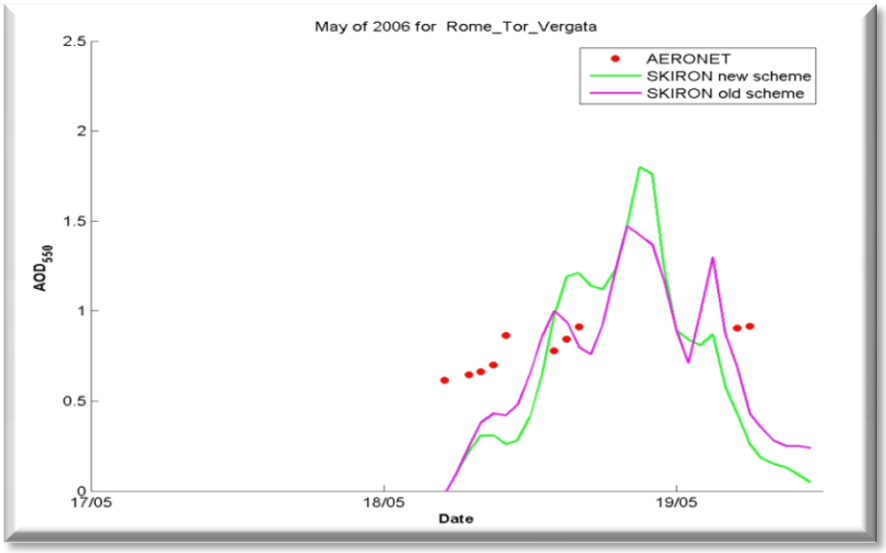
Εικόνα 4.1.1.13 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 12η Μαΐου του 2006 12 UTC.



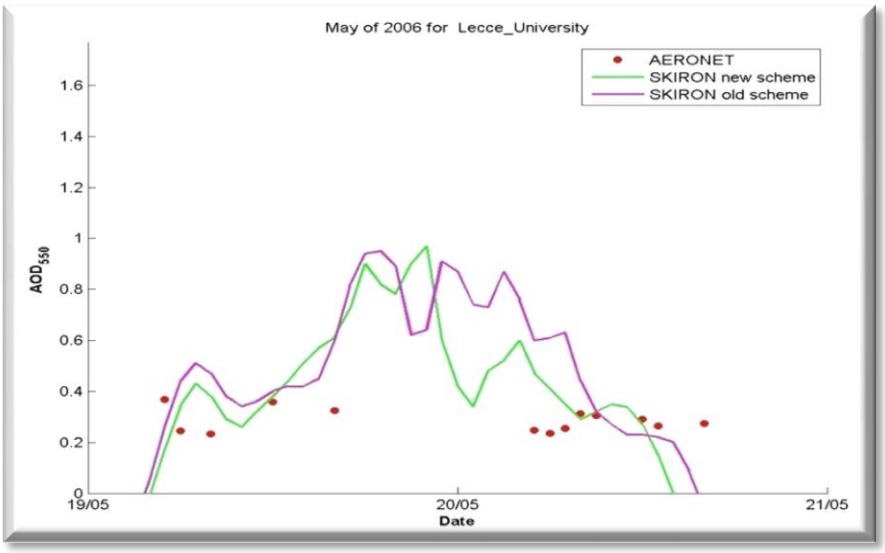
Εικόνα 4.1.1.14 Επιφανειακή συγκέντρωση σκόνης της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 12η Μαΐου του 2006 12 UTC.



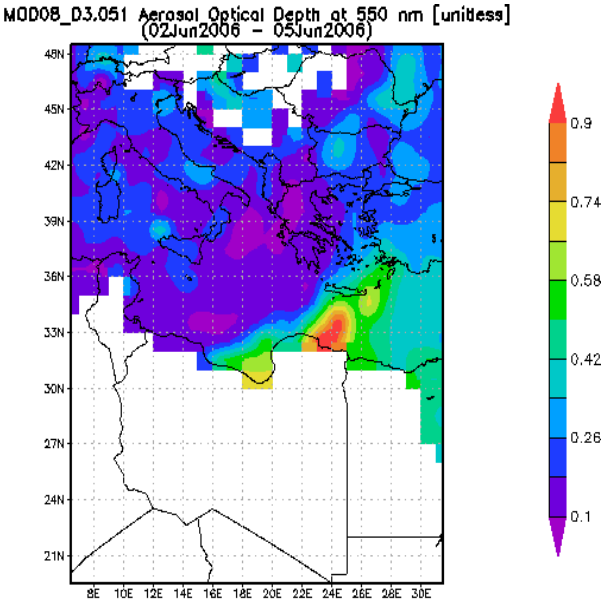
Εικόνα 4.1.1.15 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 15-17 Μαΐου του 2006 στο σταθμό **Granada**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



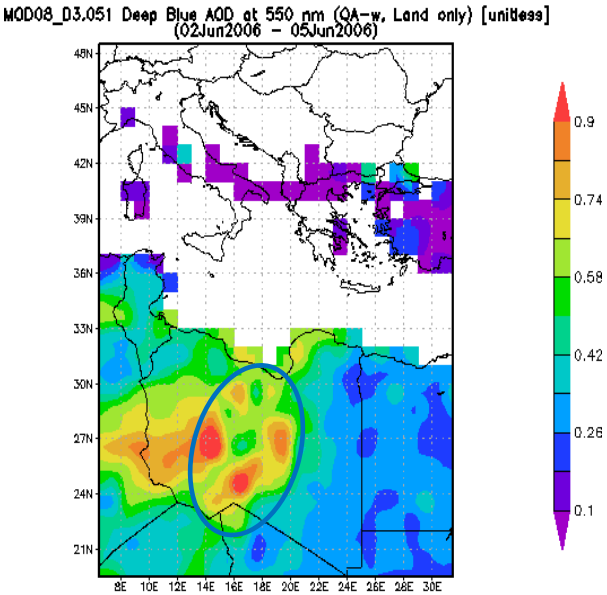
Εικόνα 4.1.1.16 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 18-19 Μαΐου του 2006 στο σταθμό **Rome Tor Vergata**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



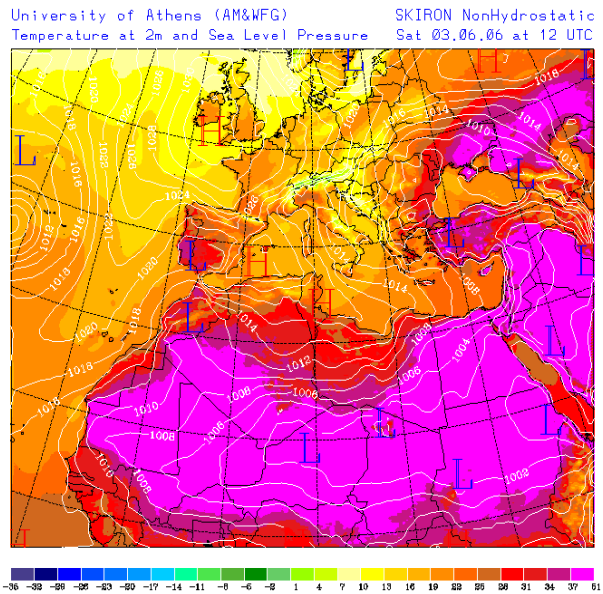
Εικόνα 4.1.1.17 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 19-20 Μαΐου του 2006 στο σταθμό **Lecce University**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



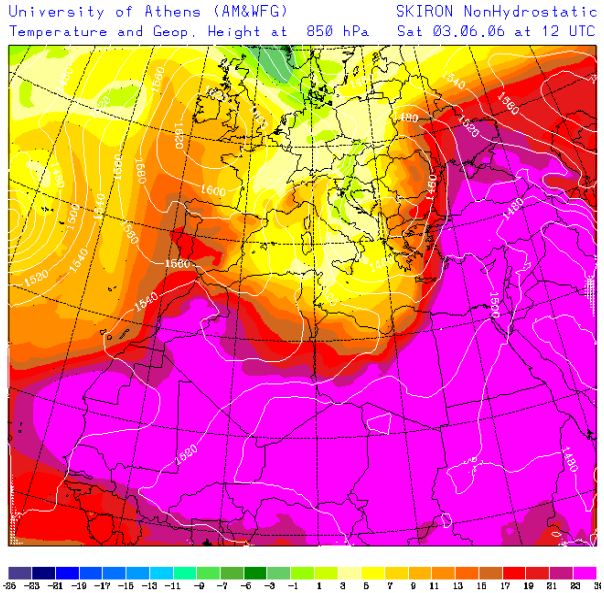
Εικόνα 4.1.2.1 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για το διάστημα 2-5 Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



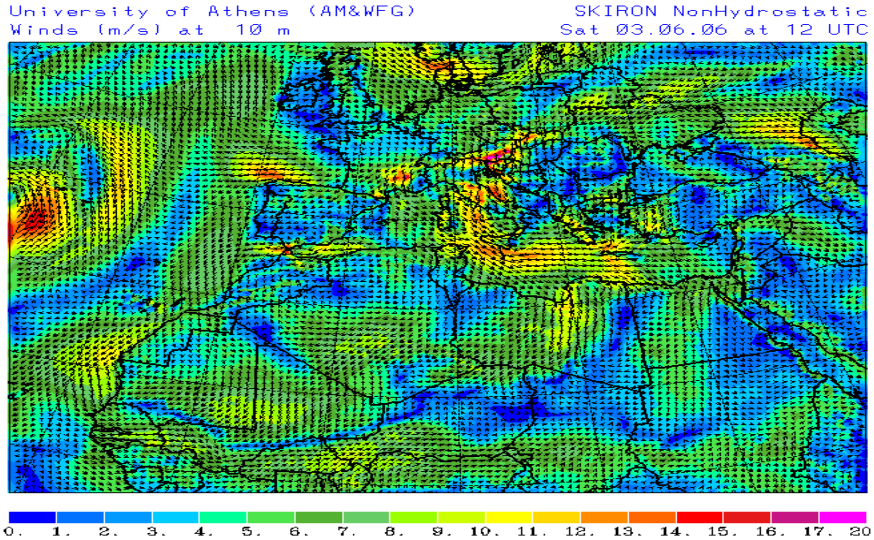
Εικόνα 4.1.2.2 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για το διάστημα 2-5 Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



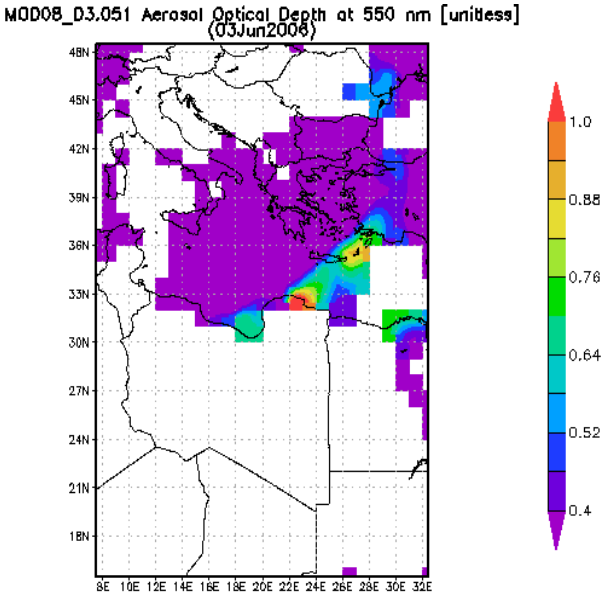
Εικόνα 4.1.2.3 Πίεση και θερμοκρασία στα 2 m για την 3η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



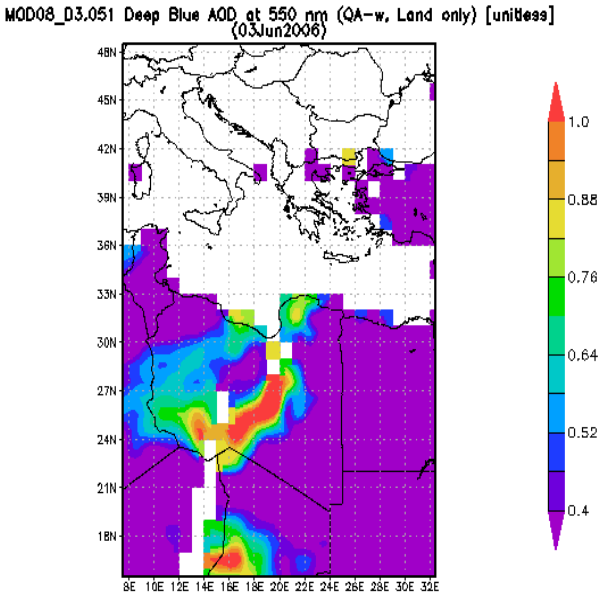
Εικόνα 4.1.2.4 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για την 3η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



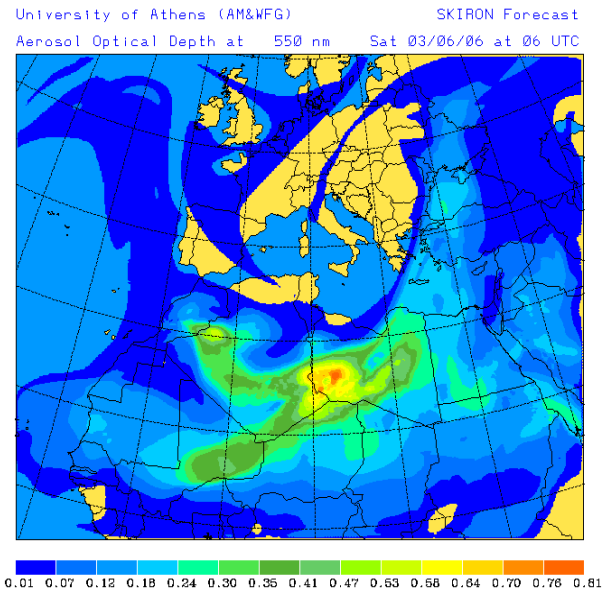
Εικόνα 4.1.2.5 Ταχύτητα ανέμου στα 10 m για την 3η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



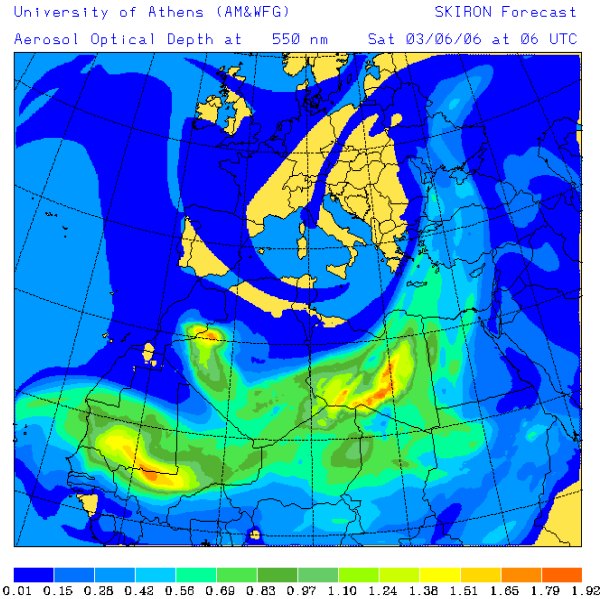
Εικόνα 4.1.2.6 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για την 3η Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



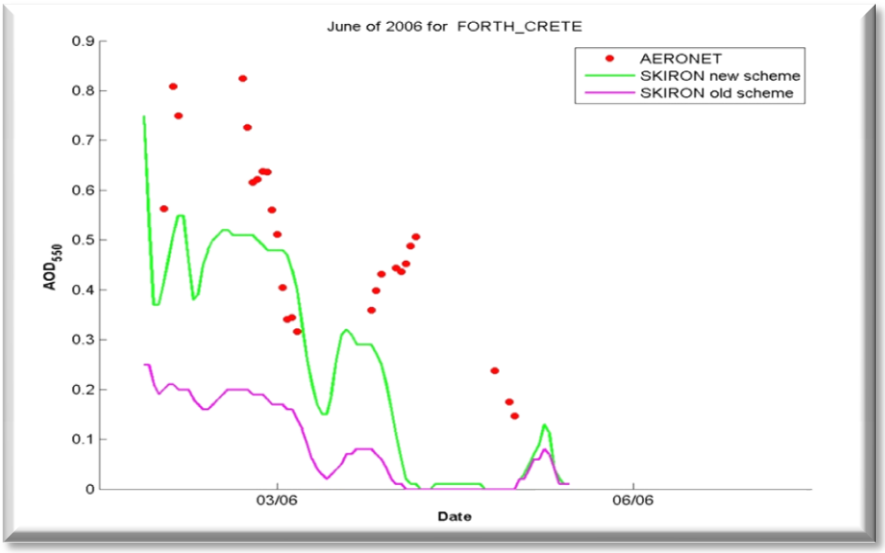
Εικόνα 4.1.2.7 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για την 3η Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



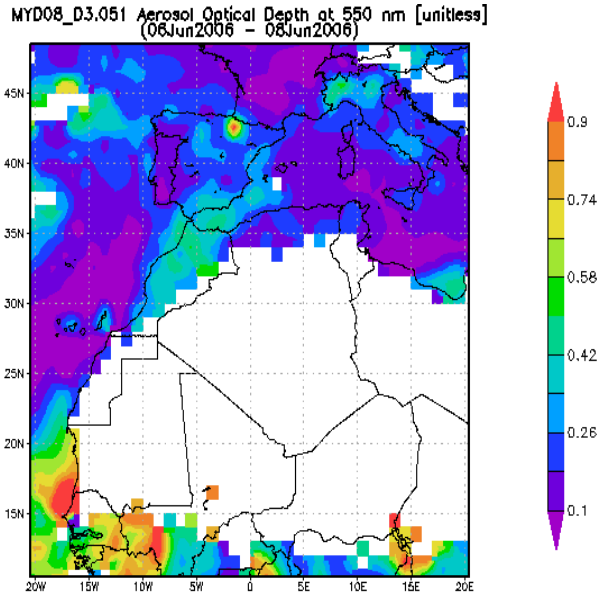
Εικόνα 4.1.2.8 Οπτικό βάθος στα 550 nm της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για την 3η Ιουνίου του 2006 06 UTC.



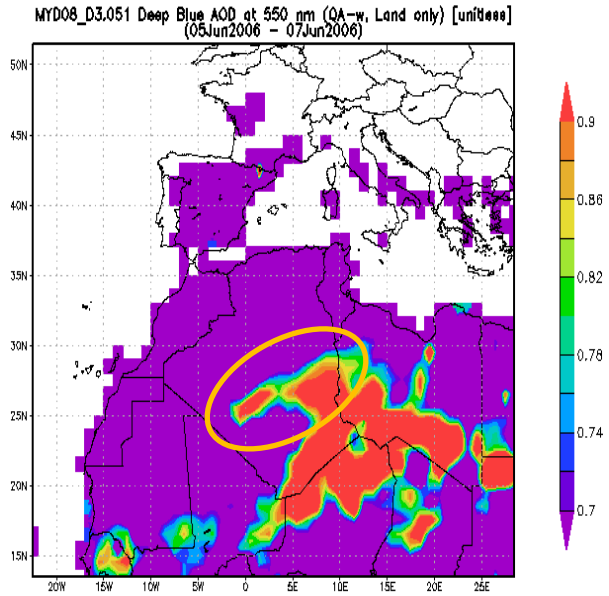
Εικόνα 4.1.2.9 Οπτικό βάθος στα 550 nm της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για την 3η Ιουνίου του 2006 06 UTC.



