

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ
ΤΜΗΜΑ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ

ΜΕΤΡΗΣΗ ΤΟΥ ΟΠΤΙΚΟΥ ΒΑΘΟΥΣ ΤΩΝ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ
ΣΤΗ ΜΕΣΟΓΕΙΟ ΜΕ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ ΕΝΟΣ
ΚΑΝΑΛΙΟΥ ΑΠΟ ΕΙΚΟΝΕΣ ΜΕΤΕΟΣΑΤ-MVIRI & ΝΟΑΑ-AVHRR

Διδακτορική Διατριβή

Δημήτρης Κ. Παρώνης

Μυτιλήνη
Νοέμβριος 2008

Περίληψη

Η παρούσα διδακτορική διατριβή εστιάστηκε στη διερεύνηση της καταλληλότητας των αλγορίθμων ενός καναλιού για τη μέτρηση του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων στη Μεσόγειο από δεδομένα των δορυφόρων NOAA και METEOSAT. Ο πρώτος στόχος της έρευνας ήταν να εκτιμηθεί ποσοτικά η σχέση μεταξύ του σφάλματος μέτρησης και των οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων που απαντώνται στην περιοχή της Μεσογείου. Ο δεύτερος στόχος αφορούσε τον προσδιορισμό της ακρίβειας των αλγορίθμων μέσω μιας αναλυτικής διαδικασίας επικύρωσης με επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους.

Τα αιωρούμενα σωματίδια αποτελούν βασική συνιστώσα της κλιματικής αλλαγής. Για το λόγο αυτό απαιτούνται συνεχείς παρατηρήσεις από δορυφόρους, δίκτυα επίγειων οργάνων μέτρησης και πειράματα πεδίου. Η μέτρηση του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων με τη βοήθεια δορυφορικών παρατηρήσεων συγκέντρωσε το επιστημονικό ενδιαφέρον από τα πρώτα χρόνια ανάπτυξης των δορυφορικών δεκτών. Παρά το γεγονός ότι πλειάδα νέων πολυκαναλικών αλγορίθμων έχουν δημιουργηθεί για το σκοπό αυτό, η έρευνα για τη βελτίωση των αλγορίθμων ενός καναλιού εξελίσσεται με σκοπό τη βελτίωση της ακρίβειάς τους.

Για την επίτευξη των στόχων της έρευνας, πραγματοποιήθηκε σειρά μετρήσεων οπτικού βάθους με επίγειο φωτόμετρο εγκατεστημένο στην περιοχή της Φινοκαλιάς (Κρήτη). Τα επίγεια δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή αντιπροσωπευτικών μοντέλων σωματιδίων για την περιοχή της Μεσογείου και αποτέλεσαν τη βάση για τη δημιουργία ενός αξιόπιστου συνόλου δεδομένων επικύρωσης.

Παράλληλα αναπτύχθηκε κατάλληλη μεθοδολογία για την εκτίμηση του αναμενόμενου σφάλματος μέτρησης η οποία περιελάμβανε προσομοιώσεις του φυσικού συστήματος μέσω της θεωρία διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Αναπτύχθηκε επίσης πρωτότυπος αλγόριθμος για την ανάκτηση του οπτικού βάθους από εικόνες του δέκτη AVHRR. Τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή των αλγορίθμων στα δορυφορικά δεδομένα, συγκρίθηκαν με τις επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους.

Τα αποτελέσματα της διατριβής έδειξαν ότι στο σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου, οι αλγόριθμοι μέτρησης του οπτικού βάθους από δορυφορικές εικόνες των δεκτών AVHRR και MVIRI, μπορούν να εξασφαλίσουν ικανοποιητική ακρίβεια

μέτρησης. Για τον δέκτη MVIRI, το μέσο σφάλμα μέτρησης εκτιμήθηκε σε 10% περίπου για τους δύο τύπους σωματιδίων που επικρατούν στην περιοχή της Μεσογείου (υδατοδιαλυτά σωματίδια που προέρχονται από το θαλάσσιο περιβάλλον και τα αστικά κέντρα και σωματίδια σκόνης από την έρημο Σαχάρα). Διαπιστώθηκε ακόμη ότι το σφάλμα μέτρησης εξαρτάται από τη γωνία σκέδασης και την τιμή του οπτικού βάθους και εντοπίστηκαν βέλτιστες γεωμετρίες παρατήρησης που ελαχιστοποιούν το αναμενόμενο σφάλμα. Ειδικά η χρονοθυρίδα 12:00 UTC του δορυφόρου Meteosat εκτιμήθηκε ως η ευνοϊκότερη για το σκοπό αυτό. Διαπιστώθηκε ακόμη ότι ο αλγόριθμος για τον δέκτη AVHRR υπερεκτιμά το οπτικό βάθος των υδατοδιαλυτών σωματιδίων στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου λόγω ασυμβατότητας του υιοθετούμενου μοντέλου ανακλαστικότητας (Case-I waters). Παρατηρήθηκε ωστόσο καλή συμφωνία με τις αντίστοιχες τιμές από τον δέκτη MVIRI στην κεντρική Μεσόγειο.

Τα αποτελέσματα της έρευνας αναμένεται να συμβάλλουν στα εξής: α) Βελτίωση των μεθοδολογικών εργαλείων απαραίτητων για το σχεδιασμό και την αξιολόγηση παρόμοιων αλγορίθμων β) Προσαρμογή των υπαρχόντων αλγορίθμων ώστε να είναι εφαρμόσιμοι στο σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου και γ) Βελτίωση της τελικής ακρίβειας των αλγορίθμων.

Abstract

The present doctoral thesis addressed the problem of the single-channel aerosol optical depth (AOD) retrievals over the Mediterranean from NOAA-AVHRR and Meteosat-MVIRI data. The objectives of the research were: 1) The quantification of the measurement error in relation to the aerosol optical characteristics and 2) The determination of the precision of the corresponding algorithms via an analytical validation process with ground AOD measurements.

For the realization of the research objectives, a series of ground measurements were performed with a sun-photometer installed in the region of Finokalia (Crete). The ground data were used both for the selection of representative aerosol models and for the creation of a reliable validation data set as well. An appropriate methodology based on radiative transfer simulations was developed for the quantification of the expected AOD error. An original algorithm was designed and implemented for AOD retrievals based on the AVHRR (ch. 1) data. At the same time, an algorithm for the MVIRI sensor which was originally developed by the laboratory LSCE/CEA (France) was appropriately modified.

The results of the thesis showed that in the complex environment of the Mediterranean, the algorithms can ensure satisfactory measurement precision. For the MVIRI sensor, the mean AOD error was low (~10%) for the two types of particles that prevail in the region (water soluble particles from the marine environment and the urban centers and dust particles originating from the Sahara desert). The dependency of the AOD error on the geometry of observation and the respective AOD levels was quantified. Additionally, optimal observation geometries that minimize the expected error were identified for the MVIRI sensor. As regards the AVHRR sensor, it was concluded that the respective algorithm overestimates the AOD in the Eastern Mediterranean due to the incompatibility of the adopted reflectance model for Case-I waters. However, a good agreement with the corresponding AOD results from the MVIRI sensor was found for the central Mediterranean.

The results of the research are expected to contribute in the following: a) Improvement of methodological tools essential for the design and the evaluation of similar algorithms b) Adaptation of existing algorithms so that they are applicable in the complex environment of the Mediterranean and c) Improvement of their final precision.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Ιωάννη Χατζόπουλο για την καθοδήγηση και την αμέριστη συμπαράσταση του σε όλα τα στάδια της έρευνας καθώς και στο τελικό στάδιο προετοιμασίας της διατριβής. Η παρότρυνσή του και οι συμβουλές του ήταν καθοριστικές ώστε να ολοκληρωθεί η προσπάθεια αυτή. Τον ευχαριστώ ιδιαίτερα για τις ευκαιρίες που μου προσέφερε καθόλη τη διάρκεια των σπουδών μου στη Μυτιλήνη ώστε να είναι δυνατή η ανταλλαγή επιστημονικών απόψεων με άλλες διεθνείς επιστημονικές ομάδες.

Ευχαριστώ τα μέλη της τριμελούς επιτροπής καθηγητές κ. Καρύδη Μιχαήλ και κ. Πηλίνη Χριστόδουλο για τις ουσιαστικές επισημάνσεις τους κατά τη συγγραφή της διατριβής.

Τα μέλη της επιτροπής καθηγητές κ. Χαλβαδάκη Κωνσταντίνο, κ. Χαραλαμπίδου Δία και κ. Σουλακέλλη Νικόλαο για τις παρατηρήσεις τους.

Το μέλος της επιτροπής κ. Ρετάλη Αδριανό, ερευνητή Γ' Βαθμίδας του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για τις διορθώσεις και υποδείξεις στο τελικό κείμενο καθώς και για τις συμβουλές του.

Τον κ. F. Dulac και τον κ. C. Moulin του εργαστηρίου LSCE για την παραχώρηση του λογισμικού επεξεργασίας των δορυφορικών εικόνων Meteosat καθώς και για την εν γένει καλή συνεργασία μας.

Ιδιαίτερα τους γονείς μου για τη συμπαράστασή τους καθόλη τη διάρκεια των σπουδών μου.

Τη σύζυγό μου Μαρίνα και τη μικρή Κατερίνα, για την υπομονή τους κατά τη συγγραφή του τελικού κειμένου.

ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
1.1. ΑΝΑΓΚΑΙΟΤΗΤΑ ΤΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ	1
1.2. ΤΟ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΡΟΒΛΗΜΑ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	4
1.3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	4
1.4. ΠΕΡΙΟΡΙΣΜΟΙ	5
1.5. ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΔΙΑΤΡΙΒΗΣ	5
2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ	7
3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	16
3.1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	16
3.2. ΕΠΙΓΕΙΕΣ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΟΠΤΙΚΟΥ ΒΑΘΟΥΣ	16
3.3. ΣΧΕΔΙΑΣΜΟΣ ΚΑΙ ΥΛΟΠΟΙΗΣΗ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ	19
3.4. ΧΡΟΝΟΣΕΙΡΕΣ ΕΙΚΟΝΩΝ	23
3.5. ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΤΟΥ ΤΕΛΙΚΟΥ ΣΥΝΟΛΟΥ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΠΙΚΥΡΩΣΗΣ	26
3.6. ΛΟΓΙΣΜΙΚΟ	27
4. ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ ΚΑΙ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ	30
4.1. ΤΑ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ ΚΑΙ Ο ΡΟΛΟΣ ΤΟΥΣ	30
4.2. ΤΥΠΟΙ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ	32
4.3. ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΤΩΝ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ	35
4.4. ΣΧΕΤΙΚΗ ΥΓΡΑΣΙΑ ΚΑΙ ΜΙΚΡΟΦΥΣΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ	36
4.5. ΟΠΤΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ	37
4.6. ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΔΟΥΡΥΦΟΡΙΚΗΣ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗΣ	39
4.7. Η ΘΕΩΡΙΑ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ	42
4.8. Ο ΝΟΜΟΣ BEER-BOUGUER	43
4.9. ΟΙ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΣΕ ΠΑΡΑΛΛΗΛΑ ΔΙΑΣΤΡΩΜΑΤΩΜΕΝΗ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ	43

5.	<u>ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΤΟΥ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟΥ</u>	48
5.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	48
5.2.	ΙΣΤΟΓΡΑΜΜΑ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ ΤΙΜΩΝ ΟΠΤΙΚΟΥ ΒΑΘΟΥΣ - ΕΚΘΕΤΗ ANGSTROM	48
5.3.	ΔΙΑΧΩΡΙΣΜΟΣ ΤΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕ ΥΠΟΜΑΔΕΣ	52
5.4.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	54
6.	<u>ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ</u>	55
6.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	55
6.2.	ΕΠΙΛΟΓΗ ΤΩΝ ΜΟΝΤΕΛΩΝ ΣΩΜΑΤΙΔΙΩΝ	55
6.3.	ΘΕΩΡΗΤΙΚΕΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ	58
6.4.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	62
7.	<u>ΕΠΙΚΥΡΩΣΗ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ</u>	63
7.1.	ΕΙΣΑΓΩΓΗ	63
7.2.	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΙΚΥΡΩΣΗ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ MVIRI	63
7.3.	ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΙΚΥΡΩΣΗ ΤΟΥ ΑΛΓΟΡΙΘΜΟΥ AVHRR	79
7.4.	ΣΥΜΒΑΤΟΤΗΤΑ ΤΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ ΑΠΟ ΤΟΥΣ ΔΥΟ ΔΕΚΤΕΣ	87
7.5.	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	89
8.	<u>ΣΥΖΗΤΗΣΗ</u>	91
9.	<u>ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ</u>	96
	<u>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ</u>	97
	<u>ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</u>	123

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Αναγκαιότητα της έρευνας

Τα αιωρούμενα σωματίδια αποτελούν βασική συνιστώσα της κλιματικής αλλαγής (Houghton 2001). Επηρεάζουν άμεσα το ισοζύγιο ακτινοβολία της Γης σκεδάζοντας και απορροφώντας την ηλιακή και υπέρυθη ακτινοβολία (Piliinis et al. 1995, Hansen et al. 1997, West et al. 1998, Ackerman et al. 2000, Vogelmann et al. 2003) και έμμεσα μεταβάλλοντας τις μικροφυσικές και οπτικές ιδιότητες των νεφών (Twomey 1977, Rosenfeld 2000). Η συνολική επίδρασή τους, σε αντίθεση με τα αέρια του θερμοκηπίου, οδηγεί σε μείωση της διαθέσιμης ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης (Houghton 2001). Καθώς το πρόσημο της αλλαγής στο ισοζύγιο ακτινοβολίας καθορίζει και την κατεύθυνση μεταβολής της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα, τα αιωρούμενα σωματίδια διαμορφώνουν ως ένα βαθμό την κατεύθυνση της μεταβολής αυτής και κατά συνέπεια το κλίμα.

Η συγκέντρωση των αιωρούμενων σωματιδίων αποτελεί επίσης, σημαντικό δείκτη της ποιότητας του αέρα ιδιαίτερα στις μεγάλες αστικές περιοχές. Έρευνες συσχετίζουν την έκθεση του πληθυσμού σε υψηλές συγκεντρώσεις εισπνεύσιμων αιωρούμενων σωματιδίων, με παθήσεις του αναπνευστικού συστήματος (Pope 2000, Wallace 2000, Leeuwen & Rolaf 2002). Είναι χαρακτηριστικό ότι η Ευρωπαϊκή Ένωση, έχει θέσει ως ανώτατη τιμή τα $50 \mu\text{g}\text{m}^{-3}$ για τη μέση ημερήσια επιτρεπόμενη τιμή συγκέντρωσης και τα $40 \mu\text{g}\text{m}^{-3}$ για την αντίστοιχη μέση ετήσια τιμή (Council Directive 1999). Με την ίδια οδηγία που έχει τεθεί σε ισχύ από το έτος 2005 και αναμένεται να γίνει ακόμη αυστηρότερη το έτος 2010, καθορίζεται επίσης ότι δεν πρέπει να γίνεται υπέρβαση του ανώτατου ορίου της μέσης ημερήσιας τιμής για περισσότερες από 35 ημέρες κατά τη διάρκεια του έτους.

Η κατανόηση του σύνθετου ρόλου της αεροσωματιδιακής ύλης στη διαμόρφωση του κλίματος καθώς και στην υποβάθμιση της ποιότητας του αέρα απαιτεί την όσο το δυνατόν ακριβέστερη γνώση της χωρικής κατανομής των αιωρούμενων σωματιδίων όπως επίσης των οπτικών και μικροφυσικών τους ιδιοτήτων (Haywood & Bouchet 2000). Η επίτευξη αυτού του σκοπού είναι ιδιαίτερα δύσκολη καθώς τα αιωρούμενα σωματίδια παράγονται από πλήθος διαφορετικών πηγών και παρουσιάζουν για το λόγο αυτό πλήθος σχημάτων,

μορφών και χαρακτηριστικών ενώ παράλληλα η μεταβλητότητα της συγκέντρωσής τους στο χώρο και το χρόνο είναι μεγάλη (d'Almeida 1991). Για το λόγο αυτό, η ακριβής μελέτη της κατανομής και της σύνθεσης των αιωρούμενων σωματιδίων απαιτεί συνεχείς παρατηρήσεις από δορυφόρους, δίκτυα επίγειων οργάνων μέτρησης και πειράματα πεδίου.

Η παρακολούθηση των ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων με τη βοήθεια δορυφορικών παρατηρήσεων συγκέντρωσε το επιστημονικό ενδιαφέρον από τα πρώτα χρόνια ανάπτυξης των δορυφορικών δεκτών (Ludwig et al. 1974, Griggs 1975, Fraser 1976, Koepke & Quenzel 1979). Η ανάπτυξη των πρώτων μετεωρολογικών δορυφόρων καθώς και των ειδικά σχεδιασμένων δεκτών για την παρατήρηση της Γης, οδήγησε στην δημιουργία αλγορίθμων κατάλληλων για την ανάκτηση και παρακολούθηση παραμέτρων που σχετίζονται με τα αιωρούμενα σωματίδια (Fraser 1984, Fraser & Kaufman 1985, Tanré et al. 1988, Kaufman & Sendra 1988, Kaufman et al. 1990) ακόμη και σε επιχειρησιακή βάση (Rao et al. 1989, Stowe et al. 2002, Husar et al. 1997, Moulin et al. 1997β).

Η ανάπτυξη συνθετότερων πολυφασματικών δεκτών συνοδεύτηκε από την παράλληλη ανάπτυξη πολυπλοκότερων αλγορίθμων για την ανάκτηση των ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων τόσο επάνω από την επιφάνεια των ωκεανών όσο και επάνω από την ξηρά (Tanré et al. 1988, Retalis et al. 1999). Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν για τους δέκτες MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) (Kaufman et al. 1997β, Remer et al. 2005, Levy et al. 2007) και MERIS (Medium Resolution Imaging Spectrometer) (Santer 2000). Ο δέκτης MODIS που βρίσκεται εγκατεστημένος στους δορυφόρους TERRA και AQUA παρέχει πρωτογενή δεδομένα σε παγκόσμια κλίμακα με συχνότητα μία έως δύο εικόνες ανά ημέρα με χωρική ανάλυση που κυμαίνεται από 250μ. έως 1χλμ. και συνολικό αριθμό 36 καναλιών. Οι μετρήσεις ανακλαστικότητας από τον συγκεκριμένο δέκτη έχουν οδηγήσει στην ανάκτηση πληροφορίας για τα αιωρούμενα σωματίδια (κατανομή μεγέθους, οπτικό βάθος) με χωρική ανάλυση 10χλμ. Αποτελούν βασική πηγή πληροφορίας για τη μελέτη της επίδρασης των αιωρούμενων σωματιδίων στην κλιματική αλλαγή (Kaufman et al. 2002, Bellouin et al. 2005). Ο δέκτης MERIS παρέχει επίσης δεδομένα σε συστηματική βάση, με χωρική ανάλυση 1x1 χλμ. και συχνότητα μία εικόνα ανά ημέρα.

Αντίστοιχα, νέοι αλγόριθμοι αναπτύχθηκαν για ακόμη συνθετότερους δέκτες οι οποίοι διαθέτουν τη δυνατότητα παρατήρησης σε διαφορετικές γωνίες όπως ο δέκτης MISR (Multiangle Imaging Spectro-Radiometer) (Diner et al. 1999, Kahn et al. 2005) ή δέκτες με τη δυνατότητα καταγραφής της πόλωσης της η/μ ακτινοβολίας όπως ο δέκτης POLDER (Polarization and Directionality of Earth's Reflectances) (Deuzé et al. 2000, Herman et al. 2005).

Παρά το γεγονός ότι πλειάδα νέων πολυκαναλικών αλγορίθμων έχουν δημιουργηθεί και χρησιμοποιούνται για την ανάκτηση των ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων, η έρευνα για τη βελτίωση των κλασσικών αλγορίθμων ενός καναλιού εξελίσσεται με σκοπό τη βελτίωση της ακρίβειάς τους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί η περίπτωση του επιχειρησιακού αλγορίθμου τρίτης γενιάς (AEROSOL-Observation System) του δέκτη AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) των δορυφόρων της αμερικανικής μετεωρολογικής υπηρεσία NOAA (National Oceanic and Atmospheric Organization) (Ignatov et al. 2004). Παρόμοιος αλγόριθμος χρησιμοποιείται σήμερα στο δέκτη MODIS (Ignatov et al. 2006) σε συνδυασμό με τον επιχειρησιακό αλγόριθμο όπως επίσης και στον δέκτη SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) της σειράς των γεωστατικών δορυφόρων MSG (Meteosat Second Generation) (Bridley & Ignatov 2006, Thomas et al. 2007). Η βελτίωση των αλγορίθμων ενός καναλιού έχει καταστήσει εφικτή τη δυνατότητα αναδρομικής επεξεργασίας δεδομένων αρχείου όπως για παράδειγμα από τους δορυφόρους NOAA-11 (1988–94) και -14 (1995–2000) στα πλαίσια του προγράμματος Pathfinder (Stowe et al. 2002). Το γεγονός αυτό θεωρείται σημαντικό εάν ληφθεί υπόψη ότι οι δέκτες παλαιότερης γενιάς διαθέτουν σημαντικές χρονοσειρές δεδομένων που καλύπτουν χρονικό διάστημα μεγαλύτερο των δύο δεκαετιών. Τα αποτελέσματα της έρευνας που αφορά την βελτίωση των κλασσικών αλγορίθμων, αναμένεται επίσης να συμβάλλουν στην αξιοποίηση των δεδομένων που παρέχουν δέκτες με παρόμοια τεχνικά χαρακτηριστικά οι οποίοι έχουν πρόσφατα τεθεί προβλέπεται να τεθούν σε τροχιά από νέους δορυφόρους. Τέτοιο παράδειγμα αποτελεί ο πρώτος ευρωπαϊκός δορυφόρος πολικής τροχιάς (METOP-A) στον οποίο βρίσκεται εγκατεστημένος ο δέκτης AVHRR (EUMETSAT 2006).

Στην Ελλάδα, υπάρχουν τοπικοί σταθμοί που λαμβάνουν εικόνες σε πραγματικό χρόνο από την περιοχή της Μεσογείου. Ένας από αυτούς βρίσκεται εγκατεστημένος στο εργαστήριο τηλεπισκόπησης του Τμήματος Περιβάλλοντος

του Πανεπιστημίου Αιγαίου (Paronis et al. 1996, Γαζής 1996, Τουκίλογλου 1997, Καντζάς 2004, Χατζόπουλος 2006, Hatzopoulos 2008) με διαθέσιμο αρχείο δορυφορικών εικόνων AVHRR από το έτος 1995. Πρέπει όμως να σημειωθεί ότι για την περιοχή της Μεσογείου ακόμη και σήμερα δεν παρέχονται δορυφορικά δεδομένα οπτικού βάθους από κανέναν από τους υπάρχοντες σταθμούς λήψης σε συστηματική βάση.

Εντούτοις, ένα σημαντικό ζήτημα που πρέπει να εξεταστεί ώστε τόσο τα ιστορικά όσο και τα μελλοντικά δεδομένα να είναι αξιοποιήσιμα στην έρευνα για την κλιματική αλλαγή, είναι η ακρίβειά τους. Τα προϊόντα αυτά πρέπει να επικυρωθούν προσεκτικά όχι μόνο σε παγκόσμια αλλά και σε τοπική κλίμακα με αξιόπιστες ποσοτικές εκτιμήσεις του σφάλματος (Mishchenko et al. 2007).

1.2. Το ερευνητικό πρόβλημα της διατριβής

Η παρούσα διδακτορική διατριβή εστιάστηκε στη διερεύνηση της καταλληλότητας των αλγορίθμων ενός καναλιού για τη μέτρηση του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων στη Μεσόγειο από δεδομένα των δορυφόρων NOAA και METEOSAT.

Ως στόχοι της διατριβής τέθηκαν οι εξής:

1. Να εκτιμηθεί η σχέση μεταξύ του σφάλματος μέτρησης και των οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων που απαντώνται στην περιοχή της Μεσογείου.
2. Να προσδιορισθεί η ακρίβεια των αλγορίθμων μέσω μιας αναλυτικής διαδικασίας επικύρωσης με επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους.

1.3. Μεθοδολογία

Για την επίτευξη των στόχων της έρευνας, πραγματοποιήθηκε σειρά μετρήσεων οπτικού βάθους με επίγειο φωτόμετρο εγκατεστημένο στην περιοχή της Φινοκαλιάς. Τα επίγεια δεδομένα χρησιμοποιήθηκαν για την επιλογή αντιπροσωπευτικών μοντέλων σωματιδίων για την περιοχή της Μεσογείου και

αποτελέσαν τη βάση για τη δημιουργία ενός αξιόπιστου συνόλου δεδομένων επικύρωσης.

Παράλληλα αναπτύχθηκε κατάλληλη μεθοδολογία για την εκτίμηση του αναμενόμενου σφάλματος μέτρησης η οποία περιελάμβανε προσομοιώσεις του φυσικού συστήματος. Οι προσομοιώσεις αυτές βασίστηκαν στη θεωρία διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Αναπτύχθηκε επίσης πρωτότυπος αλγόριθμος για την ανάκτηση του οπτικού βάθους από εικόνες του δέκτη AVHRR. Για τις ανάγκες της έρευνας, έγινε προσαρμογή αντίστοιχου αλγορίθμου και κώδικα για τον δέκτη MVIRI, που παραχωρήθηκε από το εργαστήριο 'Laboratoire des Sciences du Climat et l'Environnement (LSCE)'. Τέλος, τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή των αλγορίθμων σε χρονοσειρές δορυφορικών εικόνων, συγκρίθηκαν με τις επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους μέσω μιας αναλυτικής διαδικασίας επικύρωσης.

1.4. Περιορισμοί

Στους περιορισμούς της έρευνας αναφέρεται η έλλειψη ικανοποιητικού αριθμού επίγειων μετρήσεων για να επικυρωθούν οι μετρήσεις από τον δέκτη AVHRR και να μελετηθεί ο ρόλος της γεωμετρίας παρατήρησης στην περίπτωση αυτή.

1.5. Δομή της διατριβής

Στο κεφάλαιο 2 γίνεται η ανασκόπηση της βιβλιογραφίας σχετικής με τις μεθόδους ανάκτησης του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων επάνω από την επιφάνεια της θάλασσας με αλγορίθμους ενός καναλιού.

Στο κεφάλαιο 3 παρουσιάζεται αναλυτικά η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την επίτευξη των στόχων της διατριβής και δίνεται αναλυτική περιγραφή των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν.

Στο Κεφάλαιο 4 παρουσιάζεται η βασική θεωρία που σχετίζεται με τις μικροφυσικές ιδιότητες και τα οπτικά χαρακτηριστικά των αιωρούμενων

σωματιδίων. Παρουσιάζονται ακόμη οι βασικές αρχές και η μαθηματική θεμελίωση της θεωρίας διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα.

Στο κεφάλαιο 5 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της στατιστικής ανάλυσης των επίγειων μετρήσεων του οπτικού βάθους που πραγματοποιήθηκαν με ηλιακό φωτόμετρο εγκατεστημένο στην περιοχή της Φινοκαλιάς.

Στο Κεφάλαιο 6 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που αφορούν το στάδιο της ανάλυσης ευαισθησίας των αλγορίθμων.

Στα κεφάλαιο 7 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την εφαρμογή των αλγορίθμων και τη διαδικασία επικύρωσης των αποτελεσμάτων αυτών.

Στο Κεφάλαιο 8 γίνεται συζήτηση των αποτελεσμάτων για καθένα από τους επιμέρους στόχους της διατριβής. Αξιολογείται η αναμενόμενη συμβολή της διατριβής στην υφιστάμενη γνώση και εντοπίζονται πιθανά θέματα προς μελλοντική διερεύνηση.

Η διατριβή ολοκληρώνεται με την συνοπτική διατύπωση των συμπερασμάτων της έρευνας.

2. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΣΚΟΠΗΣΗ

Η ανάπτυξη αλγορίθμων μέτρησης του οπτικού βάθους από παρατηρήσεις παθητικών δορυφορικών δεκτών στο ορατό μέρος του η/μ φάσματος, βασίζεται στον αναλυτικό υπολογισμό της λαμπρότητας (radiance) της ηλιακής ακτινοβολίας που σκεδάζεται προς τον δορυφορικό δέκτη, από το σύστημα επιφάνεια της Γης-αιωρούμενα σωματίδια-αέρια της ατμόσφαιρας (Tanré et al. 1997, King et al. 1999). Ο αναλυτικός υπολογισμός όλων των συνιστωσών που υπεισέρχονται στο φυσικό πρόβλημα της τηλεπισκόπησης της ατμόσφαιρας βασίζεται στη θεωρία διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. (Chandrasekhar 1960, Liou 1980).

Οι σημαντικότεροι παράγοντες αβεβαιότητας στους αλγορίθμους αυτού του είδους σχετίζονται με τη βαθμονόμηση των καναλιών, τη μεταβλητότητα της ανακλαστικότητα της επιφάνειας, τη σύσταση της ατμόσφαιρας, τον τύπο των αιωρούμενων σωματιδίων και την ακρίβεια των υπολογισμών κατά την επίλυση της εξίσωσης διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας (King et al. 1999).

Ο πρώτος από τους παράγοντες αυτούς μπορεί να χαρακτηριστεί ως ενδογενής αφού συνδέεται άμεσα με τεχνολογικούς και σχεδιαστικούς περιορισμούς των οργάνων μέτρησης με σημαντικότερο την υποβάθμιση της ποιότητάς τους με το χρόνο (Rao & Chen 1996, Tahnk & Coakley 2001). Ο περιορισμός αυτός είναι ως ένα βαθμό προβλέψιμος και η επίδρασή του ελαχιστοποιείται με την εφαρμογή καταλλήλων μεθόδων βαθμονόμησης είτε εν-πτήσει είτε έμμεσα με επίγειες τεχνικές (Moulin et al. 1996, Rao & Chen 1999).

Ο δεύτερος παράγοντας αβεβαιότητας που αφορά την ανακλαστικότητα της επιφάνειας, αποτελεί σημαντικό περιορισμό για τις μεθόδους δορυφορικής τηλεπισκόπησης των αιωρούμενων σωματιδίων για δύο κυρίως λόγους: α) Η ανάκτηση των ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων επάνω από ισχυρά ανακλαστικές επιφάνειες (π.χ. γυμνό έδαφος, αστικός ιστός) καθίσταται δύσκολη εξαιτίας περιορισμών που σχετίζονται με τις φυσικές αρχές του προβλήματος (King et al. 1999) β) Η μεγάλη χώρο-χρονική μεταβλητότητα της ανακλαστικότητα της επιφάνειας αφενός, και η εξάρτησή της από τη γεωμετρία παρατήρησης αφετέρου, καθιστούν την προσομοίωση του φυσικού προβλήματος ακόμη δυσχερέστερη. Οι μέθοδοι μέτρησης του οπτικού βάθους επάνω από την

ξηρά επιχειρούν να αντιμετωπίσουν τους δύο αυτούς περιορισμούς, είτε εντοπίζοντας περιοχές χαμηλής ανακλαστικότητας και συγκεκριμένα περιοχές που καλύπτονται από πυκνή βλάστηση (Kaufman & Sendra 1988, Kaufman et al. 1997β, Levy et al. 2007) είτε κάνοντας χρήση παρατηρήσεων σε μικρά μήκη κύματος στην ορατή περιοχή του η/μ φάσματος (Hsu et al. 2006) και στο υπεριώδες όπου η ανακλαστικότητα της επιφάνειας είναι μικρή (Torres et al. 2005).

Αντίθετα με την περίπτωση της ξηράς, η μέτρηση του οπτικού βάθους των σωματιδίων από δορυφορικές παρατηρήσεις παθητικών δεκτών επάνω από την επιφάνεια των ωκεανών, είναι πιο πρόσφορη καθώς η ανακλαστικότητα είναι γενικά μικρή σε όλο το εύρος του η/μ φάσματος. Επιπλέον, η μεταβλητότητα της που οφείλεται κυρίως στην παρουσία χλωροφυλλών, ρύπων σε παράκτιες περιοχές, την παρουσία κυματισμού και το φαινόμενο της κατοπτρικής ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας (sun-glint) μπορεί να περιγραφεί με ικανοποιητική ακρίβεια για τις εφαρμογές αυτού του είδους μέσα από κατάλληλα θεωρητικά μοντέλα (Morel 1988, Cox and Munk 1954). Εξαιρέση αποτελούν οι παράκτιες περιοχές στις οποίες η ακρίβεια των σχετικών μεθόδων μειώνεται λόγω της αβεβαιότητας ως προς την τιμή της ανακλαστικότητας (Siegel et al. 2000, Ignatov & Stowe 2002).

Τα αέρια της ατμόσφαιρας μέσω των μηχανισμών της απορρόφησης και σκέδασης συμβάλλουν στην περεταίρω αύξηση των αβεβαιοτήτων που υπεισέρχονται στις μεθόδους ανάκτησης του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων. Ιδιαίτερο περιορισμό θέτει η απορρόφηση από τους υδρατμούς και δευτερευόντως από τα αέρια της ατμόσφαιρας. Η χωρο-χρονική μεταβλητότητα της συγκέντρωσης των υδρατμών εισάγει σημαντικά σφάλματα στην περίπτωση δεκτών που διαθέτουν κανάλια εντός του φάσματος απορρόφησης των υδρατμών όπως για παράδειγμα το δεύτερο κανάλι (0.83 μm) του δέκτη AVHRR (Ignatov et al. 2004).

Η μεγάλη μεταβλητότητα του τύπου, της συγκέντρωσης και της χημικής σύστασης των αιωρούμενων σωματιδίων στο χώρο και το χρόνο καθιστά τον ακριβή προσδιορισμό των οπτικών τους ιδιοτήτων δύσκολη (d'Almeida et al. 1991). Στη βιβλιογραφία έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα σωματιδίων τα οποία έχουν προσδιορισθεί είτε από επίγειες μετρήσεις με άμεση δειγματοληψία (Ramanathan et al. 2001, Lelieveld et al. 2002), είτε μέσω οπτικών επίγειων οργάνων όπως τα ηλιακά φωτόμετρα (Holben et al. 2001, Dubovik et al. 2002).

a/a	Συνιστώσα Αιωρούμενων Σωματιδίων	Μέση Ακτίνα (r_M)	Τυπική Απόκλιση (σ)	Δείκτης Διάθλασης (550nm)	Πηγή
1	Σωματίδια Σκόνης (Shettle Desert Dust)	0.002(54.21%) 0.0436(45.79%) 12.48(3.9×10^{-5} %)	2.13 3.20 1.89	1.53-i0.008	Shettle (1984), 6S
2	Σωματίδια Σκόνης (Desert Dust) (Meteosat-6)	0.002(54.21%) 0.0436(45.79%) 12.48(3.9×10^{-5} %)	2.13 3.20 1.89	1.50-i0.01	Moulin et al. (1997β)
3	Επιχ. Μοντ. AVHRR	0.1	2.03	1.40-i00	Ignatov et al. (1995) Ignatov et al. (2004)
4	Σωματίδια Σκόνης (RH 50%) (OPAC Desert Dust)	0.07(11.72%)	1.95	1.53-i0.0055	Hess et al. (1998)
		0.30(1.33%)	2.00		
		1.90(6.17×10^{-5})	2.15	1.53-i0.006	
		0.0212(86.95%)	2.24		
5	Σωματίδια σκόνης (από το έδαφος) (Dust-like)	0.500	2.990	1.53-i0.008	WCP-112 (1986), 6S
6	Σωματίδια σκόνης (από το έδαφος) (Dust-like)	0.471	2.512	1.53-i0.008	Shettle & Fenn (1976), d'Almeida (1991)
7	Υδατοδιαλυτά Σωματίδια. (Water soluble)	0.005	2.99	1.53-i0.006	WCP-112 (1986), 6S
8	Υδατοδιαλυτά Σωματίδια (Water soluble)	0.0285	2.329	1.53-i0.006	Shettle & Fenn (1976), WCP-55 (1983), d'Almeida (1991)
9	Σωματίδια Sea-salt (Oceanic)	0.30	2.51	1.379- i4.26E-9	Shettle & Fenn (1976), 6S, d'Almeida (1991)
10	Σωματίδια Sea-salt (Oceanic)	0.05	2.03	1.379- i4.26E-9	WCP-55 (1983), d'Almeida (1991)
		0.40	2.03		
		3.3	2.03		
11	Σωματίδια αιθάλης (Soot)	0.0118	2.00	1.750-i0.440	WCP-112 (1986), 6S, d'Almeida (1991)
* Η αναφορά 6S στην τρίτη στήλη του κώδικα αναφέρεται στον κώδικα 6S (Vermeote et al. 1997)					

Πίνακας 2.1: Μικροφυσικές ιδιότητες βασικών συνιστωσών αιωρούμενων σωματιδίων που χρησιμοποιούνται σε εφαρμογές τηλεπισκόπησης. Οι τιμές αντιστοιχούν σε σχετική υγρασία 0% εκτός εάν αναφέρεται διαφορετικά. Σε παρένθεση δηλώνεται η αναλογία-Number proportion της συμμετοχής κάθε συνιστώσας σε μοντέλα πολλών τρόπων.

Από το σύνολο των μοντέλων, εκείνα που έχουν προταθεί από τον Παγκόσμιο Οργανισμό Μετεωρολογίας (WCP-55 1983, WCP-112 1986), αναγνωρίζονται ως μοντέλα αναφοράς τόσο στην ανάπτυξη τεχνικών και

αλγορίθμων στον τομέα της τηλεπισκόπησης της ατμόσφαιρας όσο και σε συναφή ερευνητικά πεδία (π.χ. έρευνες σχετικά με το ισοζύγιο ακτινοβολίας) και έχουν αποτελέσει τη βάση για την εισαγωγή νέων (Hess et al. 1998). Στον πίνακα 2.1 παρουσιάζονται συγκεντρωτικά ορισμένα από τα μοντέλα αυτά μαζί με τις αντίστοιχες βιβλιογραφικές πηγές.

Με βάση τις μικροφυσικές ιδιότητες των σωματιδίων (κατανομή μεγέθους και δείκτη διάθλασης) είναι δυνατός ο υπολογισμός των οπτικών ιδιοτήτων τους μέσω της θεωρίας Mie η οποία εφαρμόζεται για σωματίδια με σχήμα ιδανικά σφαιρικό και διάμετρο συγκρίσιμη με το μήκος κύματος της η/μ ακτινοβολίας. Παρά το γεγονός ότι το ζήτημα της μη σφαιρικότητας των σωματιδίων και η επίδρασή της στον υπολογισμό των οπτικών χαρακτηριστικών έχει μελετηθεί αρκετά (Mishchenko et al. 1995, Mishchenko et al. 2003), η θεωρία Mie αποτελεί βασική μεθοδολογική προσέγγιση στον τομέα της τηλεπισκόπησης (Kaufman et al. 1997β, Hess 1998).

Η επιλογή του κατάλληλου μοντέλου κατά την ανάπτυξη μεθόδων ανάκτησης του οπτικού βάθους, εξαρτάται από τις πραγματικές συνθήκες και το περιβάλλον για το οποίο προορίζεται ο αλγόριθμος μέτρησης. Οι αλγόριθμοι που βασίζονται στις παρατηρήσεις από δύο ή περισσότερα κανάλια ενός δέκτη, μειώνουν θεωρητικά τον βαθμό αβεβαιότητας αφού επιλέγουν το 'βέλτιστο' κάθε φορά μοντέλο και παράλληλα επιτρέπουν τον υπολογισμό περισσότερων της μιας παραμέτρων που σχετίζονται με τις οπτικές ιδιότητες των σωματιδίων (Kaufman et al. 1997α,β). Αντίθετα, οι αλγόριθμοι ενός καναλιού υποθέτουν a-priori ένα μοντέλο σωματιδίων το οποίο χρησιμοποιείται ανεξάρτητα από τις συνθήκες παρατήρησης (Tanré et al. 1997).