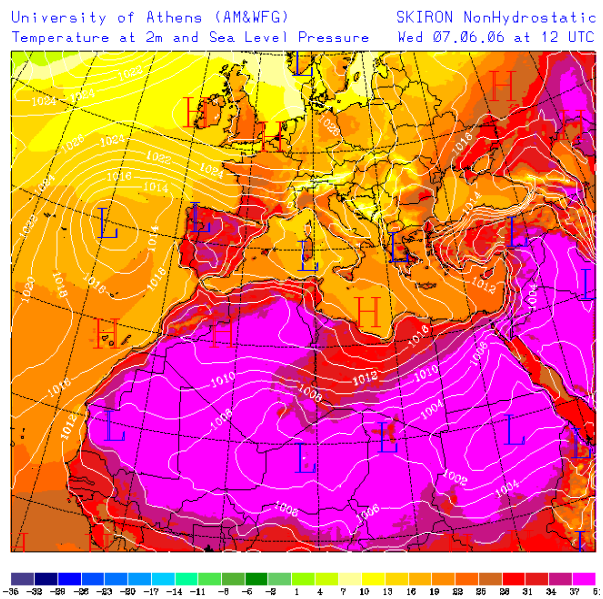
Εικόνα 4.1.2.10 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 2-5 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **FORTH CRETE**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



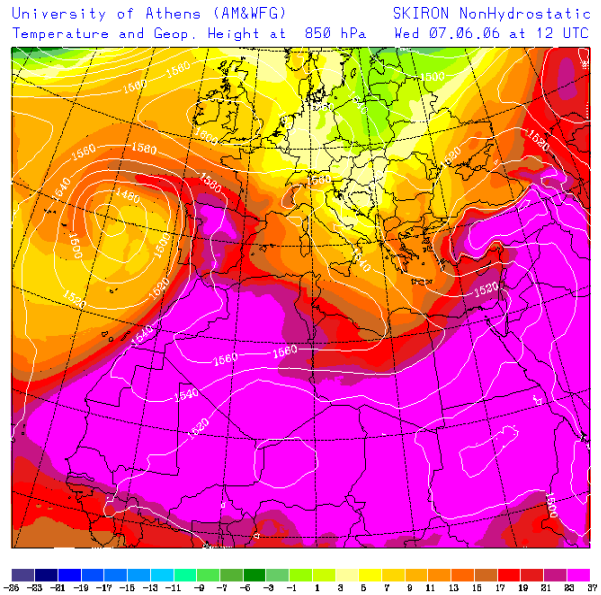
Εικόνα 4.1.2.11 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για το διάστημα 6-8 Ιουνίου του 2006 (Aqua MODIS).



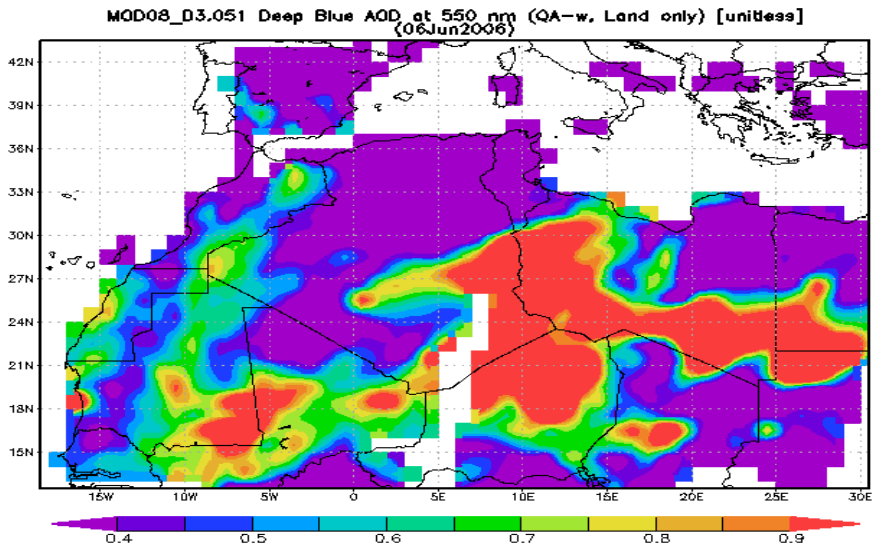
Εικόνα 4.1.2.12 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για το διάστημα 5-7 Ιουνίου του 2006 (Aqua MODIS).



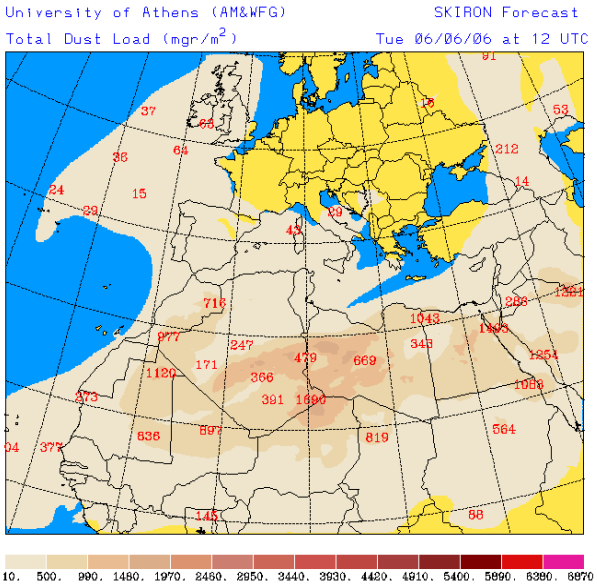
Εικόνα 4.1.2.13 Πίεση και θερμοκρασία στα 2 m για την 7η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



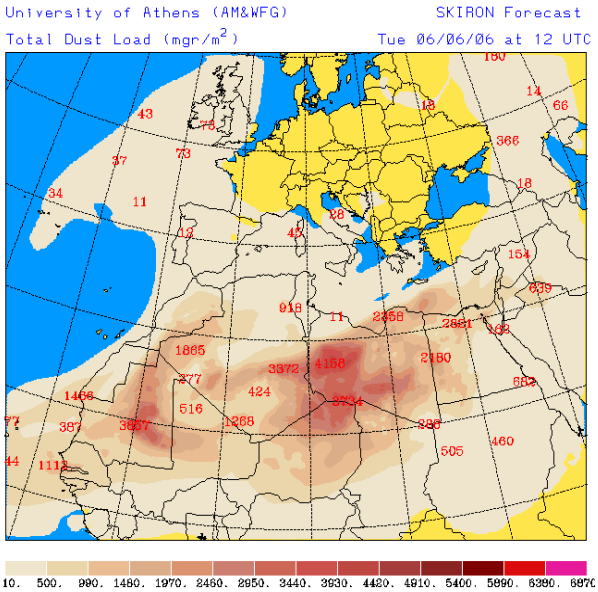
Εικόνα 4.1.2.14 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για την 7η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



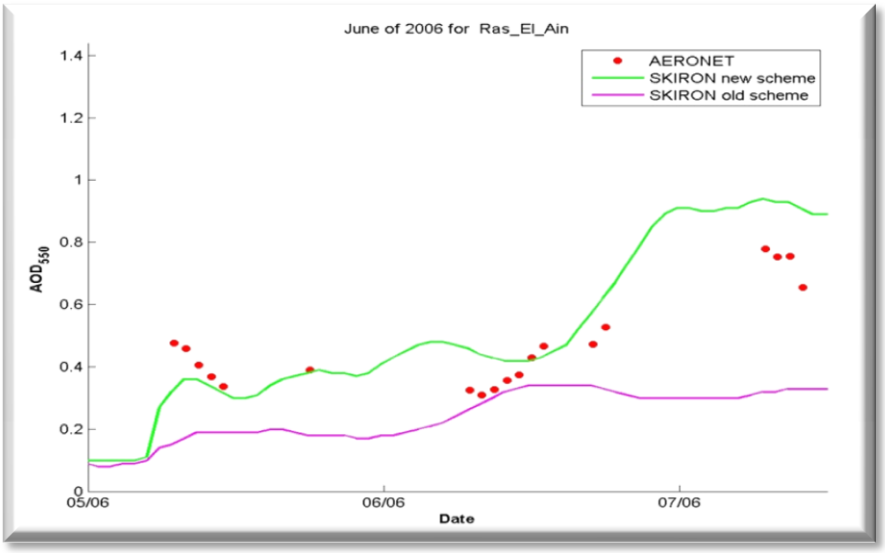
Εικόνα 4.1.2.15 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για την 6η Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



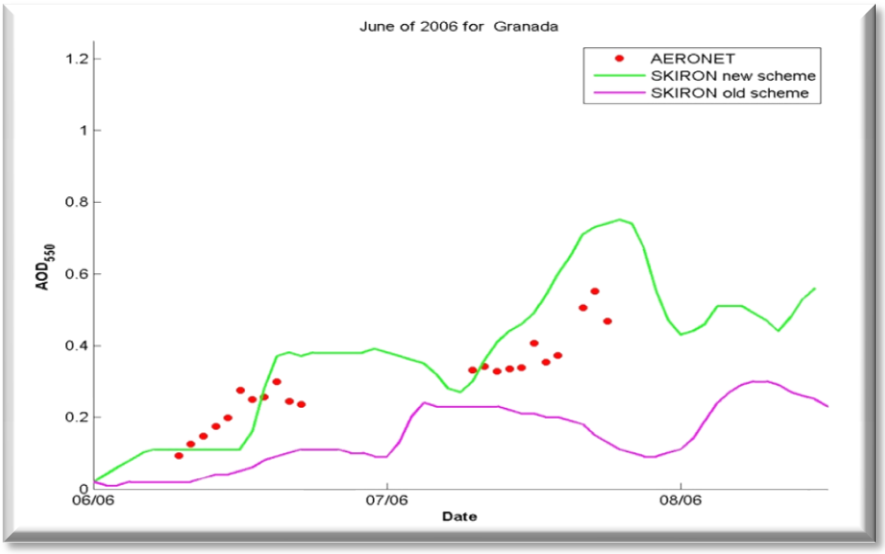
Εικόνα 4.1.2.16 Φόρτος σκόνης της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για την 6η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



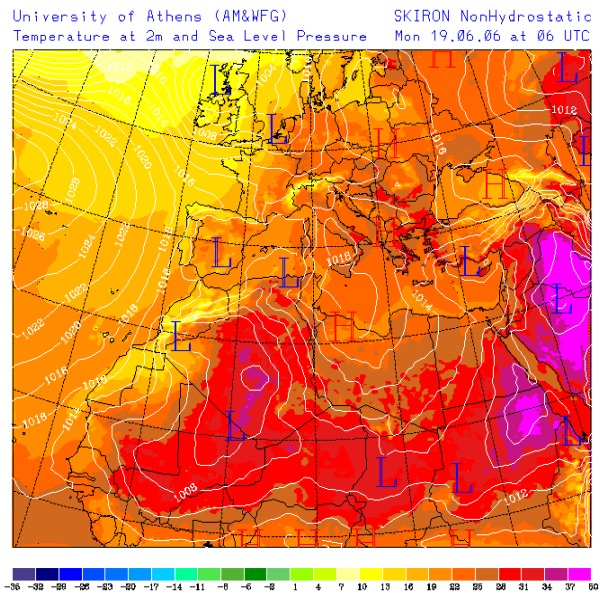
Εικόνα 4.1.2.17 Φόρτος σκόνης της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για την 6η Ιουνίου του 2006 12 UTC.



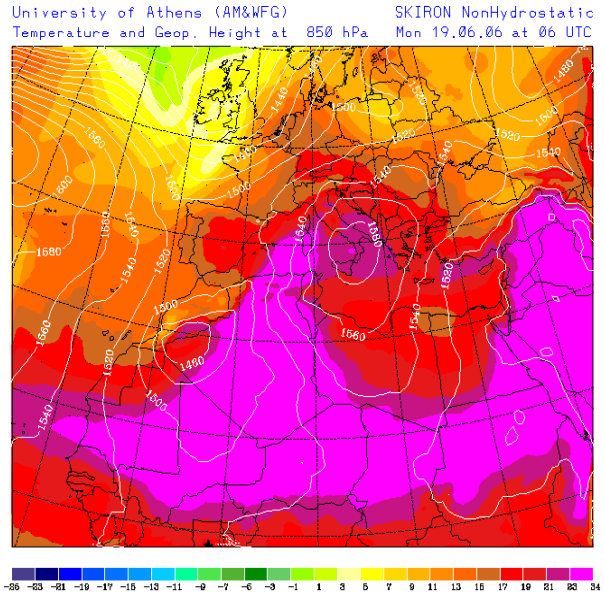
Εικόνα 4.1.2.18 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 5-7 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **Ras El Ain**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



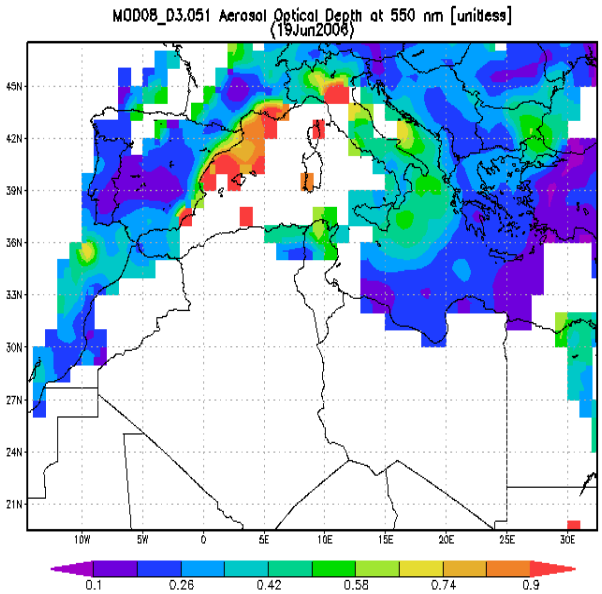
Εικόνα 4.1.2.19 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 6-8 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **Granada**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



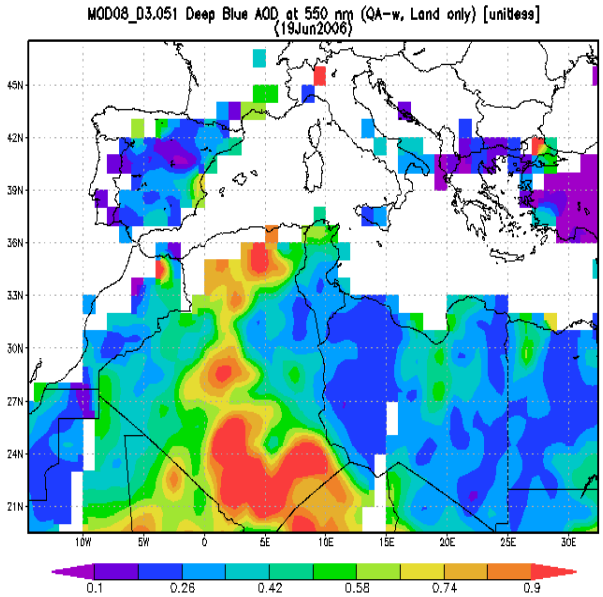
Εικόνα 4.1.2.20 Πίεση και θερμοκρασία στα 2 m για την 19η Ιουνίου του 2006 06 UTC.



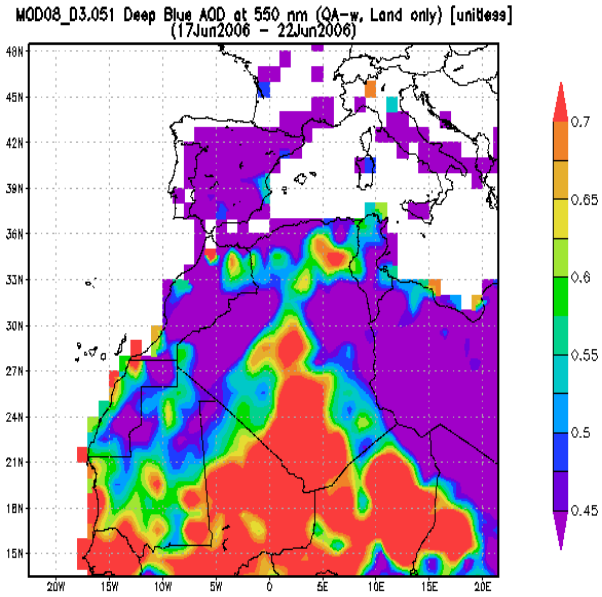
Εικόνα 4.1.2.21 Γεωδυναμικά ύψη και θερμοκρασία στα 850 hPa για την 19η Ιουνίου του 2006 06 UTC.



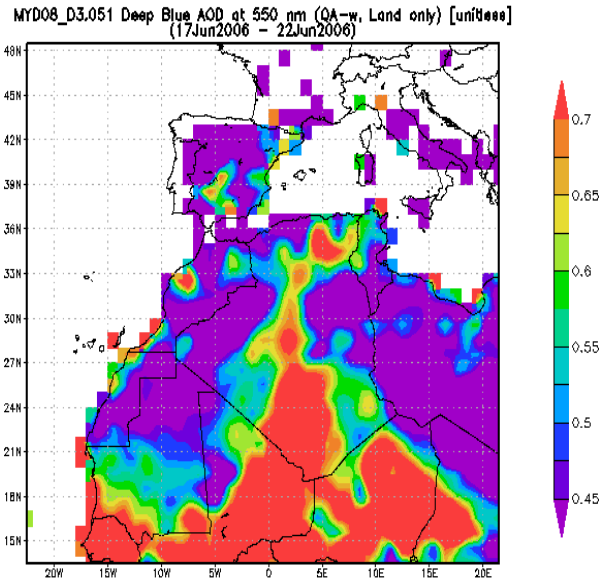
Εικόνα 4.1.2.22 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από θάλασσα για τη 19η Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



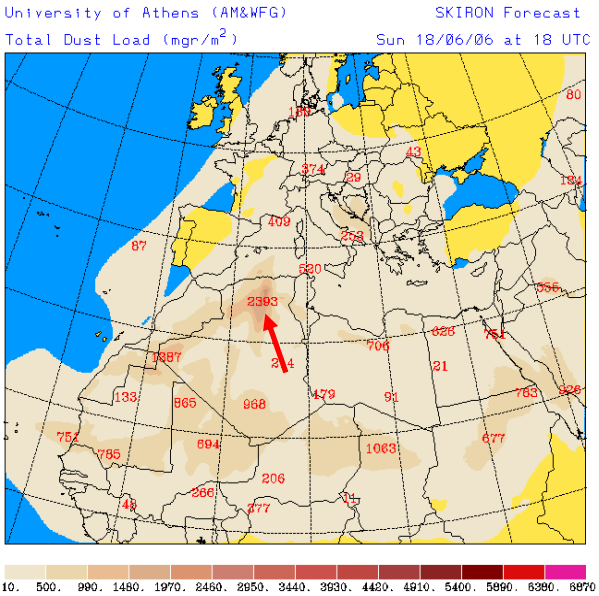
Εικόνα 4.1.2.23 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για τη 19η Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



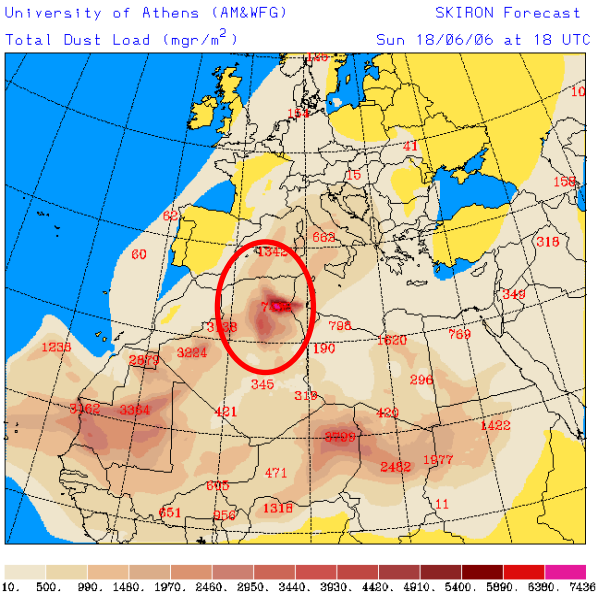
Εικόνα 4.1.2.24 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για το διάστημα 17-22 Ιουνίου του 2006 (Terra MODIS).