Ο πρώτος επιχειρησιακός αλγόριθμος ενός καναλιού που αναπτύχθηκε για την μέτρηση του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων επάνω από την επιφάνεια των ωκεανών, σχεδιάστηκε για τις μετρήσεις της λαμπρότητας της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας από το πρώτο κανάλι (0.63μm) του δέκτη AVHRR του δορυφόρου NOAA-11 (1988-1994) (Rao et al. 1989). Στον αλγόριθμο αυτό, η διαδικασία αντιστροφής των μετρούμενων τιμών λαμπρότητας βασιζόταν σε θεωρητικούς υπολογισμούς για ένα σταθερό μοντέλο σφαιρικών σωματιδίων με κατανομή μεγέθους που αντιστοιχούσε σε εκθέτη angstrom περίπου ίσο με 1.5 (μικρού μεγέθους σωματίδια) και με δείκτη διάθλασης $m=1.5-i0.00$. Συγκρίσεις με επίγειες τιμές έδειξαν ότι ο συγκεκριμένος αλγόριθμος υποεκτιμούσε το οπτικό

βάθος κατά 25%-35% (Ignatov et al. 1995). Η διαδικασία επικύρωσης οδήγησε στη διόρθωση του αλγορίθμου μέσω της ταυτόχρονης αναπροσαρμογής των συντελεστών βαθμονόμησης, του δείκτη διάθλασης ($m=1.5-i0.01$) και της τιμής της ανακλαστικότητας.

Τα συμπεράσματα αυτά επιβεβαιώθηκαν εν μέρει και με τη σύγκριση δεδομένων που προέρχονταν από τον δορυφόρο NOAA-14 (Stowe et al. 1997). Πιο συγκεκριμένα, επιβεβαιώθηκε ότι η υιοθετούμενη τιμή ανακλαστικότητας (0.2%) για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR είναι καταλληλότερη για περιοχές με χαμηλή συγκέντρωση χλωροφύλλης όπως το 'ανοιχτό' ωκεάνειο περιβάλλον. Ωστόσο, ως καταλληλότερη επιλογή για τον δείκτη διάθλασης των σωματιδίων για παρατηρήσεις επάνω από την επιφάνεια των ωκεανών σε επιχειρησιακή βάση, υιοθετήθηκε η τιμή $m=1.40-00i$. Το μέσο απόλυτο σφάλμα που εξασφάλισε η προσέγγιση αυτή προσδιορίστηκε ίσο με 0.04 με μέσο σχετικό σφάλμα 10%.

Ο τροποποιημένος αυτός αλγόριθμος αποτέλεσε τη βάση του επιχειρησιακού αλγορίθμου AVHRR δεύτερης γενεάς των δορυφόρων NOAA καθώς και του παρόμοιου δέκτη VIRS (Visible and InfraRed Scanner) που τέθηκε σε τροχιά το 1997 με τον δορυφόρο TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) (Ignatov & Stowe 2000). Αναλυτικές έρευνες ακολούθησαν με αντικείμενο την ανάλυση της ευαισθησίας του αλγορίθμου ως προς την τελική ακρίβεια της μέτρησης του οπτικού βάθους στα τρία πρώτα κανάλια (0.63, 0.81, 1.61 μ m) του δέκτη AVHRR (NOAA -7, -9, -11, and -14) (Ignatov & Stowe 2002α, 2002β) καθώς και του δέκτη AVHRR/3 των δορυφόρων NOAA-KLM (2000-σήμερα) (Ignatov et al. 2004). Σκοπός των ερευνών ήταν να εκτιμηθεί επίσης η ακρίβεια υπολογισμού του εκθέτη angstrom από τα δύο πρώτα κανάλια και να πραγματοποιηθεί αναδρομική επεξεργασία των διαθέσιμων δεδομένων από τους δορυφόρους NOAA-7, -9, -11, και -14 του προγράμματος PATMOS (Pathfinder Atmosphere). Τα συμπεράσματα βασίστηκαν σε εκτενείς θεωρητικές προσομοιώσεις και αριθμητικούς υπολογισμούς που πραγματοποιήθηκαν με τον κώδικα διάδοσης 6S (Vermote et al. 1997). Το πρώτο βασικό συμπέρασμα αφορούσε τις τιμές ανακλαστικότητας της θαλάσσιας επιφάνειας για τα υπό εξέταση κανάλια. Οι τιμές για τα κανάλια 1, 2, 3 του δέκτη καθορίστηκαν σε 0.2%, 0.05%, 0% αντίστοιχα. Ως προς το υιοθετούμενο μοντέλο σωματιδίων, έγινε ποσοτική εκτίμηση της απόκλισης της μετρούμενης τιμής του οπτικού βάθους από τις τιμές που προβλέπονται όταν ο τύπος των σωματιδίων αντιστοιχεί σε καθένα

από συνολικά 6 διαφορετικά μοντέλα σωματιδίων. Τα αποτελέσματα θεωρητικών υπολογισμών έδειξαν ότι το σφάλμα εκτίμησης εξαρτάται από τη γεωμετρία παρατήρησης και ανέρχεται σε -0.04, -0.02 (κανάλια 1, 2 αντίστοιχα) για τιμές οπτικού βάθους 0.15. Η παρατηρηθείσα εξάρτηση του σφάλματος από τη γεωμετρία παρατήρησης δεν κατέστη δυνατό να εξηγηθεί και να ποσοτικοποιηθεί επαρκώς. Παρόμοια συμπεράσματα εξήχθησαν ύστερα από σύγκριση των τιμών οπτικού βάθους από τους δορυφόρους NOAA-11 και -14 με επίγειες μετρήσεις που κάλυπταν χρονική περίοδο 8 ετών (Ignatov & Nalli 2002). Ένα από τα συμπεράσματα της έρευνας ήταν ότι για γωνίες ήλιου μεγαλύτερες από 60 μοίρες το αντίστοιχο μέγιστο σφάλμα για τα κανάλια 1 και 2 ανέρχεται σε -0.2 και -0.1 αντίστοιχα.

Ο αλγόριθμος τρίτης γενεάς που αναπτύχθηκε με βάση τα πιο πάνω αποτελέσματα, εφαρμόστηκε σε δεδομένα του δέκτη MODIS των δορυφόρων TERRA & AQUA (Ignatov et al. 2006). Εκτεταμένη συγκριτική μελέτη με δεδομένα οπτικού βάθους της συλλογής δεδομένων C004 (Collection 4) (Remer et al. 2005) από τους δύο δέκτες, οδήγησε και στην περίπτωση αυτή, στον εντοπισμό διαφορών που εν μέρει συσχετίστηκαν με τη γεωμετρία των παρατηρήσεων και τα υιοθετούμενα μοντέλα σωματιδίων χωρίς όμως να εξαχθούν τελικά συμπεράσματα.

Ο πρώτος αντίστοιχος αλγόριθμος που αναπτύχθηκε για τους γεωστατικούς δορυφόρους της σειράς Meteosat, σχεδιάστηκε για τα δεδομένα του δέκτη MVIRI του δορυφόρου Meteosat-6 (Moulin et al. 1997α, 1997β). Στην έρευνα αυτή μελετήθηκε η καταλληλότητα διαφορετικών μοντέλων σωματιδίων σκόνης εξετάζοντας το ρόλο του δείκτη διάθλασης στην τελική ακρίβεια της μέτρησης. Χρησιμοποιήθηκε κατάλληλος αλγόριθμος σε δορυφορικές εικόνες από την περιοχή του Ατλαντικού και της Μεσογείου για τη μέτρηση του οπτικού βάθους των σωματιδίων σκόνης που προέρχονταν από την έρημο Σαχάρα. Με βάση μια εκτενή διαδικασία συγκρίσεων των μετρήσεων του δέκτη με επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους για διαφορετικές τιμές του δείκτη διάθλασης, επιλέχθηκε η βέλτιστη τιμή $m=1.50-i0.01$. Η κατανομή μεγέθους των σωματιδίων που χρησιμοποιήθηκε περιελάμβανε τρεις διαφορετικούς τρόπους για τα μικρού, μεσαίου και μεγάλου μεγέθους σωματίδια και αντιστοιχούσε στο μοντέλο που εισήγαγε ο Shettle (1984) (Πίνακας 2.1) για τα σωματίδια σκόνης που προέρχονται από τις ερήμους. Το σφάλμα μέτρησης που προσδιορίστηκε από τη διαδικασία επικύρωσης ήταν της τάξης του 30%.

Παρόμοια μεθοδολογία ακολουθήθηκε για την μέτρηση του οπτικού βάθους των σωματιδίων σκόνης που προέρχονται από την έρημο Σαχάρα από εικόνες του πρώτου καναλιού (0.67 μ m) του δέκτη GOES I-M (Geostationary Operational Environmental Satellites IMager) επάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό (Wang et al. 2003). Σημαντική ωστόσο διαφορά υπήρξε ως προς τον τρόπο προσδιορισμού της κατανομής μεγέθους και του δείκτη διάθλασης των σωματιδίων σκόνης. Πιο συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα μεγέθους για τα σωματίδια σκόνης που προέκυψαν από επίγειους αναλυτές καθώς και μετρήσεις απορρόφησης. Ο δείκτης διάθλασης προσδιορίστηκε μέσω της σύγκρισης των μετρήσεων απορρόφησης με θεωρητικούς υπολογισμούς των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων που βασίστηκαν στη θεωρία Mie. Η τιμή του που προέκυψε με τον τρόπο αυτό ήταν ίση με $m=1.53-0.0015i$. Η κατανομή μεγέθους των σωματιδίων που υιοθετήθηκε περιελάμβανε 4 τρόπους με ακτίνες $r_1=0.02\mu\text{m}$, $r_2=0.09\mu\text{m}$, $r_3=0.38\mu\text{m}$, $r_4=1.2\mu\text{m}$ και αντίστοιχα επί τοις εκατό συντελεστές βαρύτητας 69.972%, 28.829%, 1.072%, και 0.127%. Συγκρίσεις των αποτελεσμάτων με στιγμιαίες τιμές οπτικού βάθους από δύο περιοχές έδειξαν ότι γενικά η συσχέτιση ήταν υψηλή (συντελεστές συσχέτισης 0.8 και 0.91) χωρίς όμως να προσδιορισθεί η τιμή της απόλυτης ακρίβειας μέτρησης του οπτικού βάθους.

Το πρόβλημα της μέτρησης του οπτικού βάθους από δεδομένα των γεωστατικών δορυφόρων της σειράς Meteosat επανεξετάστηκε με βάση τα δεδομένα του δέκτη SEVIRI που βρίσκεται εγκατεστημένος στους δορυφόρους MSG (Brindley & Ignatov 2006). Στη συγκεκριμένη έρευνα, εκτιμήθηκε η ακρίβεια για τρεις διαφορετικές ομάδες μοντέλων σωματιδίων. Το πρώτο από αυτά, αντιστοιχούσε στο μοντέλο σωματιδίων του επιχειρησιακού αλγορίθμου AVHRR τρίτης γενεάς που ήδη περιγράφηκε ανωτέρω. Το δεύτερο μοντέλο επιλέχθηκε από τη βάση δεδομένων OPAC (Optical Properties of Aerosols and Clouds) (Hess et al. 1998) και αποτελούσε συνδυασμό τεσσάρων απλών λογαριθμικών-κανονικών κατανομών η τελευταία εκ των οποίων αντιστοιχούσε σε υδατοδιαλυτά σωματίδια. Το τρίτο υπό εξέταση μοντέλο αντιστοιχούσε στο μοντέλο σωματιδίων σκόνης που εισήγαγε ο Shettle (1984). Οι αντίστοιχες τιμές της ανακλαστικότητας που υιοθετήθηκαν κατά τους υπολογισμούς ήταν 0.2% (καν.1), 0.05% (καν. 2) και 0% (καν. 3). Η ακρίβεια του αλγορίθμου ελέγχθηκε με βάση επίγειες μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν κατά τη διάρκεια δύο ημερών όπου τα φαινόμενα μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα ήταν έντονα (μετρηθείσες τιμές οπτικού βάθους

μεγαλύτερες από 1.5 στα 0.67 μm). Οι δύο περιοχές μελέτης βρίσκονταν στον Ατλαντικό ωκεανό (Πράσινο ακρωτήριο, Ντακάρ). Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι γενικά οι μετρήσεις από τον δέκτη SEVIRI υποεκτιμούσαν το οπτικό βάθος με απόκλιση 0.1-0.2. Η ανάλυση του φαινομένου για όλες τις διαθέσιμες παρατηρήσεις καθόλη τη διάρκεια της ημέρας, οδήγησε στην παρατήρηση ότι η τελική ακρίβεια της μέτρησης εξαρτιόταν από το υιοθετούμενο μοντέλο των αιωρούμενων σωματιδίων. Η συγκριτική μελέτη της συμπεριφοράς των συναρτήσεων φάσης των τριών μοντέλων οδήγησε στην παρατήρηση ότι το σφάλμα υπολογισμού συνδέεται με τη γεωμετρία παρατήρησης και επομένως ιδιαίτερα στην περίπτωση των γεωστατικών δορυφόρων MSG οι οποίοι λαμβάνουν εικόνες ανά δεκαπέντε λεπτά, εξαρτάται άμεσα από την ώρα παρατήρησης. Σύμφωνα επίσης με τα τελικά συμπεράσματα της έρευνας, οι μεγάλες αποκλίσεις που παρατηρήθηκαν για το μοντέλο του επιχειρησιακού αλγόριθμου των δορυφόρων NOAA, θέτουν εν αμφιβόλω την καταλληλότητα του μοντέλου αυτού σε περιοχές όπου τα σωματίδια ανθρωπογενούς προέλευσης κυριαρχούν, συμπέρασμα που επιβεβαιώθηκε και από άλλες σχετικές έρευνες (Myhre et al. 2005).

Η Μεσόγειος αποτελεί περιοχή με ιδιαίτερα χαρακτηριστικά ως προς τον τύπο των αιωρούμενων σωματιδίων. Καθώς γειτνιάζει προς τα βόρεια με την ευρωπαϊκή ήπειρο και νότια με τη βόρεια Αφρική, επηρεάζεται από φυσικώς παραγόμενα σωματίδια σκόνης που προέρχονται από την έρημο Σαχάρα αλλά και από υδατοδιαλυτά σωματίδια θειϊκής σύστασης που οφείλονται στις ανθρώπινες δραστηριότητες και προέρχονται από την ευρωπαϊκή ήπειρο (Sciare et al. 2003, Κοζακ et al. 2004). Αναλύσεις επίγειων μετρήσεων οπτικού βάθους από την περιοχή της Κρήτης έχουν δείξει ότι η συνιστώσα των ανθρωπογενώς παραγόμενων σωματιδίων που φτάνουν στην περιοχή από τη Β και ΒΔ Ευρώπη είναι ιδιαίτερα σημαντική κατά τη θερινή περίοδο (Fotiadi et al. 2006).

Λίγες έρευνες έχουν πραγματοποιηθεί για την εκτίμηση της ακρίβειας των αλγορίθμων μέτρησης οπτικού βάθους (συμπεριλαμβανομένων και των πολυκαναλικών αλγορίθμων) βασιζόμενες στον προσεκτικό διαχωρισμό των διαφορετικών τύπων σωματιδίων στην περιοχή της Μεσογείου. Η έρευνα των Moulin et al (1997β), κατέληξε στο συμπέρασμα ότι για την περίπτωση της Μεσογείου η συνιστώσα των υδατοδιαλυτών σωματιδίων είναι απαραίτητο να

ληφθεί υπόψη κατά την ανάπτυξη αλγορίθμων μέτρησης του οπτικού βάθους των αιρούμενων σωματιδίων σκόνης από τη Σαχάρα.

Οι Thelieux et al. (2005) ανέπτυξαν αλγόριθμο για τη μέτρηση του οπτικού βάθους και του εκθέτη angstrom επάνω από τη Μεσόγειο, από δύο κανάλια του δέκτη SEVIRI των γεωστατικών δορυφόρων Meteosat δεύτερης γενεάς. Η σύγκριση με επίγειες μετρήσεις από ηλιακά φωτόμετρα έδειξε ότι γενικά υπάρχει καλή συσχέτιση των τιμών του οπτικού βάθους με το 85% των τιμών να παρουσιάζουν σφάλμα μικρότερο του 30% αλλά οι αποκλίσεις είναι γενικά μεγαλύτερες για την περίπτωση σωματιδίων σκόνης που προέρχονται από τη Σαχάρα γεγονός που αποδίδεται στην απουσία κατάλληλου μοντέλου από το σύνολο των μοντέλων σωματιδίων του αλγορίθμου.

Η μοναδική αντίστοιχη έρευνα που περιλάμβανε την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου και πραγματοποιήθηκε με βάση τις μετρήσεις από τον δέκτη AVHRR κατέληξε στο συμπέρασμα ότι για την περιοχή αυτή, τα αποτελέσματα αποκλίνουν κατά πολύ από τις μετρήσεις οπτικού βάθους (Myhre et al. 2005).

Συμπεράσματα

Από την ανασκόπηση της βιβλιογραφίας προκύπτει ότι αν και οι μέθοδοι μέτρησης του οπτικού βάθους ενός καναλιού από δεδομένα των δορυφόρων NOAA και Meteosat έχουν αποτελέσει αντικείμενο πολλών ερευνών έως σήμερα, η καταλληλότητά τους για το σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου δεν έχει επαρκώς διερευνηθεί.

Οι στόχοι της παρούσας διατριβής είναι:

1. Να εκτιμηθεί η σχέση μεταξύ του σφάλματος μέτρησης και των οπτικών ιδιοτήτων των αιρούμενων σωματιδίων που απαντώνται στην περιοχή της Μεσογείου.
2. Να προσδιορισθεί η ακρίβεια των αλγορίθμων μέσω μιας αναλυτικής διαδικασίας επικύρωσης με επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους.

3. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

3.1. Εισαγωγή

Η υλοποίηση των στόχων της έρευνας περιελάμβανε τα εξής μεθοδολογικά στάδια:

1. Την πραγματοποίηση επίγειων μετρήσεων οπτικού βάθους με ηλιακό φωτόμετρο ταυτόχρονα με τη λήψη δορυφορικών εικόνων από την περιοχή της Φινοκαλιάς (Κρήτη).
2. Την ταυτοποίηση των διαφορετικών τύπων σωματιδίων που επικρατούσαν στην περιοχή με σκοπό την επιλογή αντιπροσωπευτικών μοντέλων αιωρούμενων σωματιδίων.
3. Την θεωρητική προσομοίωση του προβλήματος για τον προσδιορισμό του σφάλματος μέτρησης σε συνάρτηση με τα οπτικά χαρακτηριστικά των υπό εξέταση μοντέλων.
4. Τον σχεδιασμό και την υλοποίηση κατάλληλου αλγορίθμου για τον δέκτη AVHRR.
5. Τη δημιουργία ενός αξιόπιστου και αντιπροσωπευτικού συνόλου επίγειων και δορυφορικών δεδομένων επικύρωσης.

3.2. Επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους

Η διαδικασία των μετρήσεων σχεδιάστηκε λαμβάνοντας υπόψη, ότι το τελικό δείγμα θα πρέπει να περιλαμβάνει δεδομένα αντιπροσωπευτικά για όλους τους τύπους σωματιδίων που επικρατούν στην περιοχή. Η εξασφάλιση της συνθήκης αυτής είναι σημαντική προϋπόθεση για την επιτυχή επιλογή αντιπροσωπευτικών μοντέλων σωματιδίων και τη διαδικασία επικύρωσης των αποτελεσμάτων (Myhre et al. 2005). Η αναγκαιότητα αυτή γίνεται ακόμη επιτακτικότερη στο σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου όπου η επίδραση από την έρημο Σαχάρα και τα αστικά κέντρα της Β. Ευρώπης είναι ισχυρή. Με δεδομένο ότι τα φαινόμενα μεταφοράς σκόνης στην περιοχή είναι εντονότερα κατά τους θερινούς μήνες (Fotiadi et al. 2006), η διενέργεια μετρήσεων σχεδιάστηκε έτσι ώστε να

συμπεριλαμβάνει τη συγκεκριμένη περίοδο. Επιπλέον, η επιλογή αυτή κρίθηκε απαραίτητη με το σκεπτικό ότι η μικρή νεφοκάλυψη θα εξασφάλιζε μεγαλύτερο αριθμό εικόνων κατάλληλων για την υλοποίηση της έρευνας.

Η διαδικασία σύγκρισης των επίγειων μετρήσεων οπτικού βάθους με τις αντίστοιχες τιμές από τους δορυφορικούς δέκτες, περιελάμβανε τον προσεκτικό διαχωρισμό των δεδομένων σε δύο ομάδες με κριτήριο την μέση ημερήσια μετρούμενη τιμή του εκθέτη angstrom.

Οι τιμές του εκθέτη angstrom (για τον ορισμό της παραμέτρου βλ. ενότητα 3.2.3 και εξισ. 4.11) είναι ενδεικτικές του μεγέθους των σωματιδίων και μπορεί να χρησιμοποιηθούν για την ταυτοποίηση δύο κυρίων τύπων σωματιδίων, των σωματιδίων σκόνης και των μικρότερου μεγέθους υδατοδιαλυτών σωματιδίων που συναντώνται στο θαλάσσιο περιβάλλον. Μετρήσεις έχουν δείξει ότι για την περιοχή της Μεσογείου οι τιμές του εκθέτη angstrom κυμαίνονται από 0.2-0.8 (Holben et al 1991, Moulin et al 1997β) για τα σωματίδια σκόνης, και μεταξύ 1.2-1.5 (Lauleinen et al. 1978, Moulin et al. 1997β) για τα μικρότερου μεγέθους σωματίδια.

3.2.1. Περιοχή διεξαγωγής των μετρήσεων

Για την πραγματοποίηση των επίγειων μετρήσεων του οπτικού βάθους επιλέχθηκε η θέση Φινοκαλιά (35.2°N, 25.4°E) στις βόρειες ακτές της Κρήτης, σε απόσταση 50 περίπου χιλιομέτρων από την πόλη του Ηρακλείου. Η επιλεγθείσα περιοχή όπως έχουν δείξει σχετικές έρευνες προσεγγίζει σε πολλές περιπτώσεις τις συνθήκες υποβάθρου ενώ παράλληλα δέχεται υδατοδιαλυτά σωματίδια μικρού μεγέθους που προέρχονται από μεταφορά αερίων μαζών από ρυπασμένες περιοχές της Β Και ΒΔ Ευρώπης και το θαλάσσιο περιβάλλον, καθώς και σωματίδια σκόνης από τη Σαχάρα (Fotiadi et al. 2006).

3.2.2. Όργανα μέτρησης και περίοδος των μετρήσεων

Οι επίγειες μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με ηλιακό φωτόμετρο στα πλαίσια του ερευνητικού προγράμματος MEDUSE (MEDiterranean DUSt Experiment) κατά την περίοδο Μάιος – Αύγουστος 1997. Το φωτόμετρο των

μετρήσεων ήταν τύπου CIMEL (κατασκευάστρια εταιρεία CIMEL Electronique, Paris).

3.2.3.Επεξεργασία πρωτογενών δεδομένων φωτόμετρου

Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν με συχνότητα ενός λεπτού της ώρας. Τα πρωτογενή δεδομένα των μετρήσεων περιελάμβαναν τιμές της έντασης της απευθείας ηλιακής ακτινοβολίας για τα μήκη κύματος 440nm, 670nm, 870nm και 1020nm.

Από τις διαθέσιμες μετρήσεις της εξασθένησης της απευθείας ηλιακής ακτινοβολίας, υπολογίστηκε το οπτικό βάθος των αιωρούμενων σωματιδίων για τα μήκη κύματος 440nm, 670nm, 870nm. Αρχικά, υπολογίστηκε το ολικό οπτικό βάθος της ατμόσφαιρας με τη βοήθεια της εξίσωσης Beer-Bouguer-Lambert, $E=E_0 \exp(-\tau/\mu_s)$ (βλ. ενότητα 4.8). Στην εξίσωση αυτή, E και E_0 είναι αντίστοιχα η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος και στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας, τ το ολικό οπτικό βάθος και μ_s το συνημίτονο της ζενιθείας γωνίας του ήλιου. Το ολικό οπτικό βάθος προκύπτει ως άθροισμα τριών συνιστωσών που αντιστοιχούν στα αιωρούμενα σωματίδια (τ_a), τα μόρια της ατμόσφαιρας ($\tau_{\text{μορίων}}$) και το ατμοσφαιρικό όζον ($\tau_{\text{όζοντος}}$) ($\tau=\tau_a+\tau_{\text{μορίων}}+\tau_{\text{όζοντος}}$). Η σταθερά E_0 προσδιορίστηκε από τα δεδομένα μέσω διαγραμμάτων Langley (για σχετικό ορισμό βλ. Blumthaler et al. 2004) τα οποία δημιουργήθηκαν για επιλεγμένες ημέρες που αντιστοιχούσαν σε υψηλές τιμές ορατότητας. Το μοριακό οπτικό βάθος θεωρήθηκε σταθερό και ίσο με 0.24 στα 440nm όπως προβλέπεται για τα μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Η επίδραση του φαινομένου της απορρόφησης από το ατμοσφαιρικό όζον στα 670nm διορθώθηκε θεωρώντας μέση τιμή οπτικού βάθους για το όζον ίση με 0.015 (Mc Clatchey et al. 1971).

Μετά τον υπολογισμό του οπτικού βάθους της αεροσωματιδιακής ύλης για τα μήκη κύματος 440nm, 670nm, και 870nm, προσδιορίστηκε ο εκθέτης angstrom (α) μέσω της εξίσωσης $\tau_1/\tau_2 = (\lambda_1/\lambda_2)^{-\alpha}$ (εξίσωση Angstrom) από τις τιμές του οπτικού βάθους στα 440nm και 670nm. Με βάση την τιμή του εκθέτη για κάθε μέτρηση, έγινε αναγωγή του οπτικού βάθους στο μήκος κύματος αναφοράς των 550nm μέσω της ίδιας εξίσωσης.

3.3. Σχεδιασμός και υλοποίηση αλγορίθμων

Η προσομοίωση του φυσικού συστήματος επιφάνεια της θάλασσας-ατμόσφαιρα-δορυφορικός δέκτης μέσω της θεωρίας διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, αποτελεί όπως ήδη αναφέρθηκε βασικό μεθοδολογικό εργαλείο.

Για την ανάλυση ευαισθησίας των αλγορίθμων, έγινε στο πρώτο στάδιο της σχεδίασης η επιλογή των κατάλληλων τιμών για τις συνιστώσες του φυσικού συστήματος ήτοι: α) επιλογή των καναλιών β) επιλογή των τιμών ανακλαστικότητας της θαλάσσιας επιφάνειας γ) επιλογή πρότυπης ατμόσφαιρας δ) επιλογή των μοντέλων σωματιδίων και ε) επιλογή κώδικα για την διενέργεια των αναλυτικών υπολογισμών που σχετίζονται με την εξίσωση διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας.

3.3.1.Επιλογή καναλιών

Δέκτης AVHRR

Το κανάλι που επιλέχθηκε για την παρούσα έρευνα ήταν το κανάλι 1 (0.63 μ m) (NOAA-14) του δέκτη προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η αβεβαιότητα που υπεισέρχεται εξαιτίας του φαινομένου της απορρόφησης κυρίως από τους υδρατμούς της ατμόσφαιρας. Το κανάλι 1 επηρεάζεται από την απορρόφηση από το οξυγόνο, το όζον και ελάχιστα από τους υδρατμούς σε αντίθεση με το κανάλι 2 (0.81 μ m) η χρήση του οποίου αυξάνει το βαθμό αβεβαιότητας (Ignatov et al. 2004). Αν και το κανάλι 3 (1.62 μ m) του δέκτη AVHRR/3 είναι κατάλληλο για την ανάπτυξη σχετικών αλγορίθμων, είναι διαθέσιμο μόνο στους δορυφόρους της σειράς KLM.

Δέκτης MVIRI

Ο δέκτης MVIRI (Meteosat Visible and InfraRed Imager) των γεωστατικών δορυφόρων Meteosat πρώτης γενεάς (Meteosat-1 – Meteosat-7) είναι ένα ραδιόμετρο με τρεις φασματικές ζώνες (0.45-1.0 μ m, 5, 7-7.1 μ m, 10.5-12.5 μ m).

Ο πρώτος δορυφόρος της σειράς τέθηκε σε τροχιά το 1977 και ο τελευταίος το 1997. Ο δορυφόρος Meteosat-7 βρίσκεται ακόμη σε λειτουργία παρέχοντας δεδομένα από τον Ινδικό ωκεανό.

Ο δέκτης MVIRI παρέιχε δεδομένα ακτινοβολίας από τον πλήρη γήινο δίσκο με συχνότητα 30 λεπτά της ώρας με χωρική ανάλυση 2.5χλμ. για ναδίο παρατήρηση (EUMETSAT 2000). Όπως αναφέρθηκε και στην ανασκόπηση της βιβλιογραφίας τα δεδομένα του πρώτου καναλιού που καλύπτουν χρονική περίοδο πλέον των 20 ετών, έχουν χρησιμοποιηθεί για την ανάπτυξη αλγορίθμων επάνω από τη Μεσόγειο και τον Ατλαντικό ωκεανό.

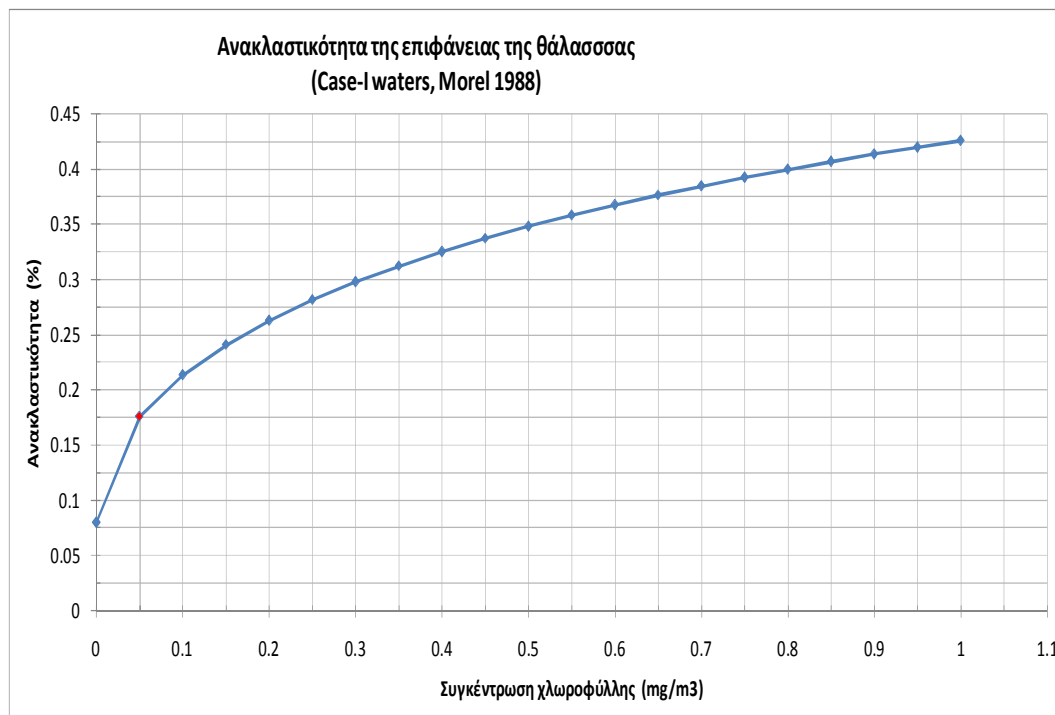
3.3.2.Επιλογή τιμών ανακλαστικότητας

Συνήθως, σε προβλήματα τηλεπισκόπησης, η ανακλαστικότητα της επιφάνειας της θάλασσας προσεγγίζεται ως άθροισμα τριών διαφορετικών συνιστωσών:

1) Ισοτροπική ανακλαστικότητα: Σχετίζεται με την ακτινοβολία που εξέρχεται από τη θαλάσσια επιφάνεια και εξαρτάται από τη συγκέντρωση των χλωροφυλλών. Η συνιστώσα αυτή γενικά περιγράφεται με ικανοποιητική ακρίβεια μέσω του μοντέλου εξερχόμενης ακτινοβολίας για την περίπτωση υδάτινων μαζών με σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις χλωροφυλλών (Case I waters) (Morel 1988). Τα αποτελέσματα των υπολογισμών που προέκυψαν με βάση το συγκεκριμένο μοντέλο για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR δίνονται στο Σχήμα 3.1

2) Συνιστώσα κατοπτρικής ανάκλασης: Η συνιστώσα αυτή προσεγγίζεται μέσω του ισοτροπικού μοντέλου (Cox and Munk 1954) που λαμβάνει υπόψη την ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας από την επίπεδη επιφάνεια της θάλασσας (Fresnel reflection) καθώς και τις μεταβολές στην ανακλαστικότητα εξαιτίας της επίδρασης του ανέμου στην επιφάνεια της θάλασσας (surface-roughening). Η συνιστώσα αυτή έχει μικρή συνεισφορά στους υπολογισμούς αφού η περιοχή κατοπτρικής ανάκλασης εξαιρείται από τις εικόνες κατά τη φάση της επεξεργασίας (βλ. ενότητα 3.4.1).

3) Συνιστώσα που οφείλεται στην ανάκλαση από τον αφρό (whitecaps) στην επιφάνεια της θάλασσας: Η συνιστώσα αυτή που είναι ανεξάρτητη από το μήκος κύματος είναι σημαντική για μεγάλες ταχύτητες ανέμου (Koeperke 1984).



Σχήμα 3.1: Ανακλαστικότητα ως συνάρτηση της συγκέντρωσης χλωροφύλλης για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR (Μοντέλο Morel (1988), Case-I Waters).

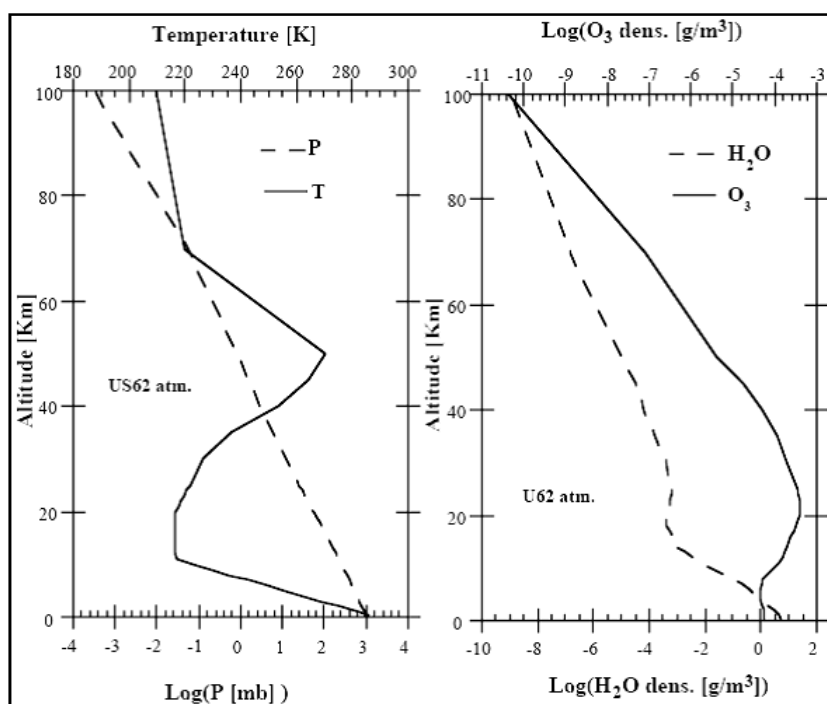
Η τιμή για τη συγκέντρωση χλωροφυλλών που υιοθετήθηκε κατά την ανάπτυξη του μοντέλου ήταν ίση με 0.05mg/m^3 η οποία θεωρείται τυπική τιμή για περιοχές με σχετικά χαμηλές συγκεντρώσεις χλωροφυλλών. Η τιμή ανακλαστικότητας που προσδιορίστηκε με βάση τα αποτελέσματα του σχήματος 3.1 για το κανάλι 1 του δέκτη, ήταν ίση με 0.17%. Αντίστοιχα, η τιμή της τρίτης συνιστώσας υπολογίστηκε σε 0.02% για μια μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου ίση με 5m/s. Η συνολική τιμή της ανακλαστικότητας προσεγγίζει την τιμή (0.2%) που έχει υιοθετηθεί σε αντίστοιχες έρευνες που δόθηκαν στην ανασκόπηση της βιβλιογραφίας (Ignatov et al. 2002α, 2004).

Για τον δέκτη MVIRI (Meteosat-6), η αντίστοιχη τιμή που υιοθετήθηκε από τους Moulin et al. (1996) ήταν ίση με 1.5%. Η τιμή αυτή προσδιορίστηκε από την ανάλυση χρονοσειρών εικόνων Meteosat για την περιοχή της Μεσογείου.

3.3.3.Επιλογή πρότυπης ατμόσφαιρας

Ως πρότυπη ατμόσφαιρα επιλέχθηκε η ατμόσφαιρα “US ’62” τα χαρακτηριστικά της οποίας είναι ενσωματωμένα στον κώδικα 6S. Στη βιβλιογραφία αναφέρεται η χρήση και άλλων πρότυπων ατμοσφαιρών για την περιοχή της

Μεσογείου (π.χ. ‘Midlatitude Summer’) (Thieuleux et al. 2005). Η συγκεκριμένη επιλογή κρίθηκε προτιμητέα ώστε να υπάρχει πλήρης αντιστοιχία με τον αλγόριθμο του δέκτη MVIRI. Η συνεισφορά στο τελικό σφάλμα από την επιλογή της ατμόσφαιρας όπως προσδιορίζεται από σχετικές έρευνες αναμένεται να είναι μικρή (Ignatov et al 2002). Η κατακόρυφη δομή της συγκεκριμένης πρότυπης ατμόσφαιρας όπως προσδιορίζεται από τους Mc Clatchey et al. (1971) δίνεται στο Σχήμα 3.2.



Σχήμα 3.2: Κατακόρυφη δομή της πρότυπης ατμόσφαιρας (Πίεση, Θερμοκρασία, O_2 , H_2O) “US ‘62” που χρησιμοποιήθηκε κατά τους υπολογισμούς (Πηγή: Vermote et al. 1997).

3.3.4.Επιλογή μοντέλων σωματιδίων

Η τελική επιλογή των προς εξέταση μοντέλων σωματιδίων έγινε συνδυάζοντας την υπάρχουσα γνώση όπως προέκυψε από την ανασκόπηση της βιβλιογραφίας και τα αποτελέσματα των μετρήσεων οπτικού βάθους από το ηλιακό φωτόμετρο. Η διαδικασία επιλογής παρουσιάζεται στην ενότητα 6.2.