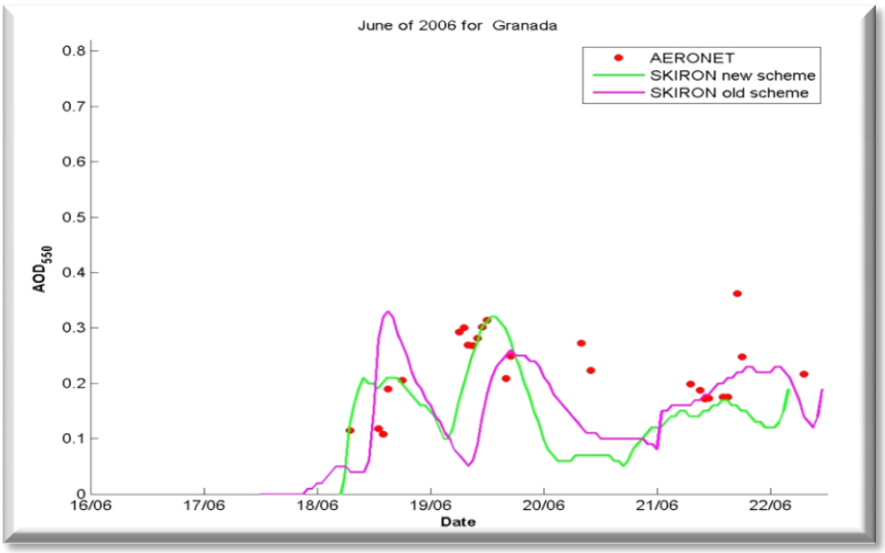
Εικόνα 4.1.2.25 Οπτικό βάθος αερολυμάτων στα 550 nm πάνω από ερημικές περιοχές (Deep Blue) για το διάστημα 17-22 Ιουνίου του 2006 (Aqua MODIS).



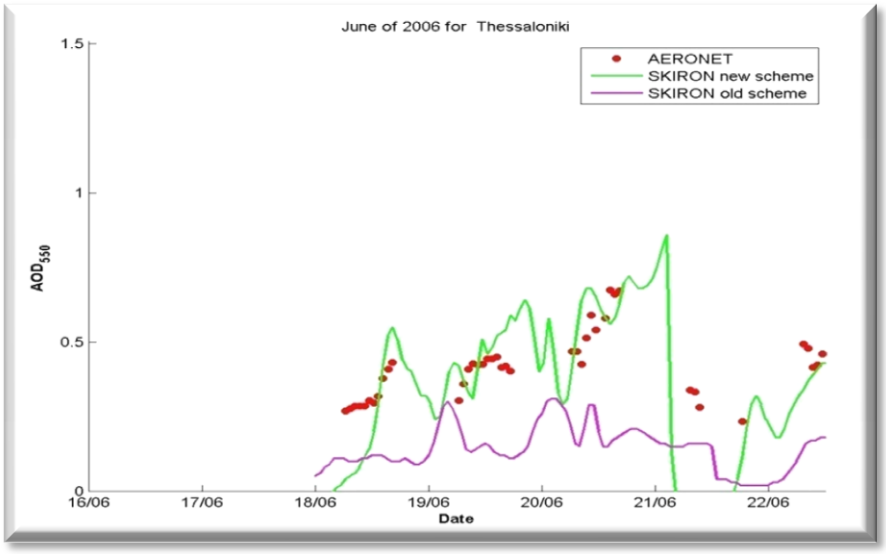
Εικόνα 4.1.2.26 Φόρτος σκόνης της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 18η Ιουνίου του 2006 18 UTC.



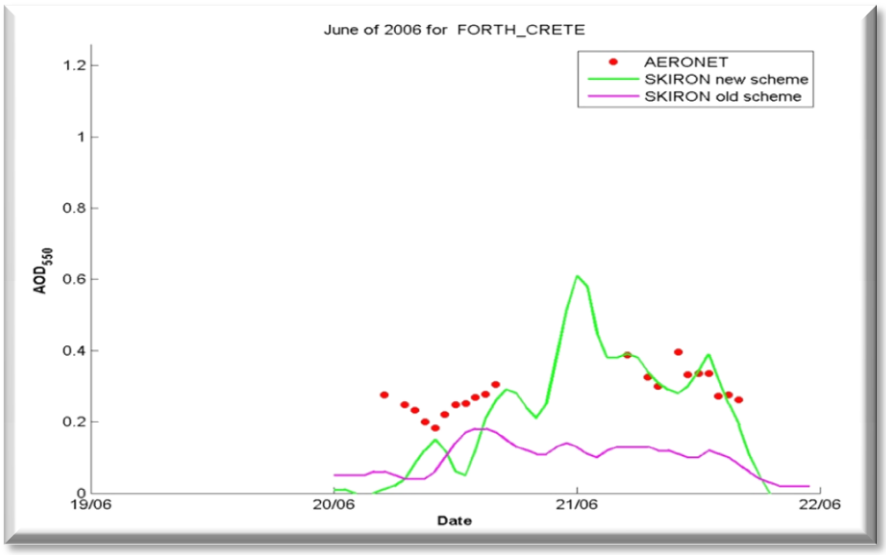
Εικόνα 4.1.2.27 Φόρτος σκόνης της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για τη 18η Ιουνίου του 2006 18 UTC.



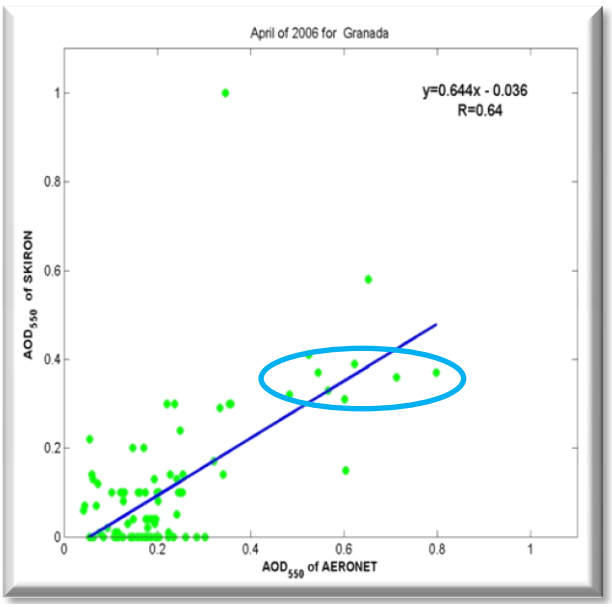
Εικόνα 4.1.2.28 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 17-22 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **Granada**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



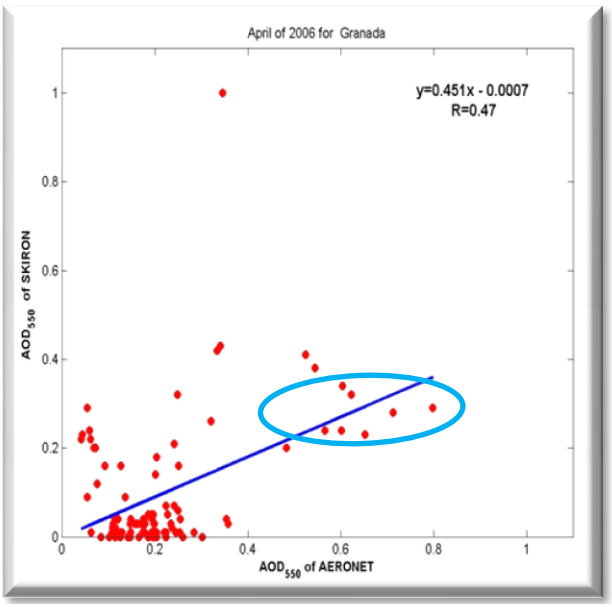
Εικόνα 4.1.2.29 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 18-22 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **Thessaloniki**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



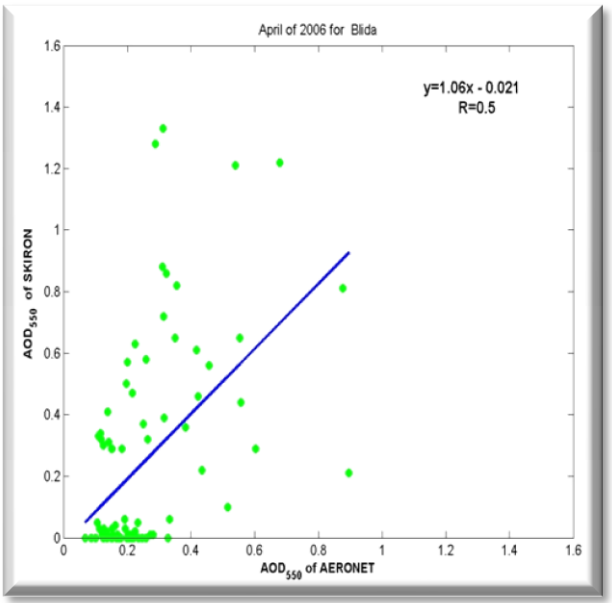
Εικόνα 4.1.2.30 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 20-21 Ιουνίου του 2006 στο σταθμό **FORTH CRETE**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



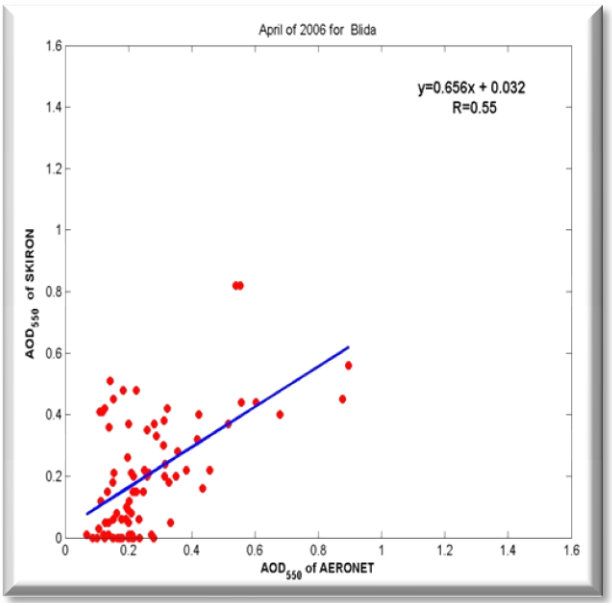
Εικόνα 4.2.1.1 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Απρίλιο του 2006.



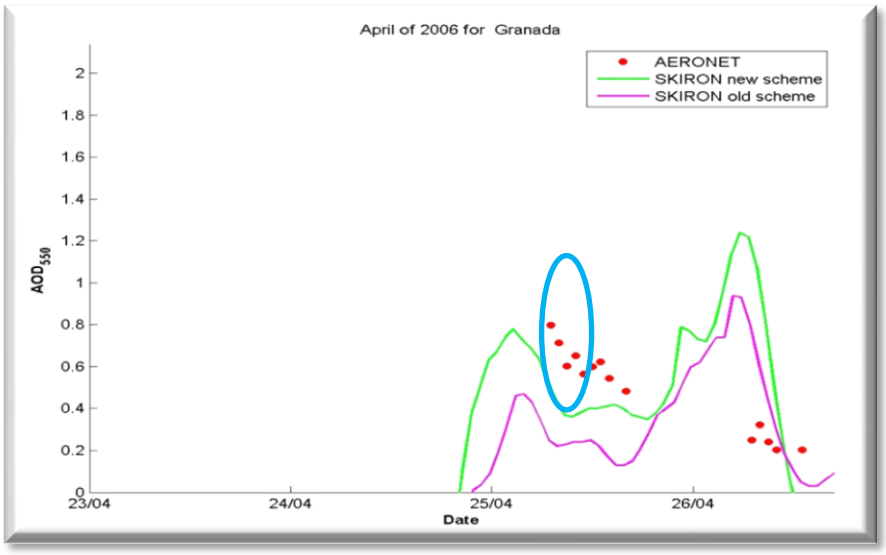
Εικόνα 4.2.1.2 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Απρίλιο του 2006.



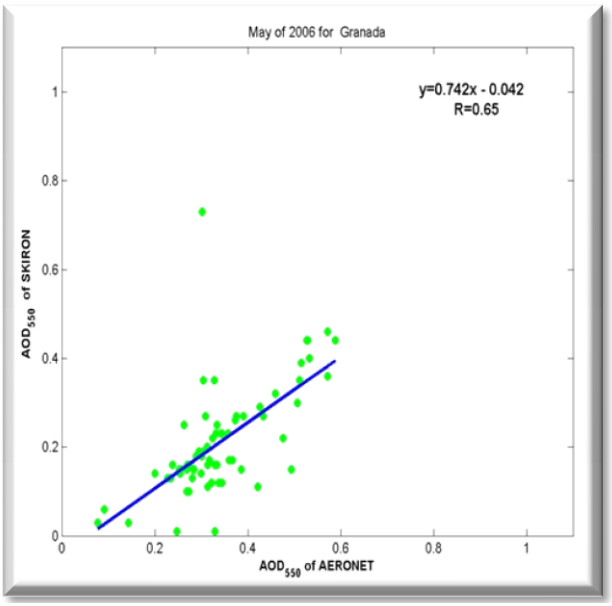
Εικόνα 4.2.1.3 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Απρίλιο του 2006.



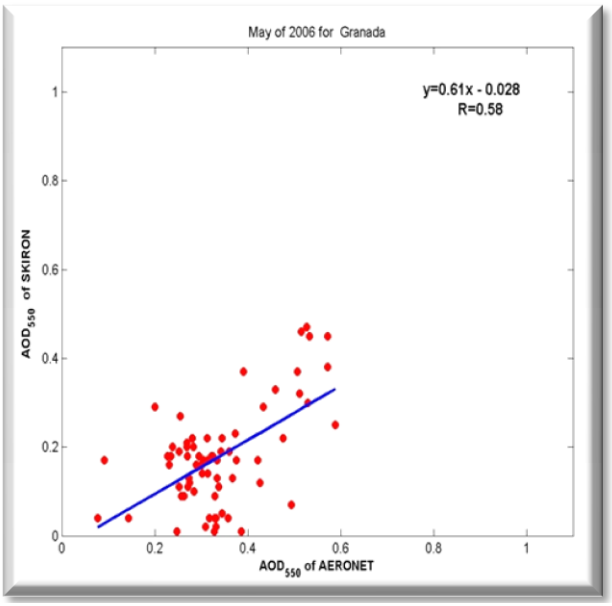
Εικόνα 4.2.1.4 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Απρίλιο του 2006.



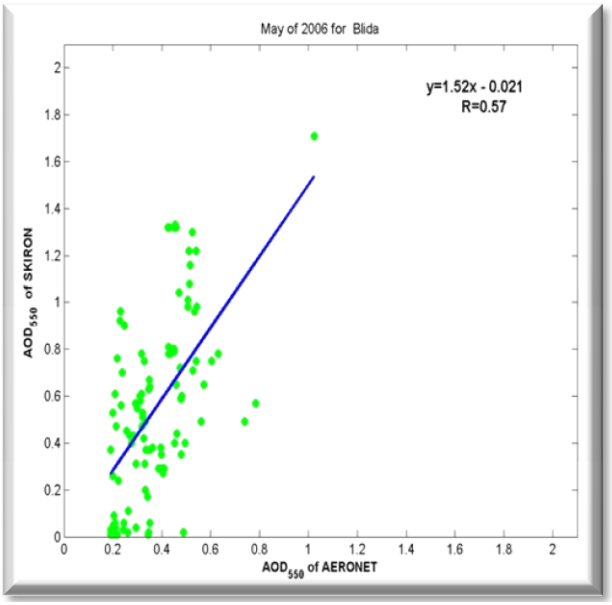
Εικόνα 4.2.1.5 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 25-26 Απριλίου του 2006 στο σταθμό **Granada**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



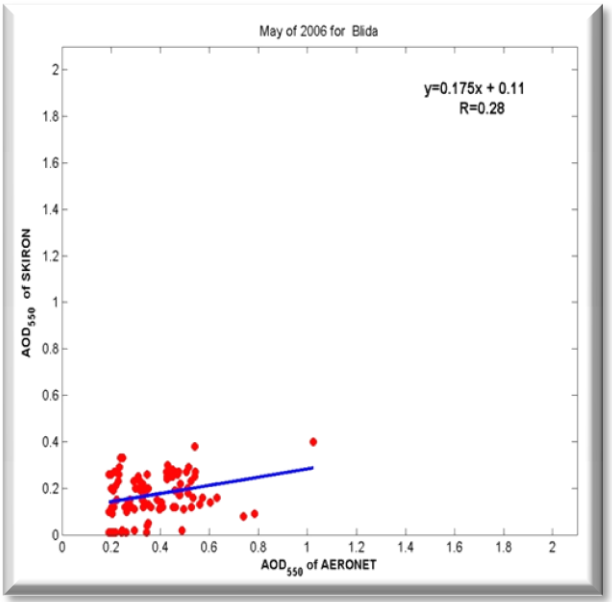
Εικόνα 4.2.1.6 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Μάιο του 2006.



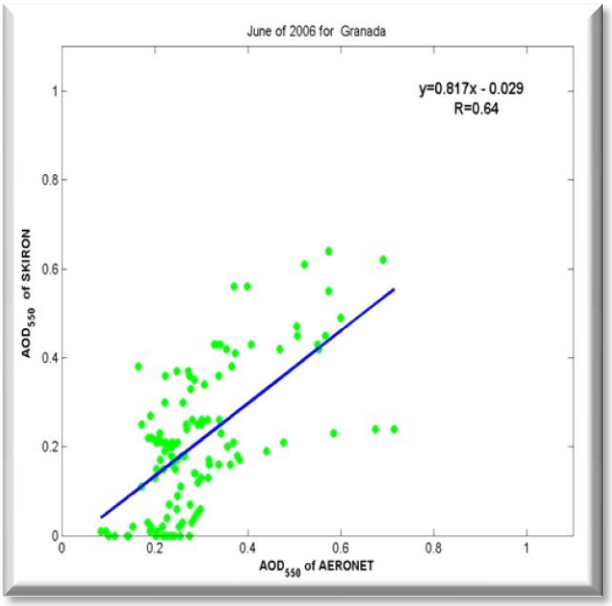
Εικόνα 4.2.1.7 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Μάιο του 2006.



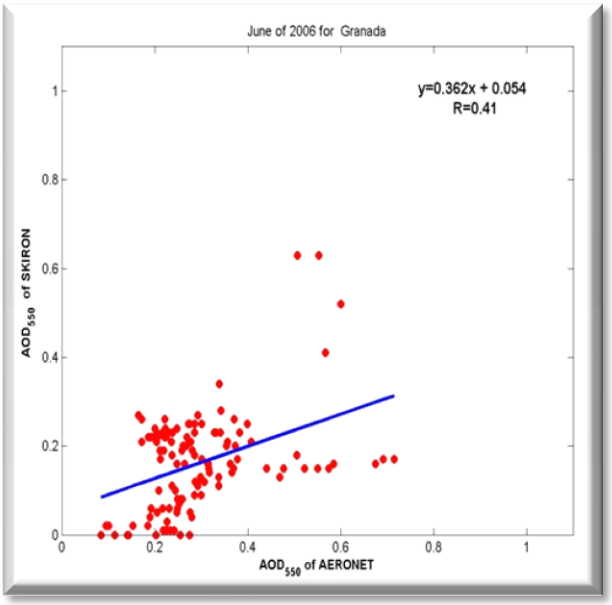
Εικόνα 4.2.1.8 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Μάιο του 2006.



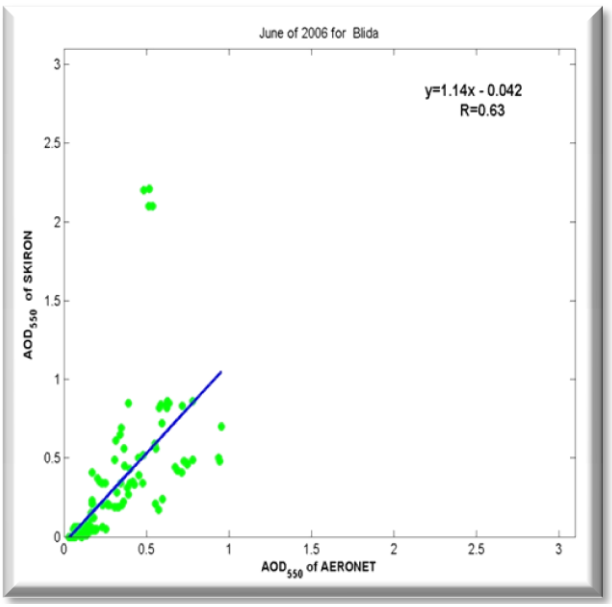
Εικόνα 4.2.1.9 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Μάιο του 2006.