3.3.5.Επιλογή 'Radiative Transfer' κώδικα – Ο κώδικας 6S

Για την πραγματοποίηση των απαραίτητων αναλυτικών υπολογισμών των τιμών της λαμπρότητας χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας 6S (έκδοση 0). Ο συγκεκριμένος κώδικας έχει χρησιμοποιηθεί για την ανάπτυξη παρόμοιων αλγορίθμων από δορυφορικούς δέκτες και αξιολογείται ως κατάλληλος για παρόμοιες εφαρμογές (Ignatov & Stowe 2002). Ο κώδικας επιτρέπει την προσομοίωση των δορυφορικών παρατηρήσεων συνυπολογίζοντας την επίδραση της θαλάσσιας επιφάνειας (μέσω ισοτροπικών και μη ισοτροπικών μοντέλων ανακλαστικότητας), τη σκέδαση και την απορρόφηση από τα αέρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας. Δίνει επίσης τη δυνατότητα καθορισμού των μικροφυσικών ιδιοτήτων των διαφόρων σωματιδίων. Ο κώδικας επιλύει τη βασική εξίσωση διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας βασιζόμενος στην προσέγγιση της διαδοχικής σκέδασης σε παράλληλα διαστρωματωμένη ατμόσφαιρα (Vermote et al. 1997).

3.4. Χρονοσειρές εικόνων

Για την υλοποίηση της έρευνας έγινε λήψη δορυφορικών εικόνων AVHRR ονομαστικής ανάλυσης 1.1×1.1 χλμ. από τον δορυφόρο NOAA-14 για την περιοχή της Μεσογείου για τη χρονική περίοδο Μάιος – Αύγουστος. Παράλληλα αναζητήθηκαν στο αρχείο του σταθμού λήψης του πανεπιστημίου Αιγαίου, εικόνες για την περίοδο Ιανουάριος – Απρίλιος 1997 προκειμένου να εξασφαλιστεί όσο το δυνατόν μεγαλύτερη χρονική επικάλυψη με αντίστοιχες εικόνες από τον δέκτη MVIRI.

Οι εικόνες του δέκτη MVIRI προέρχονταν από το δορυφόρο Meteosat-6 και παραχωρήθηκαν από το αρχείο εικόνων του εργαστηρίου LSCE. Οι διαθέσιμες εικόνες για την περιοχή της Μεσογείου ονομαστικής ανάλυσης 2.5×2.5 χλμ. αντιστοιχούσαν στη χρονοθυρίδα 48 (12:00 UT) και ήταν τύπου 'A' διαστάσεων 2500×2500 εικονοστοιχείων και κάλυπταν χρονικά την περίοδο Ιανουάριος – Αύγουστος 1997.

3.4.1. Προεπεξεργασία δορυφορικών εικόνων

Η διαδικασία προ-επεξεργασίας των εικόνων αναφέρεται στις εικόνες του δέκτη AVHRR και περιελάμβανε τα εξής στάδια:

- Υπολογισμός της γεωμετρίας παρατήρησης για κάθε εικονοστοιχείο και γεωαναφορά των εικόνων.
- Βαθμονόμηση καναλιών: Μετατροπή των ραδιομετρικών τιμών της εικόνας σε τιμές φαινόμενης ανακλαστικότητας για τα κανάλια 1,2 και σε τιμές θερμοκρασίας λαμπρότητας για τα κανάλια 3,4,5.
- Ανίχνευση νεφών, διαχωρισμός της θάλασσας από την ξηρά και δημιουργία κατάλληλης μάσκας για κάθε περίπτωση.
- Προσδιορισμός των ορίων περιοχών όπου παρατηρείται κατοπτρική ανάκλαση.

Υπολογισμός της γεωμετρίας παρατήρησης και γεωαναφορά

Η γεωαναφορά των εικόνων συνίσταται στον υπολογισμό της ζενιθείας γωνίας του ήλιου, της γωνίας λήψης του δορυφόρου, του σχετικού αζιμούθιου ήλιου-δορυφόρου, της αντίστοιχης γωνίας σκέδασης καθώς και των γεωγραφικών συντεταγμένων για κάθε εικονοστοιχείο. Για το σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκε ο προσεγγιστικός αλγόριθμος που περιγράφεται από τον Planet (1988). Ο συγκεκριμένος αλγόριθμος δέχεται ως δεδομένα εισόδου τα εξής: ώρα λήψης της εικόνας, ώρα κατά την οποία ο δορυφόρος περνά από τον ισημερινό της Γης καθώς και το αντίστοιχο γεωγραφικό μήκος στον ισημερινό, ονομαστικές τιμές για την κλίση της τροχιάς του δορυφόρου και την ταχύτητα του.

Η ώρα λήψης προσδιορίζεται με μεγάλη ακρίβεια από το σύστημα GPS του σταθμού λήψης και δίνεται στο δυαδικό αρχείο κάθε εικόνας. Η ώρα διέλευσης από τον ισημερινό και το αντίστοιχο γεωγραφικό μήκος δίνονται για κάθε εικόνα ξεχωριστά από αρχεία δεδομένων της NOAA (<http://www.osdps.noaa.gov/PSB/PPP/NAVIGATION/wklyarcj.html>) που διατίθενται για όλους τους δορυφόρους σε καθημερινή βάση.

Η γωνία σκέδασης υπολογίστηκε με βάση την εξίσωση $\cos\Theta = \cos\theta \cos\theta' + \sin\theta \sin\theta' \cos(\Delta\varphi)$ (Liou 1980) όπου θ , θ' , $\Delta\varphi$ είναι αντίστοιχα οι γωνίες ήλιου, παρατήρησης και το σχετικό αζιμούθιο ήλιου-δορυφόρου.

Βαθμονόμηση των καναλιών του δέκτη AVHRR

Η διαδικασία βαθμονόμησης των καναλιών των εικόνων έγινε σύμφωνα με διαδικασία που περιγράφεται στην ενότητα 7.1 του εγχειριδίου χρήσης του δέκτη (<http://www2.ncdc.noaa.gov/docs/klm/html/c7/sec7-1.htm>). Ειδικότερα, όσον αφορά τα δύο πρώτα κανάλια, για τη μετατροπή των ραδιομετρικών τιμών σε τιμές φαινόμενης ανακλαστικότητας, χρησιμοποιήθηκαν εξισώσεις βαθμονόμησης με μεταβλητούς συντελεστές (Rao & Chen 1996) λαμβάνοντας υπόψη το φαινόμενο της υποβάθμισης της απόκρισης του δέκτη με την πάροδο του χρόνου.

Ανίχνευση νεφών και ξηράς

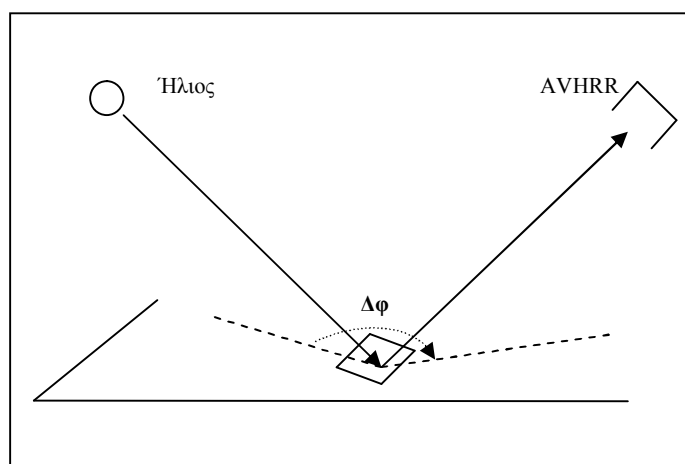
Η ανίχνευση των νεφών βασίστηκε στον προσεκτικό καθορισμό κριτηρίων και τιμών κατωφλίου μέσω δοκιμών για τις εξής παραμέτρους: α) Τη θερμοκρασία λαμπρότητας για το κανάλι 4 β) Τη διαφορά θερμοκρασιών μεταξύ των καναλιών 4 και 5 ($T_4 - T_5$) γ) Την τυπική απόκλιση ανακλαστικότητας στο κανάλι 2 (TA_2) για παράθυρο με διαστάσεις 3×3 εικονοστοιχεία. Ο διαχωρισμός ξηράς-επιφάνεια θάλασσας βασίστηκε στον καθορισμό αντίστοιχων τιμών για το πηλίκιο τιμών ανακλαστικότητας στο κανάλι 2 προς την αντίστοιχη τιμή στο κανάλι 1 (A_2 / A_1). Στον πίνακα 3.1 δίνονται συνοπτικά τα κριτήρια και οι αντίστοιχες τιμές κατωφλίου που υιοθετήθηκαν για το συγκεκριμένο στάδιο προ-επεξεργασίας.

Παράμετρος	Κριτήριο	Χαρακτηρισμός Εικονοστοιχείου
T_4 (°K)	<273.0	Νέφος
$T_4 - T_5$ (°K)	>2.5	Νέφος
TA_2	>0.5%	Νέφος
A_2 / A_1	>0.6	Ξηρά

Πίνακας 3.1: Κριτήρια και τιμές κατωφλίου που χρησιμοποιήθηκαν για την ανίχνευση των νεφών και της ξηράς στις εικόνες του δέκτη AVHRR.

Ανίχνευση περιοχών κατοπτρικής ανάκλασης

Στον προτεινόμενο αλγόριθμο εξαιρούνται από την επεξεργασία όλα τα εικονοστοιχεία για τα οποία η σχετική γωνία αζιμούθιου δέκτη-ήλιου είναι μεταξύ 160 και 200 μοιρών προκειμένου να αποφευχθεί το φαινόμενο της κατοπτρικής ανάκλασης (sun-glint) (Cox and Munk 1954, Cracknell 1993).



Σχήμα 3.3: Γεωμετρία κατοπτρικής ανάκλασης για τον δέκτη AVHRR. Όταν η σχετική γωνία αζιμούθιου $\Delta\phi$ είναι 160° - 200° , το εικονοστοιχείο εξαιρείται από τους υπολογισμούς.

3.5. Δημιουργία του τελικού συνόλου δεδομένων επικύρωσης

Για τον έλεγχο της ακρίβειας των αποτελεσμάτων δημιουργήθηκαν για κάθε δέκτη, ζεύγη σύγκρισης τιμών οπτικού βάθους φωτόμετρου-δορυφορικού δέκτη που συνέπιπταν χρονικά με την ώρα λήψης των εικόνων. Από τις επίγειες μετρήσεις οπτικού βάθους, υπολογίστηκαν μέσες τιμές για χρονική περίοδο ± 15 λεπτά από την ώρα λήψης.

Από τα τελικά αρχεία που προέκυψαν από την επεξεργασία των εικόνων, εξήχθησαν περιοχές μεγέθους 5×5 (AVHRR) και 2×10 (MVIRI) εικονοστοιχείων σε απόσταση τουλάχιστον δύο εικονοστοιχείων από τη Φινοκαλιά και στη συνέχεια υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες μέσες τιμές και οι τυπικές αποκλίσεις για το σύνολο των σημείων. Επιπλέον κριτήρια χρησιμοποιήθηκαν για την απόρριψη μέσων τιμών

που παρουσίαζαν μεγάλη διασπορά (τυπική απόκλιση μεγαλύτερη από 80% της μέσης τιμής) ή/και είχαν υπολογιστεί από μικρό αριθμό εικονοστοιχείων (μικρότερο από 6 για την περίπτωση του MVIRI). Το τελευταίο κριτήριο υιοθετήθηκε ώστε να αποφευχθεί τυχόν παραμένον θόρυβος εξαιτίας της παρουσίας νεφών. Για τον δέκτη MVIRI ορίστηκε επίσης ως κατώτατη τιμή οπτικού βάθους η τιμή 0.1 αφού ο δέκτης για μικρότερες τιμές παρουσιάζει ισχυρό θόρυβο (Moulin et al 1997α, β).

Από τη διαδικασία αυτή προέκυψαν 9 ζεύγη τιμών για τον δέκτη AVHRR και 19 ζεύγη για τον δέκτη MVIRI. Τα δεδομένα κάθε δέκτη κατηγοριοποιήθηκαν σε δύο υποομάδες που αντιστοιχούσαν σε ημέρες με παρουσία σωματιδίων σκόνης και ημέρες κατά τις οποίες επικρατούσαν σωματίδια μικρότερου μεγέθους. Για τον δέκτη MVIRI σχηματίστηκαν με τον τρόπο αυτό 6 και 13 σημεία ελέγχου αντίστοιχα ενώ για τον δέκτη AVHRR οι αντίστοιχοι αριθμοί ημερών ήταν 1 και 8.

Η ύπαρξη ενός μόνο ζεύγους τιμών που αντιστοιχούσε σε σωματίδια σκόνης, όσον αφορά το δέκτη AVHRR, περιόρισε τον έλεγχο της ακρίβειας των αποτελεσμάτων μόνο για την περίπτωση των μικρότερου μεγέθους σωματιδίων. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων με αντίστοιχα αποτελέσματα από τις εικόνες MVIRI αποτέλεσε συμπληρωματικό στάδιο ελέγχου της ακρίβειας των μετρήσεων του δέκτη AVHRR.

Για την υλοποίηση της χωρικής σύγκρισης των τιμών του οπτικού βάθους από τους δύο δέκτες, έγινε αναγωγή της γεωμετρίας των εικόνων NOAA σε αυτήν των εικόνων Meteosat. Επιλέχθηκαν περιοχές ελέγχου στις εικόνες μεγέθους 5×5 εικονοστοιχείων και υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές του οπτικού βάθους και για τις δύο ομάδες εικόνων. Η αναγωγή υλοποιήθηκε με βάση την πληροφορία για το γεωγραφικό μήκος και πλάτος κάθε εικονοστοιχείου των εικόνων που προέκυψε από το στάδιο της γεωαναφοράς.

3.6. Λογισμικό

Το λογισμικό που αναπτύχθηκε περιελάμβανε το βασικό λογισμικό υλοποίησης των αλγορίθμων ανάκτησης του οπτικού βάθους, καθώς και βοηθητικό λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε στην ανάλυση των αποτελεσμάτων.

3.6.1.Λογισμικό υλοποίησης των αλγορίθμων

Για την ανάκτηση των τιμών οπτικού βάθους από τις εικόνες AVHRR αναπτύχθηκε κατάλληλο λογισμικό σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran-90. Το λογισμικό εκτελεί μέσω κατάλληλων υπορουτίνων επεξεργασίας, όλα τα στάδια της προ-επεξεργασίας των εικόνων με αυτοματοποιημένο τρόπο.

Για τη μείωση του απαιτούμενου χρόνου επεξεργασίας των εικόνων, η αντιστροφή των τιμών λαμπρότητας βασίστηκε στην τεχνική της χρήσης των πινάκων γρήγορης προσπέλασης (Look-Up-Tables,) στους οποίους αποθηκεύτηκαν οι τιμές λαμπρότητας ως συνάρτηση της γεωμετρίας παρατήρησης και των τιμών οπτικού βάθους.

Δομή των πινάκων γρήγορης προσπέλασης

Οι τιμές λαμπρότητας για καθέναν από τους υπό εξέταση τύπους αιωρούμενων σωματιδίων αποθηκεύτηκαν στους πίνακες γρήγορης προσπέλασης ως συνάρτηση της ζενιθείας γωνίας του ήλιου, της γωνίας παρατήρησης, της σχετικής αζιμούθιας γωνίας ήλιου-δορυφόρου και του οπτικού βάθους των αιρούμενων σωματιδίων στα 550nm για διαφορετικούς συνδυασμούς προεπιλεγμένων τιμών όπως δίνονται ακολούθως:

- Γωνία ήλιου (sun-zenith angle): 0-50 μοίρες με βήμα 10 μοίρες.
- Γωνία παρατήρησης (view-zenith angle): 0-50 μοίρες με βήμα 10 μοίρες.
- Σχετική γωνία αζιμούθιου: 0-180 μοίρες με βήμα 10 μοίρες.
- Οπτικό βάθος: 0.0-1.5, 11 συνολικά τιμές.

Ο υπολογισμός της τιμής του οπτικού βάθους για γεωμετρίες που δεν υπάρχουν στους πίνακες γρήγορης προσπέλασης υλοποιείται μέσω γραμμικής παρεμβολής.

Το αντίστοιχο λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για τον δέκτη MVIRI, παραχωρήθηκαν από το εργαστήριο LSCE. Αναλυτική περιγραφή δίνεται στις αναφορές Moulin et al. 1997α και Moulin 1997γ. Για τις ανάγκες της έρευνας έγιναν κατάλληλες προσαρμογές ώστε να υπάρχει η δυνατότητα επεξεργασίας των εικόνων για τα μοντέλα σωματιδίων που εξετάστηκαν στη παρούσα διατριβή.

3.6.2.Βοηθητικό λογισμικό

Το βοηθητικό λογισμικό που αναπτύχθηκε περιελάμβανε υπορουτίνες στατιστικής επεξεργασίας των μετρήσεων του οπτικού βάθους από το ηλιακό φωτόμετρο και των αποτελεσμάτων από τους δορυφορικούς δέκτες, υποπρογράμματα γραμμικής παλινδρόμησης, αριθμητικής ολοκλήρωσης (που χρησιμοποιήθηκαν στις προσομοιώσεις των αποκρίσεων των καναλιών), υπορουτίνες εκτύπωσης των αποτελεσμάτων καθώς και υλοποιήσεις των μοντέλων ανακλαστικότητας και των εξισώσεων Mie. Η ανάπτυξη του βοηθητικού λογισμικού βασίστηκε ως επί το πλείστον στο λογισμικό Matlab.

4. ΑΙΩΡΟΥΜΕΝΑ ΣΩΜΑΤΙΔΙΑ ΚΑΙ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται η βασική θεωρία που σχετίζεται με τα αιωρούμενα σωματίδια και τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Πιο συγκεκριμένα αναφέρονται οι πηγές και οι διεργασίες δημιουργίας των βασικών τύπων αιωρούμενων σωματιδίων με έμφαση στις μικροφυσικές ιδιότητες (κατανομή μεγέθους, δείκτης διάθλασης). Στη συνέχεια δίνονται οι ορισμοί βασικών οπτικών μεγεθών (ενεργός διατομή σκέδασης, συνάρτηση φάσης, λευκαύγεια απλής σκέδασης) όπως προκύπτουν από τη θεωρία Mie.

Στο τελευταίο μέρος του κεφαλαίου που εστιάζεται στην παρουσίαση της βασικής θεωρίας διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, δίνονται βασικά μεγέθη και αναλυτικές εξισώσεις.

4.1. Τα αιωρούμενα σωματίδια και ο ρόλος τους

Ο όρος αιωρούμενα σωματίδια¹ περιγράφει το σύνολο των σωματιδίων – με εξαίρεση τους κρυστάλλους πάγου και τα σταγονίδια των νεφών – που αιωρούνται σε υγρή ή στερεά φάση στην τροπόσφαιρα, τη στρατόσφαιρα και σε μεγαλύτερα ύψη της ατμόσφαιρας (Iqbal 1983).

Τα αιωρούμενα σωματίδια προέρχονται από πολλές πηγές και σχηματίζονται μέσω ποικίλων διεργασιών σχηματισμού. Η πηγή προέλευσης καθορίζει τη χημική τους σύσταση ενώ η διεργασία σχηματισμού το αρχικό μέγεθος και το σχήμα. Τα τρία αυτά χαρακτηριστικά, χημική σύσταση, μέγεθος και σχήμα καθορίζουν την ικανότητα των σωματιδίων να αλληλεπιδρούν με την η/μ ακτινοβολία, τα στερεά υλικά και τους υδρατμούς.

Η κατηγοριοποίηση των διαφόρων τύπων αιωρούμενων σωματιδίων μπορεί να γίνει με βάση το διαχωρισμό των πηγών εκπομπής και των αντίστοιχων διεργασιών σχηματισμού, σε πρωτογενείς και δευτερογενείς. Οι πρωτογενείς πηγές αιωρούμενων σωματιδίων είναι κυρίως φυσικής προέλευσης και περιλαμβάνουν τους ωκεανούς (μεγάλα σωματίδια αλάτων και σωματίδια θειϊκής σύστασης), τις άνυδρες περιοχές του πλανήτη (σωματίδια σκόνης μεταλλικής σύστασης από το

¹ Στη διεθνή βιβλιογραφία χρησιμοποιείται ο όρος aerosol.

έδαφος και τις ερήμους), τα ηφαίστεια (ηφαιστειακή σκόνη) και τις βιολογικές πηγές (βιολογικό υλικό). Οι πρωτογενείς πηγές παρέχουν σωματίδια μεγάλων διαστάσεων με ακτίνα μεγαλύτερη από 1μm και χημική σύσταση που εξαρτάται από την πηγή προέλευσης. Δευτερογενείς πηγές σχηματισμού αποτελούν τα ατμοσφαιρικά στρώματα στα οποία λαμβάνουν χώρα χημικές διεργασίες που μετασχηματίζουν τόσο τα φυσικώς παραγόμενα αέρια όσο και τα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες εκπεμπόμενα (πρόδρομα) αέρια, σε σωματίδια στερεάς και υγρής φάσης. Η διεργασία αυτή κατά την οποία τα πρόδρομα αέρια μετατρέπονται σε υγρά ή στερεά σωματίδια οδηγεί στη δημιουργία μικρών σωματιδίων θειϊκής ή νιτρικής σύστασης με ακτίνα γενικά μικρότερη από 0.1 μm.

Τα περισσότερα είδη φυσικώς παραγόμενων σωματιδίων είναι ισχυροί σκεδαστές και αυξάνουν για το λόγο αυτό την πλανητική λευκαύγεια κατά την άμεση αλληλεπίδρασή τους με την ηλιακή ακτινοβολία και κατά συνέπεια οδηγούν σε έλλειμμα ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης. Η παρουσία σωματιδίων που απορροφούν μερικώς την ηλιακή ακτινοβολία (π.χ. σωματίδια καπνού από καύση βιομάζας ή ανθρωπογενείς δραστηριότητες, σωματίδια σκόνης από τις ερήμους), μπορεί να οδηγήσει σε αύξηση ή μείωση του ισοζυγίου ακτινοβολίας ανάλογα με την ανακλαστικότητα της επιφάνειας.

Σε περιοχές με αυξημένη ρύπανση, η παρουσία μεγάλης συγκέντρωσης σωματιδίων θειϊκής σύστασης προκαλεί τη μείωση του μεγέθους των νεφροσταγονιδίων κατά 20%-30% προκαλώντας έτσι την αύξηση της ανακλαστικότητας των νεφών έως και 30% (Kaufman & Fraser 1997, Nakajima et al. 2001, Penner et al. 2004). Το φαινόμενο αυτό γνωστό και ως 'φαινόμενο Twomey' υπολογίζεται ότι συνεισφέρει στη μέση μείωση του ισοζυγίου ακτινοβολίας σε παγκόσμια κλίμακα από 0 έως -2 Wm⁻² (Houghton 2001). Παράλληλα, τα μικρότερου μεγέθους νεφροσταγονίδια εξαιτίας του ότι είναι λιγότερο αποτελεσματικά στη διαδικασία δημιουργίας βροχόπτωσης, οδηγούν στην αύξηση του χρόνου ζωής των νεφών (Albrecht 1989, Ghan et al. 2001) και ίσως τελικά επηρεάζουν τη συχνότητα βροχόπτωσης στις εν λόγω περιοχές (Rosenfeld 1999, Rosenfeld 2000). Η παρουσία σωματιδίων καπνού που απορροφούν ισχυρά την ηλιακή ακτινοβολία μπορεί επίσης να επηρεάσει τις ιδιότητες των νεφών. Οι υπολογισμοί από μοντέλα έχουν δείξει ότι η θέρμανση των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας εξαιτίας του φαινομένου αυτού οδηγεί σε μείωση της ικανότητας σχηματισμού νεφών (Hansen et al. 1997, Ackerman et al. 2000). Αναλύσεις

δορυφορικών δεδομένων έχουν δείξει στην περίπτωση ύπαρξης πυρκαγιών, ότι η αύξηση του οπτικού βάθους του καπνού από 0.2 σε 3 οδηγεί σε αύξηση της θερμοκρασίας της κορυφής των νεφών κατά 4 °C και σε μείωση της ανακλαστικότητάς τους κατά 0.13 (Kaufman & Nakajima 1993).

Η συνολική επίδραση όλων των τύπων σωματιδίων στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έχει αρνητικό πρόσημο. Σύμφωνα με την έκθεση της Διακυβερνητικής Συνδιάσκεψης για το Κλίμα, η ολική κατακράτηση ακτινοβολίας (Radiative Forcing, RF) που οφείλεται στην άμεση επίδραση των αιωρούμενων σωματιδίων κυμαίνεται μεταξύ -0.5 έως -2.5 Wm⁻² ενώ η αντίστοιχη τιμή για την έμμεση επίδραση κυμαίνεται από -2 έως 0 Wm⁻² (Houghton 2001).

4.2. Τύποι αιωρούμενων σωματιδίων

Αιωρούμενα σωματίδια από το στερεό φλοιό της Γης και τις ερήμους

Τα σωματίδια που προέρχονται από το στερεό φλοιό της Γης περιλαμβάνουν σωματίδια σκόνης από τις ερήμους ή τα άνυδρα εδάφη του πλανήτη και είναι μεταλλικής κυρίως σύστασης. Εξαιτίας του γεγονότος ότι οι έρημοι καταλαμβάνουν μεγάλες εκτάσεις, η συνεισφορά των περιοχών αυτών σε αιωρούμενα σωματίδια είναι σημαντική. Τα σωματίδια σκόνης μεταφέρονται από τις ερήμους σε πολύ μεγάλες αποστάσεις στην ατμόσφαιρα, ως αποτέλεσμα των ισχυρών ανέμων και των ανοδικών ρευμάτων μεταφοράς ακολουθώντας τα πρότυπα της γενικής κυκλοφορίας.

Σωματίδια σκόνης μεταλλικής σύστασης μπορεί να προέλθουν επίσης ως αποτέλεσμα της ανθρώπινης δραστηριότητας κυρίως από τις αγροτικές δραστηριότητες, τις αλλαγές στην κατάσταση των επιφανειακών υδάτων και τις βιομηχανικές πρακτικές (Prospero et al. 2002). Η εκτίμηση της συνεισφοράς της συνιστώσας αυτής σε παγκόσμια κλίμακα είναι δύσκολη καθώς οι σχετικές έρευνες έχουν καταλήξει σε αντιφατικά αποτελέσματα μέχρι σήμερα. Οι Tegen και Fung (1995) για παράδειγμα, εκτίμησαν ότι η ανθρωπογενής συνιστώσα ανέρχεται σε ποσοστό 30%-50% της συνολικού φορτίου σκόνης. Αποτελέσματα μεταγενέστερης έρευνας (Tegen et al. 2004) η οποία βασίστηκε σε διαφορετική μέθοδο, έδειξαν ότι

μόνο το 5%-7% του συνολικού φορτίου σκόνης μπορεί να αποδοθεί στις αγροτικές δραστηριότητες.

Αναλύσεις διαφορετικών τύπων εδαφών από την έρημο Σαχάρα, έχουν αναδείξει την παρουσία σωματιδίων μεγάλων διαστάσεων αλλά και μικρότερων με ακτίνα της τάξης ενός εκατοστού του μικρομέτρου (μm) (d' Almeida & Schutz 1983). Το μέγεθος των σωματιδίων αυτών κυμαίνεται από περίπου 0.02 μm έως 100 μm ανάλογα με τις επικρατούσες καιρικές συνθήκες και το χρόνο παραμονής στην ατμόσφαιρα. Κατά τη διάρκεια μιας μεγάλης αμμοθύελλας, τα σωματίδια με ακτίνα μεγαλύτερη από 100 μm παραμένουν για πολύ μικρό χρόνο στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα σε μεγάλες αποστάσεις να ανιχνεύονται σωματίδια μικρών διαστάσεων μεταξύ 0.1 μm και 5 μm περίπου. Αντίθετα, κοντά στις πηγές δημιουργίας συναντάται όλο το εύρος μεγεθών. Η κατανομή μεγέθους των σωματιδίων αυτού του τύπου προσεγγίζεται συνηθέστερα, μέσω λογαριθμικής-κανονικής κατανομής τριών τρόπων (μικρά, μεσαία και γιγάντια σωματίδια).

Αιωρούμενα σωματίδια θειϊκής σύστασης

Τα θειϊκά σωματίδια παράγονται από φυσικές πηγές καθώς και από πηγές που οφείλονται στην ανθρώπινη δραστηριότητα. Τα σωματίδια αυτού του τύπου σχηματίζονται κατά τη μετατροπή των πρόδρομων θειούχων αερίων σε υγρά ή στερεά σωματίδια διαστάσεων μικρότερων του 1 μm . Η φυσική παραγωγή των πρόδρομων θειούχων αερίων λαμβάνει χώρα στο θαλάσσιο έμβιο περιβάλλον, τα χερσαία οικοσυστήματα και τα ηφαίστεια. Σύμφωνα με τους Haywood & Boucher (2000), τα ηφαίστεια και οι ηφαιστειακές εκρήξεις, η μοναδική μη βιολογικής προέλευσης φυσική πηγή, συνεισφέρουν περίπου το 7% της συνολικής παραγωγής αερίων θείου στην ατμόσφαιρα ενώ οι ωκεανοί αντίστοιχα συνεισφέρουν σε ποσοστό 19%. Τέλος, ένα μικρό ποσοστό (2%) προέρχεται από την καύση της βιομάζας. Κύρια μη φυσική πηγή των θειικών σωματιδίων αποτελούν οι διεργασίες καύσης ορυκτών, πετρελαίου, βενζίνης και άλλων καυσίμων που χρησιμοποιούνται στις βιομηχανικές δραστηριότητες και την κίνηση των οχημάτων και οι οποίες είναι υπεύθυνες για την εκπομπή αερίου SO_2 .

Τα κυριότερα πρόδρομα αέρια που οδηγούν στην παραγωγή θειϊκών σωματιδίων είναι τα εξής:

α) Διοξείδιο του θείου (SO₂): Παράγεται από τις καύσεις και τις ηφαιστειακές εκρήξεις. Αποτελεί το 95% των ανθρωπογενώς παραγόμενων θειικών σωματιδίων.

β) Υδρόθειο (H₂S): Παράγεται από βιολογικές πηγές και τις ηφαιστειακές εκρήξεις.

γ) Διμεθυλοσουλφίδιο (CH₃SCH₃) ή DMS: Παράγεται από τα βακτηρίδια, τα πράσινα φύκη και το φυτοπλαγκτόν των ωκεανών. Οι μεγαλύτεροι ρυθμοί παραγωγής σημειώνονται στις θερμότερες, μεγάλης αλατότητας και περισσότερο φωτιζόμενες περιοχές των ωκεανών όπου η οξείδωση του DMS οδηγεί στη δημιουργία θειικών σωματιδίων. Η πηγή αυτή θεωρείται σημαντική για τους εξής λόγους: α) Το θαλάσσιο περιβάλλον αντιπροσωπεύει μεγάλο μέρος της επιφάνειας της Γης και β) Τα θειικά σωματίδια ανήκουν στην κατηγορία των υδατοδιαλυτών ουσιών και για το λόγο αυτό διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη διαδικασία σχηματισμού νεφών στο θαλάσσιο περιβάλλον.

Αιωρούμενα σωματίδια νιτρικής σύστασης

Τα σωματίδια νιτρικής σύστασης είναι το τελικό προϊόν μιας σειράς χημικών αντιδράσεων στην ατμόσφαιρα που περιλαμβάνουν τον μετασχηματισμό των αερίων που περιέχουν άζωτο όπως τα οξείδια του αζώτου (NO_x, N₂O₃, N₂O₅) και η αμμωνία (NH₃). Τα σωματίδια που παράγονται με τον τρόπο αυτό έχουν μικρές διαστάσεις (μικρότερες του 1μm). Εξαιτίας των υψηλών συγκεντρώσεων σε οξείδια του αζώτου στο αστικό περιβάλλον, σημαντικότερη πηγή αυτού του τύπου σωματιδίων είναι οι ανθρώπινες δραστηριότητες.

Αιωρούμενα σωματίδια αλάτων από το θαλάσσιο περιβάλλον

Τα σωματίδια αλάτων παράγονται στο θαλάσσιο περιβάλλον με άμεσο και έμμεσο τρόπο (Blanchard & Woodcock 1980). Όταν η ταχύτητα του ανέμου είναι μεγαλύτερη από 4 m/s, οι κυματισμοί δημιουργούν σταγονίδια θαλασσιών αλάτων με ακτίνες μεγαλύτερες από 10 μm. Κατά τη διάρκεια αυτής της διαδικασίας επίσης, φυσαλίδες αέρα εισέρχονται στο νερό και στην συνέχεια αναδύονται σχηματίζοντας μικροσταγονίδια με ακτίνες της τάξης του 1μm. Ως αποτέλεσμα των δύο μηχανισμών δημιουργίας, η κατανομή μεγέθους των

σωματιδίων παρουσιάζει δύο τρόπους που αντιστοιχούν σε μεσαία και πολύ μεγάλου μεγέθους σωματίδια.

4.3. Μικροφυσικές ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων

Οι ιδιότητες των αιωρούμενων σωματιδίων μεταβάλλονται τόσο χωρικά όσο και χρονικά. Αυτό ισχύει για τον αριθμό σωματιδίων στη μονάδα του όγκου (number density), την καθ' ύψος κατανομή και τις μικροφυσικές ιδιότητες όπως η κατανομή μεγέθους, ο δείκτης διάθλασης και το σχήμα. Ως αποτέλεσμα, στις περισσότερες των περιπτώσεων, οι πραγματικές ιδιότητες δεν είναι γνωστές και για το λόγο αυτό δεν είναι δυνατή η λεπτομερής προσομοίωση των χαρακτηριστικών των αιωρούμενων σωματιδίων. Για τους λόγους αυτούς είναι αναγκαία η κατηγοριοποίηση σε διακριτούς τύπους σωματιδίων με δεδομένες μικροφυσικές ιδιότητες και οπτικά χαρακτηριστικά. Στην προσέγγιση αυτή κάθε αντιπροσωπευτικός τύπος περιγράφεται από δύο βασικές παραμέτρους: την κατανομή μεγέθους και τον δείκτη διάθλασης.

Η λογαριθμική-κανονική (log-normal) κατανομή έχει αποδειχθεί ότι περιγράφει ακριβέστερα την κατανομή μεγέθους σωματιδίων που προέρχονται είτε από μία πηγή σωματιδίων και παράγονται μέσω ενός μοναδικού μηχανισμού, είτε για σωματίδια που προέρχονται από πολλές ανεξάρτητες πηγές (Whitby 1978, WCP 1983). Η κατανομή αυτή έχει τη μορφή:

$$\frac{dN_i(r)}{dr} = \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \cdot r \cdot \log \sigma_i} \cdot \exp\left[\frac{\log r - \log r_{N_i}}{2 \cdot (\log \sigma_i)^2}\right] \quad 4.1$$

Όπου: r_{N_i} είναι η διάμεση τιμή της ακτίνας για ένα σύνολο σωματιδίων που προέρχεται από την πηγή i , $\log r_{N_i}$ και $\log \sigma_i$ η μέση τιμή και η τυπική απόκλιση του λογάριθμου $\log r$, και N_i ο αριθμός των σωματιδίων στη μονάδα του όγκου.

Πολλές φορές χρησιμοποιείται η αντίστοιχη κατανομή μεγέθους κατ' όγκο (volume distribution) που προκύπτει με βάση τον όγκο των σωματιδίων σε εύρος ακτίνας dr :

$$\frac{dV_i(r)}{dr} = \frac{V_i}{\sqrt{2\pi} \cdot r \cdot \log \sigma_i} \cdot \exp\left[\frac{\log r - \log r_{V_i}}{2 \cdot (\log \sigma_i)^2}\right] \quad 4.2$$

Στην περίπτωση αυτή η διάμεση τιμή της ακτίνας r_{V_i} υπολογίζεται από την αντίστοιχη τιμή r_{N_i} μέσω της σχέσης (Hess et al. 1998):

$$r_{V_i} = r_{N_i} 10^{(3 \cdot \log^2(\sigma_i) \cdot \ln 10)} \quad 4.3$$

Σε πολλές εφαρμογές τηλεπισκόπησης, γίνεται επίσης, χρήση του όρου ενεργή ακτίνα (effective radius, r_{eff}) (Kaufman et al. 1997, Levy et al. 2007) η οποία ορίζεται ως η μέση ακτίνα διαιρεμένη με $\pi^2 N(r)$:

$$r_{eff} = \frac{\int_0^{\infty} r^3 \frac{dN(r)}{dr} d \log r}{\int_0^{\infty} r^2 \frac{dN(r)}{dr} d \log r} \quad 4.4$$

Για μίγμα σωματιδίων που προέρχονται από πολλές ανεξάρτητες πηγές η αντίστοιχη κατανομή μεγέθους αποτελεί συνδυασμό όλων των επιμέρους κατανομών μεγέθους:

$$\frac{dN(r)}{dr} = \sum_i \frac{dN_i(r)}{dr} \quad 4.5$$

Ο μιγαδικός δείκτης διάθλασης m ($m=m_r-im_i$), περιγράφει την ικανότητα σκέδασης και απορρόφησης των σωματιδίων. Το φανταστικό του μέρος ειδικότερα προσδιορίζει το πόσο ισχυρά απορροφούν την η/μ ακτινοβολία σε διαφορετικά μήκη κύματος.

4.4. Σχετική υγρασία και μικροφυσικές ιδιότητες

Η παρουσία υδρατμών στην ατμόσφαιρα οδηγεί στην αύξηση του μεγέθους των υδρόφιλων σωματιδίων. Ο ρυθμός αύξησης εξαρτάται τόσο από την ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα όσο και από τη δομή και τη χημική σύσταση των σωματιδίων. Επίσης, κατά την αλληλεπίδραση των σωματιδίων με τους υδρατμούς, σημειώνεται μεταβολή στο σχήμα και τη χημική τους σύσταση.

Οι συνιστώσες των αιωρούμενων σωματιδίων που συναντώνται στο θαλάσσιο περιβάλλον (θαλάσσια άλατα, σωματίδια θειϊκής και νιτρικής σύστασης) ανήκουν στην κατηγορία των υδρόφιλων σωματιδίων και κατά συνέπεια το μέγεθος

τους αυξάνεται με την αύξηση της σχετικής υγρασίας. Τα σωματίδια αιθάλης παρουσιάζουν ηπιότερη μεταβολή ως προς τις διακυμάνσεις της σχετικής υγρασίας ενώ για τα σωματίδια μεταλλικής σύστασης (σκόνη από το έδαφος και τις ερήμους) η αντίστοιχη μεταβολή είναι ελάχιστη.

4.5. Οπτικές ιδιότητες αιωρούμενων σωματιδίων

Με βάση τις μικροφυσικές ιδιότητες των σωματιδίων μπορεί να γίνει ο υπολογισμός των οπτικών τους ιδιοτήτων μέσω της θεωρίας Mie η οποία εφαρμόζεται για σωματίδια με σχήμα ιδανικά σφαιρικό και διάμετρο συγκρίσιμη με το μήκος κύματος της η/μ ακτινοβολίας. Παρά το γεγονός ότι το ζήτημα της μη σφαιρικότητας των σωματιδίων και η επίδρασή της στον υπολογισμό των οπτικών χαρακτηριστικών έχει μελετηθεί αρκετά, η θεωρία Mie αποτελεί βασική μεθοδολογική προσέγγιση στον τομέα της τηλεπισκόπησης (Kaufman et al. 1997β, Hess 1998).