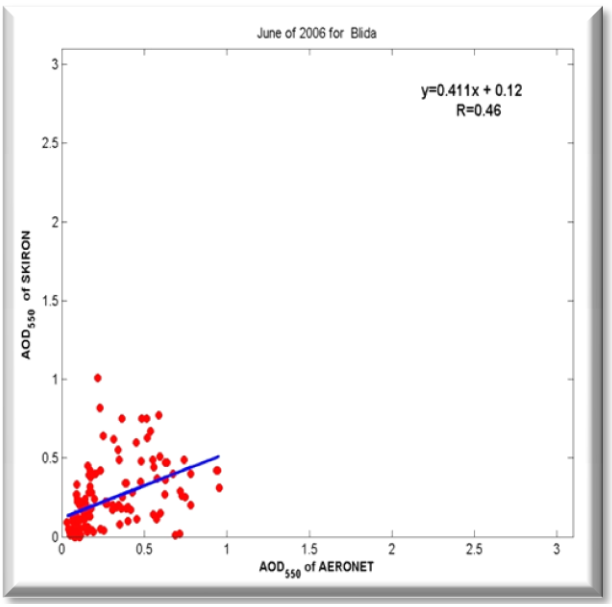
Εικόνα 4.2.1.10 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Ιούνιο του 2006.



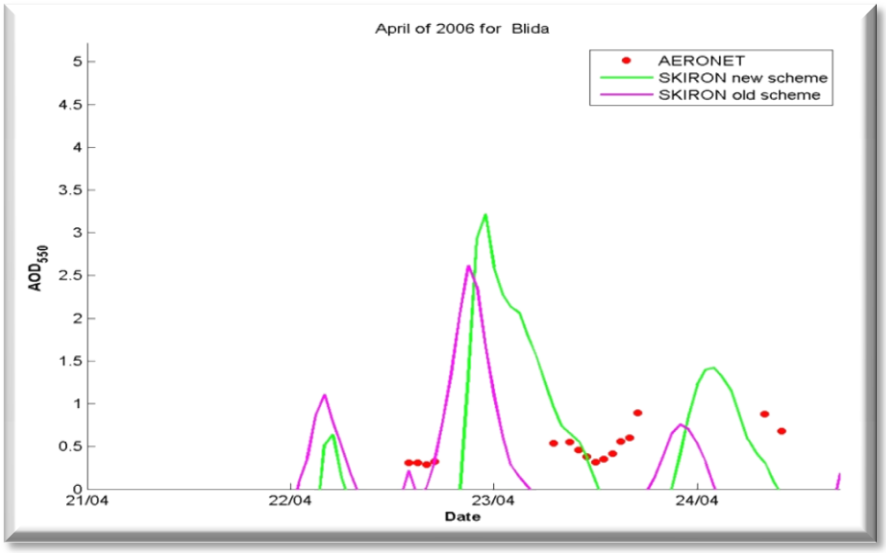
Εικόνα 4.2.1.11 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Granada** τον Ιούνιο του 2006.



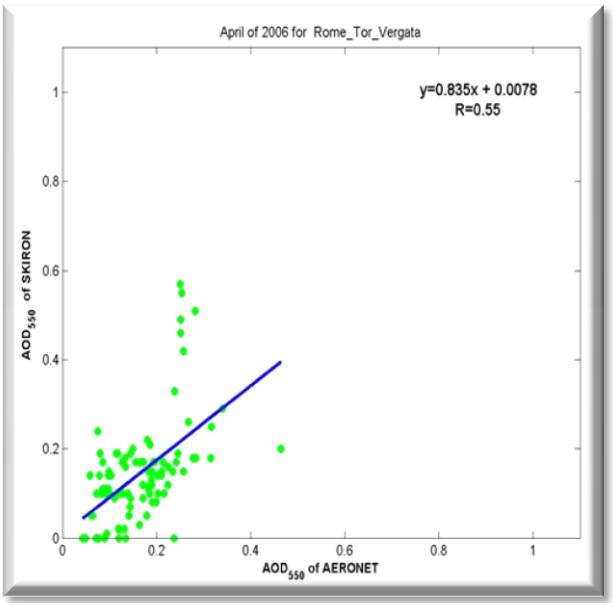
Εικόνα 4.2.1.12 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Ιούνιο του 2006.



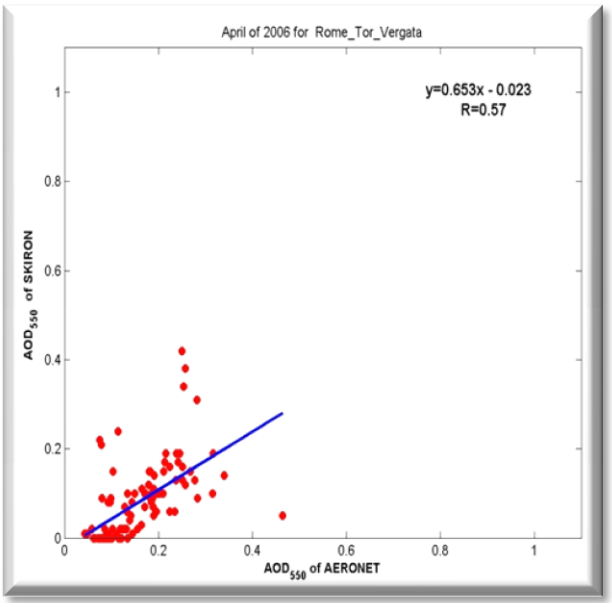
Εικόνα 4.2.1.13 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Blida** τον Ιούνιο του 2006.



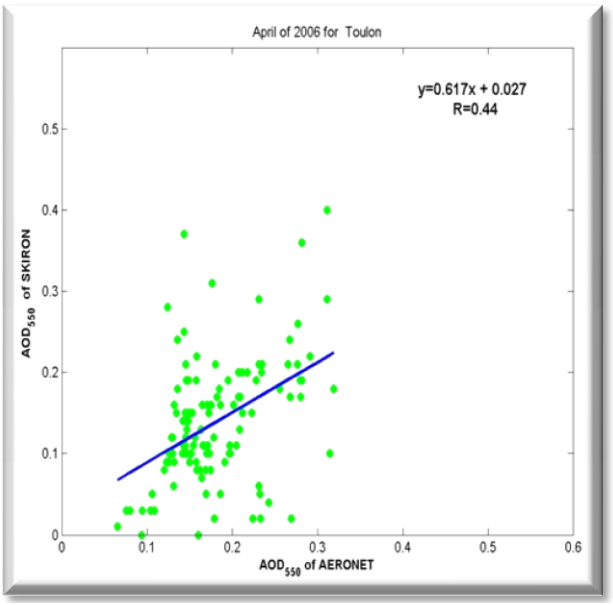
Εικόνα 4.2.1.14 Χρονοσειρές του οπτικού βάθους στα 550 nm για το διάστημα 22-24 Απριλίου του 2006 στο σταθμό **Blida**. Με ροζ και πράσινη γραμμή απεικονίζονται οι χρονοσειρές της βασικής και αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust αντίστοιχα, ενώ με κόκκινες τελείες τα δεδομένα του AERONET.



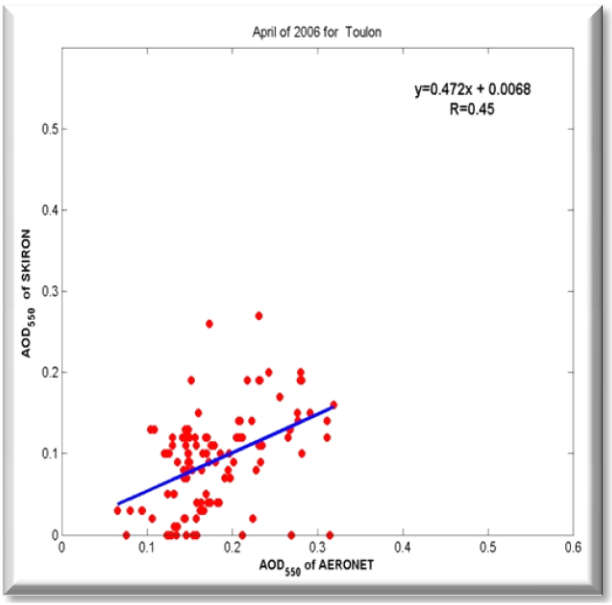
Εικόνα 4.2.1.15 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** τον Απρίλιο του 2006.



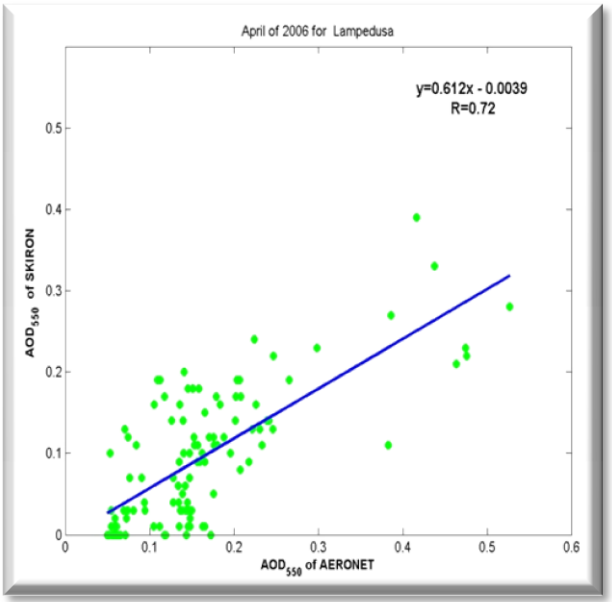
Εικόνα 4.2.1.16 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** τον Απρίλιο του 2006.



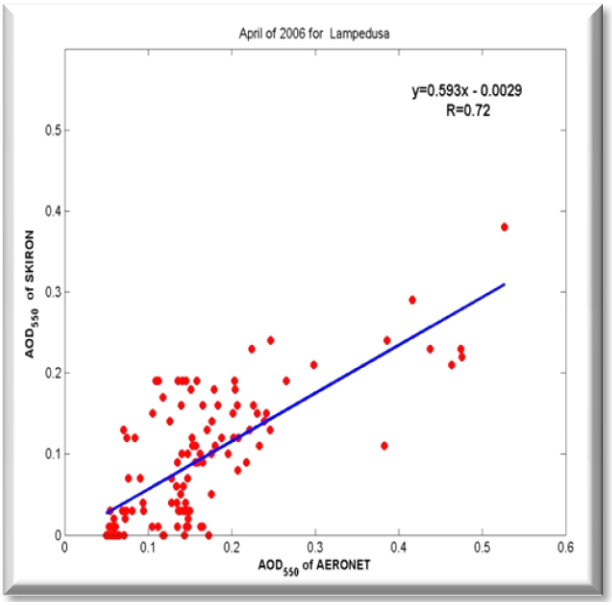
Εικόνα 4.2.1.17 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Απρίλιο του 2006.



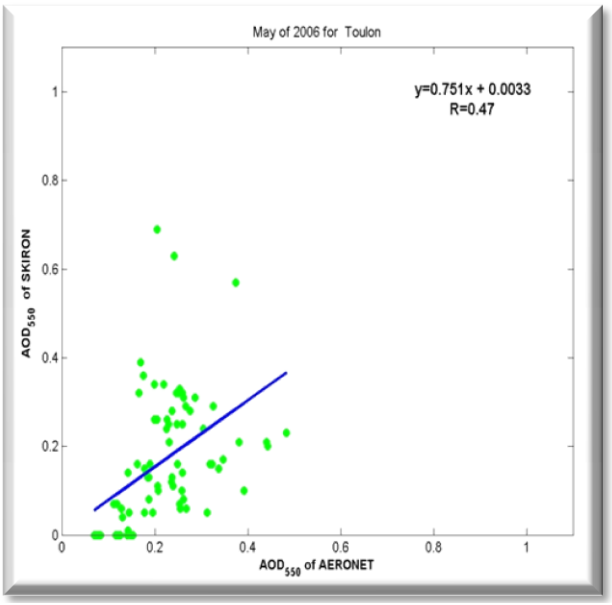
Εικόνα 4.2.1.18 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Απρίλιο του 2006.



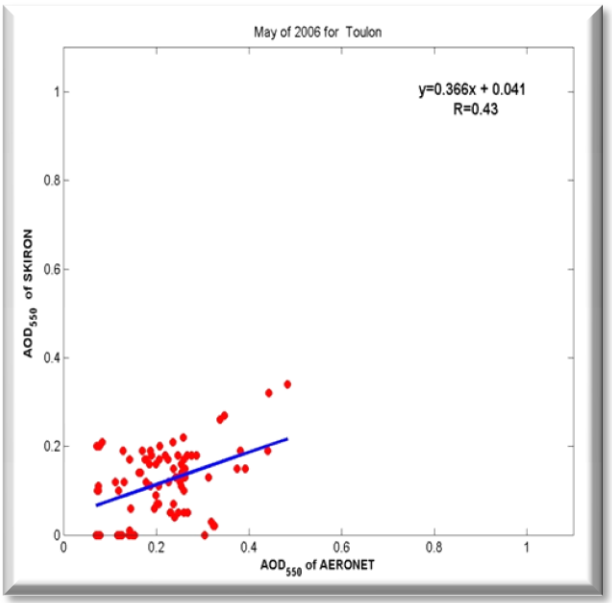
Εικόνα 4.2.1.19 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Lampedusa** τον Απρίλιο του 2006.



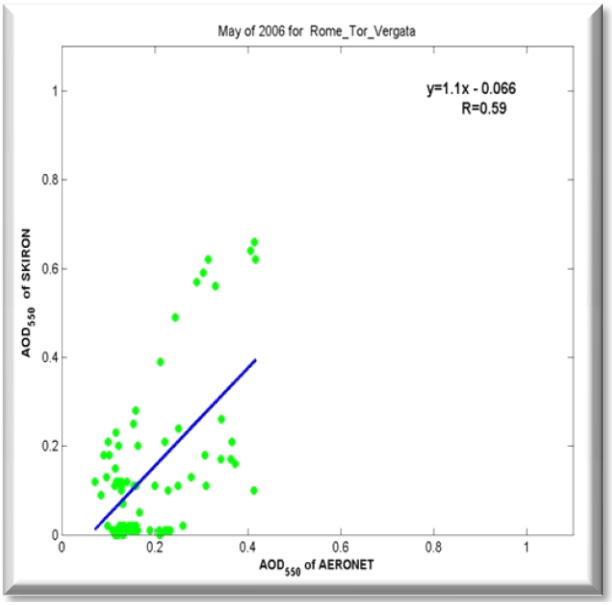
Εικόνα 4.2.1.20 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Lampedusa** τον Απρίλιο του 2006.



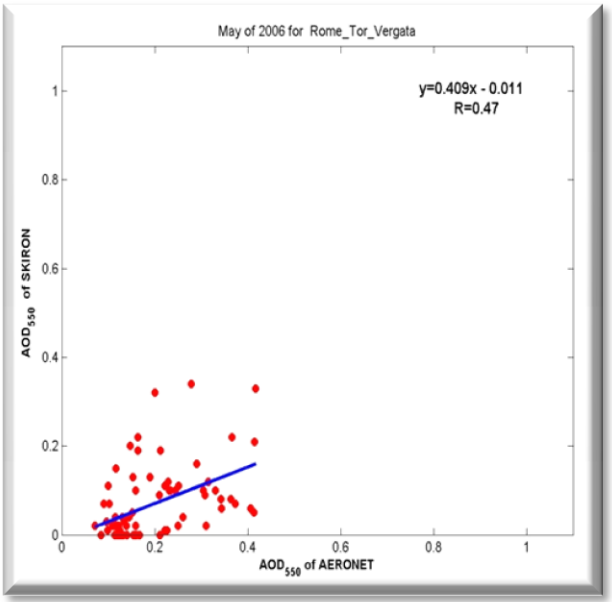
Εικόνα 4.2.1.21 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Μάιο του 2006.



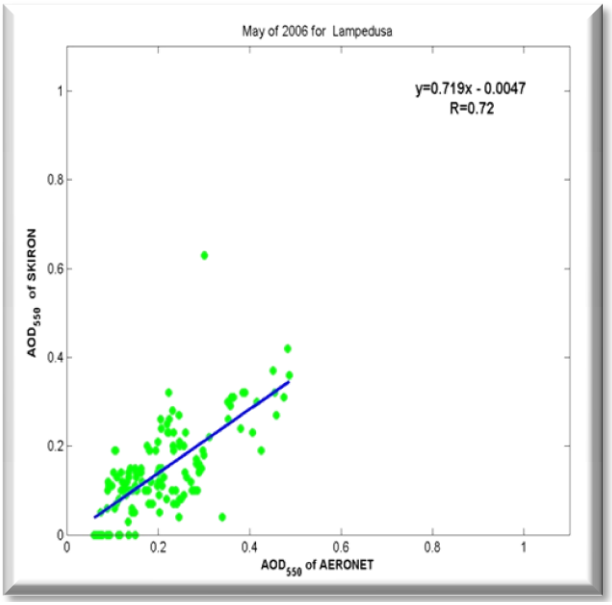
Εικόνα 4.2.1.22 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Μάιο του 2006.



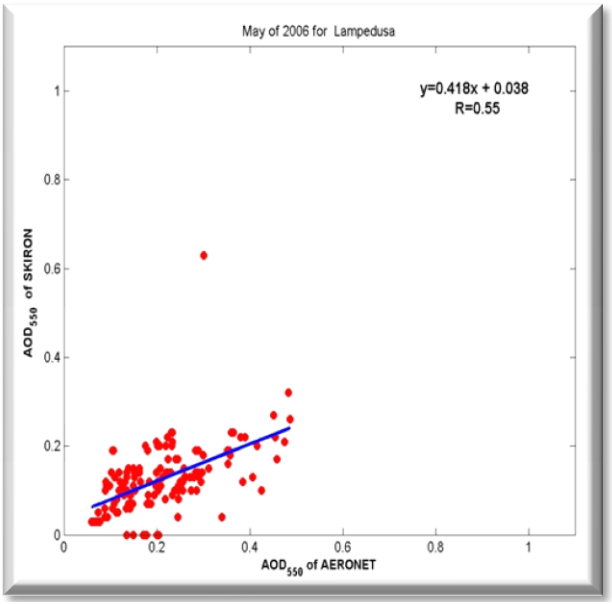
Εικόνα 4.2.1.23 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** το Μάιο του 2006.



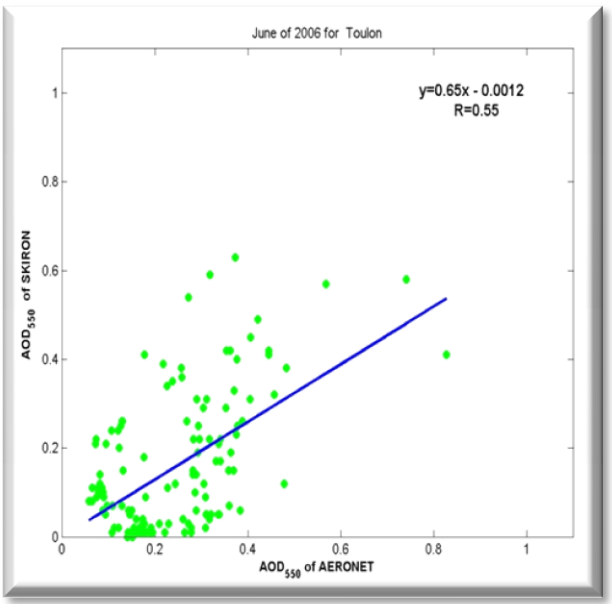
Εικόνα 4.2.1.24 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** το Μάιο του 2006.



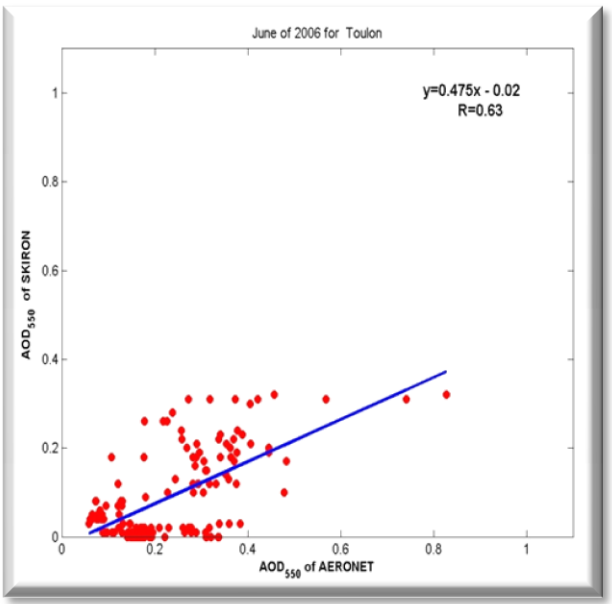
Εικόνα 4.2.1.25 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Lampedusa** το Μάιο του 2006.



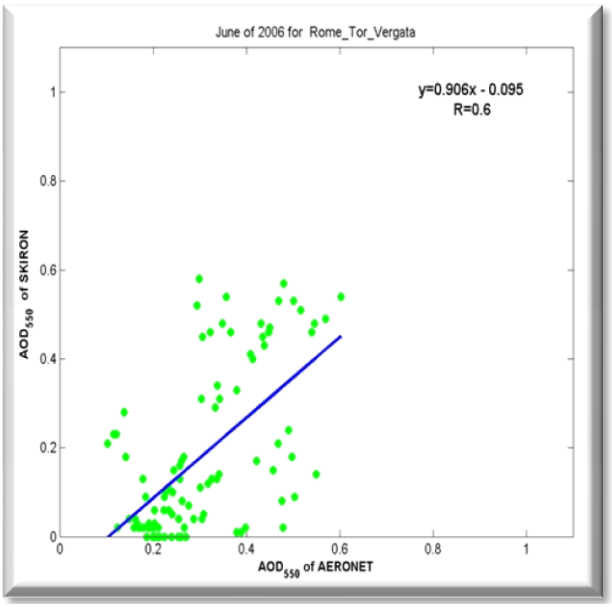
Εικόνα 4.2.1.26 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Lampedusa** το Μάιο του 2006.



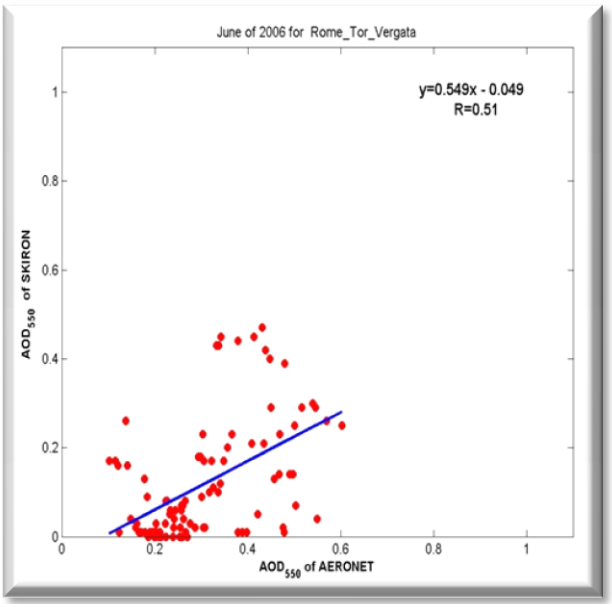
Εικόνα 4.2.1.27 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Ιούνιο του 2006.



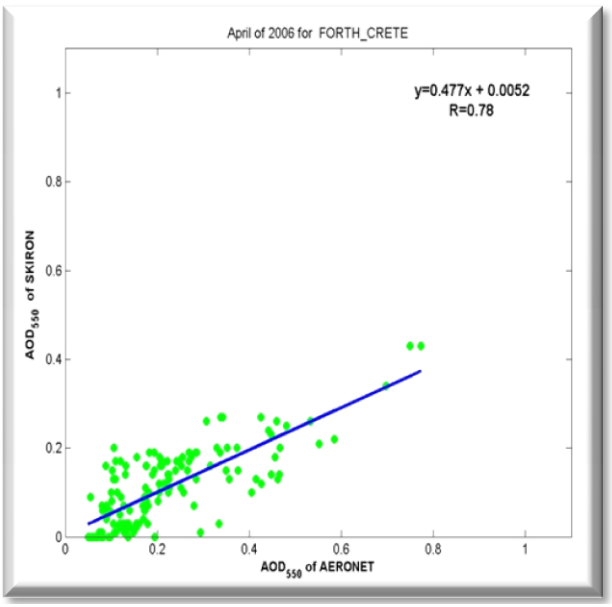
Εικόνα 4.2.1.28 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Toulon** τον Ιούνιο του 2006.



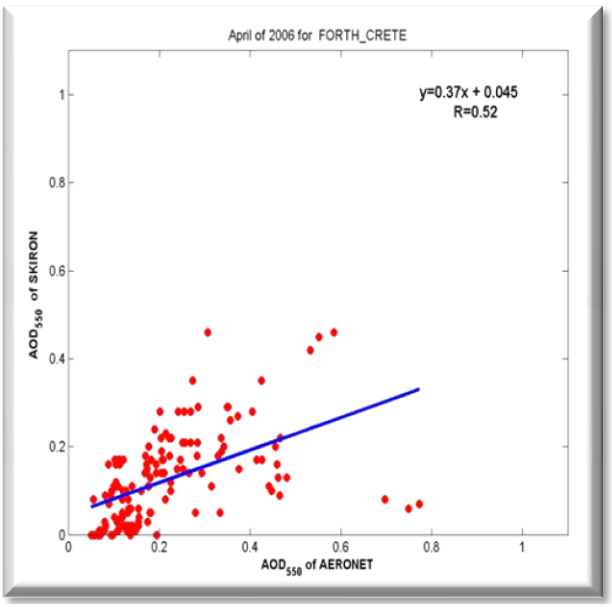
Εικόνα 4.2.1.29 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** τον Ιούνιο του 2006.



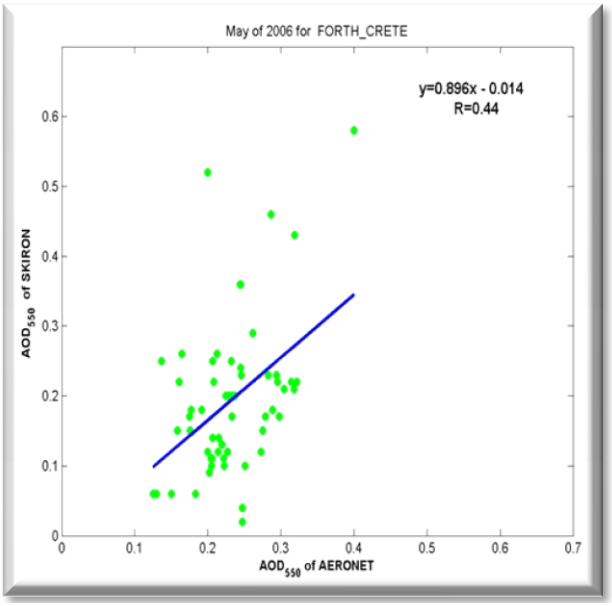
Εικόνα 4.2.1.30 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Rome Tor Vergata** τον Ιούνιο του 2006.



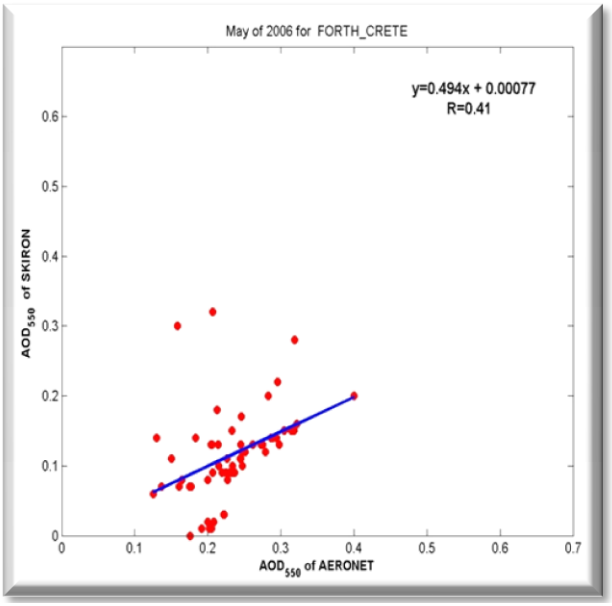
Εικόνα 4.2.1.31 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** τον Απρίλιο του 2006.



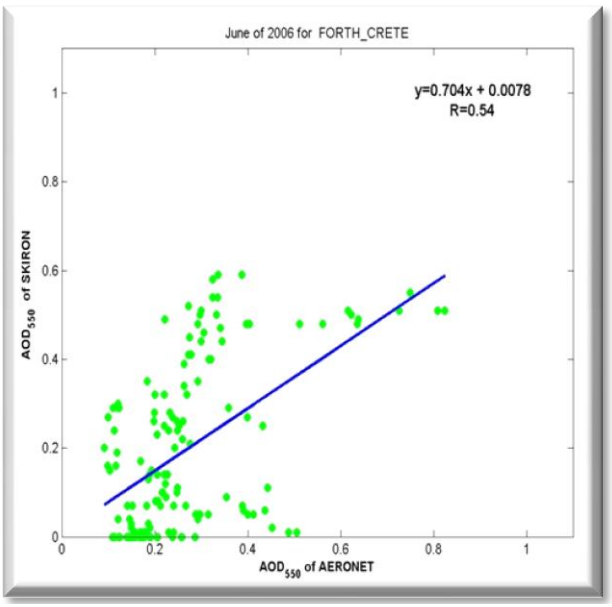
Εικόνα 4.2.1.32 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** τον Απρίλιο του 2006.



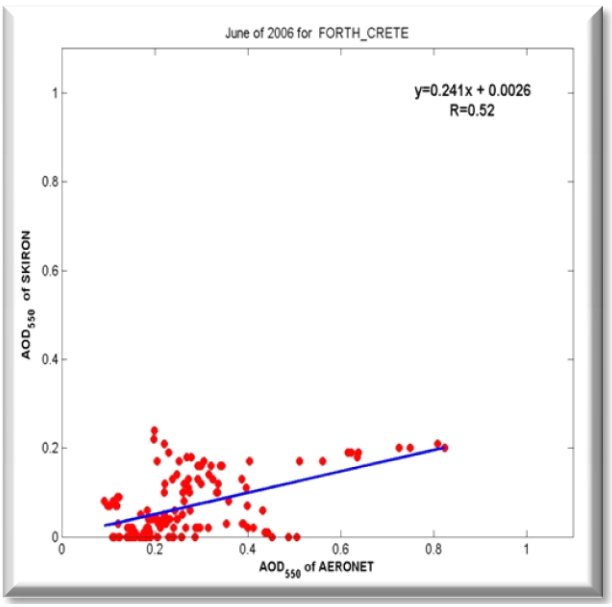
Εικόνα 4.2.1.33 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** το Μάιο του 2006.



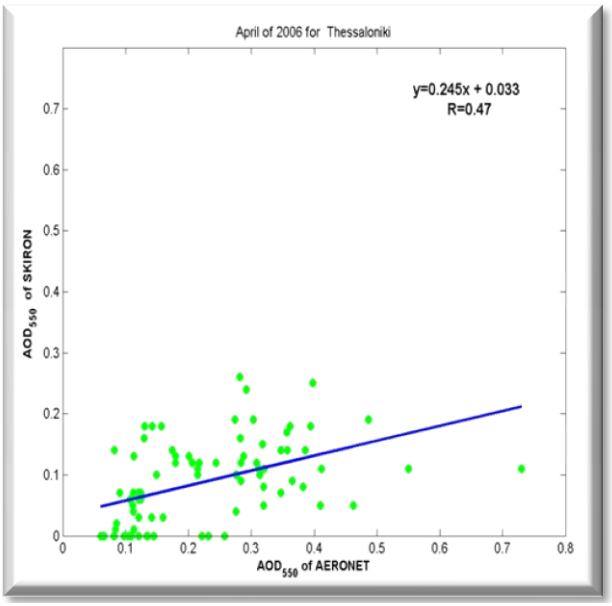
Εικόνα 4.2.1.34 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** το Μάιο του 2006.



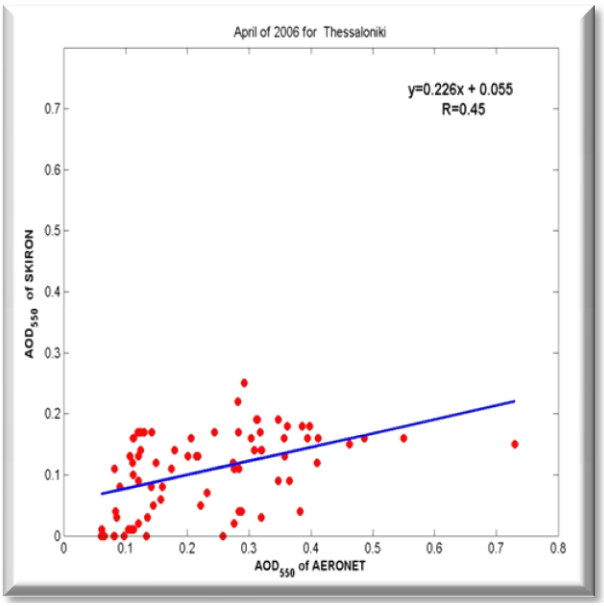
Εικόνα 4.2.1.35 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** τον Ιούνιο του 2006.



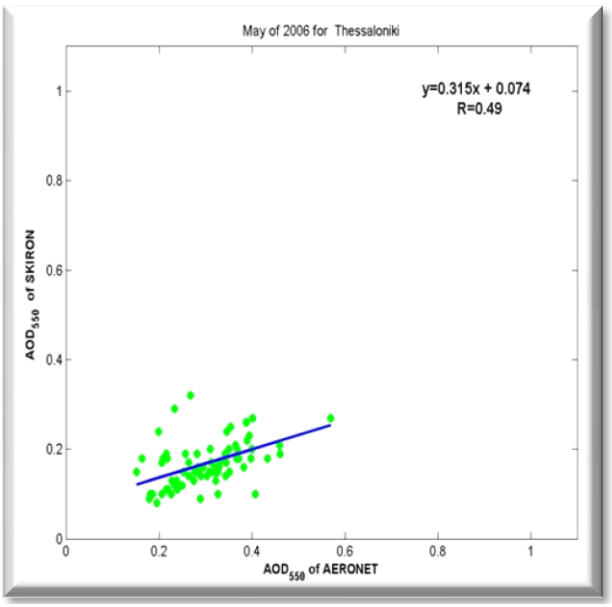
Εικόνα 4.2.1.36 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **FORTH CRETE** τον Ιούνιο του 2006.



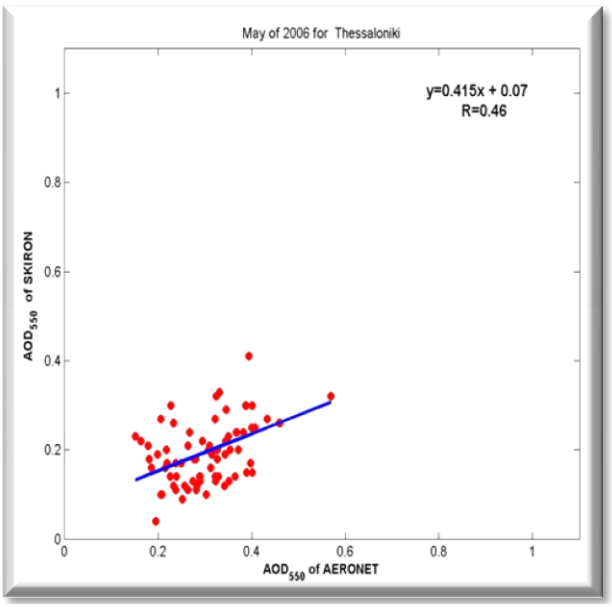
Εικόνα 4.2.1.37 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** τον Απρίλιο του 2006.



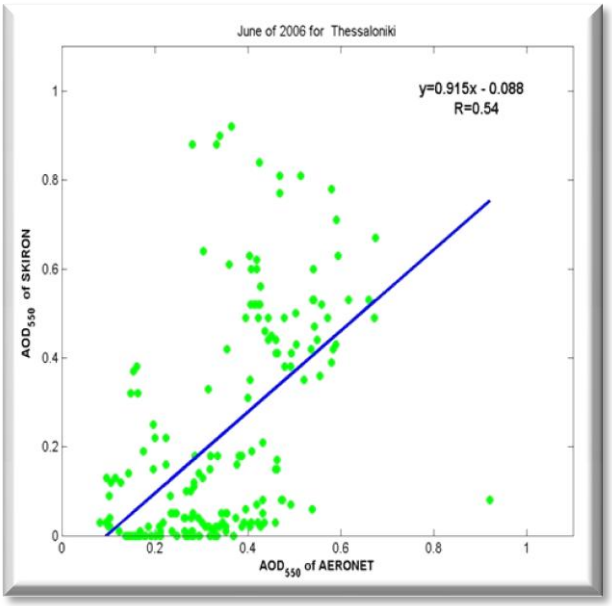
Εικόνα 4.2.1.38 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** τον Απρίλιο του 2006.



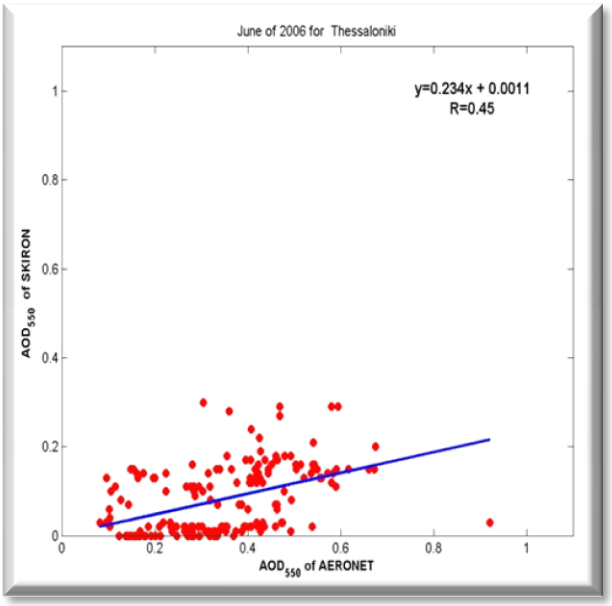
Εικόνα 4.2.1.39 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** το Μάιο του 2006.