Η θεωρία Mie παρέχει αναλυτικές εκφράσεις για τον υπολογισμό των εξής οπτικών παραμέτρων απαραίτητων στην ανάπτυξη τεχνικών τηλεπισκόπησης (d'Almeida et al. 1991):

1. Συντελεστές εξασθένισης, σκέδασης και απορρόφησης (Extinction, scattering, absorption coefficients)

$$\beta_{e,s,a}(\lambda) = \int_{r_1}^{r_2} Q_{e,s,a}(m, \lambda, r) \pi r^2 \frac{dN(r)}{r \ln 10 d(\log r)} dr \quad 4.6$$

2. Γωνιακή κατανομή της συνάρτησης σκέδασης (Phase function)

$$P(\lambda, \theta) = \int_{r_1}^{r_2} F(m, \lambda, r, \theta) \pi r^2 \frac{dN(r)}{r \ln 10 d(\log r)} dr \quad 4.7$$

3. Λευκαύγεια απλής σκέδασης (Single scattering albedo)

$$\Omega(\lambda) = \frac{\beta_s(\lambda)}{\beta_e(\lambda)} = 1 - \frac{\beta_a(\lambda)}{\beta_e(\lambda)} \quad 4.8$$

4. Παράγοντας ασυμμετρίας (Assymetry factor)

$$g(\lambda) = \frac{\int \cos \theta \cdot P(\lambda, \theta) \cdot d(\cos \theta)}{\int P(\lambda, \theta) \cdot d(\cos \theta)} \quad 4.9$$

5. Οπτικό βάθος

$$\tau(\lambda) = \int_{z_1}^{z_2} \sigma_e(\lambda, z) \cdot dz \quad 4.10$$

6. Εκθέτης Angstrom

$$\alpha = - \frac{\ln(\tau(\lambda_1) / \tau(\lambda_2))}{\ln(\lambda_1 / \lambda_2)} \quad 4.11$$

Οι ποσότητες $Q_{e,s,a}(\lambda, r, m)$ εκφράζουν αντίστοιχα τους αδιάστατους παράγοντες αποδοτικότητας (efficiency factors) για την εξασθένηση, τη σκέδαση και την απορρόφηση. Η παράμετρος (Θ) είναι η γωνία σκέδασης, dN/dr είναι ο αριθμός των σωματιδίων για μοναδιαίο όγκο αέρα και z ύψος από την επιφάνεια του εδάφους.

Ο συντελεστής εξασθένησης β_e (σε μονάδες $[\text{μήκος}]^{-1}$) εκφράζει το ποσοστό της ενέργειας που απορροφάται και σκεδάζεται κατά τη διάδοση της η/μ ακτινοβολίας. Το ποσοστό της σκεδαζόμενης ενέργειας εκφράζεται από τον συντελεστή σκέδασης β_s και το αντίστοιχο ποσοστό της απορροφούμενης ενέργειας από τον συντελεστή απορρόφησης β_a . Το άθροισμα των συντελεστών β_s και β_a αντιστοιχεί στον συντελεστή εξασθένησης β_e .

Η λευκαύγεια απλής σκέδασης (ω) αντιστοιχεί στο κλάσμα της προσπίπτουσας ενέργειας που σκεδάζεται από τα σωματίδια στην περίπτωση της απλής σκέδασης. Η τιμή της είναι ίση με 0 για σωματίδια που απορροφούν πλήρως την προσπίπτουσα ενέργεια και ίση με 1 για τέλειους σκεδαστές.

Η συνάρτηση φάσης $P(\Theta)$ περιγράφει τη γωνιακή κατανομή της σκεδαζόμενης ενέργειας. Ο παράγοντας ασυμμετρίας (g) είναι η μέση τιμή του συνημίτονου των γωνιών προς τις οποίες σημειώνεται η σκέδαση της ακτινοβολίας. Θεωρητικά μεταβάλλεται μεταξύ των τιμών -1 (οπισθοσκέδαση) και 1 (εμπροσθοσκέδαση). Όσο περισσότερο τα σωματίδια σκεδάζουν προς της εμπρόσθια κατεύθυνση τόσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του. Σωματίδια που σκεδάζουν ισότροπα στο χώρο έχουν παράγοντα ασυμμετρίας ίσο με 0.

Το οπτικό βάθος (αδιάστατο μέγεθος) ορίζεται ως το ολοκλήρωμα του συντελεστή εξασθένησης β_e μεταξύ των υψομέτρων z_1 , z_2 και αποτελεί μέτρο της εξασθένησης της η/μ ακτινοβολίας καθώς διέρχεται από ένα στρώμα της ατμόσφαιρας πάχους $\Delta z = z_2 - z_1$. Όπως φανερώνει η σχέση ορισμού του, ο απευθείας

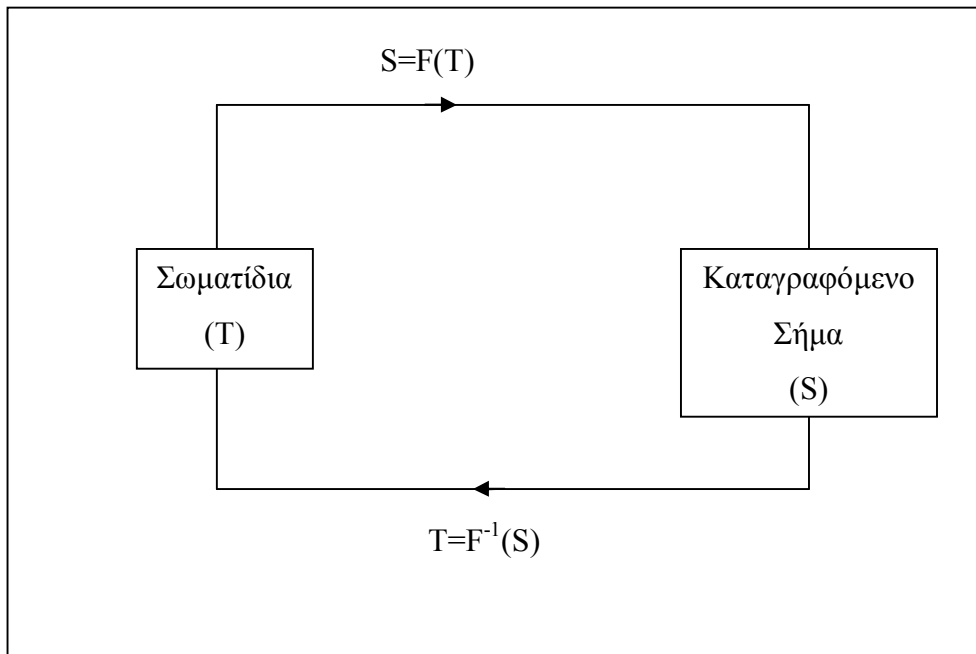
υπολογισμός του απαιτεί την γνώση του συντελεστή εξασθένησης και κατά συνέπεια της κατανομής μεγέθους και του δείκτη διάθλασης καθ' ύψος.

Ο εκθέτης angstrom (α) ορίζεται από τις τιμές του οπτικού βάθους σε δύο διαφορετικά μήκη κύματος λ_1 , λ_2 και αποτελεί μέτρο της εξάρτησης του οπτικού βάθους από το μήκος κύματος. Λαμβάνει τιμές μικρότερες από τη μονάδα για την περίπτωση μεγάλων σωματιδίων (όπως τα σωματίδια σκόνης που προέρχονται από τις ερήμους) (Holben et al. 1991, Moulin et al. 1997β) ενώ αντίθετα για τα μικρότερα σωματίδια οι αντίστοιχες τιμές είναι μεγαλύτερες από 1 (Lauleinen et al. 1978, Moulin et al. 1997β).

4.6. Αρχές της δορυφορικής τηλεπισκόπησης

Η μέτρηση των οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων από παρατηρήσεις παθητικών δεκτών στο ορατό μέρος του η/μ φάσματος βασίζεται στο γεγονός ότι τα αιωρούμενα σωματίδια αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία μέσω των μηχανισμών της απορρόφησης και σκέδασης. Η μελέτη της συνάρτησης μεταβολής του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου που καταγράφεται από τον δέκτη ως προς τα οπτικά χαρακτηριστικά των σωματιδίων, αποτελεί την βασική αρχή των μεθόδων δορυφορικής τηλεπισκόπησης. Η βασική αρχή μπορεί να περιγραφεί με το απλό διάγραμμα που παρουσιάζεται στο Σχήμα 4.1.

Εάν T το σύνολο των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων και S η καταγραφόμενη η/μ ακτινοβολία, τότε η σχέση $S=F(T)$ (όπου F γενικά μια μη γραμμική συνάρτηση) περιγράφει της σχέση μεταξύ του καταγραφόμενου σήματος και των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων. Η αντίστροφη σχέση της μορφής $T=F^{-1}(S)$ οδηγεί στον προσδιορισμό των ζητούμενων μεγεθών από τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στον δορυφορικό δέκτη.

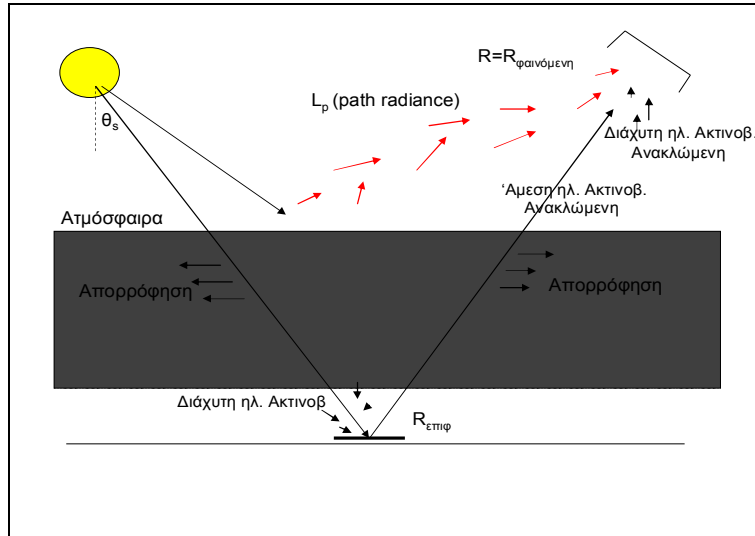


Σχήμα 4.1: Βασική αρχή των μεθόδων μέτρησης των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων από παθητικούς δορυφορικούς δέκτες.

Παρόμοια, το πρόβλημα μέτρησης του οπτικού βάθους της αεροσωματιδιακής ύλης ανάγεται τελικά στον προσδιορισμό της αντίστροφης συνάρτησης F^{-1} από τις μετρήσεις της η/μ ακτινοβολίας. Ο βασικός περιορισμός σε τέτοιου είδους προβλήματα αντίστροφης είναι η μη μοναδικότητα της λύσης. Ο περιορισμός αυτός σχετίζεται με το ότι το υπό εξέταση μέσο, στη συγκεκριμένη περίπτωση τα αιωρούμενα σωματίδια, χαρακτηρίζεται από πολλές άγνωστες παραμέτρους ο φυσικός συνδυασμός των οποίων είναι δυνατόν να οδηγεί στην ίδια ‘υπογραφή’ στο καταγραφόμενο σήμα. Επιπλέον του φυσικού προβλήματος, υπάρχουν προβλήματα μαθηματικής φύσης που σχετίζονται με την ύπαρξη και τη σταθερότητα της λύσης. Η επίλυση τέτοιου είδους προβλημάτων βασίζεται στην λεπτομερή μελέτη του φυσικού συστήματος με στόχο τη μείωση της αβεβαιότητας ως προς τα μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς.

4.6.1. Το φυσικό πρόβλημα

Οι παθητικοί δέκτες που έχουν σχεδιασθεί για την παρατήρηση της επιφάνειας της Γης καταγράφουν την συνιστώσα της ηλιακής ακτινοβολίας στο ορατό και το υπέρυθρο που σκεδάζεται από την ατμόσφαιρα και την επιφάνεια.



Σχήμα 4.2: Το φυσικό σύστημα παρατήρησης ήλιος-επιφάνεια της Γης-παθητικός δορυφορικός δέκτης.

Στο απλουστευμένο φυσικό μοντέλο που δίνεται στο Σχήμα 4.2, πηγή της η/μ ακτινοβολίας είναι ο ήλιος. Το στρώμα της ατμόσφαιρας παρεμβάλλεται μεταξύ του δέκτη και της επιφάνειας της Γης. Μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας (L_p) σκεδάζεται προς το δέκτη από τα μόρια και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας χωρίς να υπάρξει προηγουμένως αλληλεπίδραση με την επιφάνεια.

Η προσπίπτουσα στην επιφάνεια της Γης ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να διακριθεί σε δύο συνιστώσες, την απευθείας και τη διάχυτη. Η δεύτερη οφείλεται στη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα σωματίδια και τα αέρια της ατμόσφαιρας. Η επιφάνεια της Γης ανακλά προς τον δέκτη ποσοστό από τις δύο συνιστώσες ανάλογα με την τιμή της ανακλαστικότητας της. Οι δύο ανακλώμενες συνιστώσες, στην πορεία τους προς το δέκτη, αλληλεπιδρούν εκ νέου με την ατμόσφαιρα μέσω των μηχανισμών της απορρόφησης και σκέδασης. Για το λόγο αυτό περιέχουν πληροφορία τόσο για τα οπτικά χαρακτηριστικά των μορίων και των σωματιδίων της ατμόσφαιρας όσο και για την επιφάνεια της Γης. Η τρίτη συνιστώσα (L_p) περιέχει πληροφορία μόνο για τα οπτικά χαρακτηριστικά των μορίων και σωματιδίων της ατμόσφαιρας.

Η περιγραφή και ο αναλυτικός υπολογισμός όλων των συνιστωσών που υπεισέρχονται στο φυσικό πρόβλημα γίνεται μέσω της θεωρίας διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα. Στην ενότητα 4.7 παρουσιάζονται οι βασικές αρχές καθώς και αναλυτικές εξισώσεις που χρησιμοποιούνται στην τηλεπισκόπηση και τις τεχνικές μέτρησης των οπτικών χαρακτηριστικών των

σωματιδίων όπως προκύπτουν από τις θεμελιώδεις εργασίες που αναπτύχθηκαν από τους Chandrasekhar (1960) και Liou (1980).

4.7. Η θεωρία διάδοσης της ηλιακής ακτινοβολίας

Η δέσμη της ακτινοβολίας που διασχίζει ένα μέσο εξασθενεί κατά την αλληλεπίδρασή της με την ύλη. Εάν η ένταση της ακτινοβολίας I_λ μεταβληθεί κατά dI_λ κατά τη διάδοσή του σε ένα μέσο πάχους ds στη διεύθυνση της διάδοσης, τότε:

$$dI_\lambda = -\beta_{\lambda,e} \cdot I_\lambda \cdot ds = -\sigma_\lambda \cdot \rho \cdot I_\lambda \cdot ds \quad 4.12$$

όπου ρ η πυκνότητα του υλικού, $\beta_{\lambda,e}$ ο συντελεστής εξασθένησης και σ_λ η ενεργός διατομή απορρόφησης (σε μονάδες επιφάνειας ανά μονάδα μάζας) σε μήκος κύματος λ . Η ενεργός διατομή εξασθένησης αποτελεί το άθροισμα των επιμέρους ενεργών διατομών απορρόφησης και σκέδασης. Η δέσμη της ακτινοβολίας κατά τη διέλευσή της από το μέσο μπορεί επίσης να ενισχυθεί μέσω της εκπομπής ακτινοβολίας από το υλικό και από φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης κατά το οποίο μέρος της ακτινοβολίας από άλλες διευθύνσεις εκτός δέσμης, σκεδάζεται πολλαπλά προς την κατεύθυνση της δέσμης. Εάν παρόμοια με την ενεργό διατομή σκέδασης, οριστεί ο συντελεστής j_λ (σε μονάδες επιφάνειας ανά μονάδα μάζας) που εκφράζει την αύξηση της έντασης της ακτινοβολίας, η ενίσχυση αυτή μπορεί να περιγραφεί από τη σχέση:

$$dI_\lambda = +j_\lambda \cdot \rho \cdot I_\lambda \cdot ds \quad 4.13$$

Συνδυάζοντας τις εξισώσεις 4.12 και 4.13 προκύπτει:

$$dI_\lambda = -\sigma_\lambda \cdot \rho \cdot I_\lambda \cdot ds + j_\lambda \cdot \rho \cdot I_\lambda \cdot ds \quad 4.14$$

και ορίζοντας ως $J_\lambda = (j_\lambda/\sigma_\lambda)$ η (4.14) γράφεται ως:

$$\frac{dI_\lambda}{\sigma_\lambda \cdot \rho \cdot ds} = -I_\lambda + J_\lambda \quad 4.15$$

Η εξίσωση 4.15 είναι η γενική εξίσωση διάδοσης η οποία αποτελεί τη βασική αρχή για κάθε πρόβλημα διάδοσης ακτινοβολίας.

4.8. Ο νόμος Beer-Bouguer

Εάν τα φαινόμενα της εκπομπής και της πολλαπλής σκέδασης αγνοηθούν, η εξίσωση 4.15 απλοποιείται στη μορφή:

$$\frac{dI_\lambda}{\sigma_\lambda \cdot \rho \cdot ds} = -I_\lambda \cdot \quad 4.16$$

Στην περίπτωση αυτή, η ενεργός διατομή σκέδασης σ_λ εκφράζει τη συνολική εξασθένιση της δέσμης εξαιτίας της απορρόφησης και της απλής σκέδασης. Κατ' αναλογία, στην πραγματική ατμόσφαιρα, η ενεργός διατομή εκφράζει τη συνολική εξασθένιση από τα αέρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας.

Εάν η ένταση της ακτινοβολίας για $s=0$ είναι $I_\lambda(0)$, τότε η *εξερχόμενη* ακτινοβολία σε απόσταση s μπορεί να υπολογιστεί ολοκληρώνοντας την εξίσωση 4.16:

$$I_\lambda(s_1) = I_\lambda(0) \cdot \exp\left(-\int_0^{s_1} \sigma_\lambda \cdot \rho \cdot ds\right) = I_\lambda(0) \cdot \exp(-\tau_\lambda) \quad 4.17$$

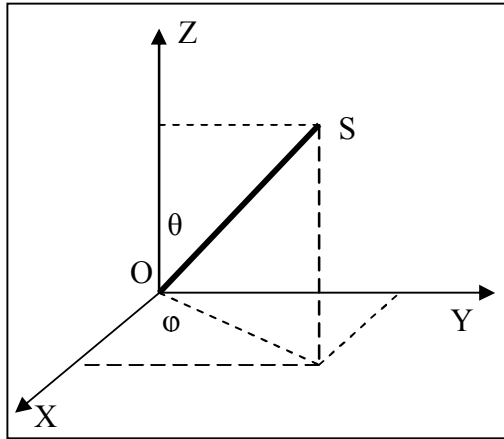
Όπου το ολοκλήρωμα $\tau_\lambda = \int_0^{s_1} \sigma_\lambda \cdot \rho \cdot ds$ ορίζεται ως το *μονοχρωματικό οπτικό βάθος* του μέσου μεταξύ των σημείων 0 και s_1 . Το οπτικό βάθος στην πραγματική ατμόσφαιρα μπορεί να αναλυθεί σε δύο συνιστώσες που αντιστοιχούν στα αέρια και τα αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας:

$$\tau_\lambda = \exp\left(-\int_0^{s_1} \sigma_\lambda \cdot \rho \cdot ds\right) = \exp\left(-\int_0^{s_1} (\sigma_{\lambda, \text{αέρια}} + \sigma_{\lambda, \text{σωματίδια}}) \cdot \rho \cdot ds\right) = \tau_{\lambda, \text{αέρια}} + \tau_{\lambda, \text{σωματίδια}} \quad 4.18$$

Η εξίσωση 4.17 είναι γνωστή ως νόμος Beer-Bouguer-Lambert.

4.9. Οι εξισώσεις διάδοσης σε παράλληλα διαστρωματωμένη ατμόσφαιρα

Στα προβλήματα διάδοσης σε ατμόσφαιρα με παράλληλα επίπεδα στρώματα, είναι επιθυμητό η μέτρηση των αποστάσεων να γίνεται κάθετα στα επίπεδα διαστρωμάτωσης όπως στο Σχήμα 4.3.



Σχήμα 4.3: Γεωμετρία παράλληλα διαστρωματωμένης ατμόσφαιρας.

Εάν z δηλώνει την κάθετη απόσταση, η γενική εξίσωση διάδοσης γράφεται:

$$\cos\theta \cdot \frac{dI(z;\theta,\phi)}{\sigma\rho dz} = -I(z;\theta,\phi) + J(z;\theta,\phi) \quad 4.19$$

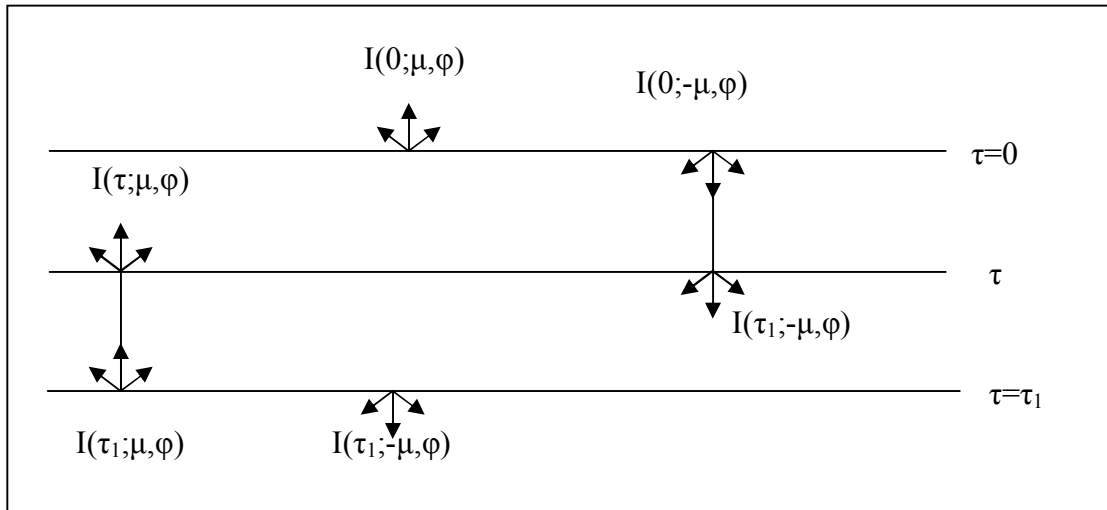
Εισάγοντας στη σχέση αυτή το οπτικό βάθος $\tau = \int_z^{\infty} \sigma\rho dz$ και $\mu = \cos\theta$:

$$\cos\theta \cdot \frac{dI(\tau;\theta,\phi)}{d\tau} = -I(\tau;\mu,\phi) + J(\tau;\mu,\phi) \quad 4.20$$

Η εξίσωση 4.20 μπορεί να επιλυθεί για τον υπολογισμό των τιμών έντασης ακτινοβολίας στο επίπεδο τ για τις συνιστώσες που προέρχονται από το κατώτατο όριο ($\tau=\tau_1$) και το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας ($\tau=0$) (Σχήμα 4.4). Οι λύσεις αντίστοιχα είναι:

$$I(\tau;\mu,\phi) = I(\tau_1;\mu,\phi) \cdot e^{-(\tau_1-\tau)/\mu} + \int_{\tau}^{\tau_1} J(\tau';\mu,\phi) \cdot e^{-(\tau'-\tau)/\mu} \cdot \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad 4.21$$

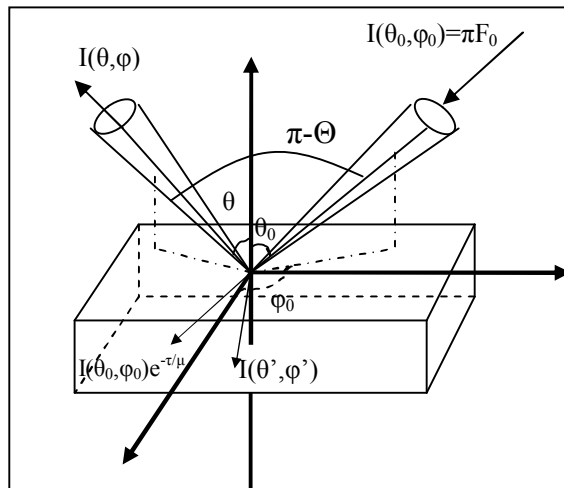
$$I(\tau;-\mu,\phi) = I(0;-\mu,\phi) \cdot e^{-\tau/\mu} + \int_0^{\tau} J(\tau';-\mu,\phi) \cdot e^{-(\tau-\tau')/\mu} \cdot \frac{d\tau'}{\mu} \quad (1 \geq \mu > 0) \quad 4.22$$



Σχήμα 4.4: Σχηματικό διάγραμμα συνιστωσών ακτινοβολίας σε ατμόσφαιρα με παράλληλα επίπεδα στρώματα.

4.9.1. Πολλαπλή σκέδαση από σύνολο σωματιδίων σε παράλληλα διαστρωματωμένη ατμόσφαιρα-Οι εξισώσεις διάδοσης

Ας θεωρήσουμε ένα στρώμα της ατμόσφαιρας πάχους dz που δέχεται ροή ακτινοβολίας από τον ήλιο πF_0 όπως φαίνεται στο Σχήμα 4.5.



Σχήμα 4.5: Διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας σε στρώμα ατμόσφαιρας πάχους dz .

Εξετάζοντας τις συνιστώσες διάχυτης ακτινοβολίας, μπορεί να γίνει η παραδοχή ότι η διάχυτη ακτινοβολία στην κατεύθυνση (θ, ϕ) προέρχεται από το κατώτατο όριο του στρώματος. Κατά τη διάδοσή της στην κατεύθυνση (θ, ϕ) εξασθενεί κατά:

$$dI(z,\Omega) = -\overline{\sigma}_e \cdot N \cdot I(z,\theta,\phi) \cdot \frac{dz}{\cos\theta} \quad 4.23$$

όπου $\overline{\sigma}_e$ η μέση ενεργός διατομή εξασθένισης ενός συνόλου σωματιδίων, N ο αριθμός των σωματιδίων και $\Omega = \Omega(\theta, \phi)$ η στερεά γωνία που αντιπροσωπεύει την εξερχόμενη δέσμη ακτινοβολίας. Παράλληλα, η συνιστώσα στην κατεύθυνση $\Omega(\theta, \phi)$ μπορεί να ενισχυθεί εξαιτίας της σκέδασης των συνιστωσών που προέρχονται από όλες τις άλλες κατευθύνσεις $\Omega' = \Omega'(\theta', \phi')$ προς τη στερεά γωνία $\Omega(\theta, \phi)$. Η ποσοτικοποίηση του φαινομένου αυτού απαιτεί τον προσδιορισμό της γωνιακής κατανομής της σκεδαζόμενης συνιστώσας. Για το σκοπό αυτό εισάγεται η έννοια της συνάρτησης φάσης $P(\theta, \phi; \theta', \phi')$ ώστε η ποσότητα $\overline{\sigma}_s \cdot N \cdot I(z, \theta', \phi') P(\theta', \phi'; \theta, \phi) \frac{d\Omega'}{4\pi} \cdot d\Omega$ να εκφράζει το ποσοστό της ακτινοβολίας που προέρχεται από τη διεύθυνση $\Omega(\theta', \phi')$ και τελικά εκτρέπεται (σκεδαάζεται) προς τη διεύθυνση $\Omega(\theta, \phi)$. Η συνάρτηση φάσης ορίζεται συνήθως ως προς τη γωνία (Θ) που σχηματίζει η αρχική δέσμη με την σκεδαζόμενη συνιστώσα. Η συνολική ενίσχυση της δέσμης στην κατεύθυνση $\Omega(\theta, \phi)$ από όλες τις δυνατές διευθύνσεις $\Omega'(\theta', \phi')$ τελικά δίνεται από τη σχέση:

$$dI(z, \Omega) = dI(z, \Omega) = \overline{\sigma}_s \cdot N \cdot \int_{4\pi} I(z, \theta', \phi') P(\theta', \phi'; \theta, \phi) \frac{d\Omega'}{4\pi} \cdot d\Omega \quad 4.24$$

Η δέσμη στην κατεύθυνση $\Omega(\theta, \phi)$ μπορεί να ενισχυθεί επίσης και από την απλή σκέδαση της απευθείας ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη βάση του στρώματος ($F(z) = \pi \cdot F_0 \cdot e^{-\tau/\mu_0}$) από την κατεύθυνση $-\Omega_0(\theta_0, \phi_0)$ προς την κατεύθυνση $\Omega(\theta, \phi)$. Η συνιστώσα αυτή περιγράφεται από τη σχέση:

$$dI(z, \Omega) = \overline{\sigma}_s \cdot N \cdot \frac{dz}{\cos\theta} \cdot F(z) \cdot \frac{P(\theta, \phi; \theta', \phi')}{4\pi} \quad 4.25$$

Συνδυάζοντας τις τρεις σχέσεις που περιγράφουν την μεταβολή της έντασης ακτινοβολίας εξαιτίας των τριών φαινομένων που περιγράφηκαν πιο πάνω:

$$-\mu \cdot \frac{dI(z, \Omega)}{\overline{\sigma}_e \cdot N \cdot dz} = I(z, \Omega) - \frac{\overline{\sigma}_s}{\overline{\sigma}_e} \cdot \frac{1}{4\pi} \int I(z, \Omega') \cdot P(\Omega, \Omega') \cdot d\Omega' - \frac{\overline{\sigma}_s}{\overline{\sigma}_e} \cdot \frac{1}{4\pi} \cdot \pi \cdot F_0 \cdot P(\Omega, -\Omega_0) \cdot e^{-\tau/\mu_0} \quad 4.26$$

Αντικαθιστώντας στη σχέση αυτή $\varpi = \overline{\sigma}_s / \overline{\sigma}_e$ και $d\tau = -\int \overline{\sigma}_e \cdot N \cdot dz$, προκύπτει:

$$\mu \cdot \frac{dI(\tau, \Omega)}{d\tau} = I(\tau, \Omega) - \frac{\varpi}{4\pi} \int I(\tau, \Omega') \cdot P(\Omega, \Omega') \cdot d\Omega' - \frac{\varpi}{4\pi} \cdot \pi \cdot F_0 \cdot P(\Omega, -\Omega_0) \cdot e^{-\tau/\mu_0} \quad 4.27$$

όπου $\mu = \cos\theta$, $\mu_0 = \cos\theta_0$ και ϖ η λευκαύγεια απλής σκέδασης η οποία όπως αναφέρθηκε, εκφράζει το ποσοστό της σκεδαζόμενης ενέργειας ως προς τη συνολική εξασθένιση (σκέδαση και απορρόφηση). Συγκρίνοντας την εξίσωση 4.27 με την εξίσωση 4.20 προκύπτει ότι:

$$J(\tau; \mu, \phi) = \frac{\varpi}{4\pi} \cdot \int_0^{2\pi+1} \int_{-1}^1 I(\tau; \mu', \phi') P(\mu, \phi; \mu', \phi') d\mu' d\phi' - \frac{\varpi}{4\pi} \cdot \pi \cdot F_0 \cdot P(\Omega, -\Omega_0) \cdot e^{-\tau/\mu_0} \quad 4.28$$

Σημειώνεται ότι $d\Omega = d\mu d\phi$, $\Omega = \Omega(\mu, \phi)$ και ϕ η γωνία αζιμούθιου.

Η εξίσωση 4.27 αποτελεί τη βασική εξίσωση διάδοσης για την περίπτωση της σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας από παράλληλα διαστρωματωμένη ατμόσφαιρα.

5. ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ ΤΟΥ ΦΩΤΟΜΕΤΡΟΥ

5.1. Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ανάλυσης των επίγειων μετρήσεων του οπτικού βάθους για την περιοχή της Φινοκαλιάς που ελήφθησαν κατά την περίοδο Μάιος-Αύγουστος 1997.

Η ανάλυση περιελάμβανε τη στατιστική επεξεργασία των μέσων ημερήσιων τιμών με σκοπό την ταυτοποίηση των διαφορετικών μεγεθών-τύπων σωματιδίων που επικρατούσαν στην περιοχή κατά την περίοδο των μετρήσεων. Ο εκθέτης angstrom κρίθηκε ως η κατάλληλη παράμετρος για την επίτευξη του σκοπού αυτού αφού σχετίζεται άμεσα με το μέγεθος των σωματιδίων. Όπως ήδη αναφέρθηκε, τιμές της παραμέτρου αυτής μεταξύ 1.5 και 2 είναι ενδεικτικές για την παρουσία μικρών σωματιδίων όπως τα σωματίδια θεϊκής σύστασης (Lauleinen et al. 1978, Moulin et al. 1997β) ενώ για τα σωματίδια σκόνης από τις ερήμους η αντίστοιχη τιμή κυμαίνεται μεταξύ 0-0.5 (Holben et al 1991, Moulin et al 1997β). Για την επίτευξη του σκοπού αυτού χρησιμοποιήθηκαν τιμές κατωφλίου που προέκυψαν από την εξέταση κατάλληλου δισδιάστατου ιστογράμματος συχνοτήτων τιμών οπτικού βάθους-εκθέτη angstrom. Παράλληλα, για επιλεγμένες ημερομηνίες δημιουργήθηκαν διαγράμματα 'Backward-Trajectories' για τον προσδιορισμό της προέλευσης των αερίων μαζών.

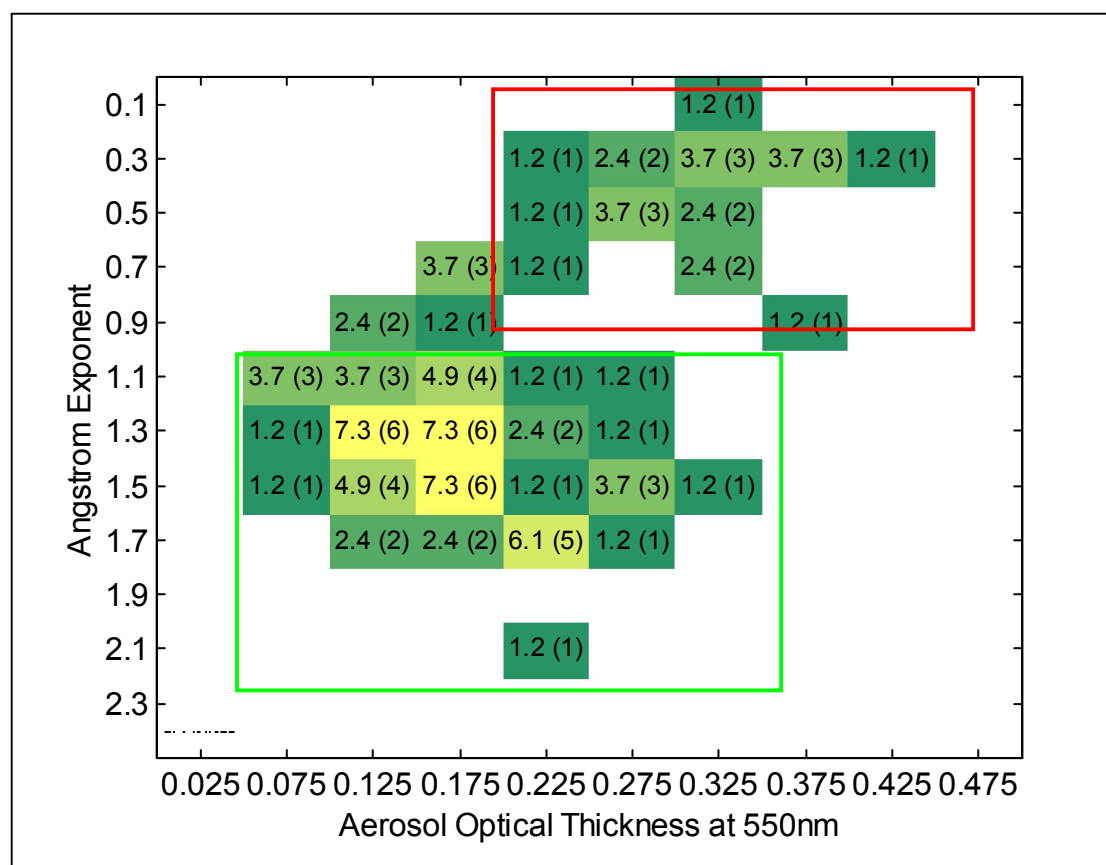
Τα δύο υποσύνολα των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκαν για τη δημιουργία ενός αντιπροσωπευτικού συνόλου δεδομένων επικύρωσης για κάθε τύπο σωματιδίων.

5.2. Ιστόγραμμα συχνοτήτων τιμών οπτικού βάθους - εκθέτη angstrom

Για κάθε ημέρα μέτρησης υπολογίστηκαν οι μέσες ημερήσιες τιμές των τιμών του οπτικού βάθους (550nm) και του εκθέτη angstrom (440nm-670nm) καθώς και οι αντίστοιχες τιμές της τυπικής απόκλισης. Στη συνέχεια με βάση τις μέσες ημερήσιες τιμές υπολογίστηκε ιστογράμμο συχνοτήτων δύο διαστάσεων με βήμα 0.2 και 0.05 αντίστοιχα για το οπτικό βάθος και τον εκθέτη angstrom.

Τα αντίστοιχα διαγράμματα ‘Backward-Trajectories’ (B-T) για την περιοχή της Φινοκαλιάς υπολογίστηκαν σε τρία διαφορετικά ύψη (1.2, 2.6 και 4.7 χλμ.) για όλες τις διαθέσιμες ημερομηνίες μέσω του μοντέλου TM2z (Ramonet et al. 1996).

Στο Σχήμα 5.1 παρουσιάζεται το δισδιάστατο ιστόγραμμα το οποίο υπολογίστηκε από συνολικά 82 μέσες ημερήσιες τιμές. Στο δισδιάστατο αυτό ιστόγραμμα οι αριθμοί που σημειώνονται εντός και εκτός παρενθέσεως δηλώνουν αντίστοιχα τις απόλυτες και σχετικές τιμές (συχνότητα) εμφάνισης.



Σχήμα 5.1: Δισδιάστατο ιστόγραμμα οπτικού βάθους – εκθέτη angstrom όπως προέκυψε από τις 82 διαθέσιμες μέσες ημερήσιες τιμές. Οι αριθμοί εντός και εκτός παρενθέσεως δηλώνουν αντίστοιχα απόλυτες και σχετικές τιμές (συχνότητα) εμφάνισης. Το βήμα που χρησιμοποιήθηκε για τη δημιουργία του ιστογράμματος ήταν $[\Delta\tau, \Delta\alpha] = [0.05, 0.2]$.

Στο Σχήμα 5.1 διακρίνονται δύο κλάσεις δεδομένων: α) Οπτικό βάθος 0.200-0.425 και εκθέτης angstrom 0.1-0.8 (κόκκινο πλαίσιο). Το μέγιστο της συχνότητας παρατηρείται για το ζεύγος τιμών $[\tau, \alpha] \approx [0.325, 0.3]$. β) Οπτικό βάθος 0.05-0.325 και εκθέτης angstrom 1.1-2.1 (πράσινο πλαίσιο). Το μέγιστο της συχνότητας (κίτρινο χρώμα) παρατηρείται για το ζεύγος τιμών $[\tau, \alpha] \approx [0.175, 1.3]$.