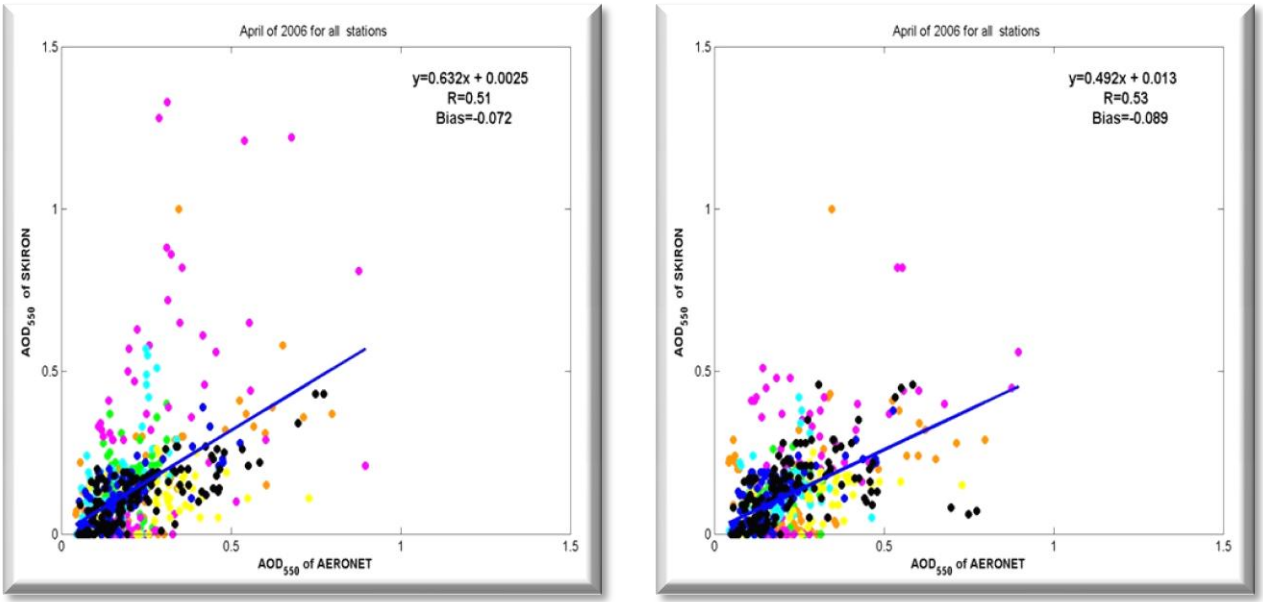
Εικόνα 4.2.1.40 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** το Μάιο του 2006.



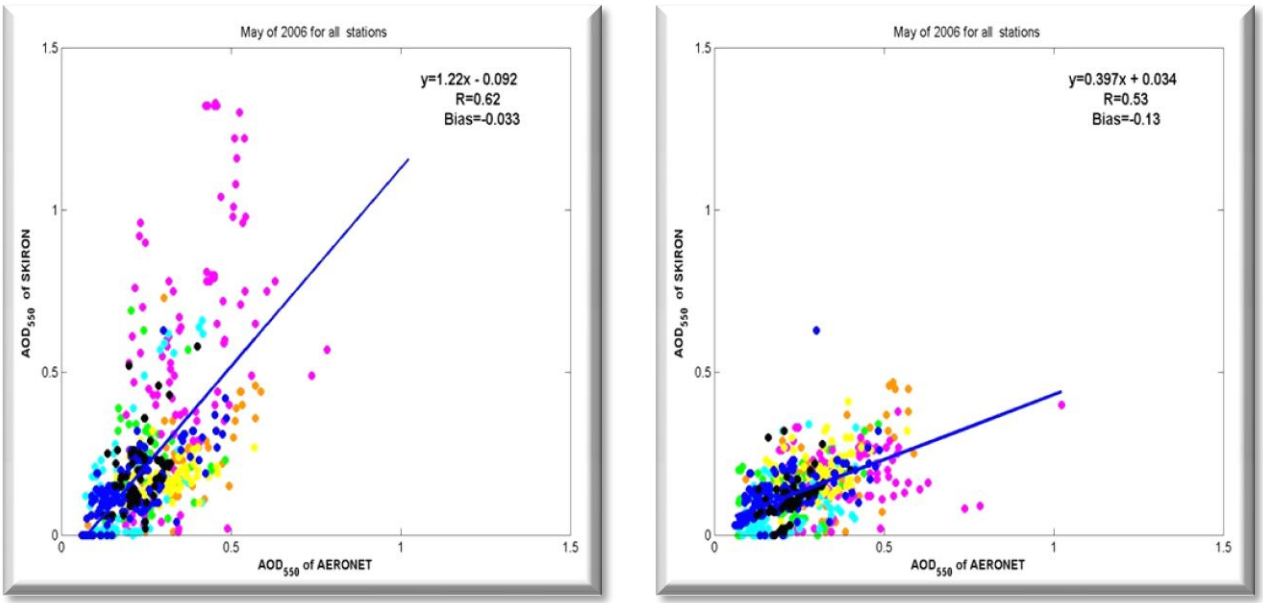
Εικόνα 4.2.1.41 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** τον Ιούνιο του 2006.



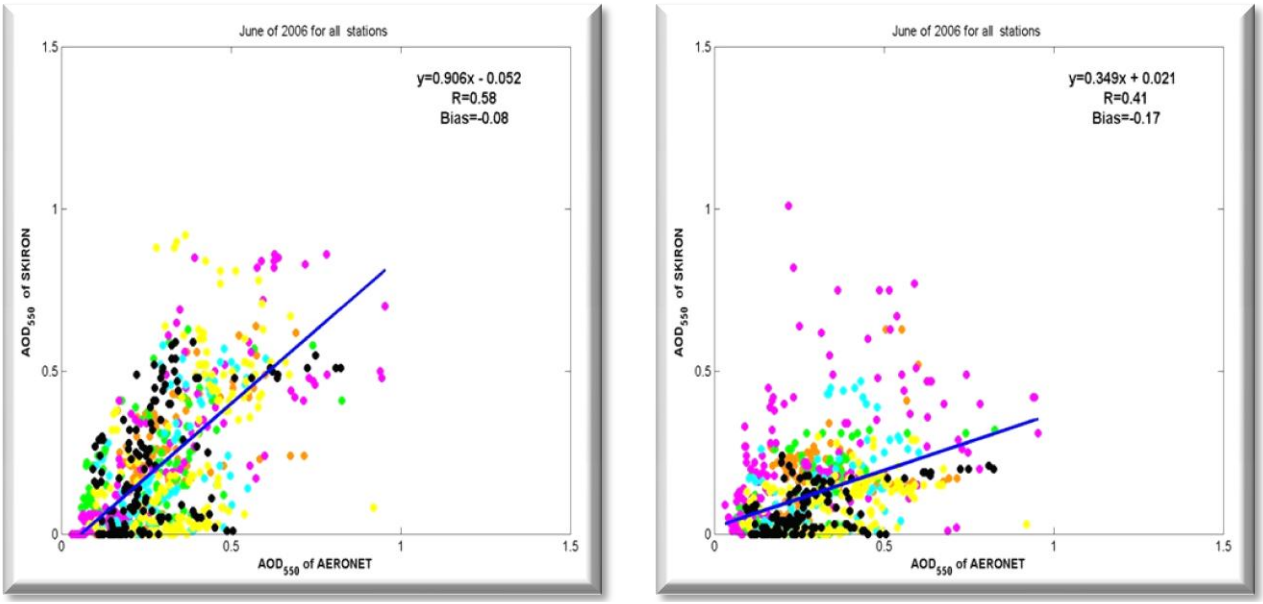
Εικόνα 4.2.1.42 Διάγραμμα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust στο σταθμό **Thessaloniki** τον Ιούνιο του 2006.



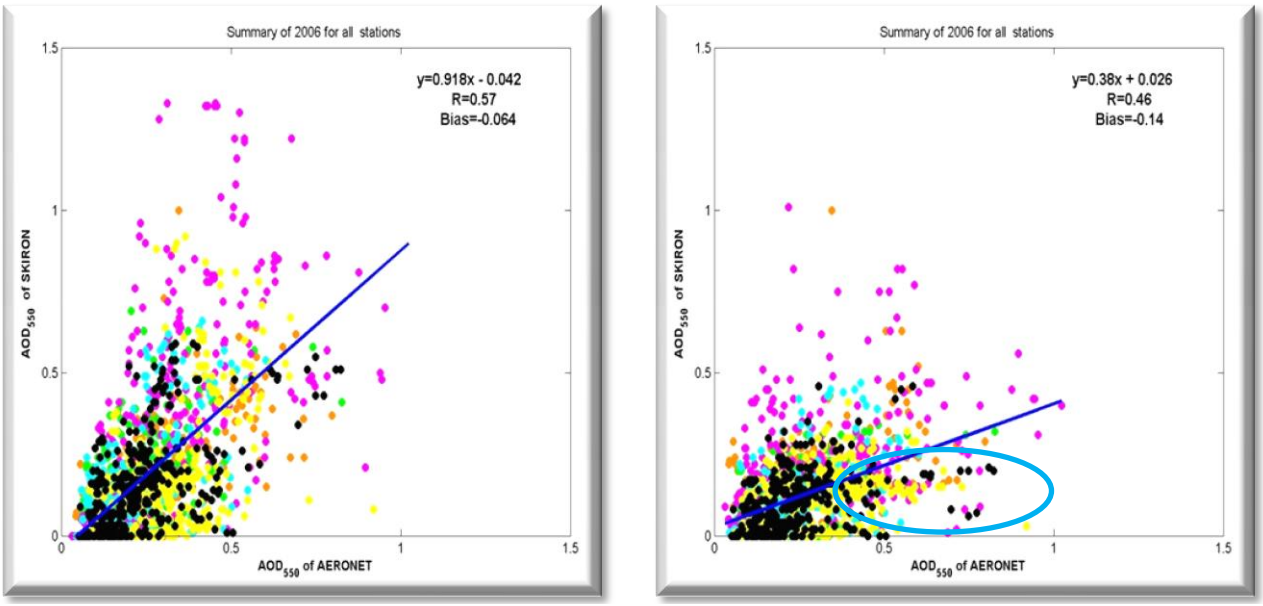
Εικόνα 4.2.2.1 Διαγράμματα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και των εκδόσεων του SKIRON/Dust (αναβαθμισμένη αριστερά και βασική δεξιά) για τον Απρίλιο του 2006. Περιλαμβάνονται οι σταθμοί Granada (πορτοκαλί), Toulon (πράσινο), Blida (μωβ), Rome Tor Vergata (κυανό), Lampedusa (μπλε), Thessaloniki (κίτρινο) και FORTH CRETE (μαύρο).



Εικόνα 4.2.2.2 Διαγράμματα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και των εκδόσεων του SKIRON/Dust (αναβαθμισμένη αριστερά και βασική δεξιά) για το Μάιο του 2006. Περιλαμβάνονται οι σταθμοί Granada (πορτοκαλί), Toulon (πράσινο), Blida (μωβ), Rome Tor Vergata (κυανό), Lampedusa (μπλε), Thessaloniki (κίτρινο) και FORTH CRETE (μαύρο).



Εικόνα 4.2.2.3 Διαγράμματα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και των εκδόσεων του SKIRON/Dust (αναβαθμισμένη αριστερά και βασική δεξιά) για τον Ιούνιο του 2006. Περιλαμβάνονται οι σταθμοί Granada (πορτοκαλί), Toulon (πράσινο), Blida (μωβ), Rome Tor Vergata (κυανό), Thessaloniki (κίτρινο) και FORTH CRETE (μαύρο).



Εικόνα 4.2.2.4 Διαγράμματα διασποράς του οπτικού βάθους στα 550 nm μεταξύ των δεδομένων AERONET και των εκδόσεων του SKIRON/Dust (αναβαθμισμένη αριστερά και βασική δεξιά) για το τρίμηνο Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος του 2006. Περιλαμβάνονται οι σταθμοί Granada (πορτοκαλί), Toulon (πράσινο), Blida (μωβ), Rome Tor Vergata (κυανό), Thessaloniki (κίτρινο) και FORTH CRETE (μαύρο).

Πίνακας 4.1.2.1 Μέσες τιμές του $\boldsymbol{AOD_{550}}$ των Terra και Aqua MODIS, των δυο σχημάτων του μοντέλου SKIRON (***New-old scheme***) για κάθε δορυφόρο, και οι περιοχές παραγωγής σκόνης που συνδράμουν για τις χρονικές στιγμές των δορυφορικών μετρήσεων πάνω από το σταθμό ***Granada***.

Date	***Overpass Times for Terra-MODIS (UTC)***	***Overpass Times for Aqua-MODIS (UTC)***	***Terra-MODIS*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$ ***and std***	***Aqua-MODIS*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$ ***and std***	***New scheme*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$		***Old scheme*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$		***Source regions (degrees north-east)***
					For Terra	***For Aqua***	***For Terra***	***For Aqua***	
08/06/2006	10:45, 12:25	12:20, 12:25, 14:00, 14:05	0.67 ± 0.06	0.45 ± 0.07	0.51	0.50	0.24	0.23	$N\ 27.61°, 23.56°\ \ E - 0.71°, -4.14°$
09/06/2006	09:50, 11:30	13:05, 13:10	0.59 ± 0.10	0.85 ± 0.20	0.49	1.02	0.10	0.22	$N\ 27.61°, 23.56°\ \ E - 0.71°, -4.14°$ and $N\ 22.02°, 18.15°\ E - 6.29°, -9.41°$
10/06/2006	10:35, 12:10, 12:15	12:10, 13:50	0.64 ± 0.09	0.42 ± 0.13	0.02	0.02	0.01	0.01	$N\ 33.21°, 30.05°\ \ E\ 1.42°, -1.32°$
11/06/2006	11:15, 11:20	12:55, 14:30, 14:35	0.27 ± 0.12	0.26 ± 0.10	0.13	0.26	0.06	0.12	$N\ 33.21°, 30.05°\ \ E\ 1.42°, -1.32°$
12/06/2006	10:20, 10:25, 12:00	12:00, 13:35, 13:40	1.27 ± 0.38	1.24 ± 0.26	0.53	0.48	0.20	0.19	$N\ 34.74°, 31.28°\ \ E\ 9.84°, 4.87°$ and $N\ 31.13°, 27.64°\ \ E - 2.16°, -6.69°$

Πίνακας 4.1.2.2 Μέσες τιμές του $\boldsymbol{AOD_{550}}$ των Terra και Aqua MODIS, των δυο σχημάτων του μοντέλου SKIRON (***New-old scheme***) για κάθε δορυφόρο, και οι περιοχές παραγωγής σκόνης που συνδράμουν για τις χρονικές στιγμές των δορυφορικών μετρήσεων πάνω από το σταθμό ***Blida***.

Date	***Overpass Times for Terra-MODIS (UTC)***	***Overpass Times for Aqua-MODIS (UTC)***	***Terra-MODIS*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$ ***and std***	***Aqua-MODIS*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$ ***and std***	***New scheme*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$		***Old scheme*** $\boldsymbol{AOD_{550}}$		***Source regions (degrees north-east)***
					For Terra	***For Aqua***	***For Terra***	***For Aqua***	
12/06/2006	10:20, 10:25,12:00	12:00, 13:35, 13:40	1.13 ± 0.13	0.76 ± 0.43	0.76	0.65	0.19	0.18	$N\ 33.21°, 30.05°\ \ E\ 1.42°, -1.32°$
14/06/2006	10:10, 11:45, 11:50	11:45, 13:25	0.57 ± 0.11	0.80 ± 0.18	0.48	0.66	0.28	0.31	$N\ 33.21°, 30.05°\ \ E\ 1.42°, -1.32°$ and $N\ 31.56°, 28.90°\ \ E\ 9.23°, 5.05°$
16/06/2006	9:55, 10:00, 11:35	11:35, 13:10, 13:15	0.59 ± 0.13	0.67 ± 0.13	0.87	0.86	0.27	0.26	$N\ 33.21°, .05°\ \ E\ 1.42°, -1.32°$
18/06/2006	9:45, 11:20, 11:25	13:00	0.80 ± 0.12	0.67 ± 0.36	0.94	0.85	0.17	0.16	$N\ 34.85°, 33.14°\ \ E\ 9.91°, 4.50°$ and $N\ 31.98°, 29.80°\ \ E\ 2.63°, -1.56°$
19/06/2006	10:25, 10:30	12:05, 13:40, 13:45	1.04	-	1.04	0.86	0.31	0.34	$N\ 34.85°, 33.14°\ \ E\ 9.91°, 4.50°$ and $N\ 32.94°, 30.05°\ \ E\ 9.07°, 4.72°$
20/06/2006	9:30, 9:35, 11:10	12:45, 12:50	-	-	2.27	1.78	0.57	0.50	$N\ 34.02°, 30.68°\ \ E\ 3.11°, 1.27°$
21/06/2006	10:15, 11:55	11:50, 11:55, 13:30	0.40 ± 0.10	0.52 ± 0.12	2.21	1.67	0.39	0.33	$N\ 34.02°, 30.68°\ \ E\ 3.11°, 1.27°$
27/06/2006	9:40, 11:15, 11:20	12:55	0.67 ± 0.26	0.60 ± 0.20	0.82	0.78	0.35	0.29	$N\ 33.72°, 29.88°\ \ E\ 4.30°, -1.33°$ and $N\ 34.78°, 30.30°\ \ E\ 8.34°, 5.14°$
28/06/2006	10:20, 10:25, 12:00	12:00, 13:35, 13:40	0.43 ± 0.07	0.26 ± 0.05	0.74	0.70	0.41	0.37	$N\ 33.21°, 30.05°\ \ E\ 2.96°, -1.32°$

Πίνακας 4.2.1 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για τον Απρίλη του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.12	0.17	0.47	0.20	0.16
Blida	-0.06	0.15	0.55	0.18	0.17
Toulon	-0.09	0.09	0.45	0.11	0.06
Rome Tor Vergata	-0.08	0.10	0.57	0.11	0.08
Lampedusa	-0.07	0.08	0.72	0.10	0.07
Thessaloniki	-0.12	0.13	0.45	0.17	0.12
FORTH CRETE	-0.10	0.10	0.52	0.15	0.13

Πίνακας 4.2.2 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για τον Απρίλη του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.12	0.14	0.64	0.17	0.13
Blida	-0.01	0.23	0.50	0.30	0.30
Toulon	-0.04	0.06	0.44	0.08	0.07
Rome Tor Vergata	-0.02	0.08	0.55	0.10	0.10
Lampedusa	-0.07	0.08	0.72	0.10	0.07
Thessaloniki	-0.14	0.15	0.47	0.18	0.11
FORTH CRETE	-0.11	0.11	0.78	0.14	0.09

Πίνακας 4.2.3 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για το Μάιο του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.16	0.17	0.58	0.19	0.10
Blida	-0.20	0.21	0.28	0.25	0.15
Toulon	-0.10	0.11	0.43	0.13	0.09
Rome Tor Vergata	-0.13	0.14	0.47	0.15	0.09
Lampedusa	-0.09	0.10	0.55	0.12	0.09
Thessaloniki	-0.11	0.12	0.46	0.14	0.08
FORTH CRETE	-0.12	0.13	0.41	0.13	0.07

Πίνακας 4.2.4 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για το Μάιο του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.13	0.14	0.65	0.16	0.10
Blida	0.17	0.29	0.57	0.37	0.32
Toulon	-0.05	0.11	0.47	0.14	0.13
Rome Tor Vergata	-0.05	0.13	0.59	0.15	0.14
Lampedusa	-0.06	0.08	0.72	0.10	0.07
Thessaloniki	-0.14	0.14	0.49	0.15	0.07
FORTH CRETE	-0.04	0.09	0.44	0.10	0.10

Πίνακας 4.2.5 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για τον Ιούνιο του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.14	0.15	0.41	0.19	0.13
Blida	-0.05	0.16	0.46	0.23	0.23
Toulon	-0.15	0.15	0.63	0.18	0.10
Rome Tor Vergata	-0.19	0.20	0.51	0.23	0.13
Lampedusa	-	-	-	-	-
Thessaloniki	-0.26	0.26	0.45	0.29	0.13
FORTH CRETE	-0.20	0.20	0.52	0.23	0.12

Πίνακας 4.2.6 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για τον Ιούνιο του 2006.

STATIONS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
Granada	-0.08	0.12	0.64	0.15	0.13
Blida	0	0.17	0.63	0.32	0.32
Toulon	-0.08	0.13	0.55	0.16	0.13
Rome Tor Vergata	-0.12	0.16	0.60	0.19	0.15
Lampedusa	-	-	-	-	-
Thessaloniki	-0.12	0.20	0.54	0.24	0.21
FORTH CRETE	-0.07	0.15	0.54	0.18	0.16

Πίνακας 4.2.7 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της βασικής έκδοσης του SKIRON/Dust για κάθε μήνα του 2006 και ολόκληρου του τριμήνου.

MONTHS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
April	-0.09	0.11	0.53	0.15	0.12
May	-0.13	0.14	0.53	0.17	0.11
June	-0.17	0.19	0.41	0.23	0.16
SUMMARY	-0.14	0.16	0.46	0.20	0.14

Πίνακας 4.2.8 Στατιστικά στοιχεία μεταξύ του οπτικού βάθους στα 550 nm των χρησιμοποιούμενων σταθμών του AERONET και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust για κάθε μήνα του 2006 και ολόκληρου του τριμήνου.

MONTHS	Bias	Abs. Bias	Correl. Coeff.	RMSE	CPRMS
April	-0.07	0.12	0.51	0.16	0.14
May	-0.03	0.14	0.62	0.19	0.19
June	-0.08	0.16	0.58	0.22	0.20
SUMMARY	-0.06	0.15	0.57	0.20	0.19

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο πλαίσιο της παρούσας εργασίας πραγματοποιήθηκαν μια σειρά παραμετροποιήσεων για την ανάπτυξη ενός νέου του σχήματος παραγωγής σκόνης που να περιλαμβάνει τη δυναμική κάθε εδαφικού τύπου. Χρησιμοποιήθηκε για αυτό το λόγο το περιορισμένης περιοχής μοντέλο SKIRON/Dust και εφαρμόστηκε νέα κατηγοριοποίηση του εδαφικού τύπου, όπως αναπτύχθηκε από τους *Marticorena et al. 1997* και *Laurent et al. 2008,* αντιπροσωπευτική των ερημικών εκτάσεων.

Για το σκοπό αυτό υλοποιήθηκαν δυο σετ προσομοιώσεων για την περίοδο Απρίλιος-Ιούνιος του 2006, μια με τη βασική έκδοση του μοντέλου και μια με τη νέα παραμετροποίηση. Για την ποιοτική και ποσοτική αξιολόγηση αυτών πραγματοποιήθηκαν έλεγχοι ευαισθησίας και στατιστική ανάλυση, μέσω του οπτικού βάθους των αερολυμάτων των δορυφορικών δεδομένων MODIS και των μετρήσεων του δικτύου AERONET. Από τη σύγκριση των αποτελεσμάτων προέκυψαν τα εξής συμπεράσματα:

- Η ποιοτική αξιολόγηση των δυο προσομοιώσεων από ένα σύνολο επεισοδίων σκόνης έδειξε την καλύτερη αναπαράσταση της χωρικής κατανομής των πηγών στη Β.Αφρική από το νέο σχήμα. Η βελτίωση αυτή οφείλεται στην εισαγωγή της κατανομής των σωματιδίων άμμου (άνω των 100 μm) που καθορίζει και την εκκίνηση του *saltation*. Επίσης αποδίδεται ορθά το μέγεθος της επιφανειακής συγκέντρωση πάνω από τις πηγές για σωματίδια μικρότερα των 20 μm.
- Η στατιστική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε σε 7 σταθμούς του δικτύου AERONET στη Μεσόγειο έδειξε ό,τι:
    - Βελτιώνεται η απόδοση του οπτικού βάθους για κάθε μήνα προσομοιώσεων, κυρίως στις περιοχές που επηρεάζονται άμεσα από τα πλούμια σκόνης.
    - Με την αναβαθμισμένη έκδοση του μοντέλου, η απόδοση του οπτικού βάθους κατά τη μετάβαση από τον Απρίλιο στον Ιούνιο παρουσιάζει σταθερή βελτίωση, σε αντίθεση με τη βασική, η οποία εμφανίζει πτωτική πορεία.
    - Η απόδοση του νέου σχήματος για το υπό μελέτη τρίμηνο είναι εν γένει καλύτερη, δείχνοντας ό,τι η ικανότητα παραγωγής κάθε εδαφικού τύπου προσομοιώνει ορθά την ένταση της παραγόμενης σκόνης στη Β.Αφρική. Περαιτέρω προσομοιώσεις απαιτούνται παρ’ όλ’ αυτά για την επιβεβαίωση των παραπάνω αποτελεσμάτων σε άλλες ερημικές περιοχές της υδρογείου.

Παρά τη συνολικά βελτιωμένη επίδοση του μοντέλου με το νέο χαρακτηρισμό του εδαφικού τύπου, από την ανάλυση φάνηκε να υπερεκτιμάται η παραγόμενη σκόνη στη Β.Αλγερία το Μάιο του 2006. Η συμπεριφορά αυτή συνδέεται με τη συχνότητα των επεισοδίων και συνεπώς οφείλεται στις διαφορετικές ατμοσφαιρικές συνθήκες που επικρατούν στην επιφάνεια. Από τα προηγούμενα γίνεται κατανοητό πως απαιτείται περαιτέρω έρευνα και διαφορετικός καθορισμός της έντασης της παραγόμενης σκόνης (*sandblasting efficiency*). Επίσης η μετάβαση από υπερεκτίμηση σε υποεκτίμηση κατά τη μεταφορά των σωματιδίων υποδεικνύει υπέρμετρη παραγωγή σωματιδίων μεταξύ 10 και 20 μm, παρότι δεν ήταν δυνατή η σύγκριση με δεδομένα ούτε ήταν ο πρωτεύων στόχος της εργασίας.

Στα μελλοντικά σχέδια βελτίωσης του σχήματος είναι η απαλοιφή του εμπειρικού συντελεστή της ικανότητας μιας περιοχής να παράγει σκόνη (*erodibility factor*). Ο συντελεστής αυτός εξαρτάται από τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά. Τα τελευταία με τη σειρά τους αντικατοπτρίζονται στο είδος των σωματιδίων (πως δημιουργήθηκαν γεωλογικά) και την κατανομή τους (εξαρτάται από τις παλαιοκλιματικές συνθήκες). Για αυτό το λόγο προτείνεται η χρήση της βάσης των *Claquin et al. 1999,* που περιλαμβάνει ένα σύνολο βασικών σωματιδίων και τα ποσοστά τους σε κάθε περιοχή. Με μια τέτοια προσθήκη θα καταστεί μελλοντικά δυνατή η αξιολόγηση της επίδρασης της σκόνης, ανάλογα με τη χημική τους σύσταση, στη διάδοση της ακτινοβολίας, τη δημιουργία νεφών, την αλληλεπίδραση με άλλα αερολύματα και τη μελέτη των βιογεωχημικών κύκλων.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών με την επίβλεψη του Καθηγητή Γεωργίου Κάλλου. Θα ήθελα να τον ευχαριστήσω για την αμέριστη υπομονή και καθοδήγησή του σε θέματα αιωρούμενων σωματιδίων και ατμοσφαιρικής φυσικής. Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τον Χρήστο Σπύρου για τις χρήσιμες συμβουλές και υποδείξεις καθ'όλη τη διάρκεια της διπλωματικής, καθώς και για τη βοήθεια του στα τεχνικά θέματα του μοντέλου SKIRON/Dust. Ιδιαίτερα ευχαριστώ τη Μαρίνα Αστήθα για την πολύτιμη συνδρομή της στην υλοποίηση της εργασίας και την εξαιρετική συνεργασία που είχαμε στο πλαίσιο εργασίας που παρουσιάστηκε στο 33° Διεθνές Συνέδριο Μοντελοποίησης Ατμοσφαιρικής στο Μαϊάμι, με τίτλο «Investigating the coherence between a global and a limited area model for dust particle production and distribution in N-Africa». Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους φίλους και συναδέλφους Μπαρμπαρέσο Νικόλαο, Μούσχουρα Παναγιώτη, Πρίφτη Γεώργιο, Μαυράκου Θάλεια και Πολύδωρο Αναστάσιο για την υποστήριξή τους καθ'όλη τη διάρκεια του Μεταπτυχιακού.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α. Στατιστική Επεξεργασία

Η στατιστική αξιολόγηση της βασικής και της αναβαθμισμένης έκδοσης του SKIRON/Dust σε σχέση με τις παρατηρήσεις του AERONET υλοποιείται με πέντε βασικά στατιστικά εργαλεία :

- ***Συστηματικό σφάλμα (bias)***

  Το συστηματικό σφάλμα υπολογίζεται από τη διαφορά της μέσης τιμής των προβλεπόμενων από το μοντέλο τιμών και της μέσης τιμής των παρατηρούμενων τιμών:

$$bias = \frac{1}{N}\sum_{I=1}^{N}(f_l - o_l) = \overline{F} - \overline{O}$$

  Θετικές τιμές του συστηματικού σφάλματος δηλώνουν υπερεκτίμηση του μοντέλου σε σχέση με τις πραγματικές μετρήσεις, ενώ αρνητικές τιμές υποεκτίμηση. Μηδενική τιμή του σφάλματος θεωρείται ιδανική (εξαρτάται και από την υπό μελέτη μεταβλητή).

- ***Απόλυτο συστηματικό σφάλμα (abias)***

  Σε αντίθεση με το συστηματικό σφάλμα, στο οποίο θετικά και αρνητικά σφάλματα μπορεί να αλληλοαναιρούνται κατά την άθροιση, η μέση τιμή των απόλυτων διαφορών δίνει το πραγματικό μέγεθος του σφάλματος:

$$abias = \frac{1}{N}\sum_{I=1}^{N}|f_l - o_l|$$

  Όσο πιο κοντά στο μηδέν βρίσκεται, τόσο καλύτερη είναι η πρόβλεψή του μοντέλου.

- ***Τυπική απόκλιση των σφαλμάτων (RMSE)***

Ένα σημαντικό στατιστικό εργαλείο είναι η ρίζα της μέσης τιμής των τετραγώνων των σφαλμάτων και δίνεται από τη παρακάτω σχέση :

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{l=1}^{N}(f_l - o_l)^2}{N}}$$

Δείχνει τη διασπορά των σφαλμάτων γύρω από το μηδέν, προσμετρώντας και το συστηματικό σφάλμα. Θα πρέπει να σημειωθεί ό,τι η εξάρτηση του RMSE από το τετράγωνο των σφαλμάτων το καθιστά ευαίσθητο σε μεγάλες αποκλίσεις.

- ***Συντελεστής συσχέτισης (R)***

Το πως σχετίζονται οι προβλεπόμενες από το μοντέλο τιμές και οι πραγματικές μετρήσεις βρίσκεται από το συντελεστή συσχέτισης :

$$R = \frac{\sum_{l=1}^{N}(f_l - \overline{F})(o_l - \overline{O})}{\sqrt{\sum_{l=1}^{N}(f_l - \overline{F})^2 \sum_{l=1}^{N}(o_l - \overline{O})^2}}$$

Οι τιμές του συντελεστή συσχέτισης κυμαίνονται από -1 εώς +1 :

- Για θετικές τιμές του R, η διακύμανση των τιμών του μοντέλου ακολουθούν εκείνη των μετρήσεων. Ιδανική περίπτωση είναι η τιμή +1.
- Αρνητικές τιμές δείχνουν αρνητική συσχέτιση μεταξύ των συγκρινόμενων τιμών. Σε αυτή την περίπτωση η διακύμανση του μοντέλου είναι αντίθετη σε σχέση με την αντίστοιχη των μετρήσεων.
- Για R=0 δεν υπάρχει συσχέτιση μεταξύ προβλεπόμενων και παρατηρούμενων τιμών.

- ***Κεντρωμένη τυπική απόκλιση των σφαλμάτων*** **(CPRMS)**

  Αντίστοιχη παράμετρος με την τυπική απόκλιση των σφαλμάτων είναι η κεντρωμένη, η οποία ορίζεται ως:

$$CPRMS = \sqrt{(RMSE)^2 - (bias)^2}$$

Το πλεονέκτημα της σε σχέση με το RMSE είναι η απαλοιφή της επίδρασης του συστηματικού σφάλματος από τη διασπορά, καθιστώντας δυνατή τη σύγκρισή της τελευταίας μεταξύ διαφορετικών σταθμών ή/και χρονικών διαστημάτων.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β. Έλεγχος ευαισθησίας των στατιστικών

Προκειμένου να διερευνηθεί η επίδραση των κριτηρίων στα εφαρμοζόμενα στατιστικά, πραγματοποιείται έλεγχος ευαισθησίας των τελευταίων σε πέντε σταθμούς τον Ιούνιο του 2006 και για τις δυο εκδόσεις του SKIRON/Dust. Εξαιρείται από την ανάλυση το CPRMS, όντας παράγωγο των RMSE και Bias. Τα αποτελέσματα φαίνονται στους παρακάτω πίνακες για κάθε *angstrom exponent*, χρονικό περιθώριο και έκδοση ξεχωριστά.

i.Χωρίς περιορισμό του *angstrom exponent* για τη βασική έκδοση του SKIRON/Dust

Από ± 20 *λεπτά* σε ± 15 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.61,0.6 (-2%)	-0.13,-0.13 (0%)	0.13,0.13 (0%)	0.17,0.17 (0%)	235	15(-6%)
Blida	0.80,0.81 (+1%)	-0.19,-0.19 (0%)	0.19,0.19 (0%)	0.25,0.25 (0%)	150	12(-7%)
Rome Tor Vergata	0.61,0.63 (+3%)	-0.16,-0.16 (0%)	0.17,0.17 (0%)	0.19,0.19 (0%)	175	9(-5%)
Thessaloniki	0.56,0.56 (0%)	-0.23,-0.23 (0%)	0.23,0.24 (+4%)	0.27,0.27 (0%)	239	11(-4%)
FORTH CRETE	0.66,0.64 (-3%)	-0.17,-0.16 (+6%)	0.17,0.17 (0%)	0.20,0.19 (-5%)	258	11(-4%)

Από ± 15 *λεπτά* σε ± 10 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.6,0.58 (-3%)	-0.13,-0.12 (+8%)	0.13,0.13 (0%)	0.17,0.16 (-6%)	203	32(-14%)
Blida	0.81,0.8 (-1%)	-0.19,-0.2 (-5%)	0.19,0.2 (+5%)	0.25,0.26 (+4%)	114	36(-24%)
Rome Tor Vergata	0.63,0.63 (0%)	-0.16,-0.16 (0%)	0.17,0.17 (0%)	0.19,0.19 (0%)	162	13(-7%)
Thessaloniki	0.56,0.6 (+7%)	-0.23,-0.22 (+4%)	0.24,0.22 (-8%)	0.27,0.26 (-4%)	192	47(-20%)
FORTH CRETE	0.64,0.62 (-3%)	-0.16,-0.16 (0%)	0.17,0.16 (-6%)	0.19,0.19 (0%)	231	27(-11%)

Από ± 10 *λεπτά* σε ± 5 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.58,0.59 (+2%)	-0.12,-0.13 (-8%)	0.13,0.13 (0%)	0.16,0.17 (+6%)	183	20(-10%)
Blida	0.8,0.85 (+6%)	-0.2,-0.19 (+5%)	0.2,0.19 (-5%)	0.26,0.26 (0%)	75	39(-34%)
Rome Tor Vergata	0.63,0.59 (-6%)	-0.16,-0.17 (-6%)	0.17,0.18 (+6%)	0.19,0.2 (+5%)	127	35(-22%)
Thessaloniki	0.6,0.65 (+8%)	-0.22,-0.22 (0%)	0.22,0.22 (0%)	0.26,0.26 (0%)	157	35(-18%)
FORTH CRETE	0.62,0.61 (-2%)	-0.16,-0.16 (0%)	0.16,0.16 (0%)	0.19,0.19 (0%)	198	33(-14%)

ii. Χωρίς περιορισμό του *angstrom exponent* για την αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust.

Από ± 20 *λεπτά* σε ± 15 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to,%)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.67,0.66 (-2%)	-0.09,-0.09 (0%)	0.12,0.12 (0%)	0.15,0.15 (0%)	235	15(6%)
Blida	0.63,0.64 (+2%)	0,0 (0%)	0.17,0.16 (6%)	0.31,0.31 (0%)	150	12(-7%)
Rome Tor Vergata	0.60,0.61 (+2%)	-0.04,-0.04 (0%)	0.22,0.22 (0%)	0.31,0.30 (-3%)	175	9(-5%)
Thessaloniki	0.59,0.6 (+2%)	-0.12,-0.12 (0%)	0.19,0.19 (0%)	0.23,0.23 (0%)	239	11(-4%)
FORTH CRETE	0.66,0.64 (-3%)	-0.09,-0.08 (+11%)	0.14,0.14 (0%)	0.16,0.16 (0%)	258	11(-4%)

Από ± 15 $\lambda\epsilon\pi\tau\acute{\alpha}$ σε ± 10 $\lambda\epsilon\pi\tau\acute{\alpha}$

AERONET stations	Correl.diff(from-to, %)	Bias (from-to,%)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.66,0.65 (-2%)	-0.09,-0.09 (0%)	0.12,0.12 (0%)	0.15,0.15 (0%)	203	32(-14%)
Blida	0.64,0.61 (-6%)	0,0.02	0.16,0.18 (+13%)	0.31,0.35 (+13%)	114	36(-24%)
Rome Tor Vergata	0.61,0.63 (+3%)	-0.04,-0.07 (-75%)	0.22,0.19 (-14%)	0.30,0.25 (-17%)	162	13(-7%)
Thessaloniki	0.6,0.66 (+10%)	-0.12,-0.1 (-17%)	0.19,0.17 (-11%)	0.23,0.21 (-9%)	192	47(-20%)
FORTH CRETE	0.64,0.63 (-2%)	-0.08,-0.08 (0%)	0.14,0.14 (0%)	0.16,0.16 (0%)	231	27(-11%)

Από ± 10 $\lambda\epsilon\pi\tau\acute{\alpha}$ σε ± 5 $\lambda\epsilon\pi\tau\acute{\alpha}$

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.65, 0.65 (0%)	-0.09,-0.09 (0%)	0.12,0.12 (0%)	0.15,0.15 (0%)	183	20(-10%)
Blida	0.61,0.83 (+36%)	0.02,-0.03 (-250%)	0.18,0.13 (-28%)	0.35, 0.17 (-51%)	75	39(-34%)
Rome Tor Vergata	0.63,0.6 (-5%)	-0.07,-0.07 (0%)	0.19,0.21 (+11%)	0.25,0.28 (+12%)	127	35(-22%)
Thessaloniki	0.66,0.7 (+6%)	-0.1,-0.11 (-10%)	0.17,0.16 (-6%)	0.21,0.2 (-5%)	157	35(-18%)
FORTH CRETE	0.63,0.63 (0%)	-0.08,-0.08 (0%)	0.14,0.13 (-7%)	0.16,0.16 (0%)	198	33(-14%)

iii. Με περιορισμό του *angstrom exponent* μικρότερο του 1 για τη βασική έκδοση του SKIRON/Dust.