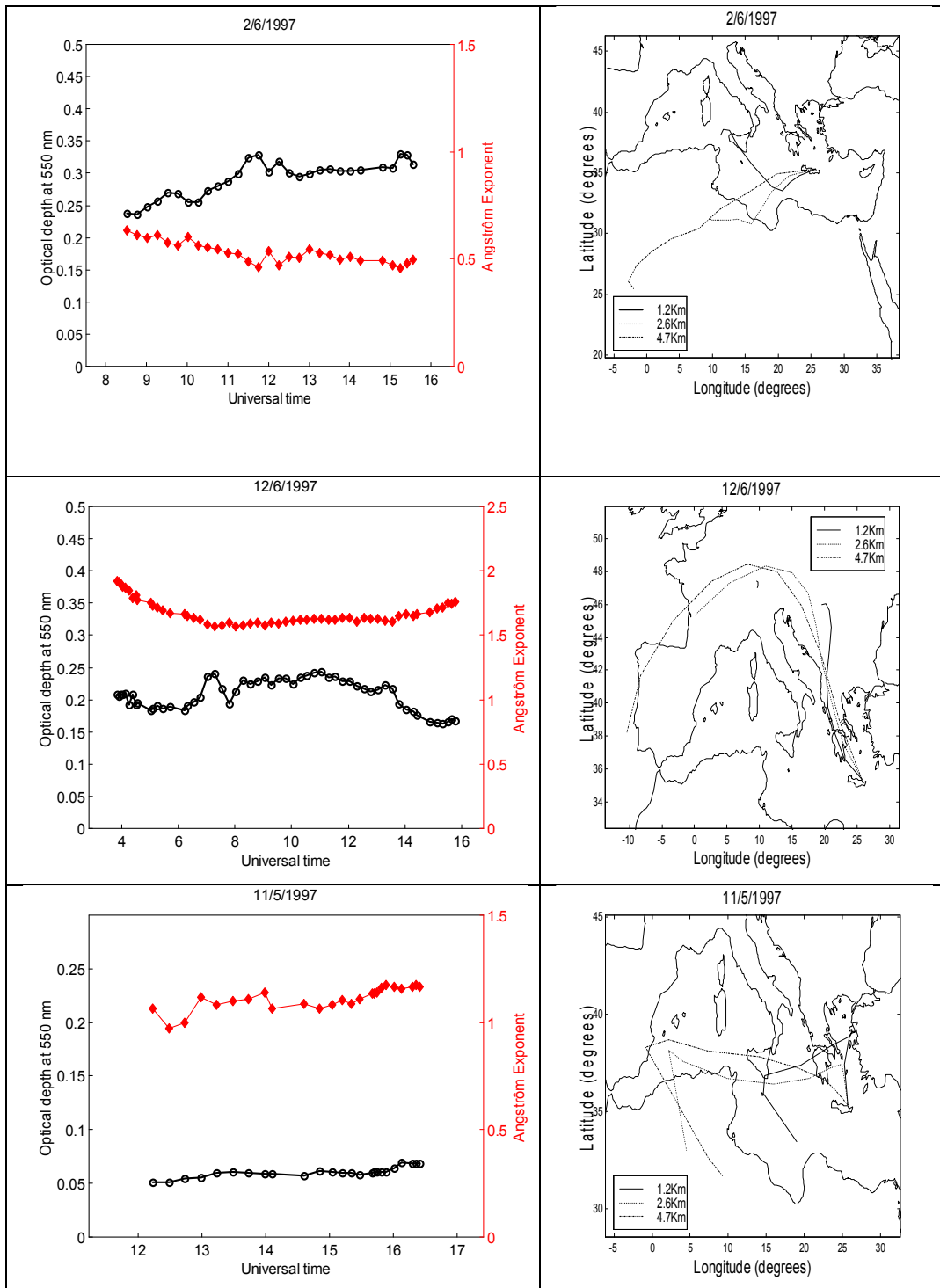
Στο Σχήμα 5.2 δίνονται τρία παραδείγματα μετρήσεων ως συνάρτηση της ώρας μέτρησης (UTC) τα οποία αντιστοιχούν σε μετρήσεις της πρώτης (παραδειγμα 1) και της δεύτερης κλάσης (παραδείγματα 2, 3). Στην ίδια εικόνα παρουσιάζονται τα B-T διαγράμματα δώδεκα ωρών που καταλήγουν στην περιοχή της Φινοκαλιάς στις 12:00 UTC για τρία διαφορετικά στρώματα της ατμόσφαιρας (1.2, 2.6 και 4.7χλμ.).

Στις 2/6/1997, το οπτικό βάθος είναι σχετικά σταθερό κατά τη διάρκεια της ημέρας και η τιμή του είναι σχετικά μεγάλη (μεγαλύτερη από 0.2) ενώ ο εκθέτης angstrom παρουσιάζει μικρές τιμές (~0.5). Τα αντίστοιχα B-T διαγράμματα υποδεικνύουν ότι οι αέριες μάζες από τα τρία διαφορετικά στρώματα της ατμόσφαιρας, που φτάνουν στην περιοχή της Φινοκαλιάς προέρχονται από την έρημο Σαχάρα.

Στις 12/6/1997 η κατάσταση είναι τελείως διαφορετική. Η περιοχή της Φινοκαλιάς επηρεάζεται από αέριες μάζες που προέρχονται από τον Βορρά περνώντας επάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα. Οι μετρούμενες τιμές οπτικού βάθους είναι σχετικά μεγάλες (0.2-0.25) και ο εκθέτης angstrom είναι μεγαλύτερος από 1.5.

Στις 11/5/1997 παρουσιάζεται μια τυπική κατάσταση χαμηλής συγκέντρωσης αεροσωματιδιακής ύλης η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως κατάσταση υποβάθρου. Οι τιμές του οπτικού βάθους είναι πολύ μικρές (0.05 περίπου) ενώ αντίθετα ο εκθέτης angstrom παρουσιάζει υψηλές τιμές (1.3). Τα B-T διαγράμματα υποδεικνύουν ότι οι αέριες μάζες προέρχονται είτε από το θαλάσσιο περιβάλλον (χαμηλότερο στρώμα) είτε από την ξηρά με μεγάλο χρόνο παραμονής επάνω από την επιφάνεια της θάλασσας.

Οι παρατηρήσεις αυτές βρίσκονται σε συμφωνία με αποτελέσματα άλλων ερευνών οι οποίες συσχετίζουν παρόμοια αποτελέσματα μετρήσεων με την παρουσία σωματιδίων σκόνης από τη Σαχάρα και υδατοδιαλυτών σωματιδίων μικρού μεγέθους που προέρχονται από το θαλάσσιο περιβάλλον και τα αστικά κέντρα της Β/ΒΔ Ευρώπης (Fotiadi et al. 2006, Kouvarakis & Mihalopoulos 2002, Lelieveld et al. 2002).



Σχήμα 5.2: Μετρήσεις οπτικού βάθους σωματιδίων (μαύρο χρώμα) και εκθέτη angstrom (κόκκινο χρώμα) για τρεις διαφορετικές περιπτώσεις μαζί με αντίστοιχα διαγράμματα 'Backward-Trajectories' για τις ίδιες ημέρες.

Από την ανωτέρω ανάλυση εντοπίζεται αντιστοιχία μεταξύ των μετρήσεων και των δύο βασικών τύπων σωματιδίων που επικρατούν στην περιοχή.

5.3. Διαχωρισμός των δεδομένων σε υποομάδες

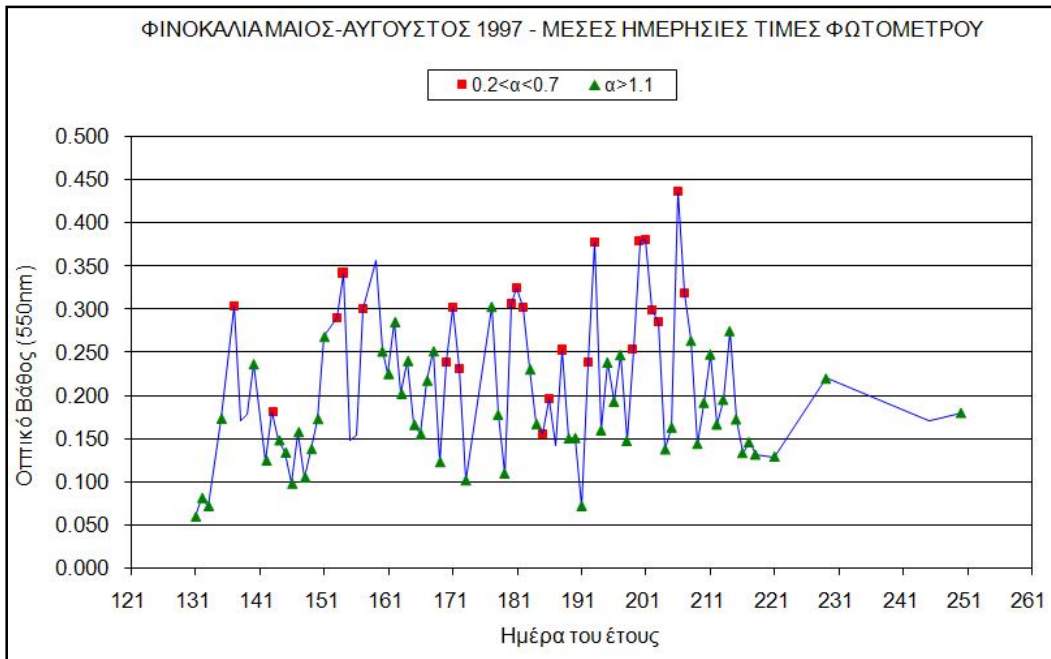
Με βάση το διαχωρισμό στις δύο κλάσεις που προέκυψε από την ανάλυση των αποτελεσμάτων, έγινε αντίστοιχος διαχωρισμός των μετρήσεων του φωτόμετρου με κριτήριο τις τιμές του εκθέτη angstrom. Η κατηγοριοποίηση των δεδομένων έγινε με τα εξής κριτήρια :

α) Ημέρες κατά τις οποίες εντοπίζονται επεισόδια μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα και αντιστοιχούν σε τιμές εκθέτη angstrom 0.2-0.7 (Ομάδα 1, O1).

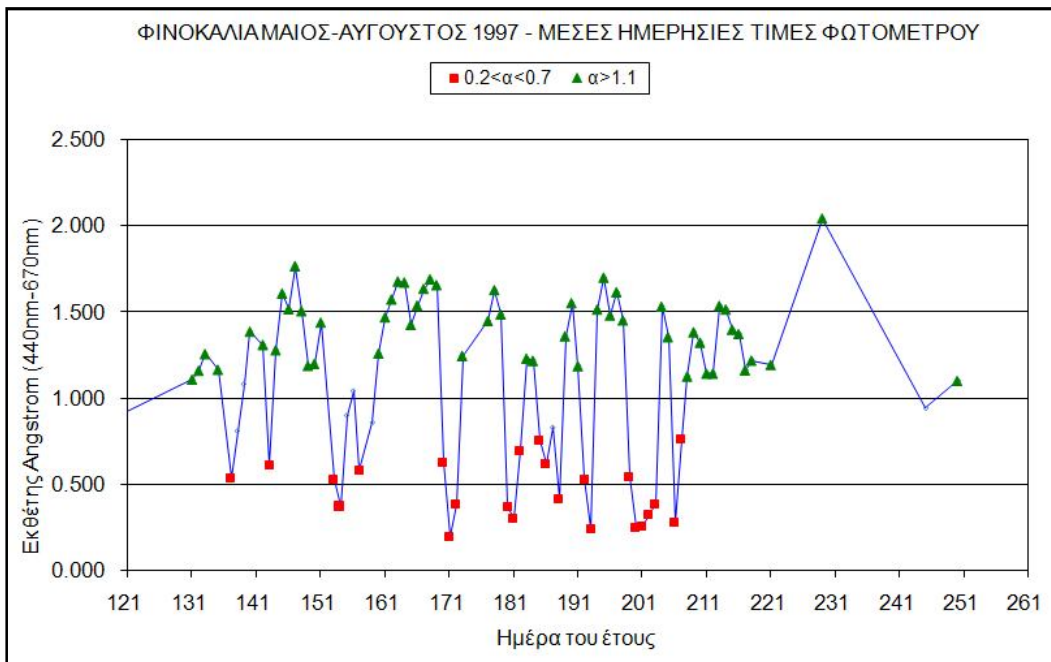
β) Ημέρες κατά τις οποίες κυριαρχούν τα μικρότερου μεγέθους σωματίδια και αντιστοιχούν σε τιμές εκθέτη angstrom 1.1-2.0 (Ομάδα 2, O2).

Σημειώνεται ότι για την περίπτωση σωματιδίων σκόνης επιλέχθηκε το εύρος τιμών 0.2-0.7 (αντί του εύρους τιμών 0.0-0.8 που προσδιορίστηκε από το ιστόγραμμα συχνότητας) ώστε να αποκλειστούν ακραίες τιμές που πιθανότατα θα οδηγήσουν σε λάθος εκτίμηση κατά τη σύγκριση των μετρήσεων των δορυφορικών δεκτών με τα επίγεια δεδομένα.

Στο Σχήμα 5.3 και το Σχήμα 5.4 δίνονται αντίστοιχα οι μέσες ημερήσιες τιμές για το οπτικό βάθος και τον εκθέτη angstrom για τις δύο υποομάδες δεδομένων που προέκυψαν.



Σχήμα 5.3: Μέσες ημερήσιες τιμές οπτικού βάθους από το ηλιακό φωτόμετρο. Τα δεδομένα έχουν διαχωριστεί σε δύο υποομάδες με βάση τις τιμές του εκθέτη angstrom: $0.2 < \alpha < 0.7$ (κόκκινο χρώμα) και $1.1 < \alpha < 2.0$ (πράσινο χρώμα).



Σχήμα 5.4: Μέσες ημερήσιες τιμές εκθέτη angstrom από το ηλιακό φωτόμετρο. Τα δεδομένα έχουν διαχωριστεί σε δύο υποομάδες με βάση τις τιμές του εκθέτη angstrom: $0.2 < \alpha < 0.7$ (κόκκινο χρώμα) και $1.1 < \alpha < 2.0$ (πράσινο χρώμα).

Όπως παρατηρούμε στα ανωτέρω διαγράμματα, οι τιμές οπτικού βάθους παρουσιάζουν διακυμάνσεις που καλύπτουν αρκετά μεγάλο εύρος (0.05 – 0.45 περίπου).

5.4. Συμπεράσματα

Η στατιστική ανάλυση των μετρήσεων του φωτόμετρου σε συνδυασμό με την εξέταση των διαγραμμάτων προέλευσης των αερίων μαζών, οδήγησε στον διαχωρισμό του συνόλου των δεδομένων σε δύο υποομάδες ανάλογα με το μέγεθος-τύπο των σωματιδίων. Ο διαχωρισμός αυτός αναμένεται να συμβάλλει στην δημιουργία ενός αξιόπιστου συνόλου δεδομένων επικύρωσης αλλά και την επιλογή των μοντέλων των αιωρούμενων σωματιδίων που θα χρησιμοποιηθούν στην παρούσα έρευνα.

6. ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΥΑΙΣΘΗΣΙΑΣ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ

6.1. Εισαγωγή

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την ανάλυση της ευαισθησίας των αλγορίθμων ως προς τα οπτικά χαρακτηριστικά των υιοθετούμενων μοντέλων σωματιδίων.

Το πρώτο βασικό στάδιο της διαδικασίας αυτής περιελάμβανε την επιλογή των αντιπροσωπευτικών μοντέλων σωματιδίων της έρευνας. Η επιλογή αυτή βασίστηκε στην υφιστάμενη γνώση όπως αποτυπώθηκε από την ανασκόπηση της βιβλιογραφίας συνεκτιμώντας τα αποτελέσματα που παρουσιάστηκαν στο κεφάλαιο 5. Πιο συγκεκριμένα, η επιλογή πραγματοποιήθηκε μέσω της σύγκρισης των τιμών του εκθέτη angstrom για τις δύο υποομάδες δεδομένων με την αντίστοιχη τιμή των σχετικών μοντέλων που έχουν προταθεί στη βιβλιογραφία. Τα μοντέλα σωματιδίων που εξετάστηκαν, περιελάμβαναν δύο μοντέλα που έχουν έως σήμερα χρησιμοποιηθεί σε αντίστοιχους αλγορίθμους για τους δύο δέκτες και ένα επιπλέον μοντέλο που έχει οριστεί για την περιγραφή των μικροφυσικών ιδιοτήτων των υδατοδιαλυτών σωματιδίων.

6.2. Επιλογή των μοντέλων σωματιδίων

Οι μικροφυσικές ιδιότητες των υπό εξέταση μοντέλων μαζί με τις αντίστοιχες τιμές του εκθέτη angstrom δίνονται στον πίνακα 6.1 (βλ. επίσης πίνακα 2.1).

a/a	Μοντέλο Σωματιδίων	Μέση ακτίνα (μm)	Γεωμ. Τυπική απόκλιση	Αναλογία (Number Proportion)	Δείκτης διάθλασης	Εκθ. Angstrom
1	Υδατοδιαλυτά Σωματίδια. (Water soluble)	0.0285	2.24	-	1.53-i0.006	1.3
2	Σωματίδια Σκόνης (Desert Dust) (Meteosat-6)	0.0010	2.13	0.5421	1.50-i0.01	0.3
		0.0218	3.20	0.4579		
		6.24	1.89	$0.0039 \cdot 10^{-5}$		
3	Επιχ. Μοντ. AVHRR	0.1	2.03	-	1.40-i0.00	0.6

Πίνακας 6.1: Μικροφυσικές ιδιότητες των υπό εξέταση μοντέλων σωματιδίων. Στην τελευταία στήλη δίνεται η τιμή του εκθέτη angstrom όπως υπολογίστηκε με τη βοήθεια του κώδικα Mie του λογισμικού 6S.

Το μοντέλο 1 (συντομογραφικά SHF) περιγράφει το σύνολο των υδατοδιαλυτών σωματιδίων που αποτελούνται από μείγμα θεϊκών, νιτρικών και οργανικών ενώσεων (Shettle & Fenn 1979, d'Almeida 1991). Αποτελεί βασική συνιστώσα πολλών μοντέλων για το θαλάσσιο περιβάλλον και τις αστικές περιοχές (Vermeete et al. 1997, Hess 1998). Οι μικροφυσικές του ιδιότητες περιγράφονται από λογαριθμική-κανονική κατανομή ενός τρόπου με μέση διάμετρο 0.0285 και γεωμετρική τυπική απόκλιση 2.24. Η τιμή του δείκτη διάθλασης είναι ίση με 1.53-i0.006 και η αντίστοιχη τιμή του εκθέτη angstrom ισούται με 1.3.

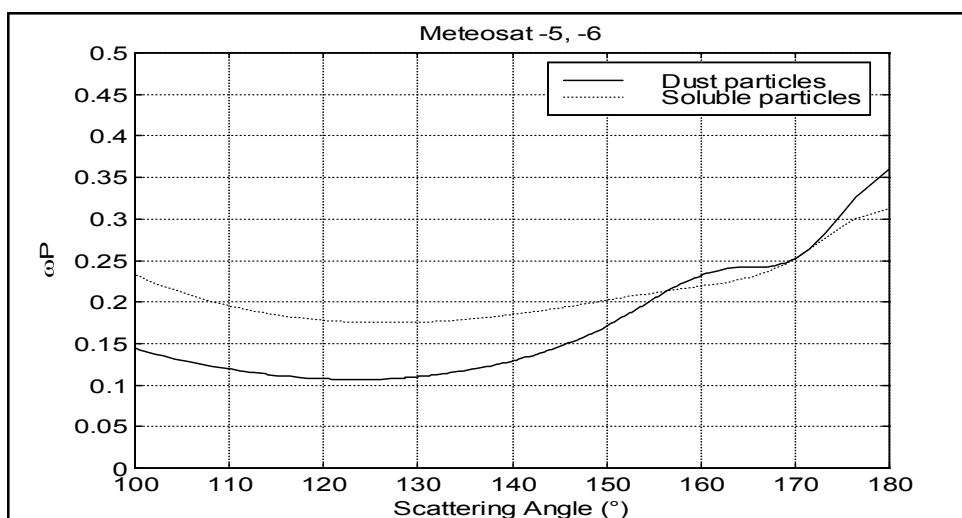
Το μοντέλο 2 (συντομογραφικά SH) αποτελεί τροποποίηση του μοντέλου σωματιδίων σκόνης που ορίστηκε αρχικά από τον Shettle (1984). Η διαφορά του από το αρχικό, συνίσταται στην τιμή του φανταστικού μέρους του δείκτη διάθλασης. Η τιμή 0.01 σύμφωνα με τα αποτελέσματα των Moulin et al. (1997β), έχει αποδειχθεί ότι εξασφαλίζει μεγαλύτερη ακρίβεια κατά τη μέτρηση του οπτικού βάθους των σωματιδίων σκόνης στη Μεσόγειο και τον Ατλαντικό ωκεανό από τον δέκτη MVIRI. Η αντίστοιχη τιμή του εκθέτη angstrom είναι ίση με 0.3

Το μοντέλο 3 (συντομογραφικά N) χρησιμοποιείται σήμερα στους επιχειρησιακούς αλγορίθμους της NOAA. Οι μικροφυσικές του ιδιότητες περιγράφονται από λογαριθμική-κανονική κατανομή ενός τρόπου με μέση ακτίνα 0.1 και γεωμετρική τυπική απόκλιση 2.03. Η τιμή του δείκτη διάθλασης είναι ίση με 1.40-i0.00 και η αντίστοιχη τιμή του εκθέτη angstrom ισούται με 0.6.

Από την εξέταση των τιμών του εκθέτη angstrom του πίνακα 6.1 σε συνάρτηση με τα αποτελέσματα που προέκυψαν από το διαχωρισμό των δεδομένων

στις δύο υποομάδες, προκύπτουν τα εξής: Το μοντέλο SHF είναι συμβατό με τις μετρήσεις της δεύτερης υποομάδας δεδομένων (η τιμή 1.3 βρίσκεται εντός του εύρους διακύμανσης 1.1-2.0). Τα μοντέλα SH και N είναι συμβατά με τις μετρήσεις της πρώτης υποομάδας (Οι εκθέτες angstrom 0.3 και 0.6 του πίνακα 6.1 βρίσκονται εντός του εύρους διακύμανσης 0.2-0.7). Ωστόσο, στη βιβλιογραφία αναφέρεται ότι το μοντέλο N έχει αποδειχθεί κατάλληλο για τη μέτρηση του οπτικού βάθους στο ανοιχτό θαλάσσιο περιβάλλον τα σωματίδια αλάτων μεγάλου μεγέθους (Ignatov et al. 2004). Ως εκ τούτου, το μοντέλο N απορρίφθηκε ως μη αντιπροσωπευτικό για τους σκοπούς της παρούσας έρευνας.

Στο Σχήμα 6.1 δίνονται οι γραφικές παραστάσεις του γινομένου των τιμών της συνάρτησης φάσης με την αντίστοιχη τιμή της λευκαύγειας απλής σκέδασης (ω_0) για γωνίες σκέδασης 100-180 μοίρες για τα δύο υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων όπως προέκυψαν με βάση την καμπύλη απόκρισης του καναλιού 1 του δέκτη MVIRI. Σημειώνεται ότι και στην περίπτωση του καναλιού 1 του δέκτη AVHRR οι μορφές των καμπυλών είναι παρόμοιες.

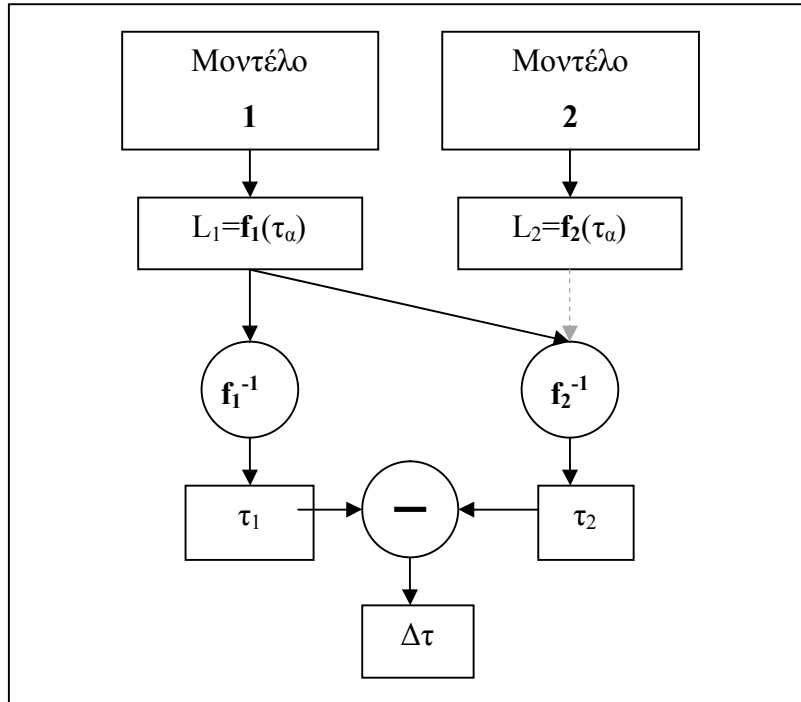


Σχήμα 6.1: Το ολοκλήρωμα του γινομένου $\omega_0 \cdot P(\theta)$ ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης όπως υπολογίστηκε για το κανάλι 1 του δέκτη MVIRI για τα υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων.

6.3. Θεωρητικές προσομοιώσεις

6.3.1. Μεθοδολογία

Η μεθοδολογία που ακολουθήθηκε για την υλοποίηση των θεωρητικών προσομοιώσεων απεικονίζεται στο Σχήμα 6.2.



Σχήμα 6.2: Διαδικασία ανάλυσης ευαισθησίας για τα δύο υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων. Οι τιμές της λαμπρότητας κατά τη στιγμή της παρατήρησης (L_1) ‘αντιστρέφονται’ με τη συνάρτηση f_2^{-1} αντί της σωστής f_1^{-1} .

Στη σχηματική αναπαράσταση, τα δύο υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων σημειώνονται με τους αριθμούς ‘1’, ‘2’. Αν υποθεθεί ότι κατά τη στιγμή της παρατήρησης η ατμόσφαιρα αποτελείται από σωματίδια του μοντέλου ‘1’, τότε το πεδίο λαμπρότητας (L_1) που καταγράφει ο δέκτης διαμορφώνεται μέσω της συνάρτησης f_1 . Οι τιμές της συνάρτησης αυτής, εξαρτώνται από τα οπτικά χαρακτηριστικά που περιγράφονται από το συγκεκριμένο μοντέλο και το ‘πραγματικό’ οπτικό βάθος της ατμόσφαιρας (τ_1). Έστω ότι ο αλγόριθμος ανάκτησης του οπτικού βάθους έχει υλοποιηθεί με βάση τη συνάρτηση f_2 που αντιστοιχεί στο μοντέλο σωματιδίων ‘2’. Στην περίπτωση αυτή, η ανάκτηση της τιμής του οπτικού βάθους (τ_2) επιτυγχάνεται με την αντιστροφή των τιμών

λαμπρότητας (L_1) μέσω της συνάρτησης f_2 (σχηματικά f_2^{-1}) λαμβάνοντας δηλαδή υπόψη τα οπτικά χαρακτηριστικά του μοντέλου '2' αντί του 'πραγματικού'. Η διαφορά των δύο τιμών οπτικού βάθους ($\tau_2 - \tau_1$) αντιστοιχεί στο σφάλμα μέτρησης του αλγορίθμου.

Το φυσικό ανάλογο της ανωτέρω διαδικασίας, μπορεί να περιγραφεί με βάση την προσέγγιση της απλής σκέδασης. Στην περίπτωση αυτή, η τιμή της λαμπρότητας της ακτινοβολίας που φθάνει στο δέκτη απουσία των αερίων της ατμόσφαιρας, μπορεί να περιγραφεί από την απλή σχέση :

$$L_1 = \omega_1 \cdot \tau_1 \cdot P_1(\Theta) / 4 \cdot \mu_o \cdot \mu_v$$

όπου ω_1 η λευκαύγεια απλής σκέδασης, $P_1(\Theta)$ η τιμή της συνάρτησης φάσης για γωνία σκέδασης Θ , τ_1 το οπτικό βάθος των αιωρούμενων σωματιδίων κατά τη στιγμή της παρατήρησης, μ_o , μ_v το συνημίτονο της γωνίας του ήλιου και της γωνίας παρατήρησης αντίστοιχα. Ο υπολογισμός της τιμής του οπτικού βάθους από την καταγραφόμενη τιμή της λαμπρότητας (L_1) σε ένα κανάλι του δορυφορικού δέκτη, επιτυγχάνεται μέσω της σύγκρισης της τιμής L_1 με ένα σύνολο τιμών λαμπρότητας που έχουν υπολογισθεί για διαφορετικές τιμές οπτικού βάθους τ_2^i με βάση ένα προκαθορισμένο a-priori μοντέλο σωματιδίων (με οπτικά χαρακτηριστικά ω_2 , $P_2(\Theta)$). Ως τελική τιμή της μέτρησης (τ_2) επιλέγεται εκείνη η τιμή τ_2^i που ελαχιστοποιεί τη διαφορά $L_1 - L_2^i$. Το σφάλμα της μέτρησης στην περίπτωση αυτή είναι ίσο με ($\tau_2 - \tau_1$).

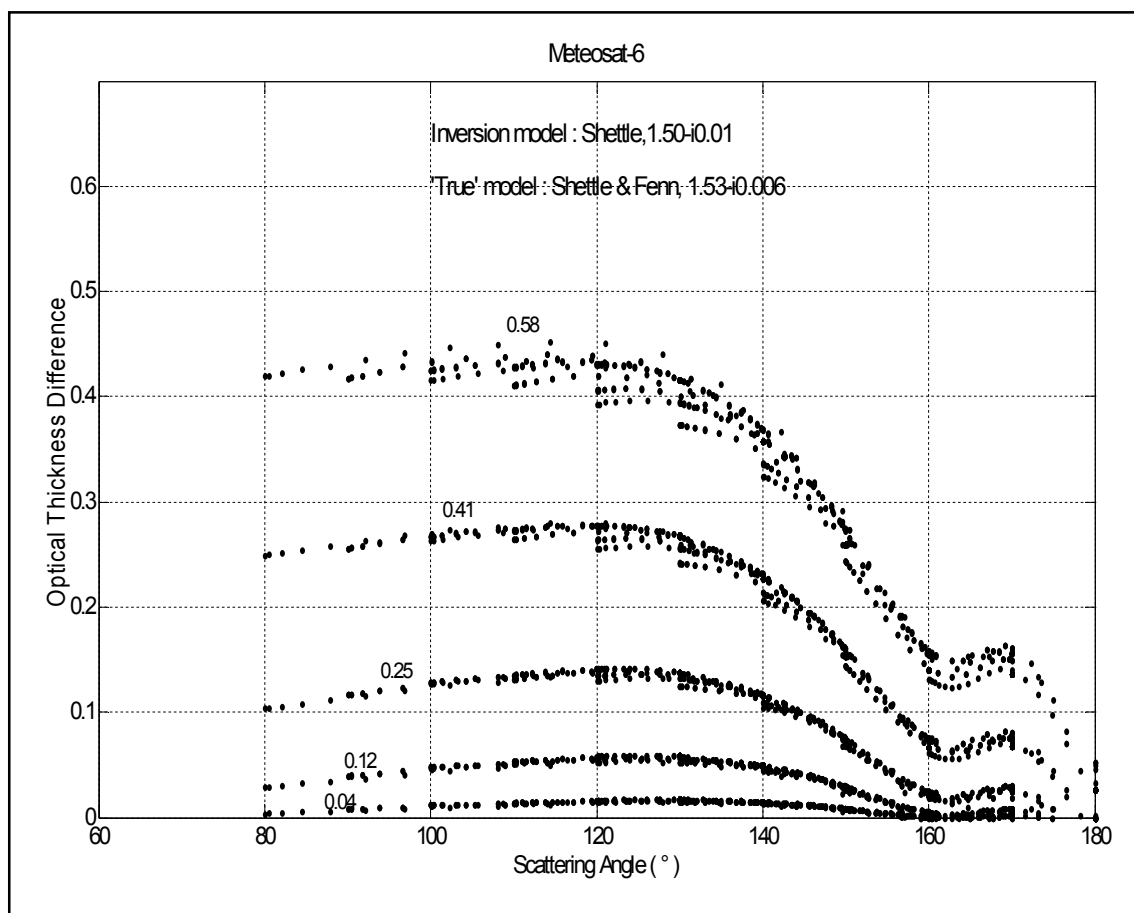
Για τις ανάγκες της παρούσας έρευνας προσομοιώθηκε η ανωτέρω διαδικασία μέσω λογισμικού στο οποίο ως μοντέλο σωματιδίων αναφοράς θεωρήθηκε το μοντέλο SHF. Το λογισμικό τροφοδοτήθηκε με τιμές λαμπρότητας που υπολογίστηκαν για το μοντέλο SH. Με τον τρόπο αυτό υπολογίστηκαν οι τιμές σφάλματος ($\tau_2 - \tau_1$) ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης και των τιμών οπτικού βάθους.

Για την προσομοίωση της διαδικασίας, οι υπολογισμοί έγιναν για εύρος 0-50 μοίρες (βήμα 10 μοίρες) για τις γωνίες ήλιου και παρατήρησης και 0-180 μοίρες (βήμα 10 μοίρες) για τη σχετική γωνία αζιμούθιου. Για κάθε γεωμετρία παρατήρησης, οι τιμές του οπτικού βάθους των σωματιδίων κυμαίνονταν από 0.05 έως 1.5 για το μήκος κύματος αναφοράς 550nm. Το αποτέλεσμα των υπολογισμών (τιμές λαμπρότητας ακτινοβολίας για κάθε μήκος κύματος), ολοκληρώθηκαν με βάση την καμπύλη φασματικής απόκρισης του δέκτη. Σημειώνεται ότι οι

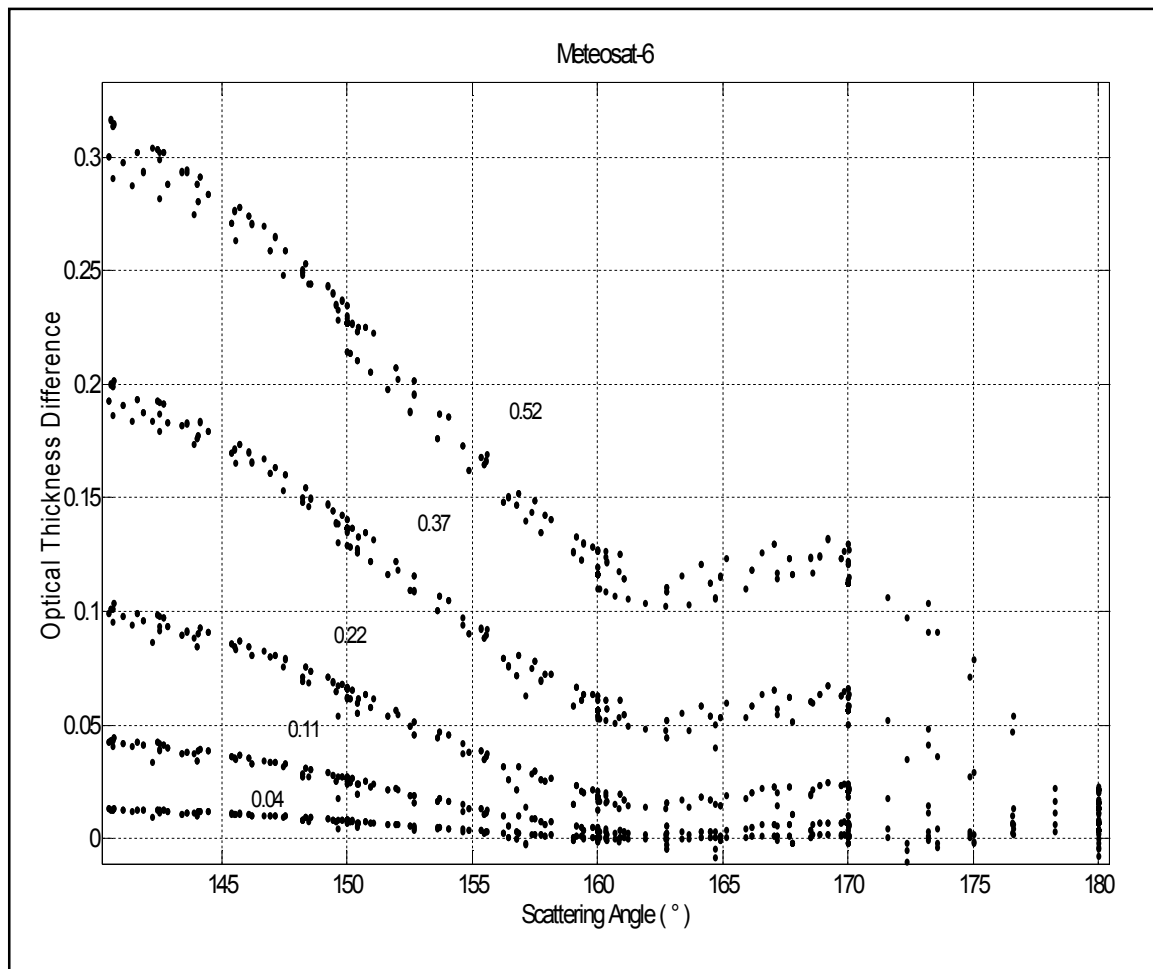
απαραίτητοι υπολογισμοί υλοποιήθηκαν μέσω του κώδικα 6S λαμβάνοντας υπόψη το φαινόμενο της πολλαπλής σκέδασης.

6.3.2. Αποτελέσματα

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών δίνονται στο Σχήμα 6.3 και το Σχήμα 6.4. Σημειώνεται ότι οι παρόμοια αποτελέσματα προέκυψαν και για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR.



Σχήμα 6.3: Εκτιμώμενο σφάλμα (κανάλι 1 του δέκτη MVIRI) για τα δύο υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων, ως συνάρτηση του οπτικού βάρους και της γωνίας σκέδασης. Τα σημεία των σημείων προέκυψαν για πέντε τιμές οπτικού βάρους (0.04, 0.12, 0.25, 0.41, 0.58) και γωνίες σκέδασης από 80-180 μοίρες.



Σχήμα 6.4: Εκτιμώμενο σφάλμα (κανάλι 1 του δέκτη MVIRI) για τα δύο υπό εξέταση μοντέλα σωματιδίων, ως συνάρτηση του οπτικού βάθους για γωνίες σκέδασης 140-180 μοίρες. Τα σμήνη των σημείων προέκυψαν για πέντε τιμές οπτικού βάθους (0.04, 0.12, 0.25, 0.41, 0.58) και γωνίες σκέδασης από 80-180 μοίρες.

Από τα σμήνη των σημείων που προέκυψαν, παρατηρούμε τα εξής:

- Το απόλυτο σφάλμα αυξάνεται κατά τη μετάβαση από τις μικρότερες ($\tau_a=0.04$) προς τις μεγαλύτερες ($\tau_a=0.52$) τιμές οπτικού βάθους για όλες τις γωνίες σκέδασης.
- Για μεγάλες τιμές οπτικού βάθους (π.χ. $\tau_a=0.52$) το μέγιστο σφάλμα μπορεί να γίνει συγκρίσιμο με την τιμή του οπτικού βάθους (π.χ. για γωνία σκέδασης 140 μοιρών το αντίστοιχο σφάλμα είναι ίσο με 0.3 περίπου).
- Στην περιοχή γωνιών έως τις 130 μοίρες περίπου, η μορφή των καμπυλών (μικρή κλίση, βλ. Σχήμα 6.3) για δεδομένη τιμή οπτικού βάθους, υποδεικνύει ότι το σφάλμα παρουσιάζει ασθενέστερη εξάρτηση από τη γωνία σκέδασης ειδικά για μικρά οπτικά βάθη.

- Στην περιοχή γωνιών 140-160 μοίρες, για δεδομένη τιμή οπτικού βάθους, το σφάλμα μειώνεται ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης. Η σχέση σφάλματος-γωνίας σκέδασης παρουσιάζει μεγαλύτερη κλίση όσο αυξάνεται η τιμή του οπτικού βάθους.
- Κοντά στην περιοχή των 160 μοιρών (160-165 μοίρες περίπου) το σφάλμα παρουσιάζει ελάχιστο για δεδομένη τιμή οπτικού βάθους. Το σφάλμα είναι συγκριτικά μικρότερο ακόμη και για μεγάλες τιμές οπτικού βάθους. Για παράδειγμα, για $\tau_a=0.37$, $\Delta\tau=0.05$ (13.5%) και $\tau_a=0.52$, $\Delta\tau=0.1$ (19.2%),
- Μετά την περιοχή 160-165 μοίρες και έως τη γωνία των 170 μοιρών, για δεδομένη τιμή οπτικού βάθους, το σφάλμα αυξάνεται πάλι ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης με κλίση που επίσης αυξάνεται με την τιμή του οπτικού βάθους.
- Στην περιοχή γωνιών 160-180 μοίρες και για σταθερή τιμή οπτικού βάθους, το σφάλμα είναι μικρότερο συγκριτικά με τις υπόλοιπες γωνίες σκέδασης.

6.4. Συμπεράσματα

Τα αποτελέσματα του παρόντος κεφαλαίου συνέβαλλαν στην ποσοτικοποίηση του σφάλματος εκτίμησης του οπτικού βάθους σε συνάρτηση με τη γεωμετρία παρατήρησης. Το σημαντικότερο συμπέρασμα που προέκυψε αφορά τον εντοπισμό βέλτιστης γεωμετρίας παρατήρησης οι οποίες ελαχιστοποιούν το σφάλμα εκτίμησης. Επίσης εξαιτίας της πολυπλοκότητας της σχέσης σφάλματος εκτίμησης-γεωμετρίας παρατήρησης-οπτικού βάθους, συνάγεται το συμπέρασμα ότι κατά τη διαδικασία της επικύρωσης των αποτελεσμάτων πρέπει η αλληλεξάρτηση αυτή να ληφθεί υπόψη.

7. ΕΠΙΚΥΡΩΣΗ ΤΩΝ ΑΛΓΟΡΙΘΜΩΝ

7.1. Εισαγωγή

Η διαδικασία επικύρωσης βασίστηκε στα αποτελέσματα της ανάλυσης των επίγειων μετρήσεων. Οι στόχοι της διαδικασίας επικύρωσης ήταν:

1. Η εκτίμηση της ακρίβειας μέτρησης που εξασφαλίζει το μοντέλο SH για παρατηρήσεις όπου επικρατούν τα μεγάλου μεγέθους σωματίδια που προέρχονται από την έρημο Σαχάρα.
2. Η εκτίμηση της ακρίβειας που εξασφαλίζει το μοντέλο SHF σε συνθήκες όπου επικρατούν τα μικρού μεγέθους υδατοδιαλυτά σωματίδια.
3. Η εκτίμηση της ακρίβειας όταν ανεξάρτητα από τον τύπο/μέγεθος των σωματιδίων χρησιμοποιείται a-priori ένα από τα δύο υπό εξέταση μοντέλα.

7.2. Εφαρμογή και επικύρωση του αλγορίθμου MVIRI

Μετά τον διαχωρισμό των δεδομένων σε υποομάδες, ο αλγόριθμος του δέκτη MVIRI εφαρμόστηκε σε όλες τις διαθέσιμες εικόνες. Από το σύνολο των εικόνων (ώρα λήψης 12:00 UTC), επιλέχθηκαν εκείνες που αντιστοιχούσαν στις ημερομηνίες των μετρήσεων του φωτόμετρου (19 εικόνες). Ο αλγόριθμος ανάκτησης του οπτικού βάθους εφαρμόστηκε σε κάθε εικόνα, για κάθε μοντέλο σωματιδίων ξεχωριστά. Με τον τρόπο αυτό προέκυψαν συνολικά 38 (2x19) εικόνες οπτικού βάθους για την Μεσόγειο από τις οποίες εξήχθησαν μέσες χωρικές τιμές από την περιοχή της Φινοκαλιάς σύμφωνα με τη διαδικασία που περιγράφηκε στην ενότητα 3.5 της μεθοδολογίας. Τα δεδομένα επικύρωσης περιελάμβαναν τελικά 38 ζεύγη τιμών οπτικών βαθών φωτόμετρου-δέκτη εκ των οποίων τα 12 αντιστοιχούσαν στην πρώτη υποομάδα δεδομένων ($0.2 < \alpha < 0.7$) και τα υπόλοιπα 26 στην δεύτερη ($\alpha > 1.1$).

Για την υλοποίηση των στόχων της διαδικασίας επικύρωσης, ακολούθησε η εκτίμηση του σφάλματος για τους τρεις συνδυασμούς μοντέλων σωματιδίων και

υποομάδων μετρήσεων (Πίνακας 7.1). Για κάθε συνδυασμό του πίνακα, υπολογίστηκαν η μέση, η μέγιστη, η ελάχιστη και η ενδιάμεση τιμή του σχετικού σφάλματος. Το σχετικό σφάλμα για κάθε ζεύγος τιμών οπτικού βάθους φωτόμετρου (τ_Φ) και δέκτη (τ_Δ) υπολογίστηκε από τη σχέση:

$$\text{Σχετικό σφάλμα} = 100 \cdot \frac{|\tau_\Phi - \tau_\Delta|}{\tau_\Phi} \quad 7.1$$

α/α	Μοντέλο αλγορίθμου	Υποομάδα δεδομένων	Αριθμός ζευγών
1	<i>Shettle, 1.50-i0.01</i>	O1 $0.2 < a < 0.7$	6
2	<i>Shettle & Fenn, 1.53-i0.006</i>	O2 $1.1 < a < 2.0$	13
3	<i>Shettle, 1.50-i0.01</i>	O1+O2 $0.2 < a < 0.7$ $1.1 < a < 2.0$	19
	<i>Shettle & Fenn, 1.53-i0.006</i>	O1+O2 $0.2 < a < 0.7$ $1.1 < a < 2.0$	19

Πίνακας 7.1: Συνδυασμοί μοντέλων σωματιδίων και υποομάδων δεδομένων που εξετάστηκαν κατά την επικύρωση των αποτελεσμάτων του δέκτη MVIRI.

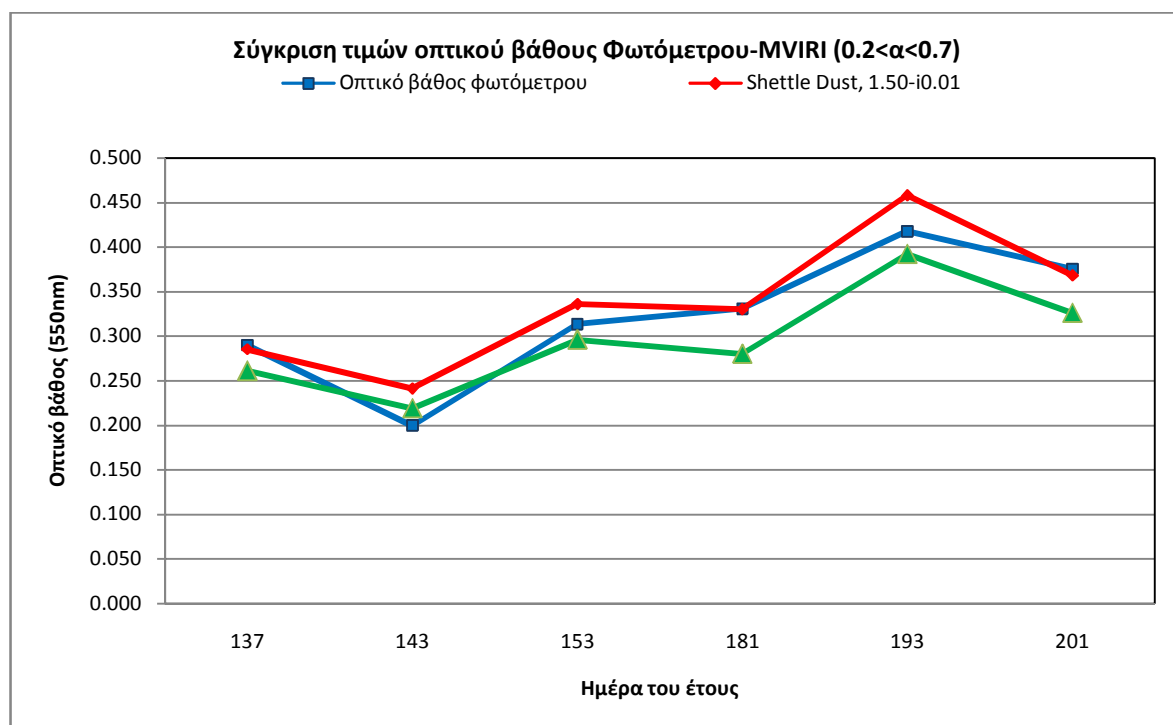
1^η Υποομάδα

Στον πίνακα 7.2 παρουσιάζονται οι τιμές οπτικού βάθους που προέκυψαν από την εφαρμογή του αλγορίθμου μαζί με τις αντίστοιχες τιμές του οπτικού βάθους (2^η στήλη) και του εκθέτη angstrom (3^η στήλη) του φωτόμετρου. Οι συγκεκριμένες τιμές οπτικού βάθους που κυμαίνονται από 0.199 έως 0.418 με μέση τιμή 0.321, θα μπορούσαν να χαρακτηριστούν ως ενδιάμεσες τιμές οπτικού βάθους για την περίπτωση των επεισοδίων μεταφοράς σκόνης αφού σε τέτοια γεγονότα συναντώνται γενικά πολύ υψηλότερες τιμές (Moulin et al. 1997α,β). Τα αποτελέσματα απεικονίζονται με τη μορφή χρονοσειράς στο Σχήμα 7.1.

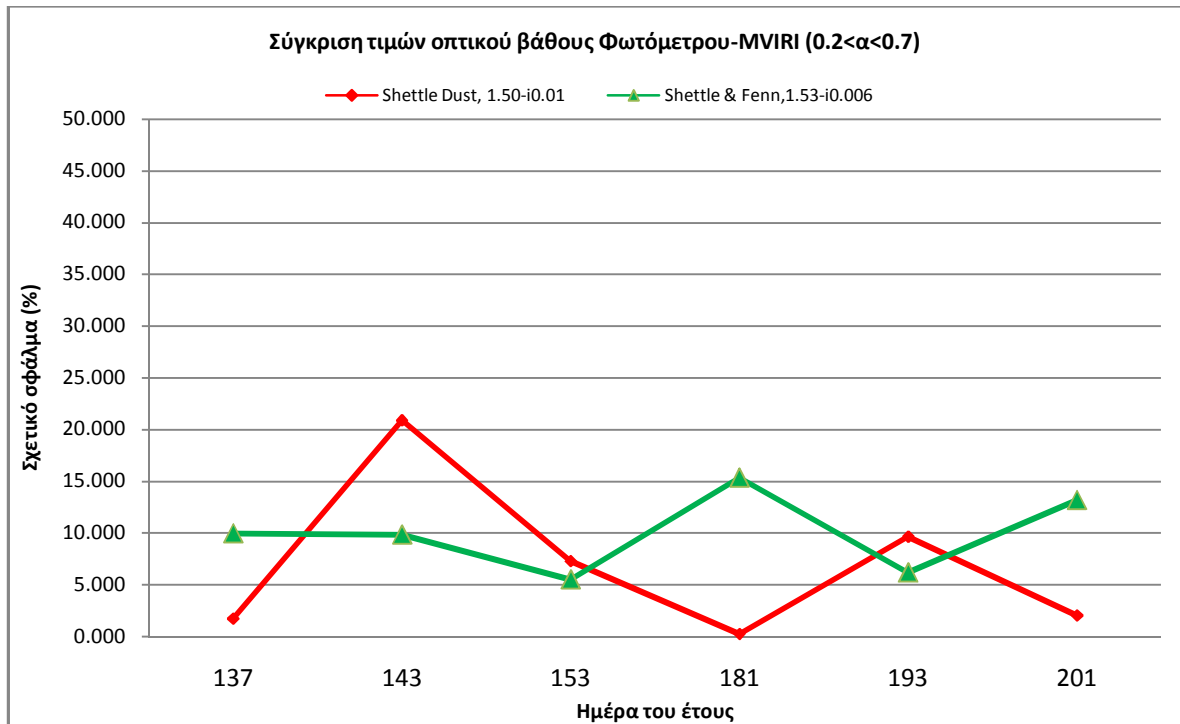
Στο Σχήμα 7.2 παρουσιάζονται οι τιμές του σχετικού σφάλματος που προέκυψαν εφαρμόζοντας τη σχέση 7.1.

Ημέρα του έτους	Μέση τιμή OB (15 λεπτά) Φωτόμετρου (550nm)	Μέση τιμή εκθέτη angstrom	Μοντέλο: Shettle, 1.50-i0.01	Μοντέλο: Shettle & Fenn, 1.53-i0.006
137	0.290	0.624	0.285	0.261
143	0.199	0.609	0.241	0.219
153	0.313	0.500	0.336	0.296
181	0.331	0.247	0.330	0.280
193	0.418	0.239	0.458	0.392
201	0.376	0.245	0.368	0.326

Πίνακας 7.2: Πίνακας τιμών οπτικού βάθους Φωτόμετρου-MVIRI για τον πρώτο συνδυασμό δεδομένων ($0.2 < \alpha < 0.7$).



Σχήμα 7.1: Σύγκριση τιμών οπτικού βάθους δέκτη Φωτόμετρου-MVIRI για την υποομάδα $0.2 < \alpha < 0.7$.



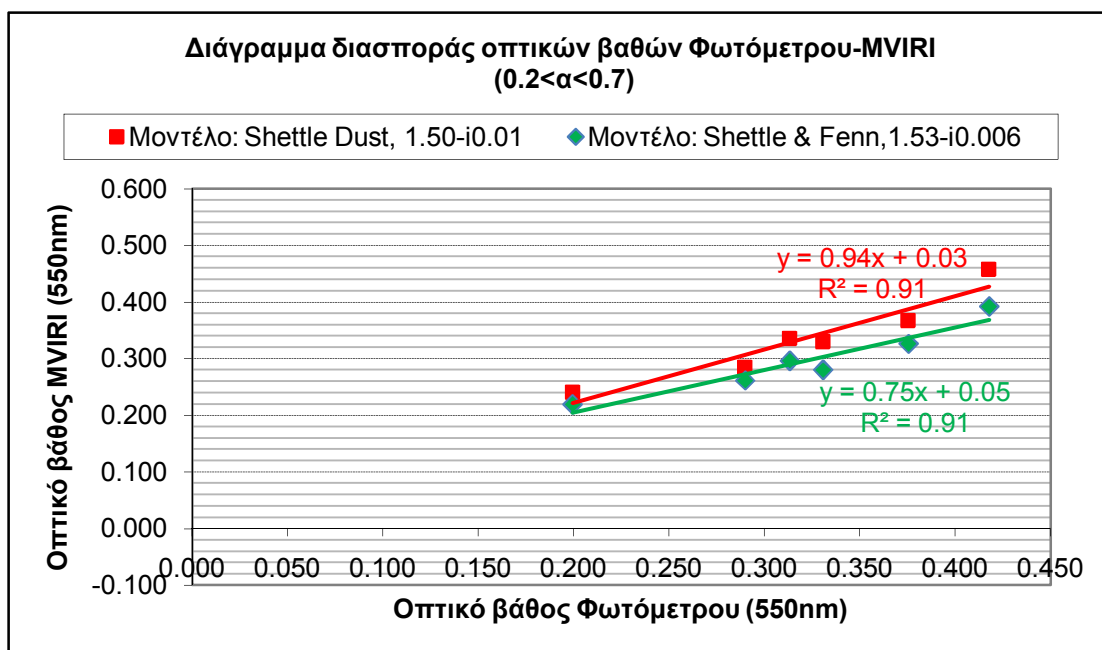
Σχήμα 7.2: Σχετικό σφάλμα τιμών οπτικού βάθους του δέκτη MVIRI για την υποομάδα $0.2 < \alpha < 0.7$.

Τα αποτελέσματα του σχήματος 7.1 υποδεικνύουν ότι και τα δύο μοντέλα ακολουθούν τις μεταβολές των τιμών οπτικού βάθους. Γενικά το μοντέλο SH προβλέπει τις τιμές οπτικού βάθους με μεγαλύτερη ακρίβεια. Εντούτοις, εντοπίζονται σημεία όπου του μοντέλο SHF παρουσιάζει μεγαλύτερη ακρίβεια (ημέρες 143, 193). Οι τιμές του σχετικού σφάλματος που δίνονται στον πίνακα 7.3, υποδεικνύουν ότι το μοντέλο SH συγκριτικά εξασφαλίζει ακριβέστερα αποτελέσματα αφού οι αντίστοιχες τιμές σφάλματος με εξαίρεση το μέγιστο σφάλμα είναι μικρότερες. Επίσης παρατηρούμε ότι η μέση τιμή του σφάλματος για το συγκεκριμένο μοντέλο είναι πολύ μικρή (7%).

Μοντέλο	Τιμή Σφάλματος (%)				Συντ. Συσχ. R^2
	Μέση	Μέγιστη	Ελάχιστη	Ενδιάμεση	
SH	7.0	21.1	0.3	4.7	0.91
SHF	10.1	15.4	5.4	10.0	0.91

Πίνακας 7.3: Τιμές σφάλματος του δέκτη MVIRI για την υποομάδα $0.2 < \alpha < 0.8$.

Στο Σχήμα 7.3 δίνεται το διάγραμμα διασποράς μαζί με την αντίστοιχη ευθεία παλινδρόμησης.



Σχήμα 7.3: Διάγραμμα διασποράς οπτικών βαθών Φωτόμετρου-MVIRI για την υποομάδα $0.2 < \alpha < 0.7$.

Ο συντελεστής συσχέτισης R^2 που προέκυψε και για τα δύο μοντέλα είναι πολύ υψηλός (0.91), η κλίση της ευθείας για το μοντέλο SH είναι πολύ κοντά στη μονάδα (0.94) ενώ για το μοντέλο SHF η κλίση είναι πολύ μικρότερη (0.75). Οι μετατοπίσεις ως προς την αρχή των αξόνων παρουσιάζουν πολύ μικρές τιμές (0.03 και 0.05 αντίστοιχα).

2^η Υποομάδα

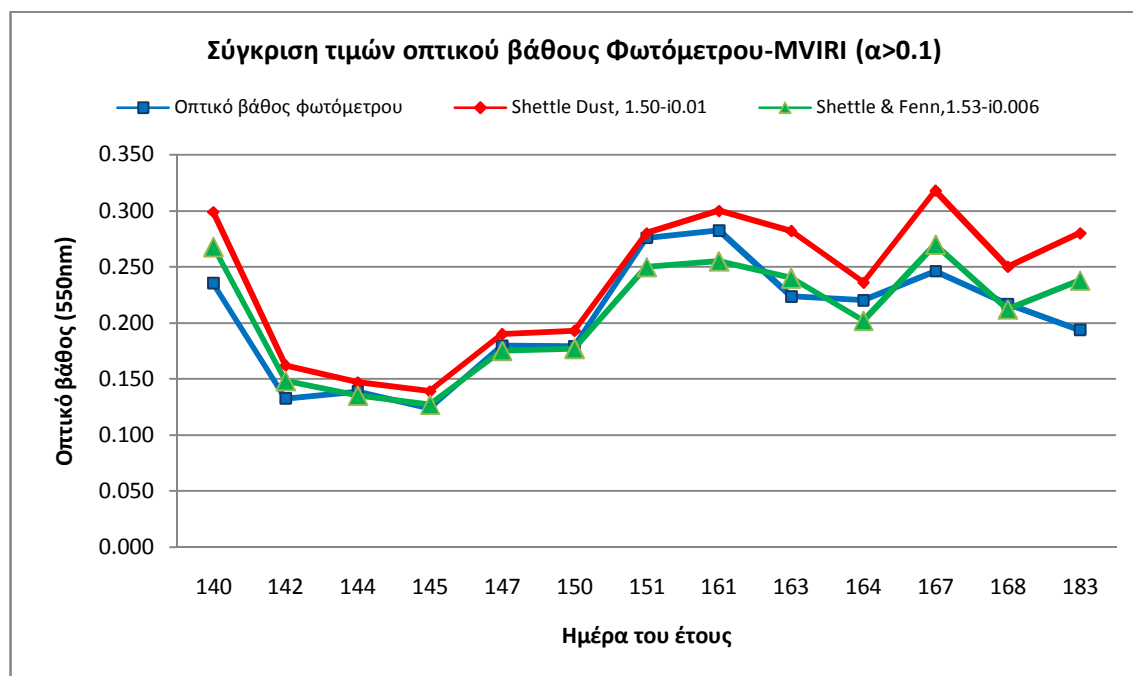
Στον πίνακα 7.4 παρουσιάζονται οι τιμές οπτικού βάθους που προέκυψαν για το δεύτερο συνδυασμό των δεδομένων επικύρωσης. Στην περίπτωση αυτή οι τιμές του φωτόμετρου μεταβάλλονται από 0.124 έως 0.283 (μέση τιμή 0.204) και μπορούν να χαρακτηριστούν ως υψηλές δεδομένου ότι η κατάσταση υποβάθρου στο θαλάσσιο περιβάλλον της Μεσογείου αντιστοιχεί σε τιμές μικρότερες από 0.1 (βλ. επίσης διάγραμμα 5.2). Στο σημείο αυτό πρέπει να τονισθεί ότι τιμές μικρότερες από 0.1 έχουν εξαιρεθεί από τη διαδικασία επικύρωσης, όπως ήδη αναφέρθηκε στην ενότητα 3.5 της μεθοδολογίας, εξαιτίας της περιορισμών που θέτει ο ραδιομετρικός θόρυβος του δέκτη MVIRI.

Η σύγκριση των τιμών οπτικού βάθους φωτόμετρου-MVIRI δίνεται στο Σχήμα 7.4 και το Σχήμα 7.5 με τη μορφή χρονοσειράς. Στον πίνακα 7.5 δίνονται τα

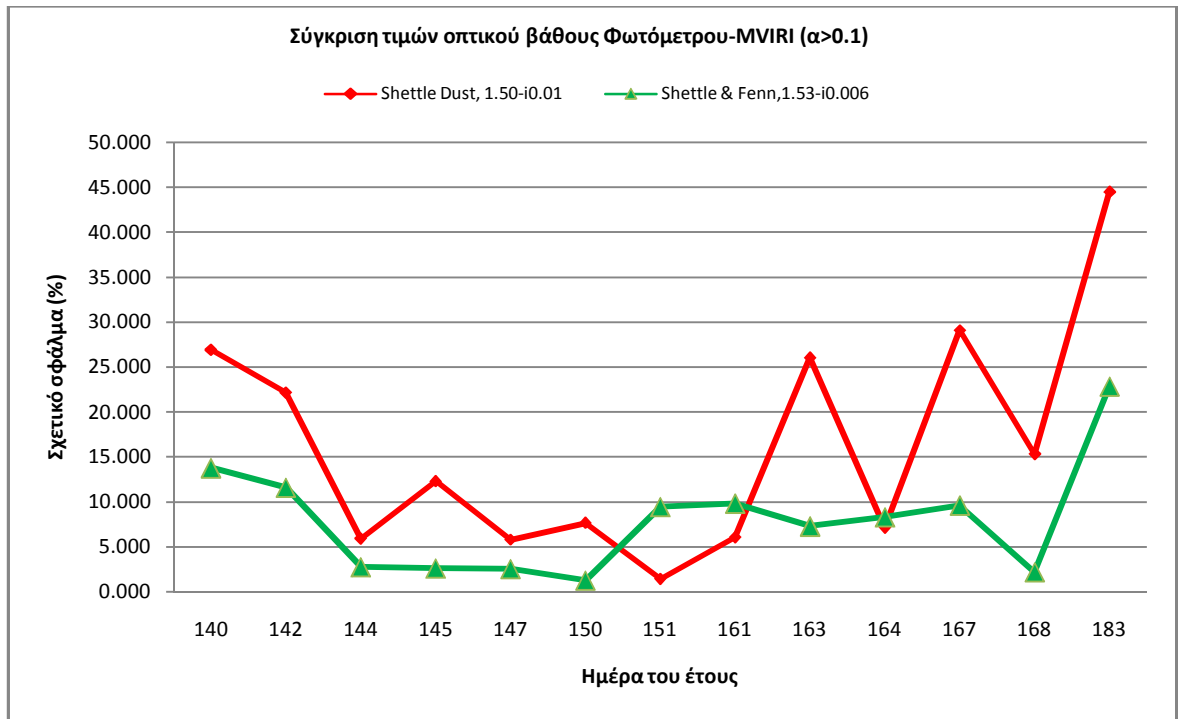
στατιστικά στοιχεία για το σχετικό σφάλμα.

Ημέρα του έτους	Μέση τιμή (15 λεπτά) Φωτόμετρου (550nm)	Μέση τιμή εκθέτη angstrom	Μοντέλο: Shettle & Fenn, 1.53-i0.006	Μοντέλο: Shettle, 1.50-i0.01
140	0.236	1.257	0.268	0.299
142	0.133	1.155	0.148	0.162
144	0.139	1.361	0.135	0.147
145	0.124	1.550	0.127	0.139
147	0.180	1.676	0.175	0.190
150	0.179	1.144	0.177	0.193
151	0.276	1.414	0.250	0.280
161	0.283	1.354	0.255	0.300
163	0.224	1.633	0.240	0.282
164	0.220	1.591	0.202	0.236
167	0.246	1.588	0.270	0.318
168	0.217	1.588	0.212	0.250
183	0.194	1.192	0.238	0.280

Πίνακας 7.4: Πίνακας τιμών οπτικού βάθους Φωτόμετρου-MVIRI για την υποομάδα $1.1 < \alpha < 2$.



Σχήμα 7.4: Σύγκριση τιμών οπτικού βάθους MVIRI-Φωτόμετρου με τη μορφή χρονοσειράς για την υποομάδα $1.1 < \alpha < 2.0$.



Σχήμα 7.5: Σχετικό σφάλμα τιμών οπτικού βάθους του δέκτη MVIRI για την υποομάδα $1.1 < \alpha < 2.0$.

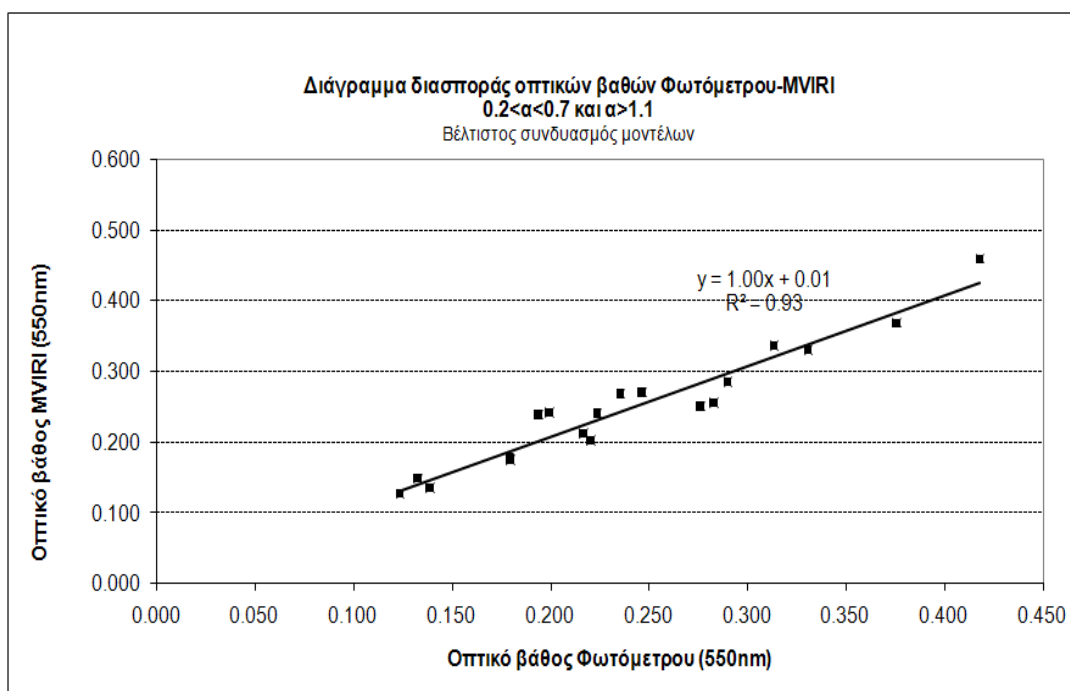
Τα αποτελέσματα υποδεικνύουν πολύ καλή ταύτιση των τιμών οπτικού βάθους MVIRI και φωτόμετρου για το μοντέλο SHF. Αντίθετα, στην περίπτωση του μοντέλου SH παρατηρείται απόκλιση γενικά από την αντίστοιχη καμπύλη του φωτόμετρου. Η παρατηρούμενη απόκλιση γίνεται μεγαλύτερη για τις ημέρες 151-183 με αυξητική τάση. Η μέγιστη τιμή σφάλματος είναι στην περίπτωση αυτή πολύ μεγάλη (45% περίπου) (ημέρα 183). Οι τιμές σχετικού σφάλματος για το μοντέλο SHF είναι γενικά πολύ μικρές (<10%) με εξαίρεση τις ημέρες 140 και 183 για τις οποίες τα αντίστοιχα σφάλματα είναι μεγαλύτερα (~15% και ~22%) αλλά πάντως πολύ μικρότερα από τα αντίστοιχα σφάλματα για την περίπτωση του μοντέλου SH. Τα στατιστικά στοιχεία για το σχετικό σφάλμα (Πίνακας 7.5) επιβεβαιώνουν την παρατήρηση αυτή. Το μοντέλο SHF για όλες τις τιμές σφάλματος παρουσιάζει μικρότερες τιμές. Το μέσο σφάλμα είναι και στην περίπτωση αυτή πολύ μικρό (7.9%).

Μοντέλο	Τιμή Σφάλματος (%)				Συντ. Συσχ.
	Μέση	Μέγιστη	Ελάχιστη	Ενδιάμεση	R ²
SH	16.1	44.3	1.5	12.1	0.82
SHF	7.9	21.6	1.2	8.2	0.83

Πίνακας 7.5: Τιμές σφάλματος του δέκτη MVIRI για την υποομάδα $1.1 < \alpha < 2.0$.

Για την περαιτέρω εκτίμηση της συνολικής ακρίβειας, τα αποτελέσματα από τις δύο υποομάδες ενοποιήθηκαν σε ενιαίο σύνολο δεδομένων. Το σύνολο των δεδομένων που δημιουργήθηκε με τον τρόπο αυτό αντιστοιχεί στη βέλτιστη επιλογή των μοντέλων. Αν και στην περίπτωση των μονοκαναλικών αλγορίθμων, δεν είναι δυνατή αυτή η βέλτιστη επιλογή (το μοντέλο αναφοράς στους συγκεκριμένους αλγορίθμους επιλέγεται a-rgiogi), η εξέταση της ακρίβειας των αποτελεσμάτων μπορεί να οδηγήσει είτε στον εντοπισμό άλλων σφαλμάτων είτε στην επιβεβαίωση των αποτελεσμάτων που δόθηκαν πιο πάνω. Τα ποσοτικά στοιχεία στην περίπτωση αυτή αποτελούν ένα επιπλέον κριτήριο για τη συνολική αξιολόγηση του αλγορίθμου.

Στο Σχήμα 7.6 δίνεται η ευθεία παλινδρόμησης που προέκυψε για τον βέλτιστο συνδυασμό μοντέλων και στον πίνακα 7.6 οι αντίστοιχες τιμές σχετικού σφάλματος.



Σχήμα 7.6: Διάγραμμα διασποράς οπτικών βαθών Φωτόμετρου-MVIRI τις περιπτώσεις 0.2<α<0.5 - Μοντέλο SH και α>1.1 - Μοντέλο SHF.

Μοντέλο	Τιμή Σφάλματος (%)				Συντ. Συσχ.
	Μέση	Μέγιστη	Ελάχιστη	Ενδιάμεση	R ²
Βέλτιστος συνδυασμός	7.6	21.6	0.3	7.3	0.93

Πίνακας 7.6: Τιμές σφάλματος του δέκτη MVIRI για τις δύο υποομάδες με τον βέλτιστο συνδυασμό των μοντέλων σωματιδίων.

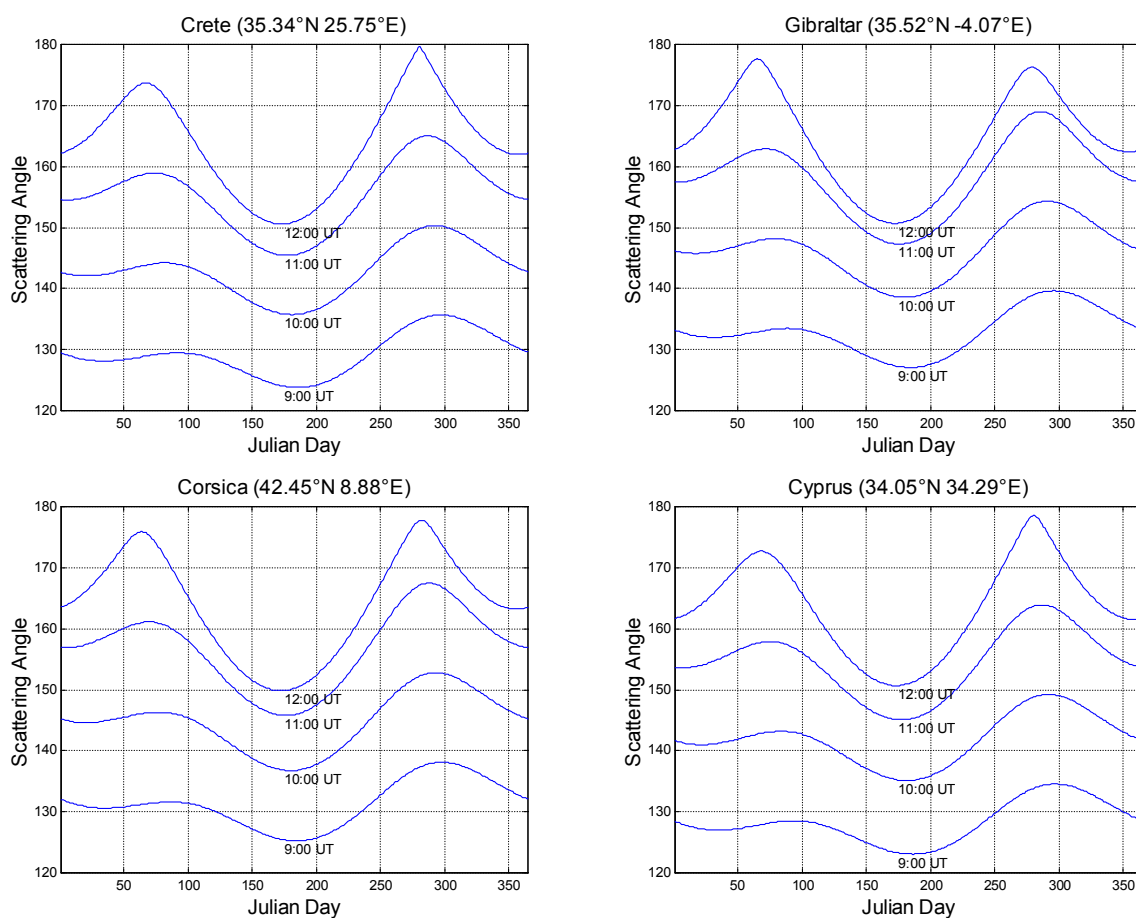
Η συντελεστής συσχέτισης για το σύνολο των διαθέσιμων δεδομένων είναι στην περίπτωση αυτή πολύ υψηλός (0.93) και η αντίστοιχη ευθεία γραμμικής παλινδρόμησης παρουσιάζει ταύτιση με τη διαγώνιο (κλίση 1 και μετατόπιση 0.01). Παρατηρείται δηλαδή σχεδόν πλήρης αντιστοιχία μεταξύ των τιμών του φωτόμετρου και του δέκτη MVIRI. Με εξαίρεση τη μέγιστη τιμή σφάλματος (21.6%), όλες οι υπόλοιπες τιμές είναι πολύ μικρές (μικρότερες από 10%). Τα αποτελέσματα αυτά είναι ενδεικτικά της αντιπροσωπευτικότητας των δύο μοντέλων που επιλέχθηκαν.

3^η Υποομάδα

Η ανάλυση των αποτελεσμάτων για την περίπτωση αυτή έγινε λαμβάνοντας υπόψη τα συμπεράσματα που προέκυψαν κατά τη διαδικασία ανάλυσης ευαισθησίας. Υπενθυμίζεται ότι σύμφωνα με τα συμπεράσματα αυτά, η λανθασμένη επιλογή μοντέλου σωματιδίων οδηγεί σε σφάλμα εκτίμησης το οποίο εξαρτάται από τη γεωμετρία παρατήρησης (γωνία σκέδασης) και το οπτικό βάθος κατά τη στιγμή της παρατήρησης. Για το λόγο αυτό, κρίθηκε επιβεβλημένο να υπολογιστούν οι γωνίες σκέδασης για την περιοχή της Φινοκαλιάς ως συνάρτηση της ώρας παρατήρησης και της ημέρας του έτους για το σύνολο των δεδομένων επικύρωσης.

Οι υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν για τις χρονοθυρίδες 9:00, 10:00, 11:00 και 12:00 UTC. Υπενθυμίζεται ότι η χρονοθυρίδα 12:00 UTC αντιστοιχεί στην ώρα λήψης των διαθέσιμων εικόνων. Εκτός από την περιοχή της Φινοκαλιάς, επιλέχθηκαν ακόμη τρεις περιοχές ώστε να είναι δυνατή η γενίκευση των συμπερασμάτων για όλη τη Μεσόγειο. Οι 4 περιοχές ήταν: 1. Φινοκαλιά, 35.34° N 25.75° E 2. Γιβραλτάρ, 35.52° N -4.07° E 3. Κορσική, 42.45° N 8.88° E και 4. Κύπρος, 34.05° N 34.29° E

Τα αποτελέσματα των υπολογισμών παρουσιάζονται με τη μορφή γραφημάτων στο Σχήμα 7.7.