Από ± 20 *λεπτά* σε ± 15 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.42,0.41 (-2%)	-0.14,-0.14 (0%)	0.15,0.15 (0%)	0.19,0.19 (0%)	127	4 (-3%)
Blida	0.47,0.46 (-2%)	-0.05,-0.05 (0%)	0.16,0.16 (0%)	0.23,0.23 (0%)	120	11 (-8%)
Rome Tor Vergata	0.51,0.51 (0%)	-0.21,-0.19 (-10%)	0.2,0.2 (0%)	0.23,0.23 (0%)	59	5 (-8%)
Thessaloniki	0.45,0.45 (0%)	-0.26,-0.26 (0%)	0.26,0.26 (0%)	0.29,0.29 (0%)	62	0 (0%)
FORTH CRETE	0.5,0.52 (+4%)	-0.20,-0.20 (0%)	0.20,0.20 (0%)	0.23,0.23 (0%)	86	4 (-4%)

Από ± 15 *λεπτά* σε ± 10 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.41,0.38 (-17%)	-0.14,-0.14 (0%)	0.15,0.15 (0%)	0.19,0.19 (0%)	101	16 (-13%)
Blida	0.46,0.39 (-15%)	-0.05,-0.05 (0%)	0.16,0.23 (+44%)	0.23,0.29 (+26%)	90	30 (-25%)
Rome Tor Vergata	0.51,0.43 (-16%)	-0.19,-0.19 (0%)	0.2,0.2 (0%)	0.23,0.23 (0%)	49	10 (-17%)
Thessaloniki	0.45,0.35 (-22%)	-0.26,-0.3 (-15%)	0.26,0.3 (+15%)	0.29,0.29 (0%)	54	8 (-13%)
FORTH CRETE	0.52,0.42 (-19%)	-0.20,-0.23 (-15%)	0.20,0.22 (+4%)	0.23,0.27 (+17%)	72	14 (-16%)

Από ± 10 *λεπτά* σε ± 5 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to, %)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.38,0.38 (0%)	-0.14,-0.14 (0%)	0.15,0.15 (0%)	0.19,0.19 (0%)	89	12 (-12%)
Blida	0.39,0.39 (0%)	-0.05,-0.05 (0%)	0.23,0.23 (0%)	0.29,0.29 (0%)	58	32 (-36%)
Rome Tor Vergata	0.43,0.43 (0%)	-0.19,-0.19 (0%)	0.2,0.2 (0%)	0.23,0.23 (0%)	43	6 (-12%)
Thessaloniki	0.35,0.35 (0%)	-0.3,-0.3 (0%)	0.3,0.3 (0%)	0.29,0.29 (0%)	46	8 (-15%)
FORTH CRETE	0.42,0.42 (0%)	-0.23,-0.23 (0%)	0.22,0.22 (0%)	0.27,0.27 (0%)	69	3 (-4%)

iv. Με περιορισμό του *angstrom exponent* μικρότερο του 1 για την αναβαθμισμένη έκδοση του SKIRON/Dust.

Από ± 20 *λεπτά* σε ± 15 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to,%)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.64,0.64 (0%)	-0.08,-0.08 (0%)	0.13,0.12 (-8%)	0.15,0.15 (0%)	127	4 (-3%)
Blida	0.63,0.63 (0%)	0,0 (0%)	0.15,0.13 (-13%)	0.32,0.32 (0%)	120	11 (-8%)
Rome Tor Vergata	0.62,0.60 (-3%)	-0.12,-0.12 (0%)	0.17,0.16 (-6%)	0.19,0.19 (0%)	59	5 (-8%)
Thessaloniki	0.55,0.54 (-2%)	-0.12,-0.12 (0%)	0.20,0.20 (0%)	0.24,0.24 (0%)	62	0 (0%)
FORTH CRETE	0.55,0.54 (-2%)	-0.07,-0.07 (0%)	0.16,0.15 (-6%)	0.18,0.18 (0%)	86	4 (-4%)

Από ± 15 *λεπτά* σε ± 10 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to,%)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.64,0.49 (-23%)	-0.08,-0.07 (-13%)	0.12,0.12 (0%)	0.15,0.15 (0%)	101	16 (-13%)
Blida	0.63,0.53 (-16%)	0,0 (0%)	0.13,0.21 (+62%)	0.32,0.39 (+22%)	90	30 (-25%)
Rome Tor Vergata	0.60,0.45 (-25%)	-0.12,-0.12 (0%)	0.20,0.19 (-5%)	0.19,0.29 (+53%)	49	10 (-17%)
Thessaloniki	0.54,0.53 (-1%)	-0.12,-0.12 (-33%)	0.20,0.18 (-10%)	0.24,0.16 (-33%)	54	8 (-13%)
FORTH CRETE	0.54,0.5 (-6%)	-0.07,-0.06 (+14%)	0.15,0.15 (0%)	0.18,0.18 (0%)	72	14 (-16%)

Από ± 10 *λεπτά* σε ± 5 *λεπτά*

AERONET stations	Correl.diff (from-to, %)	Bias (from-to,%)	Abs.bias (from-to, %)	RMSE (from-to, %)	Min No. of data	No. diff. of data
Granada	0.49,0.49 (0%)	-0.07,-0.07 (0%)	0.12,0.12 (0%)	0.16,0.16 (0%)	89	12 (-12%)
Blida	0.53,0.53 (0%)	0,0 (0%)	0.21,0.21 (0%)	0.39,0.39 (0%)	58	32 (-36%)
Rome Tor Vergata	0.45,0.45 (0%)	-0.12,-0.09 (+25%)	0.19,0.19 (0%)	0.29,0.29 (0%)	43	6 (-12%)
Thessaloniki	0.53,0.53 (0%)	-0.12,-0.12 (0%)	0.13,0.13 (0%)	0.16,0.16 (0%)	46	8 (-15%)
FORTH CRETE	0.5,0.5 (0%)	-0.06,-0.06 (0%)	0.15,0.15 (0%)	0.18,0.18 (0%)	69	3 (-4%)

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Alfaro, S .C., A . Gaudichet, L. Gomes and M . Maille (1997): Modeling the size distribution of a soil aerosol produced by sandblasting , J. Geophys. Res., 102, 11,239-11,249.

Alfaro, S., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Maillé (1998): Mineral aerosol production by wind erosion: Aerosol particles size and binding energies, Geophys. Res. Lett., 25, 991–994, doi:10.1029/98GL00502.

Alfaro, S., and L. Gomes (2001), Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas, J. Geophys. Res., 106, 18,075–18,084, doi:10.1029/2000JD900339.

Alizadeh Choobari O., Zawar-Reza P., Sturman A. (2012b) : Feedback between wind blown dust and planetary boundary-layer characteristics: Sensitivity to boundary and surface layer parameterizations. Atmos. Environ., 61:294-304, doi:10.1016/j.atmosenv.2012.07.038.

Alizadeh Choobari O., Zawar-Reza, P., and Sturman, A. (2013) : Low level jet intensification by mineral dust aerosols. Ann. Geophys., 31, 625-632.

Anderson, J. R, Hardy, E. E., Roach, J. T., and Witmer R. E. (1976): A Land Use And Land Cover Classification System For Use With Remote Sensor Data, Geol. Surv. Prof. Paper, 964, 1–28.

Astitha, M., Lelieveld, J., Abdel Kader, M., Pozzer, A., and de Meij A. (2012): Parameterization of dust emissions in the global atmospheric chemistry-climate model EMAC: impact of nudging and soil properties, Atmos. Chem. Phys.,12, 11057-11083, doi: 10.5194/acp-12-11057-2012.

Bagnold R.A. (1941): The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London.

Betts, A. K. (1986): “A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112,** 677-692.

Betts, A. K., and Miller, M. J. (1986): “A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX and arctic air-mass data sets”. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **112,** 693-709.

Chadwick, O. A., Derry, L. A., Vitousek, P. M., Huebert, B. J., and Hedin, L. O. (1999) : Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development, Nature, 397, 491-497, 151-155, doi: 10.1016/j.envres.2003.08.008.

Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes, and G. Bergametti (1996): Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind, Sedimentology, 43, 901–911.

Claquin, T., Schulz, M., Balkanski, Y. J. (1999): Modelling the mineralogy of atmospheric dust sources. *J. Geophys. Res., 104(D18),* 22,243-22,256.

D'Almeida, G. A. (1986) : A model for Saharan dust transport , Journal of Climate and Applied Meteorology, 25 903-916.

D'Almeida, G. A. (1987) : On the variability of desert aerosol radiative characteristics, *J. Geophys. Res., 92(D3),* 3017-3026.

DeMott, P. J., Cziczo, D. J., Prenni, A. J., Murphy, D. M., Kreidenweis, S. M.,Thomson, D. S., Borys, R., and Rogers, D. C. (2003a) : Measurements of the concentration and composition of nuclei for cirrus formation, Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 100, 14655-14660, doi: 10.1732/pnas.2532677100.

DeMott, P. J., Sassen, K., Poellot, M. R., Baumgardner, D., Rogers, D. C., Brooks, S. D., Prenni, A. J., and Kreidenweis, S. M. (2003b) : African dust aerosols as ice nuclei, *Geophys. Res. Lett., 30,* 1732, doi: 10.1029/2003GL017410.

Dubovik, O., A. Sinyuk, T. Lapyonok, B. N. Holben, M. Mishchenko, P. Yang, T. F. Eck, H. Volten, O. Munoz, B. Veihelmann, van der Zander, M Sorokin, and I. Slutsker (2006): Application of light scattering by spheroids for accounting for particle non-sphericity in remote sensing of desert dust, *J. Geophys. Res., 111, D11208, doi:10.1029/2005JD006619d*.

Ek, M. and Mahrt, L. (1991): OSU 1-D model, User Guide (version 1.0.4): A one-dimensional planetary boundary layer model with interactive soil layers and plant canopy, College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon state University, Corvallis, Oregon 97331-2209, 54 pp.

Engelstaedter, S., and Washinghton, R. (2007): Atmospheric controls on the annual cycle of north African dust, *J. Geophys. Res., 112,* D03103, doi: 10.1029/2006JD007195.

ENVIRON (Ed.) (2006): User's Guide to the Comprehensive Air Quality Model with Extensions (CAMx), version 4.31, Novato, Calif.

Fécan, F., B. Marticorena, and G. Bergametti (1999): Parameterization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas, Ann. Geophys., 17, 149–157.

Goudie, A. S., and Middleton, N. J. (2001): Saharan dust storms: nature and consequences, Earth-Science Reviews, 56, 179-204.

Hansell RA, Tsay SC, Ji Q, Hsu NC, Jeong MJ,Wang SH, Reid JS, Liou KN, Ou SC (2010) : An assessment of the surface longwave direct radiative efect of airborne Saharan dust during the NAMMA field campaign. J Atmos Sci,67(4):1048-1065.

Heinold, B., I., Tegen, K. Schepanski, and O. Hellmuth (2008) : Dust radiative feedback on Saharan boundary layer dynamics and dust mobilization, *Geophys. Res. Lett., 35, L20817, doi: 10.1029/2008GL035319.*

Henyey, L. C. and Greenstein, J. L.: Diffuse radiation in the galaxy, Astrophys. J., 93, 70–83.

Holben, B. N., T. F. Eck, I. Slutsker, D. Tanre, J. P. Buis, A. Setzer, E. Vermote, J. A. Reagan, Y. J. Kaufman, T. Nakajima, et al. (1998): AERONET—A federated instrument network and data archive for aerosol characterization, Remote Sens. Environ., 66, 1–16.

Holben, B. N., Eck, T. F., Slutsker, I., Smirnov, A., Sinyuk, A., Schafer, J., Giles, D., Dubovik, O. (2006): Aeronet's Version 2.0 quality assurance criteria, http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/PDF/AERONETcriteria_final1.pdf.

Huneeus, N., Schulz, M., Balkanski, Y., Griesfeller, J., Prospero, J., Kinne, S., Bauer, S., Boucher, O., Chin, M., Dentener, F.,Diehl, T., Easter, R., Fillmore, D., Ghan, S., Ginoux, P., Grini, A., Horowitz, L., Koch, D., Krol, M. C., Landing, W., Liu, X., Mahowald, N., Miller, R., Morcrette, J. J., Myhre, G., Penner, J., Perlwitz, J., Stier, P., Takemura, T., and Zender, C. S. (2011): Global dust model intercomparison in AeroCom phase I, Atmos. Chem. Phys., 11, 7781–7816, doi:10.5194/acp-11-7781-2011.

Iacono, M. J., Delamere, J. S., Mlawer, E. J., Shephard, M. W., Clough, S. A., and Collins, W. D. (2008): Radiative forcing by long-lived greenhouse gases: Calculations with the AER Radiative transfer models, J. Geophys. Res., 113, D13103, doi:10.1029/2008JD009944.

Iversen, J. D., and B. R. White (1982): Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, Sedimentology, 29, 111-119.

Janjic, Z. I. (1974): A stable centered difference scheme free of two-grid-interval noise, Mon. Weather Rev., 102, 319–323.

Janjic, Z. I. (1990): The step-mountain coordinate: physical package, Mon. Weather Rev., 118, 1429–1443.

Janjic, Z. I. (1994): The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, Mon. Weather Rev., 122, 927–945.

Janjic, Z. I. (1996): The Mellor-Yamada Level 2.5 turbulence closure scheme in the NCEP Eta Model, *Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, WMO, *Geneva*, CAS/WGNE, 4.14-4.15.

Kallos, G., Nickovic, S., Papadopoulos, A., Jovic, D., Kakaliagou, O., Misirlis, N., Boukas, L., Mimikou, N., Sakellaridis, G., Papageorgiou, J., Anadranistakis, E., and Manousakis, M. (1997a): The regional weather forecasting system Skiron: An overview. Proceedings of the Symposium on Regional Weather Prediction on Parallel Computer Environments, 15–17 October 1997, Athens, Greece, 109–122.

Kallos, G., Nickovic, S., Jovic, D., Kakaliagou, O., Papadopoulos, A., Misirlis, N., Boukas, L., and Mimikou, N. (1997b): The ETA model operational forecasting system and its parallel implementation. Proceedings of the 1stWorkshop on Large-Scale Scientific Computations, 7–11 June 1997, Varna, Bulgaria, 15 pp.

Kallos, G., Papadopoulos, A., Katsafados, P., and Nickovic, S. (2006): Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. Journal Of Geophysical Research,111, D09204, doi:10.1029/2005JD006207.

Kawamura R. (1951): Study on sand movement by wind. *Reports of Physical SciencesResearch Institute,* Vol. 5, Nos 3-4, 95-112.

Kok, J. F., Parteli, E. J. R., Michaels, T. I. and Bou Karam, D. (2012): The physics of wind-blown sand and dust, *Rep. Prog. Phys.*, 75, 106901.

Kumar, N., F. W. Lurmann, A. S. Wexler, S. Pandis, and J. H. Seinfeld (1996), Development and application of a three-dimensional aerosol model, paper presented at Speciality Conference on Computing in Environmental Resource Management, Air and Waste Manage. Assoc., Durham, N. C.

Laurent, B., B. Marticorena, G. Bergametti, J. F. Léon, and N. M. Mahowald (2008a): Modeling mineral dust emissions from the Sahara desert using new surface and soil developments, J. Geophys. Res., 113, D14218, doi:10.1029/2007JD009484.

Laurent, B., Tegen, I., Heinold, B., Schepanski, K., Weinzierl, B., and Esselborn, M. (2010): A model study of Saharan dust emissions and distributions during the SAMUM – 1 campaign, J. Geophys. Res., 115, D21210, doi:10.1029/2009JD012995.

Lettau K. and Lettau H.H. (1978): Experimental and micro-meteorological field studies of dune migration. *Exploring the World's Driest Climate, IES Report,* 110-147.

Liu, W.T., K.B. Katsaros and J.A. Businger (1979): Bulk parametrization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1722-1735.

Lu H. and Shao Y. (1999): A new model for dust emission by saltation bombardment. *J. Geophys. Res.*, 104, 16,827-16,842.

Mahowald, N. M., Baker, A. R., Bergametti, G., Brooks, N., Duce, R. A., Jickells, T. D., Kubilay, N., Prospero, J. N. and Tegen, I. (2005): Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean, Global Biogeochem. Cy. , 19, GB4025, doi: 10.1029/2004GB002402.

Marticorena, B., and G. Bergametti (1995): Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil derived dust production scheme, J. Geophys. Res., 100(D8), 16,415–16,430.

Marticorena, B., G. Bergametti, B. Aumont, Y. Callot, C. N'Doumé, and M. Legrand (1997): Modeling the atmospheric dust cycle: 2. Simulations of Saharan dust sources, J. Geophys. Res., 102(D4), 4387–4404, doi:10.1029/96JD02964.

Mellor, G. L., and T. Yamada (1974): "A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers". *J. Atmos. Sci.*, **31,** 1791-180.

Mellor, G. L., and T. Yamada (1982): "Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems". *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851-875

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

Mesinger, F. (1984): A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models, Riv. Meteor. Aeronaut., 44, 195–202.

Mesinger, F., Janjic, Z. I., Nickovic, S., Gavrilov, D., and Deaven, D. G. (1988): The step mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of an Appalachian redevelopment, Mon. Weather Rev., 116, 1493–1518.

Michaelidis, S., P. Evripidou and G. Kallos, (1999) : Monitoring and predicting Saharan Desert dust events in the eastern Mediterranean, Weather, 54, No.11, 359-365.

Miller, D. A and White, R. A.(1998): A Conterminous United States Multilayer Soil Characteristics Dataset for Regional Climate and Hydrology Modelling, Earth Interactions, 2, Paper No. 2.

Moulin, C., et al. (1998): Satellite climatology of African dust transport in the Mediterranean atmosphere, J. Geophys. Res., 103, 13,137– 13,144.

Nickovic, S., Kallos, G., Papadopoulos, A., and Kakaliagou, O. (2001): A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere, J. Geophys. Res., 106, 18113–18129, 2001.

Owen R. P. (1964): Saltation of uniform grains in air. *J. Fluid Mech.*, *20*: 225-242.

Pérez, C., S. Nickovic, J. M. Baldasano, M. Sicard, F. Rocadenbosch, and V. E. Cachorro (2006), A long Saharan dust event over the western Mediterranean: Lidar, Sun photometer observations, and regional dust modeling, J. Geophys. Res., 111, D15214, doi:10.1029/2005JD006579.

Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, and S. Nicholson, (2002) : Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust derived from the NIMBUS 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geoph.*, 40(1).

Remer, L. A., Y. J. Kaufman, et al. (2005). "The MODIS aerosol algorithm, products, and validation."Journal of the Atmospheric Sciences 62(4): 947-973.

Reynolds, J. F., R. A. Virginia, P. R. Kemp, A. G. de Soyza, and D. C. Tremmel (1999), Impact of drought on desert shrubs: Effects of seasonality and degree of resource island development, Ecol. Monogr., 69, 69–106.

Schulz, M., Balkanski, Y. J., Guelle, W., and Dulac, F. (1998) : Role of aerosol size distribution and source location in a three-dimensional simulation of a Saharan dust episode tested against satellite-derived optical thickness, *J. Geophys. Res.*, 103, 10,579-10,592.

Seinfeld, J. H., and Pandis, S. N. (1997), *Atmospheric Chemistry and Physics*, John Wiley, New York.

Shao, Y., Raupach, M. R. and Findlater, P. A., (1993) : Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind, , *J. Geophys. Res.*, 98, 12,719-12,726.

Shao Y. and Lu H. (2000): A simple expression for wind erosion threshold friction velocity. Boundary-Layer Meteorol. , *115*, 22,437-22,443.

Shao, Y., (2008) : Physics and Modelling of Wind Erosion. Springer Science, New York.

Sorensen M. (1991): An analytical model of wind-blown sand transport. *Aeolian Grain Transport: 1 Mechanics, Acta Mechanica*, Supl. 1, 67-81.

Spyrou, C., Mitsakou, C., Kallos, G., Louka, P., and Vlastou, G., (2010) : An improved limited area model for describing the dust cycle in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, 115, D17211, doi: 10.1029/2009JD013682.

Spyrou, C., Kallos, G., Mitsakou, C., Athanasiadis, P., Kalogeri, C, and Iacono, M. J. (2013): Modelling the radiative effects of desert dust on weather and regional climate., Atmos. Chem. Phys., 13, 5489-5504, doi: 105194/acp-13-5489-2013.

Ungar, J.E. and Haff, P. K. (1987): Steady-state saltationin air. *Sedimentology*, 34, 289-299.

White, B. R. (1979), Soil transport by winds on Mars, J. Geophys. Res., 84, 4643–4651.

Zender, C. S., Huisheng, B., and Newman, D. (2003) : Mineral Dust Entrainment and Deposition model: Description and 1990s dust climatology, , *J. Geophys. Res.*, 108, doi: 10.1029/2002JD002775.

Zilitinkevich, S.S. (1995): "Non-local turbulent transport: pollution dispersion aspects of coherent structure of convective flows". *Air Pollution III - Volume I* in *Air Pollution Theory and Simulation*, edited by H. Power, N. Moussiopoulos, and C.A. Brebbia, Computational Mechanics Publications, Southampton Boston, 53-60.