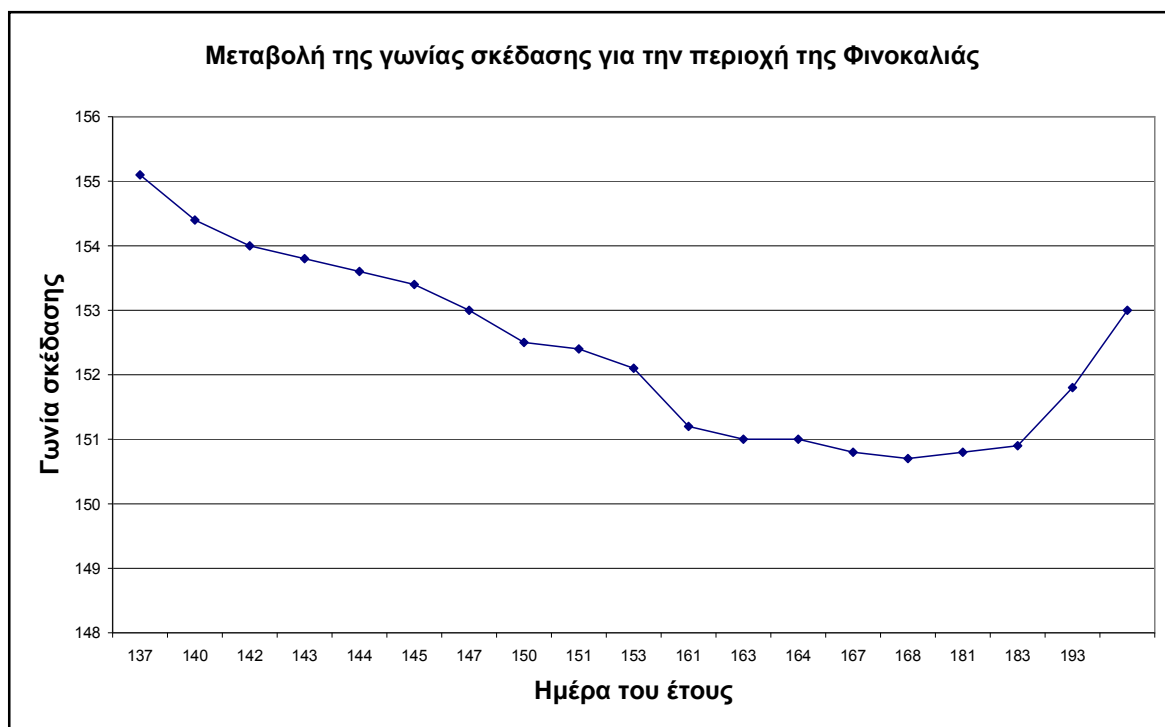
Σχήμα 7.7: Μεταβολή της γωνίας σκέδασης ως συνάρτηση της ημέρας του έτους και της ώρας λήψης για τον δέκτη MVIRI σε 4 διαφορετικές θέσεις στη Μεσόγειο.

Όπως παρατηρούμε από τα γραφήματα για τα τέσσερα επιλεγμένα σημεία, οι μορφές των καμπυλών δεν παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές από περιοχή σε περιοχή. Ωστόσο για κάθε περιοχή, η τιμή της γωνίας εξαρτάται ισχυρά από την ώρα και την ημέρα της παρατήρησης. Με βάση τα αποτελέσματα για την περιοχή της Φινοκαλιάς παρατηρούμε τα εξής:

- Η γωνία σκέδασης αυξάνεται όσο η ώρα παρατήρησης πλησιάζει τις 12:00 UTC. Η συμπεριφορά αυτή παρατηρείται καθόλη τη διάρκεια του έτους.
- Οι τιμές της γωνίας για τις πρωινές ώρες παρατήρησης (09:00, 10:00 UTC) είναι μικρότερες από 150 μοίρες.
- Για τις παρατηρήσεις που πραγματοποιούνται το απόγευμα (11:00, 12:00 UTC) η γωνία σκέδασης λαμβάνει τιμές μεγαλύτερες από 150 μοίρες για το μεγαλύτερο μέρος του έτους.

- Για παρατηρήσεις στη χρονοθυρίδα 12:00 UTC, η γωνία σκέδασης είναι μεγαλύτερη από 160 μοίρες για τις περιόδους Ιανουάριος-Απρίλιος (ημέρες 1-120) και μέσα Αυγούστου-Δεκέμβριος (ημέρες 230-365). Αντίστοιχα για την περίοδο Μάιος-μέσα Αυγούστου η γωνία είναι μικρότερη από 160 μοίρες με το ελάχιστο (150 μοίρες) να εντοπίζεται την περίοδο Ιούνιος-μέσα Ιουλίου (ημέρες 150-200). Συνεκτιμώντας τις παρατηρήσεις που προέκυψαν από την ανάλυση ευαισθησίας, η χρονοθυρίδα 12:00UTC εξασφαλίζει τη βέλτιστη γεωμετρία για την ανάκτηση του οπτικού βάθους.

Αναφορικά με τα δεδομένα επικύρωσης, μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι καλύπτουν την χρονική περίοδο 17 Μαΐου (ημέρα 137) – 20 Ιουλίου (ημέρα 201) (βλ. πίνακες 7.2 και 7.4). Στο διάγραμμα του σχήματος 7.8 δίνεται η μεταβολή της γωνίας σκέδασης ως συνάρτηση της ημέρας για το σύνολο των δεδομένων επικύρωσης.



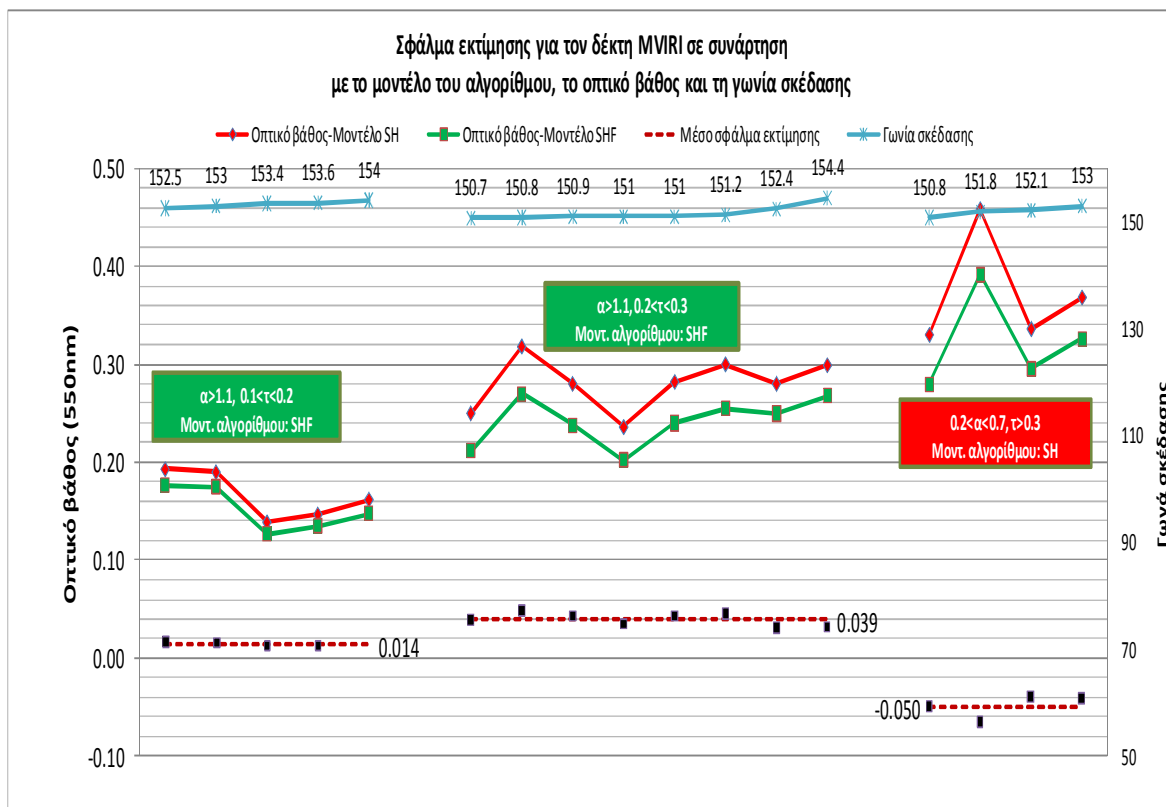
Σχήμα 7.8: Γωνία σκέδασης για το δορυφόρο Meteosat όπως υπολογίστηκε για τις ημερομηνίες των διαθέσιμων ζευγών επικύρωσης Φωτόμετρου-MVIRI που χρησιμοποιήθηκαν στην έρευνα.

Παρατηρούμε ότι η γωνία κυμαίνεται από από 155 μοίρες (ημέρα 137) σε 151 μοίρες περίπου (ημέρα 161). Η γωνία είναι σχεδόν σταθερή και ίση με 151 μοίρες περίπου για τις ημέρες του έτους 161-183 και αυξάνεται σταδιακά για τις ημέρες 193 (152 μοίρες περίπου) και 201 (153 μοίρες) στη συνέχεια.

Προκειμένου να εκτιμηθεί η εξάρτηση του σφάλματος από τις τιμές του οπτικού βάθους, τα δεδομένα της τρίτης υποομάδας ταξινομήθηκαν σε τρεις κλάσεις (μικρές, μεσαίες και μεγάλες τιμές) με κριτήριο τις τιμές του οπτικού βάθους από το φωτόμετρο. Οι κλάσεις δεδομένων που προέκυψαν από τη διαδικασία αυτή ήταν:

1. Τιμές οπτικού βάθους 0.1-0.2. Η κλάση αυτή περιελάμβανε περιπτώσεις με τιμές εκθέτη angstrom μεγαλύτερες από 1.1 (μικρού μεγέθους σωματίδια).
2. Τιμές οπτικού βάθους 0.2-0.3. Η κλάση αυτή περιελάμβανε επίσης σωματίδια μικρού μεγέθους με $\alpha > 1.1$. Σημειώνεται ότι η τιμή 0.290 έχει εξαιρεθεί. Αυτό κρίθηκε αναγκαίο προκειμένου η κάθε κλάση να περιλαμβάνει μετρήσεις από έναν μόνο τύπο σωματιδίων.
3. Τιμές οπτικού βάθους μεγαλύτερες από 0.3. Η κλάση αυτή περιελάμβανε περιπτώσεις με τιμές εκθέτη angstrom 0.2-0.7 (σωματίδια σκόνης).

Στη συνέχεια έγινε σύγκριση των τιμών που προέκυψαν από τα δύο μοντέλα. Σημειώνεται ότι η εκτίμηση του σφάλματος για τις τρεις περιπτώσεις είναι έμμεση αφού αντιστοιχεί στη διαφορά των μετρήσεων μεταξύ των δύο μοντέλων και όχι στην απόλυτη διαφορά από τις τιμές του φωτόμετρου. Παρόλα αυτά, με δεδομένη τη μεγάλη ακρίβεια που εξασφαλίζει το κάθε μοντέλο ξεχωριστά, η εκτίμηση αυτή προσεγγίζει την πραγματική τιμή σφάλματος. Στο Σχήμα 7.9 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν από τη διαδικασία αυτή.



Σχήμα 7.9: Σφάλμα εκτίμησης του οπτικού βάθους για την περίπτωση της a-priori επιλογής μοντέλου σωματιδίων. Στα έγχρωμα πλαίσια δηλώνεται το μοντέλο αντιστροφής, και οι τιμές του φωτόμετρου (οπτικό βάθος, εκθέτης angstrom) για καθεμία από τις τρεις κλάσεις δεδομένων. Η εκτίμηση του σφάλματος για τις τρεις περιπτώσεις είναι έμμεση αφού αντιστοιχεί στη διαφορά των μετρήσεων μεταξύ των δύο μοντέλων.

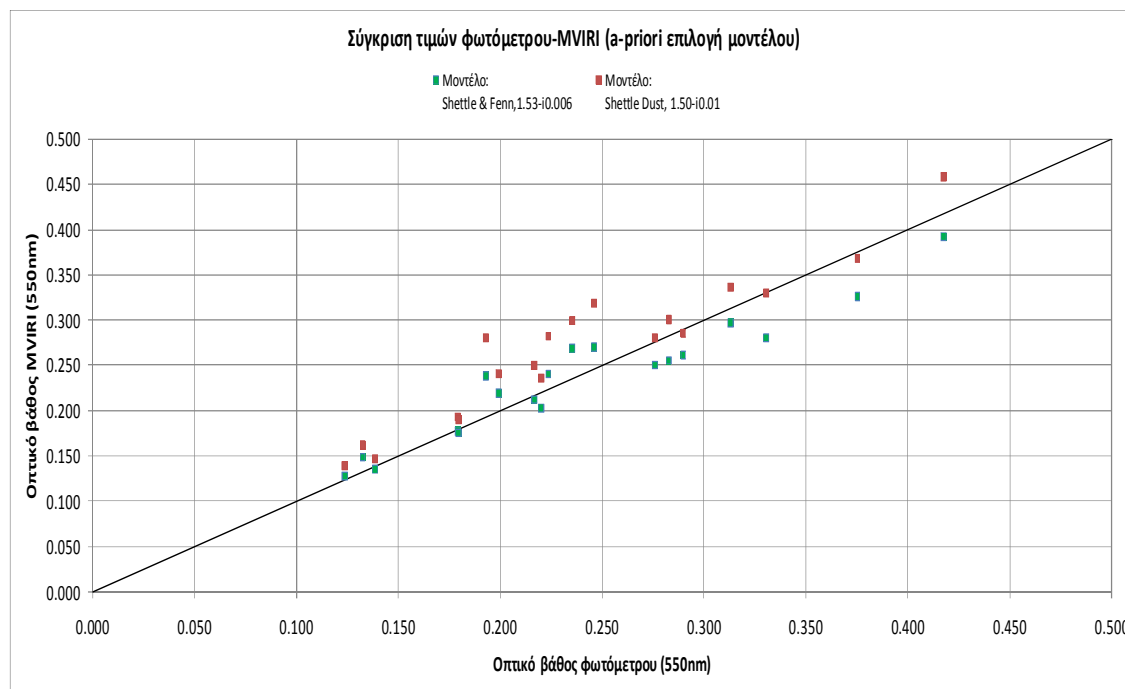
Από την εξέταση των τιμών του μέσου σφάλματος (διακεκομμένη μωβ γραμμή) παρατηρούμε τα εξής:

1. Για οπτικά βάθη 0.1-0.2, το μοντέλο SH δίνει μεγαλύτερη τιμή (+0.014) οπτικού βάθους σε σχέση με το αντιπροσωπευτικό μοντέλο SHF.
2. Για οπτικά βάθη 0.2-0.3, το μοντέλο SH δίνει μεγαλύτερη τιμή (+0.039) οπτικού βάθους σε σχέση με το αντιπροσωπευτικό μοντέλο SHF.
3. Για οπτικά βάθη 0.2-0.4, το μοντέλο SHF υποεκτιμά (-0.050) το οπτικό βάθος σε σχέση με την τιμή που υπολογίζεται από το αντιπροσωπευτικό μοντέλο SH.

Από τις πιο πάνω παρατηρήσεις προκύπτει ότι υπάρχει αύξουσα σχέση μεταξύ τιμών οπτικού βάθους και σφάλματος μέτρησης. Το γεγονός αυτό επιβεβαιώνει τα ευρήματα της ανάλυσης ευαισθησίας για την εξάρτηση του σφάλματος από το οπτικό βάθος, παρόλο που σε απόλυτες τιμές η παρατηρηθείσα διαφορά μεταξύ των δύο μοντέλων είναι μικρότερη (π.χ. για την τρίτη περίπτωση,

τα αποτελέσματα του σχήματος 6.4 υποδεικνύουν διαφορά 0.12 για τιμές οπτικού βάθους 0.37).

Στο Σχήμα 7.10 δίνονται οι εκτιμώμενες τιμές οπτικού βάθους για το σύνολο των δεδομένων ως συνάρτηση της μέτρησης του φωτόμετρου με τη μορφή διαγράμματος διασποράς.

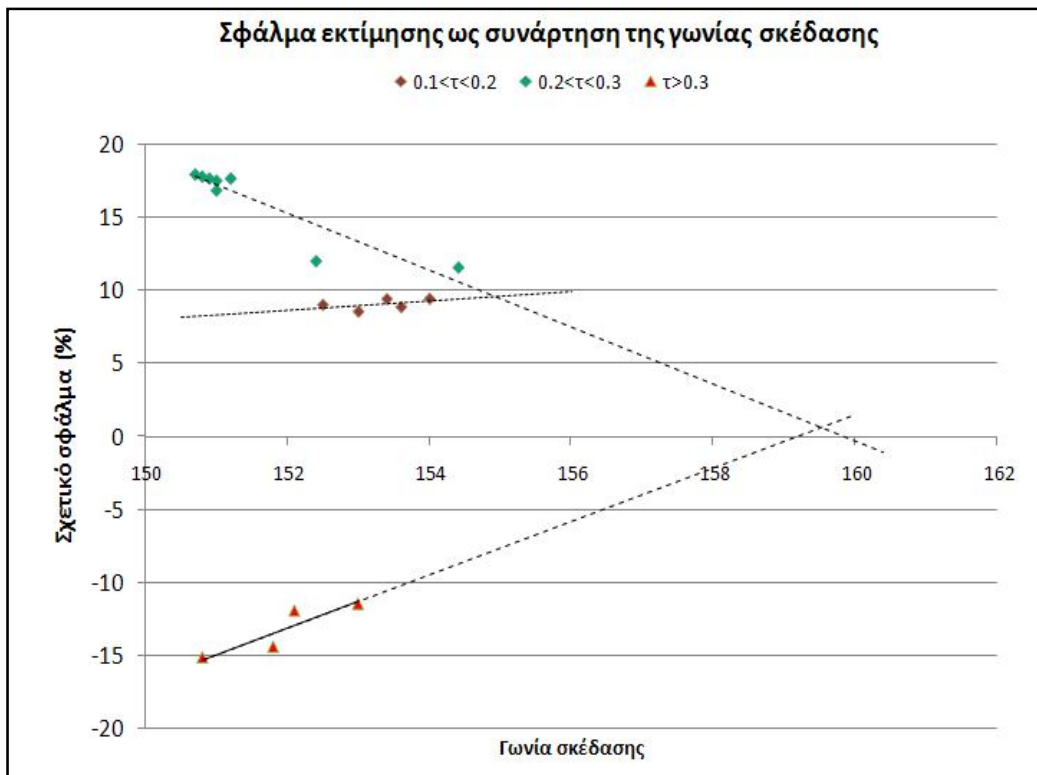


Σχήμα 7.10: Διάγραμμα διασποράς τιμών Φωτόμετρου-MVIRI για την περίπτωση της a-priori επιλογής μοντέλου σωματιδίων. Η διαγώνιος αντιστοιχεί στις περιπτώσεις που υπάρχει πλήρης ταύτιση μεταξύ των τιμών.

Στο διάγραμμα αυτό παρατηρούμε τα ακόλουθα:

Για την περιοχή τιμών 0.1-0.2 και 0.2-0.3 το μοντέλο SH (σημεία με κόκκινο) υπερεκτιμά τις μετρήσεις του φωτόμετρου. Η απόκλιση είναι μεγαλύτερη στη δεύτερη περίπτωση. Στην περιοχή τιμών 0.3-0.5 που αντιστοιχεί σε σωματίδια σκόνης, το μοντέλο SH παρουσιάζει απόλυτη ταύτιση με τις τιμές του φωτόμετρου σε αντίθεση με το μοντέλο SHF που υποεκτιμά κατά πολύ τις αντίστοιχες τιμές. Οι παρατηρήσεις αυτές είναι σε συμφωνία με τα αποτελέσματα που δόθηκαν στο Σχήμα 7.9.

Στο Σχήμα 7.11 δίνεται το σχετικό σφάλμα για τις τρεις κατηγορίες οπτικού βάθους ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης για καθεμία από τις τρεις περιπτώσεις. Δίνονται επίσης οι αντίστοιχες γραμμές τάσης που προέκυψαν μέσω γραμμικής παλινδρόμησης.



Σχήμα 7.11: Σφάλμα εκτίμησης για τον δέκτη MVIRI ως συνάρτηση της γωνίας σκέδασης. Για μικρές τιμές οπτικού βάθους το σφάλμα εκτίμησης είναι ανεξάρτητο από τη γωνία σκέδασης (σημεία με κόκκινο χρώμα). Το σφάλμα ελαχιστοποιείται για γωνίες σκέδασης 160 μοιρών ανεξάρτητα από την τιμή του οπτικού βάθους. Η ακρίβεια του αλγορίθμου είναι σχεδόν ανεξάρτητη από την επιλογή του μοντέλου.

Από την εξέταση του σχήματος 7.11 προκύπτει ότι για μικρές τιμές οπτικού βάθους (0.1-0.2), η αντίστοιχη γραμμή τάσης έχει μικρή κλίση. Αντίθετα, για τα μεγαλύτερα οπτικά βάθη, οι αντίστοιχες γραμμές τάσης υποδεικνύουν φθίνουσα σχέση μεταξύ του σφάλματος μέτρησης και της γωνίας σκέδασης. Στην τελευταία περίπτωση οι γραμμές τάσης τέμνουν τον οριζόντιο άξονα στην τιμή 160 μοίρες περίπου.

Με βάση τα ευρήματα αυτά, συμπεραίνεται ότι για μικρές τιμές οπτικού βάθους, το σφάλμα είναι μικρό (<10%) και δεν εξαρτάται από τη γωνία σκέδασης. Για μεγάλες τιμές οπτικού βάθους, το αντίστοιχο σφάλμα ελαχιστοποιείται για γωνία ίση με 60 μοίρες περίπου. Με άλλα λόγια, στην περίπτωση αυτή, το σφάλμα δεν εξαρτάται από την επιλογή του μοντέλου. Η περίπτωση αυτή αντιστοιχεί στην παρατήρηση υπό βέλτιστη γεωμετρία

Ανακεφαλαιώνοντας, από τη διαδικασία επικύρωσης επισημαίνονται τα εξής:

- Το μοντέλο SH εξασφάλισε μεγάλη ακρίβεια με μέσο σφάλμα 7% όταν ο τύπος των σωματιδίων στην περιοχή της Φινοκαλιάς αντιστοιχούσε σε σωματίδια σκόνης από τη Σαχάρα.
- Σε συνθήκες κατά τις οποίες υπερετούσε η συνιστώσα των υδατοδιαλυτών σωματιδίων, το μοντέλο SHF βρέθηκε να εξασφαλίζει παρόμοια ακρίβεια μέτρησης με μέσο σφάλμα 7.6%.
- Η συγκριτική ανάλυση των τιμών οπτικού βάθους που προέκυψαν από κάθε μοντέλο, έδειξε ότι το σφάλμα μέτρησης αυξάνεται με την αύξηση της τιμής του οπτικού βάθους. Για μικρές σχετικά τιμές, (0.1-0.2) το μοντέλο SH υπερεκτιμά την τιμή του οπτικού βάθους κατά 0.014 ενώ για ενδιάμεσες τιμές (0.2-0.3) η αντίστοιχη τιμή αυξάνεται σε 0.039. Για μεγάλες τιμές οπτικού βάθους (>0.3), το μοντέλο SHF υποεκτιμά την αντίστοιχη τιμή κατά 0.05.
- Η εξέταση των γωνιών σκέδασης (150.7-154.4 μοίρες) κατά την περίοδο των μετρήσεων οδήγησε στο συμπέρασμα ότι η παρατηρηθείσα μικρή διαφορά ίσως να οφείλεται στο γεγονός ότι οι παρατηρήσεις βρίσκονται πολύ κοντά στην βέλτιστη γεωμετρία (160-180 μοίρες) όπου το σφάλμα ελαχιστοποιείται.
- Η εξέταση της εξάρτησης του σφάλματος από τη γωνία παρατήρησης έδειξε ότι το σφάλμα πράγματι είναι ελάχιστο και ανεξάρτητο από την επιλογή του μοντέλου για γωνίες κοντά στην περιοχή των 160 μοιρών.
- Η χρονοθυρίδα 12:00 UTC εξασφαλίζει παρατηρήσεις πολύ κοντά στην βέλτιστη γεωμετρία καθόλη τη διάρκεια του έτους για ολόκληρη την περιοχή της Μεσογείου και για το λόγο αυτό μπορεί να χαρακτηριστεί ως καταλληλότερη.

7.3. Εφαρμογή και επικύρωση του αλγορίθμου AVHRR

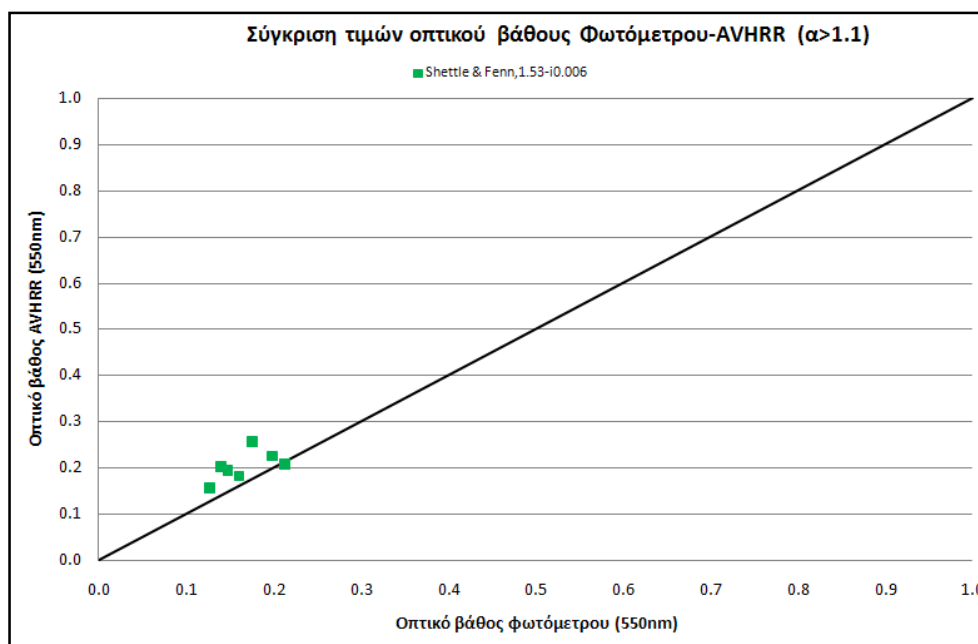
Η διαδικασία δημιουργίας των δεδομένων επικύρωσης για τον δέκτη AVHRR ήταν παρόμοια με εκείνη που ακολουθήθηκε για το δέκτη MVIRI. Οι μέσες τιμές του οπτικού βάθους από το φωτόμετρο υπολογίστηκαν για χρονικό διάστημα ± 15 λεπτά από τη λήψη των εικόνων. Το παράθυρο υπολογισμού της μέσης τιμής από τις αντίστοιχες εικόνες για την περιοχή της Φινοκαλιάς αντιστοιχούσε σε μέγεθος 6×20 εικονοστοιχεία. Μετά τη διαδικασία αυτή προέκυψαν 8 ημερομηνίες συνολικά για τις οποίες υπήρχαν διαθέσιμες μετρήσεις φωτόμετρο και δέκτη AVHRR. Ο διαχωρισμός τους σε υποομάδες ανάλογα με την τιμή του εκθέτη angstrom εξασφάλισε μία μόνο ημερομηνία (ημέρα 170) που αντιστοιχούσε σε σωματίδια σκόνης από τη Σαχάρα και για το λόγο αυτό δεν κατέστη δυνατόν να ολοκληρωθεί η διαδικασία επικύρωσης για την περίπτωση αυτή. Οι υπόλοιπες 7 μετρήσεις που αντιστοιχούσαν σε εκθέτη angstrom με τιμή μεγαλύτερη από 1.1, χρησιμοποιήθηκαν για τον έλεγχο της ακρίβειας του αλγορίθμου που αναπτύχθηκε για την περίπτωση του μοντέλου σωματιδίων SHF.

Οι τιμές των επίγειων μετρήσεων του οπτικού βάθους, που χρησιμοποιήθηκαν στη διαδικασία επικύρωσης, κυμαίνονται από 0.128 έως 0.214 με μέση τιμή 0.167 γεγονός που υποδηλώνει ότι πρόκειται για σχετικά μικρά οπτικά βάθη. Η κατάσταση αυτή προσομοιάζει στην κατάσταση υποβάθρου. Τα ζεύγη τιμών επικύρωσης που προέκυψαν μετά την εφαρμογή του αλγορίθμου για το μοντέλο SHF δίνονται στον πίνακα 7.7. Στον ίδιο πίνακα παρουσιάζονται και οι τιμές τους εκθέτη angstrom.

Ημέρα του έτους	Οπτικό Βάθος φωτόμετρου (550nm)	Εκθέτης Angstrom	OB AVHRR Shettle & Fenn,1.53-i0.006
142	0.128	1.195	0.156
168	0.214	1.594	0.208
189	0.176	1.245	0.258
196	0.199	1.554	0.226
198	0.140	1.250	0.203
204	0.148	1.465	0.195
205	0.161	1.477	0.183

Πίνακας 7.7: Σύγκριση μετρήσεων οπτικού βάθους Φωτόμετρου-AVHRR για την περίπτωση $1.1 < \alpha < 2.0$.

Στο Σχήμα 7.12 απεικονίζονται τα δεδομένα επικύρωσης με τη μορφή διαγράμματος διασποράς και στον πίνακα 7.8 δίνονται οι στατιστικές τιμές σφάλματος.



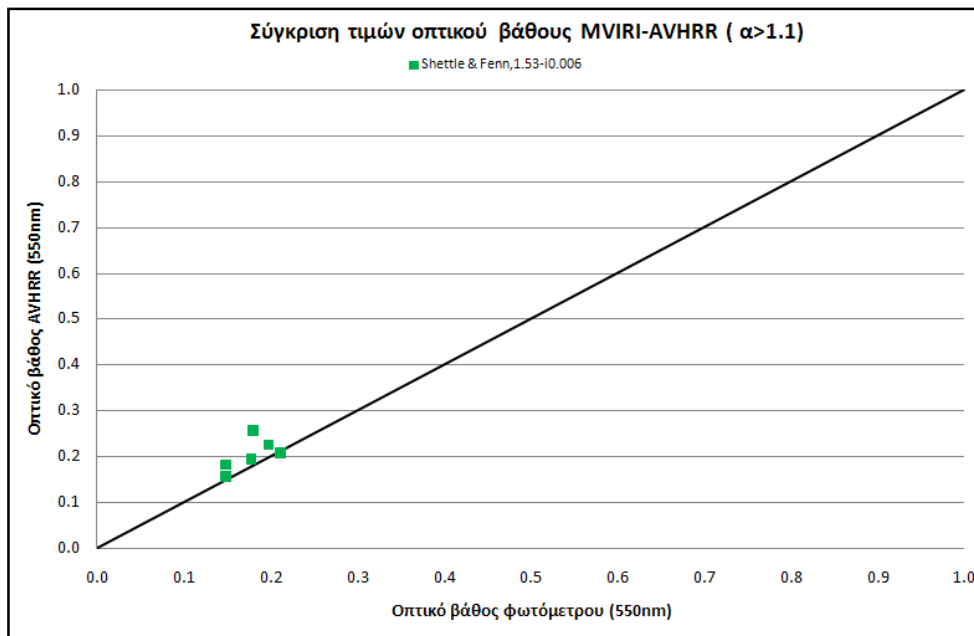
Σχήμα 7.12: Διάγραμμα διασποράς των τιμών οπτικού βάθους φωτόμετρου-AVHRR για την περίπτωση $1.1 < \alpha < 2.0$.

Μοντέλο	Τιμή Σφάλματος (%)				Συντ. Συσχ.
	Μέση	Μέγιστη	Ελάχιστη	Ενδιάμεση	R
SHF	25.0	46.6	2.8	21.9	0.58

Πίνακας 7.8: Τιμές σφάλματος εκτίμησης οπτικού βάθους από τον δέκτη AVHRR για την περίπτωση $1.1 < \alpha < 2.0$.

Από το διάγραμμα διασποράς παρατηρούμε ότι ο δέκτης υπερεκτιμά όλες σχεδόν τις τιμές οπτικού βάθους. Τα στατιστικά στοιχεία δείχνουν ότι οι αντίστοιχες τιμές σφάλματος είναι γενικά πολύ μεγάλες (>10%) ενώ ο συντελεστής R είναι σχετικά μικρός γεγονός που υποδηλώνει ότι δεν υπάρχει καλή γραμμική συσχέτιση μεταξύ των τιμών.

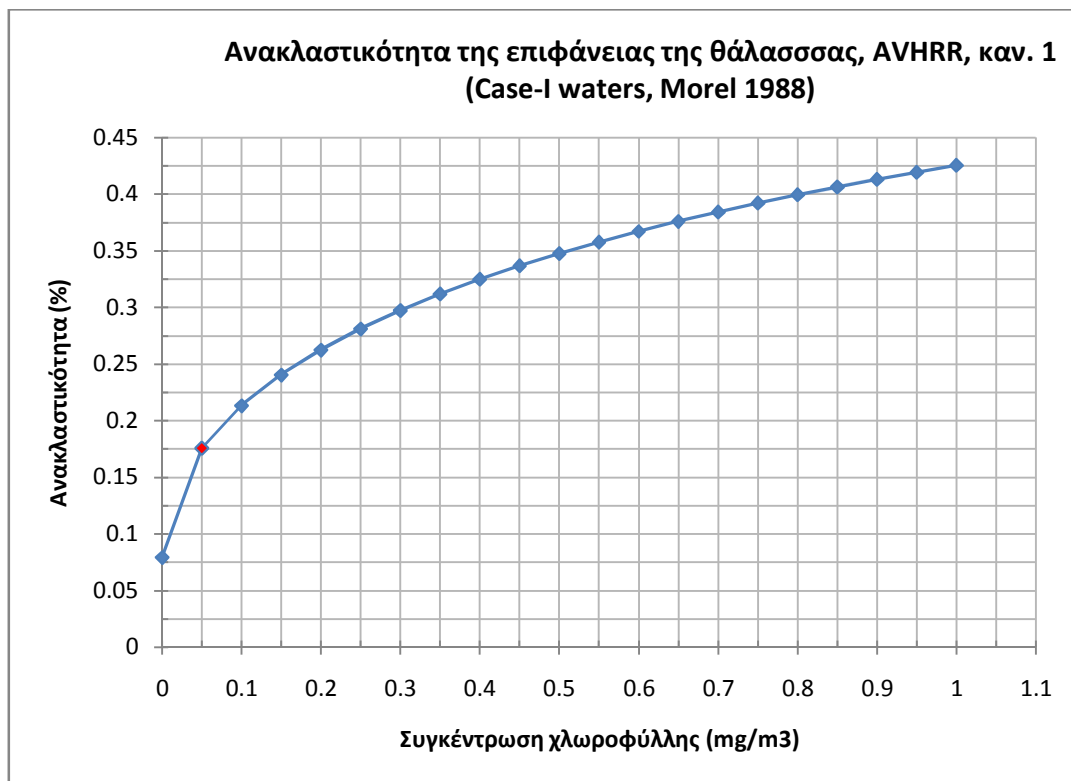
Παρατηρώντας την απόκλιση αυτή, εξετάστηκαν οι αντίστοιχες τιμές οπτικού βάθους του δέκτη MVIRI προκειμένου να πραγματοποιηθεί ανάλογη σύγκριση. Όπως διαπιστώνεται και από τον πίνακα 7.4, τιμές οπτικού βάθους υπήρχαν μόνο για τις ημέρες 142 και 168. Από την εξέταση των αρχείων δεδομένων του δέκτη MVIRI διαπιστώθηκε ότι οι τιμές που αντιστοιχούσαν στις υπόλοιπες ημέρες είχαν απορριφθεί με κριτήριο ότι ο αριθμός των εικονοστοιχείων των εικόνων MVIRI ήταν μικρός (λιγότερα από 5 εικ/χεία από τα συνολικά δέκα που χρησιμοποιούνται στη διαδικασία υπολογισμού της χωρικής μέσης τιμής για τον δέκτη MVIRI). Προκειμένου να επιβεβαιωθεί εάν παρατηρείται παρόμοια διασπορά σημείων στη σύγκριση με τα αποτελέσματα του δέκτη MVIRI, τα απορριφθέντα σημεία χρησιμοποιήθηκαν για την κατασκευή του διαγράμματος διασποράς τιμών MVIRI-AVHRR αφού πρώτα ελέγχθηκε η αξιοπιστία τους. Η σύγκριση των συγκεκριμένων τιμών του δέκτη MVIRI με τις αντίστοιχες μετρήσεις του φωτόμετρου έδειξαν ότι υπάρχει υψηλή συσχέτιση ($R=0.8$) και το μέσο σφάλμα ήταν μικρό (7.9%). Ο έλεγχος αυτός οδήγησε στο συμπέρασμα ότι οι συγκεκριμένες τιμές είναι κατάλληλες για τη σύγκριση με τις τιμές του δέκτη AVHRR. Στο Σχήμα 7.13 δίνεται το διάγραμμα διασποράς τιμών AVHRR-MVIRI.



Σχήμα 7.13: Σύγκριση τιμών οπτικού βάθους MVIRI-AVHRR για την περίπτωση $\alpha > 1.1$. Η ανάκτηση του οπτικού βάθους έχει πραγματοποιηθεί και για τους δύο δέκτες με το μοντέλο Shettle & Fenn, 1.53-i0.006.

Συγκρίνοντας τα δύο διαγράμματα διασποράς, παρατηρούμε ότι αυτά είναι σχεδόν πανομοιότυπα.

Η ασυμβατότητα που παρατηρήθηκε τόσο κατά τη σύγκριση με τις τιμές του φωτόμετρου όσο και με τα δεδομένα του δέκτη MVIRI, εκτιμήθηκε ότι πιθανώς οφείλεται στο μοντέλο ανακλαστικότητας της θαλάσσιας επιφάνειας που χρησιμοποιήθηκε για τον δέκτη AVHRR (βλ. ενότητα 3.3.2). Υπενθυμίζεται ότι το συγκεκριμένο μοντέλο αντιστοιχεί σε σχετικά καθαρά νερά (Case-I waters) με μικρή περιεκτικότητα χλωροφυλλών (0.05mg/m^3).

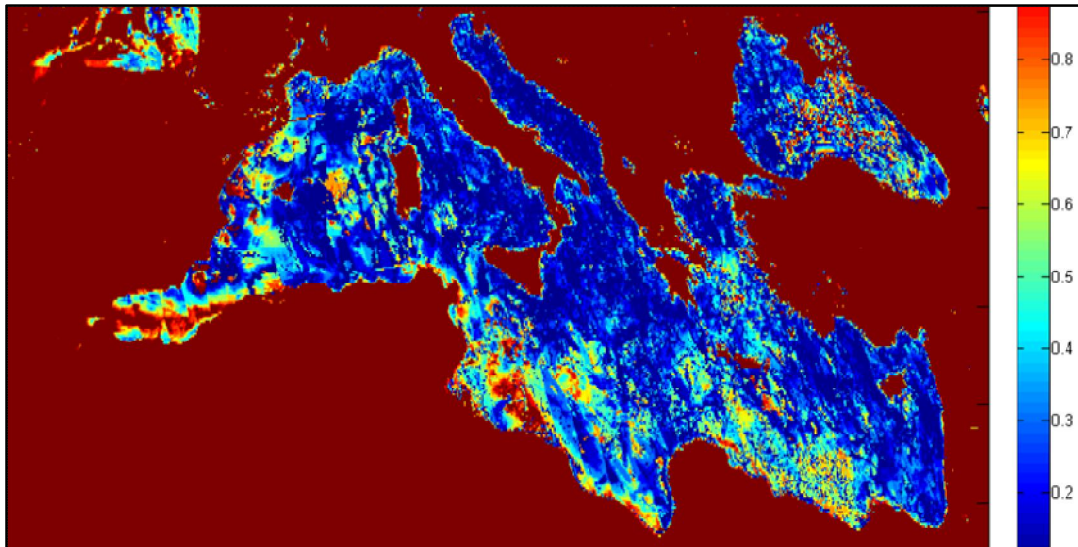


Σχήμα 7.14: Ανακλαστικότητα ως συνάρτηση της συγκέντρωσης χλωροφύλλης για το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR (Μοντέλο Morel (1988), Case I Waters). Με κόκκινο χρώμα σημειώνεται η τιμή ανακλαστικότητας (0.175%) που υιοθετήθηκε κατά την ανάπτυξη του αλγορίθμου.

Εξετάζοντας την καμπύλη του σχήματος 7.14 παρατηρούμε ότι το κανάλι 1 του δέκτη AVHRR παρουσιάζει ευαισθησία ως προς τις μεταβολές της συγκέντρωσης. Η παρατήρηση αυτή οδήγησε στην υπόθεση ότι η ασυμβατότητα των αποτελεσμάτων οφείλεται στο γεγονός ότι έχει υιοθετηθεί σταθερή τιμή ανακλαστικότητας ανεξάρτητα από την περιοχή των παρατηρήσεων. Για τον έλεγχο της υπόθεσης αυτής, επιλέχθηκαν σημεία σύγκρισης σε περιοχές της Μεσογείου που παρουσιάζουν χαμηλές τιμές ανακλαστικότητας έτσι ώστε να εξασφαλισθεί η συμβατότητα με το χρησιμοποιούμενο μοντέλο ανακλαστικότητας.

Για την επιλογή των περιοχών αυτών έγινε επεξεργασία ενός υποσυνόλου από τις βαθμονομημένες εικόνες του δέκτη AVHRR οι οποίες διορθώθηκαν ως προς το φαινόμενο της σκέδασης από τα μόρια της ατμόσφαιρας (συνιστώσα Rayleigh). Αυτό επιτεύχθηκε αφαιρώντας για κάθε γεωμετρία παρατήρησης, την τιμή λαμπρότητας ακτινοβολίας που αντιστοιχεί σε μηδενικό οπτικό βάθος αιωρούμενων σωματιδίων. Οι αντίστοιχες τιμές λαμπρότητας υπολογίστηκαν για το επιλεγμένο μοντέλο ατμόσφαιρας (US '62) μέσω του κώδικα 6S. Η τελική εικόνα δημιουργήθηκε με βάση τις ελάχιστες τιμές ανακλαστικότητας που προσδιορίστηκαν για κάθε εικονοστοιχείο. Οι εικόνες AVHRR που επιλέχθηκαν

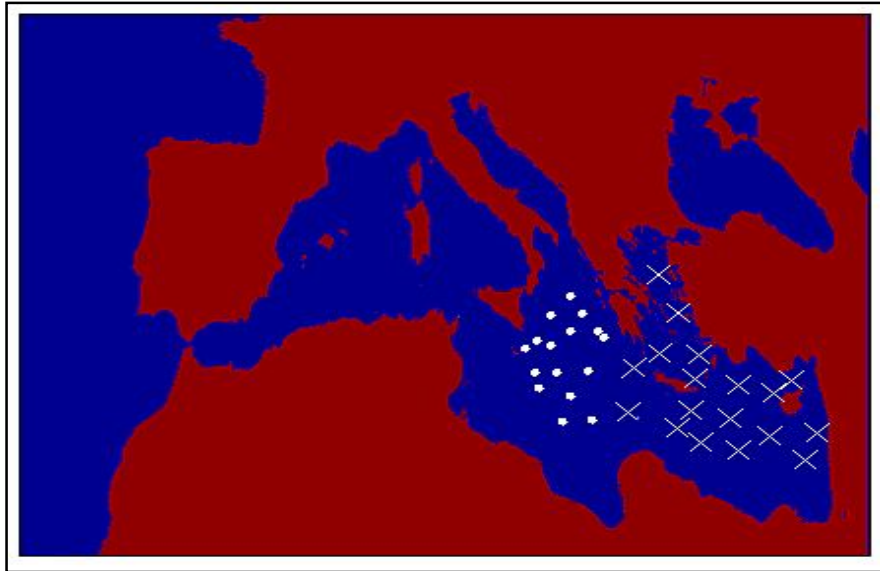
για το σκοπό αυτό κάλυπταν χρονικά την περίοδο Φεβρουάριος-Απρίλιος 1997. Η επιλογή αυτής της χρονικής περιόδου έγινε με το σκεπτικό ότι βρίσκεται εκτός της περιόδου άνοιξη-φθινόπωρο κατά τη διάρκεια της οποίας παρατηρείται μέγιστο ως προς το φαινόμενο μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα. Επίσης, η συγκεκριμένη περίοδος εξασφαλίζει περισσότερες ημέρες χωρίς νεφοκάλυψη συγκριτικά με τους υπόλοιπους μήνες του χειμώνα. Η εικόνα ελάχιστης ανακλαστικότητας που προέκυψε για την περιοχή της Μεσογείου δίνεται στην εικόνα 7.1.



Εικόνα 7.1: Εικόνα ελάχιστης επί τοις εκατό ανακλαστικότητας που προέκυψε από τις βαθμονομημένες εικόνες AVHRR για την περίοδο Φεβρουάριος-Απρίλιος 1997. Η περιοχή της κεντρικής Μεσογείου παρουσιάζει τις χαμηλότερες τιμές.

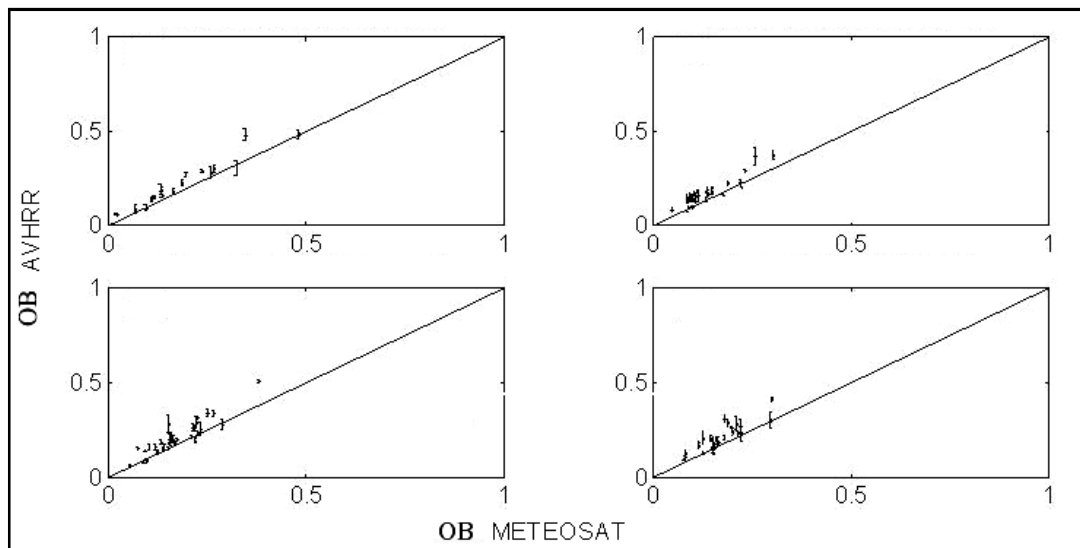
Παρατηρούμε ότι οι τιμές ελάχιστης ανακλαστικότητας που προέκυψαν από τη διαδικασία αυτή εντοπίζονται στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου και κυμαίνονται (κατώτατες τιμές της κλίμακας) κοντά στην τιμή ανακλαστικότητας του αλγορίθμου (0.19%).

Με βάση τα αποτελέσματα αυτά, επιλέχθηκαν με τυχαίο τρόπο σημεία στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου. Επίσης, για λόγους σύγκρισης, επιλέχθηκαν σημεία στην ανατολική Μεσόγειο τα οποία περιελάμβαναν την περιοχή της Κρήτης. Τα σημεία ελέγχου και για τις δύο περιοχές δίνονται εποπτικά στην Εικόνα 7.2. Οι περιοχές χαμηλής και υψηλής ανακλαστικότητας σημειώνονται αντίστοιχα με τα σύμβολα ‘•’, ‘x’.

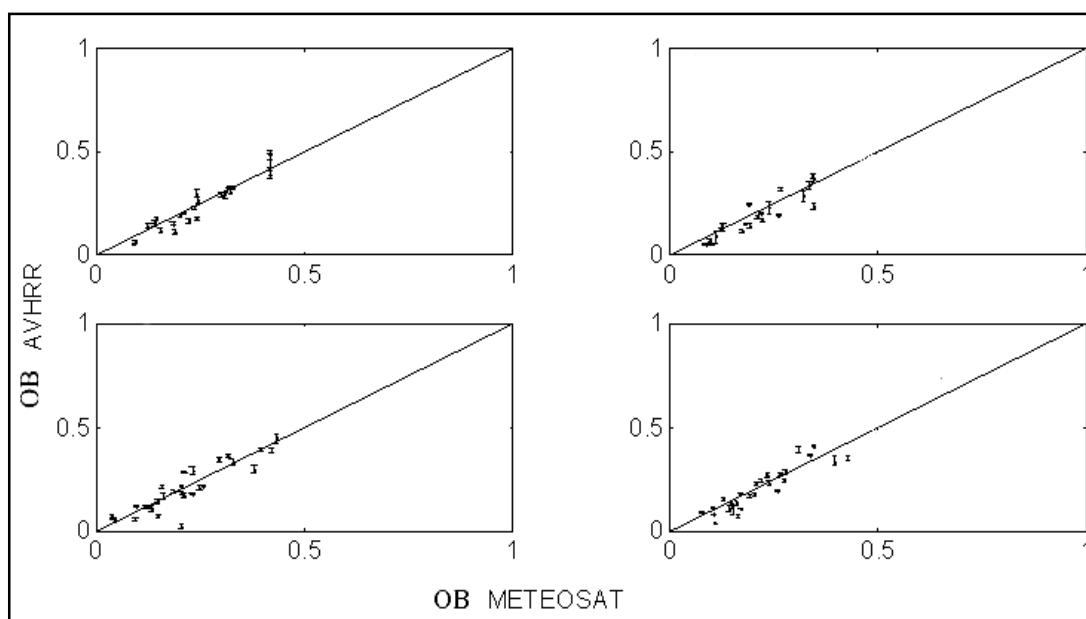


Εικόνα 7.2: Σημεία ελέγχου που επιλέχθηκαν στην περιοχή ελάχιστης ανακλαστικότητας (σύμβολο ‘•’) και την ανατολική Μεσόγειο (σύμβολο ‘x’).

Στο Σχήμα 7.15 και το Σχήμα 7.16 παρουσιάζονται με τη μορφή διαγραμμάτων διασποράς, τα αποτελέσματα που προέκυψαν με βάση το μοντέλο SHF και για τους δύο δέκτες από τα αντιπροσωπευτικά σημεία των δύο περιοχών. Τιμές οπτικού βάθους μεγαλύτερες από 0.4 έχουν απορριφθεί προκειμένου να μην συμπεριληφθούν στη σύγκριση σημεία που συνδέονται με την παρουσία σωματιδίων σκόνης.



Σχήμα 7.15: Διαγράμματα διασποράς τιμών οπτικού βάθους AVHRR-MVIRI για την ανατολική Μεσόγειο με βάση το μοντέλο SHF.



Σχήμα 7.16: Διαγράμματα διασποράς τιμών οπτικού βάθους AVHRR-MVIRI για την περιοχή ελάχιστης ανακλαστικότητας (κεντρική Μεσόγειος) με βάση το μοντέλο SHF.

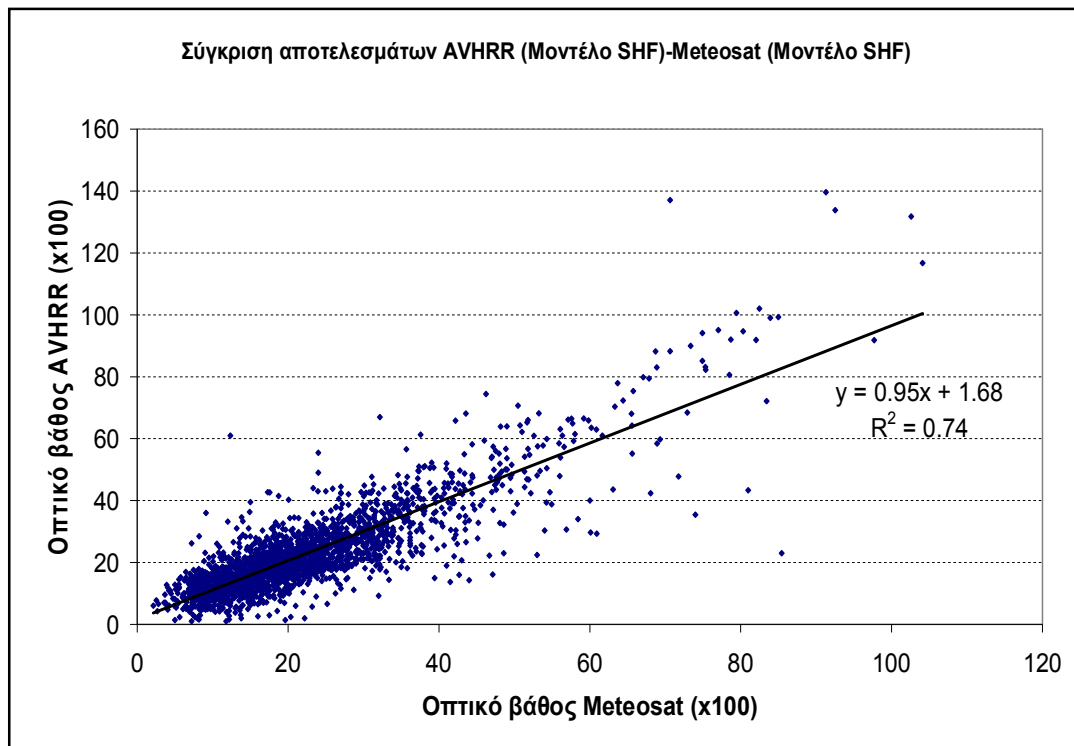
Όπως παρατηρούμε από τα αντίστοιχα διαγράμματα (Σχήμα 7.16), τα αποτελέσματα για τα σημεία που αντιστοιχούν σε περιοχές χαμηλής ανακλαστικότητας βρίσκονται κατά μήκος της διαγωνίου και παρουσιάζουν μικρή διασπορά. Αντίθετα, τα αποτελέσματα που δίνονται στο Σχήμα 7.15 δείχνουν ότι οι τιμές του οπτικού βάθους που υπολογίστηκαν από τις εικόνες AVHRR για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου, είναι αυξημένες σε σχέση με τις αντίστοιχες του δέκτη MVIRI. Παρατηρούμε ότι η μορφή των γραφημάτων του σχήματος 7.15 είναι παρόμοια με τα γραφήματα που δόθηκαν στο Σχήμα 7.12 και το Σχήμα 7.13 που αφορούν τη σύγκριση των αποτελεσμάτων με τις τιμές οπτικού βάθους από το φωτόμετρο και τον δέκτη MVIRI για την περιοχή της Φινικοκαλιάς. Ο δέκτης AVHRR και στην περίπτωση αυτή υπερεκτιμά τις τιμές οπτικού βάθους.

Οι παρατηρήσεις αυτές οδήγησαν καταρχήν στο συμπέρασμα ότι ο αλγόριθμος εκτιμά με ακρίβεια τη συνιστώσα των υδατοδιαλυτών σωματιδίων μικρού μεγέθους με την προϋπόθεση ότι η παρατήρηση γίνεται σε περιοχές συμβατές με το υιοθετούμενο μοντέλο ανακλαστικότητας (κεντρική Μεσόγειος). Προκειμένου να ελεγχθεί περαιτέρω η ορθότητα του συμπεράσματος αυτού, ακολούθησε η χωρική σύγκριση των αποτελεσμάτων των δύο δεκτών για την περιοχή της κεντρικής Μεσογείου.

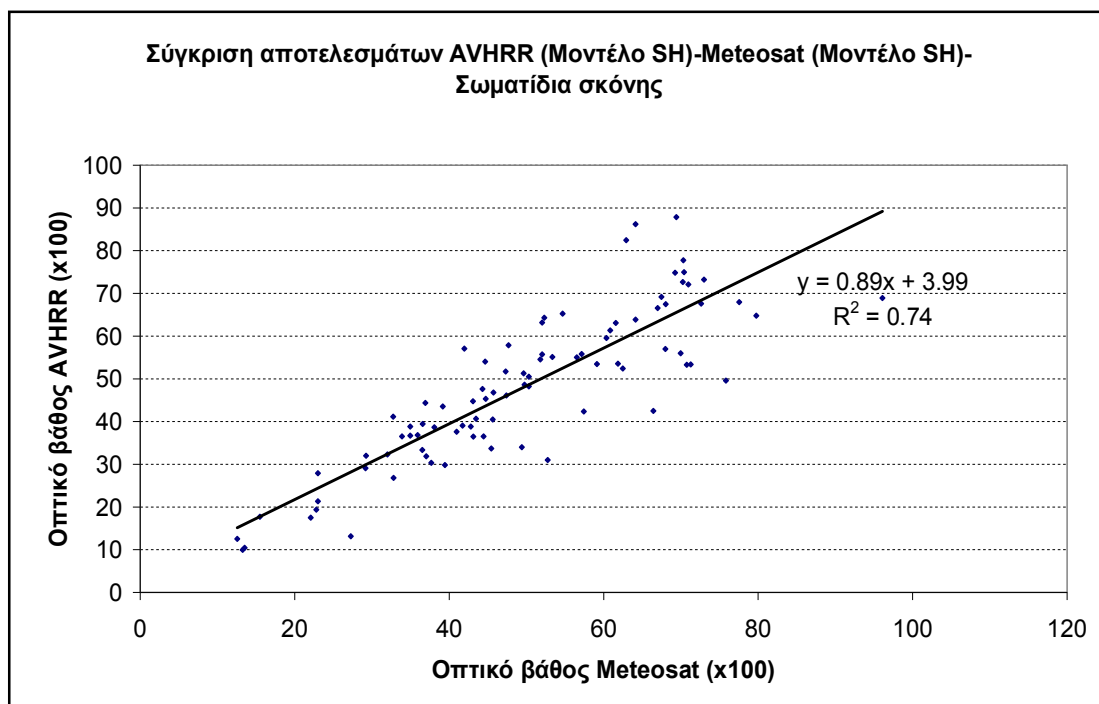
7.4. Συμβατότητα των αποτελεσμάτων από τους δύο δέκτες

Για τη χωρική σύγκριση των τιμών του οπτικού βάθους από τους δέκτες MVIRI και AVHRR, έγινε αναγωγή της γεωμετρίας των εικόνων AVHRR σε αυτήν του MVIRI. Στη συνέχεια επιλέχθηκαν σημεία ελέγχου και υπολογίστηκαν οι μέσες τιμές του οπτικού βάθους σε παράθυρο διαστάσεων 5×5 εικονοστοιχείων και για τις δύο ομάδες εικόνων. Για να εξασφαλιστεί συμβατότητα με το μοντέλο ανακλαστικότητας του δέκτη AVHRR (σχετικά καθαρά νερά - Case I waters - με μικρή συγκέντρωση χλωροφύλλης 0.05mg/m³) τα σημεία ελέγχου επιλέχθηκαν στις περιοχές χαμηλής ανακλαστικότητας.

Η διαδικασία που ακολουθήθηκε περιελάμβανε δύο διαφορετικές δοκιμές, μια για κάθε μοντέλο σωματιδίων. Στην πρώτη δοκιμή, προκειμένου να ελεγχθεί η συμβατότητα των αποτελεσμάτων για την περίπτωση των υδατοδιαλυτών σωματιδίων (μοντέλο SHF), επιλέχθηκαν περιοχές ελέγχου στην κεντρική Μεσόγειο για την περίοδο Απρίλιος-Αύγουστος 1997 αποφεύγοντας κατά το δυνατόν ημέρες με μεγάλης έντασης φαινόμενα μεταφοράς σκόνης. Για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων ως προς το μοντέλο SH, τα δεδομένα ελέγχου περιελάμβαναν ημέρες και περιοχές στην κεντρική Μεσόγειο που αντιστοιχούσαν σε μεγάλης έντασης φαινόμενα μεταφοράς σκόνης. Η επιλογή των εικόνων στην περίπτωση αυτή έγινε με φωτοερμηνεία βάσει της οποίας εντοπίστηκαν θύσανοι σκόνης. Στο Σχήμα 7.17 και το Σχήμα 7.18 δίνονται τα διαγράμματα διασποράς που προέκυψαν για τις δύο περιπτώσεις από σύνολο 2000 και 90 σημείων αντίστοιχα.



Σχήμα 7.17: Διάγραμμα διασποράς τιμών οπτικού βάθους AVHRR-MVIRI (οι τιμές στους άξονες αντιστοιχούν σε μονάδες οπτικού βάθους $\times 100$) που προέκυψαν με βάση το μοντέλο σωματιδίων Shettle & Fenn, 1.53-i0.006. Το δείγμα δημιουργήθηκε από σύνολο 2000 σημείων περίπου που κάλυπταν την κεντρική Μεσόγειο και για την περίοδο Απρίλιος-Αύγουστος 1997.



Σχήμα 7.18: Διάγραμμα διασποράς τιμών οπτικού βάθους AVHRR-MVIRI (οι τιμές στους άξονες αντιστοιχούν σε μονάδες οπτικού βάθους $\times 100$) που προέκυψαν με βάση το μοντέλο σωματιδίων Shettle, 1.50-i0.01 για την περίπτωση σωματιδίων σκόνης. Το δείγμα δημιουργήθηκε από σύνολο 90 σημείων περίπου που κάλυπταν την κεντρική και ανατολική Μεσόγειο και για την περίοδο Απρίλιος-Αύγουστος 1997. Τα επεισόδια μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα εντοπίστηκαν με φωτοερμηνεία.

Από τα αποτελέσματα της γραμμικής παλινδρόμησης για τις δύο περιπτώσεις, προκύπτει ότι υπάρχει μεγάλη συμβατότητα μεταξύ των αποτελεσμάτων από τους δύο δέκτες. Στην πρώτη περίπτωση, ο συντελεστής συσχέτισης R^2 είναι σχετικά υψηλός (0.74). Οι τιμές οπτικού βάθους παρουσιάζουν σχεδόν απόλυτη ταύτιση (η κλίση και η μετατόπιση της ευθείας είναι 0.95 και 0.02 αντίστοιχα). Στη δεύτερη περίπτωση, ο συντελεστής συσχέτισης είναι ο ίδιος αλλά η αντίστοιχη ευθεία παλινδρόμησης υποδεικνύει ότι η διαφορά ανέρχεται σε 10% (η κλίση της ευθείας παλινδρόμησης ισούται με 0.89). Η διαφορά μεταξύ των δύο περιπτώσεων ίσως αποδίδεται στο γεγονός ότι οι δύο ομάδες δορυφορικών εικόνων έχουν ληφθεί σε διαφορετικές χρονικές στιγμές. Στην περίπτωση αυτή, η διακύμανση των τιμών οπτικού βάθους κατά τη διάρκεια ισχυρών επεισοδίων σκόνης τα οποία εξελίσσονται ταχύτατα, είναι μεγαλύτερη και ίσως ο παράγοντας αυτός οδηγεί στην παρατηρούμενη διαφορά.

Η γενική συμφωνία που παρατηρήθηκε μεταξύ των τιμών των δύο δεκτών επιβεβαιώνει το συμπέρασμα της προηγούμενης ενότητας. Ο αλγόριθμος ανακτά με ακρίβεια τις τιμές οπτικού βάθους στην περίπτωση παρατηρήσεων που προέρχονται από την περιοχή της κεντρικής Μεσογείου ενώ για την ανατολική Μεσόγειο είναι μεγαλύτερο.

7.5. Συμπεράσματα

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα της επικύρωσης των δύο αλγορίθμων. Το βασικό συμπέρασμα που προέκυψε με βάση την αναλυτική διαδικασία επικύρωσης για τον δέκτη MVIRI είναι ότι τα δύο μοντέλα σωματιδίων εξασφαλίζουν μεγάλη ακρίβεια μέτρησης (σφάλμα μικρότερο από 10%) για την κάθε συνιστώσα σωματιδίων. Τα αποτελέσματα επιβεβαίωσαν επίσης τα συμπεράσματα που προέκυψαν από την ανάλυση ευαισθησίας. Το σφάλμα μέτρησης στην περίπτωση που ένα από τα δύο μοντέλα σωματιδίων επιλέγεται a-priori εξαρτάται από τη γεωμετρία παρατήρησης και το οπτικό βάθος. Ειδικά για τον δέκτη MVIRI εντοπίστηκε η ύπαρξη βέλτιστης γεωμετρίας που ελαχιστοποιεί το αναμενόμενο σφάλμα. Για τον δέκτη AVHRR, δεν κατέστη δυνατή η επικύρωση των αποτελεσμάτων με βάση τις επίγειες μετρήσεις. Ο έμμεσος τρόπος επικύρωσης μέσω της σύγκρισης με τα αποτελέσματα του δέκτη MVIRI, έδειξε ότι υπάρχει

συμβατότητα στα αποτελέσματα για τις περιοχές χαμηλής ανακλαστικότητας στην κεντρική Μεσόγειο.

8. ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Το συμπέρασμα που προέκυψε από την διαδικασία της ανάλυσης ευαισθησίας ήταν ότι το τελικό σφάλμα της μέτρησης του οπτικού βάθους από αλγορίθμους ενός καναλιού εξαρτάται από τη γεωμετρία παρατήρησης μέσω μιας πολύπλοκης σχέσης. Η ανάπτυξη ενός κατάλληλου μεθοδολογικού εργαλείου κατέστησε δυνατή την ποσοτική εκτίμηση του σφάλματος αυτού.

Στη βιβλιογραφία, τα συμπεράσματα των περισσότερων ερευνών που εξετάζουν το συγκεκριμένο ζήτημα, βασίζονται σε ποιοτικές εκτιμήσεις και όχι σε αναλυτικούς υπολογισμούς. Για παράδειγμα, οι Ignatov et al. (2005) αν και εντοπίζουν αποκλίσεις μεταξύ των τιμών δύο διαφορετικών προϊόντων οπτικού βάθους από το δέκτη MODIS τις οποίες αποδίδουν στο ρόλο της γεωμετρίας, δεν δίνουν καμία σχετική ποσοτική εκτίμηση. Άλλες προσεγγίσεις βασίζονται στην απλή σύγκριση των συναρτήσεων φάσης των διαφόρων μοντέλων εξάγοντας επίσης ποιοτικά συμπεράσματα (Ignatov & Stowe 2002, Bridley & Ignatov (2006).

Η ανάλυση που πραγματοποιήθηκε με βάση τη μεθοδολογία που αναπτύχθηκε στην παρούσα έρευνα, συνέβαλλε στην κατανόηση του ρόλου των οπτικών ιδιοτήτων των υπό εξέταση μοντέλων, στη διαμόρφωση της τελικής ακρίβειας των μετρήσεων.

Η διαδικασία επικύρωσης των μετρήσεων του δέκτη MVIRI επιβεβαίωσε τα συμπεράσματα των θεωρητικών προσομοιώσεων. Διαπιστώθηκε ότι με δεδομένες τις οπτικές ιδιότητες των δύο υπό εξέταση μοντέλων σωματιδίων, η ακρίβεια της μέτρησης είναι σχεδόν ανεξάρτητη από την τελική επιλογή του μοντέλου όταν οι παρατηρήσεις πραγματοποιούνται σε γωνίες σκέδασης κοντά στην περιοχή των 160 μοιρών. Διαπιστώθηκε δε ότι η τροχιά του δορυφόρου Meteosat εξασφαλίζει στην περίπτωση αυτή βέλτιστες γεωμετρίες παρατήρησης με ευνοϊκότερη τη χρονοθυρίδα 12:00 UTC.

Ο εντοπισμός βέλτιστων γεωμετριών παρατήρησης έχει αναφερθεί σε μία από τις πρώτες έρευνες με αντικείμενο την μέτρηση του οπτικού βάθους από παρατηρήσεις των γεωστατικών δορυφόρων (Koepke & Quenzel 1979). Ωστόσο το ζήτημα αυτό δεν είχε διερευνηθεί περαιτέρω. Οι Bridley & Ignatov (2006) για παράδειγμα, ανέπτυξαν έναν αλγόριθμο ανάκτησης του οπτικού βάθους από τα δεδομένα του δέκτη SEVIRI εξετάζοντας την καταλληλότητα πέντε διαφορετικών

μοντέλων σωματιδίων σκόνης. Στη συγκεκριμένη έρευνα συνέκριναν τα αποτελέσματά τους με επίγειες μετρήσεις κατά τη διάρκεια δύο πολύ ισχυρών επεισοδίων μεταφοράς σκόνης από τη Σαχάρα για διαφορετικές χρονοθυρίδες του δέκτη SEVIRI (10:00-15:00 UTC). Ανάμεσα στα υπό εξέταση μοντέλα συμπεριλαμβανόταν και το μοντέλο του Shettle (1984) που υπενθυμίζεται ότι υιοθετεί την ίδια κατανομή μεγέθους με το αντίστοιχο μοντέλο της παρούσας έρευνας. Παρατήρησαν σημαντικές διαφορές στις μετρούμενες τιμές οπτικού βάθους μεταξύ των μοντέλων αναφοράς. Αν και διαπίστωσαν πρότυπα που σχετίζονταν με την ώρα λήψης, δεν κατέληξαν σε συμπεράσματα για τις παρατηρούμενες διαφορές και περιορίστηκαν σε ποιοτική εκτίμηση των αποτελεσμάτων με βάση τις μορφές των συναρτήσεων φάσης.

Πρέπει να σημειωθεί ότι τα συμπεράσματα της παρούσας έρευνας όσον αφορά τις γωνίες της βέλτιστης γεωμετρίας ή την αντίστοιχη ώρα παρατήρησης του δορυφόρου Meteosat, ισχύουν μόνο για τα δύο μοντέλα σωματιδίων. Ωστόσο, η γενίκευση της μεθοδολογίας που ακολουθήθηκε εκτιμάται ότι θα οδηγήσει σε ανάλογα συμπεράσματα και στην περίπτωση άλλων δεκτών (π.χ. SEVIRI, GOES) ή/και συνδυασμών μοντέλων σωματιδίων. Η προσέγγιση αυτού του είδους θα μπορούσε να συμβάλλει στην ανάπτυξη αποδοτικότερων αλγορίθμων μέτρησης του οπτικού βάθους που θα βασίζονται σε βέλτιστες γεωμετρίες παρατήρησης.

Το δεύτερο σημαντικό συμπέρασμα που προέκυψε από τη διαδικασία επικύρωσης των αποτελεσμάτων του δέκτη MVIRI ήταν ότι η ακρίβεια της μέτρησης για τις δύο συνιστώσες σωματιδίων ήταν πολύ υψηλή με σφάλμα μικρότερο από 10%. Το αποτέλεσμα αυτό κρίνεται σημαντικό με δεδομένο ότι οι περισσότερες σχετικές έρευνες είτε εστιάζονται στην περιοχή του Ατλαντικού ωκεανού και περιορίζονται στην εκτίμηση της ακρίβειας μόνο για την περίπτωση των σωματιδίων σκόνης που προέρχονται από τη Σαχάρα, είτε καταλήγουν σε αλληλοσυγκρουόμενα συμπεράσματα για την περιοχή της Μεσογείου. Οι Moulin et al. (1997β) εκτίμησαν το αντίστοιχο σφάλμα σε 25% για την περιοχή του Ατλαντικού. Οι Thieuleux et al. (2005) συγκρίνοντας αποτελέσματα από τον πολυκαναλικό δέκτη SEVIRI της δεύτερης γενιάς δορυφόρων Meteosat με μετρήσεις οπτικού βάθους από διάφορες περιοχές της Μεσογείου και του Ατλαντικού, κατέληξαν στην εκτίμηση ότι το μέσο σφάλμα ήταν της τάξης του 30%. Τα συμπεράσματα της παρούσας έρευνας αντίθετα που προέκυψαν μέσα από

μια συστηματική διαδικασία επικύρωσης έδειξαν ότι η ακρίβεια μέτρησης είναι πολύ μεγαλύτερη.

Στην παρούσα έρευνα, η διαδικασία επικύρωσης του αλγορίθμου για τον δέκτη AVHRR περιορίστηκε στην εκτίμηση του σφάλματος μέτρησης μόνο για την περίπτωση των υδατοδιαλυτών σωματιδίων εξαιτίας του περιορισμένου συνόλου δεδομένων επικύρωσης.

Η σύγκριση με τις επίγειες μετρήσεις του ηλιακού φωτόμετρου έδειξαν ότι ο συγκεκριμένος αλγόριθμος υπερεκτιμά το οπτικό βάθος με μέγιστη απόκλιση 40%. Η σύγκριση με τα επικυρωμένα αποτελέσματα του δέκτη MVIRI για περιοχές χαμηλής ανακλαστικότητας στην κεντρική Μεσόγειο, οδήγησε στο συμπέρασμα ότι ο αλγόριθμος εξασφαλίζει συμβατά αποτελέσματα ($R^2=0.74$) και τιμές οπτικού βάθους που παρουσιάζουν απόκλιση από τις αντίστοιχες τιμές του δέκτη MVIRI της τάξης του 5%. Τα αποτελέσματα αυτά οδήγησαν στο συμπέρασμα ότι η απόκλιση αυτή οφείλεται στη μη αντιπροσωπευτικότητα του μοντέλου ανακλαστικότητας της θαλάσσιας επιφάνειας για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου.

Στη βιβλιογραφία, η τιμή 0.2% αναφέρεται ως καταλληλότερη για το πρώτο κανάλι του δέκτη σε πολλές σχετικές έρευνες (Ignatov & Stowe 2002, Ignatov et al. 2004). Αν και στις έρευνες αυτές, υπογραμμίζεται η εφαρμοσιμότητα της προσέγγισης αυτής στο θαλάσσιο περιβάλλον μακριά από ακτές και περιοχές με αυξημένη ανθρωπογενή επιβάρυνση, ωστόσο δεν αναφέρονται παρόμοια αποτελέσματα τουλάχιστον για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου που να επιβεβαιώνουν ή να απορρίπτουν τα συμπεράσματα της παρούσας έρευνας. Ωστόσο, η συμβατότητα των αποτελεσμάτων από τους δύο δέκτες και για τα δύο μοντέλα σωματιδίων είναι ενδεικτική ότι ίσως απαιτείται μια διαφορετική προσέγγιση όσον αφορά την ανάκτηση του οπτικού βάθους επάνω από περιοχές της ανατολικής Μεσογείου. Οι λίγες σχετικές έρευνες που έχουν πραγματοποιηθεί με αντικείμενο την επικύρωση των μετρήσεων οπτικού βάθους για την περιοχή της Μεσογείου (Myhre et al. 2004, Myhre et al. 2005), αποδίδουν τις παρατηρούμενες αποκλίσεις στο υιοθετούμενο μοντέλο των σωματιδίων παρά στην ανακλαστικότητα της επιφάνειας. Σε έρευνα των Tanré et al. (1997) που βασίστηκε σε θεωρητικές προσομοιώσεις της επίδρασης της ανακλαστικότητας στο σφάλμα μέτρησης του οπτικού βάθους επάνω από την επιφάνεια των ωκεανών, συμπεραίνεται ότι η αύξηση της ανακλαστικότητας οδηγεί πράγματι σε σημαντική

υπερεκτίμηση του οπτικού βάθους ειδικά για μικρές τιμές οπτικού βάθους. Σε παρόμοια ανάλυση των Ignatov et al. (2004) τονίζεται ότι τα επιχειρησιακά προϊόντα του δέκτη AVHRR παρουσιάζουν αποκλίσεις κοντά σε ακτές και για το λόγο αυτό όπως τονίζεται η έρευνα εξελίσσεται προς την κατεύθυνση της χρήσης βελτιωμένων μοντέλων ανακλαστικότητας που θα βασίζονται σε πραγματικά δεδομένα συγκέντρωσης χλωροφύλλης. Ως σήμερα, για το λόγο αυτό οι επιχειρησιακοί αλγόριθμοι (AVHRR, MODIS) υλοποιούν ειδικά κριτήρια για την απόρριψη παρόμοιων περιοχών από την επεξεργασία (Ignatov et al. 2005).

Κρίνεται απαραίτητο να σχολιασθεί στο σημείο αυτό ότι αν και το συγκεκριμένο συμπέρασμα της παρούσας έρευνας ενδέχεται να θεωρηθεί ως παγιωμένη γνώση στον τομέα της τηλεπισκόπησης, ωστόσο τονίζεται ότι δεν αναφέρονται σχετικές έρευνες για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Σε κάθε περίπτωση η επιβεβαίωση ή η απόρριψη του συμπεράσματος της παρούσας έρευνας απαιτεί τη συγκρίσεις με εκτενέστερο σύνολο δεδομένων.

Συμπερασματικά, η παρούσα έρευνα αναμένεται συμβάλλει στα εξής:

- Στην κατανόηση του αλληλένδετου ρόλου της γεωμετρίας παρατήρησης και των οπτικών ιδιοτήτων των σωματιδίων στην τελική ακρίβεια της μέτρησης.
- Στην βελτίωση των μεθοδολογικών εργαλείων απαραίτητων για το σχεδιασμό και την αξιολόγηση παρόμοιων αλγορίθμων.
- Στην προσαρμογή των αλγορίθμων ώστε να είναι εφαρμόσιμοι στο σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου.
- Στην βελτίωση της ακρίβειας των αλγορίθμων.

Τέλος, από την ανωτέρω συζήτηση προκύπτουν τα εξής πιθανά πεδία μελλοντικής έρευνας:

- Η επιβεβαίωση της καταλληλότητας των μοντέλων σωματιδίων σε άλλες περιοχές της Μεσογείου.
- Η εκτίμηση της ακρίβειας που εξασφαλίζουν τα συγκεκριμένα μοντέλα σωματιδίων με δεδομένα άλλων δορυφορικών δεκτών.

- Ο εντοπισμός προτύπων σε δορυφορικά δεδομένα οπτικού βάθους που σχετίζονται με τη γεωμετρία παρατήρησης.
- Η ανάπτυξη αλγορίθμων που βασίζονται σε βέλτιστες γεωμετρίες παρατήρησης.

9. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο σύνθετο περιβάλλον της Μεσογείου, οι αλγόριθμοι μέτρησης του οπτικού βάθους από δορυφορικές εικόνες των δορυφόρων NOAA και Meteosat, μπορούν να εξασφαλίσουν ικανοποιητική ακρίβεια μέτρησης εφόσον τα υιοθετούμενα μοντέλα σωματιδίων είναι αντιπροσωπευτικά των ειδικών συνθηκών που επικρατούν στην περιοχή.

Στην παρούσα διατριβή εξετάστηκε η καταλληλότητα δύο διαφορετικών μοντέλων της βιβλιογραφίας. Εκτιμήθηκε με βάση μια αναλυτική διαδικασία επικύρωσης με επίγειες μετρήσεις ότι ο δορυφόρος Meteosat μπορεί να εξασφαλίσει ικανοποιητική ακρίβεια μέτρησης με μέσο σφάλμα της τάξης του 10% για τους δύο τύπους σωματιδίων που επικρατούν στην περιοχή της Μεσογείου (υδατοδιαλυτά σωματίδια που προέρχονται από το θαλάσσιο περιβάλλον και τα αστικά κέντρα και σωματίδια σκόνης από την έρημο Σαχάρα).

Σημαντικό παράγοντα για την ελαχιστοποίηση του σφάλματος μέτρησης του οπτικού βάθους των αιωρούμενων σωματιδίων, αποτελεί η γεωμετρία παρατήρησης των δεκτών. Ο εντοπισμός βέλτιστων γεωμετριών παρατήρησης ελαχιστοποιεί την αβεβαιότητα που υπεισέρχεται εξαιτίας της δυσκολίας προσδιορισμού των απαραίτητων οπτικών ιδιοτήτων των αιωρούμενων σωματιδίων. Ειδικά στην περίπτωση των γεωστατικών δορυφόρων, η υψηλή χρονική ανάλυση εξασφαλίζει παρατηρήσεις σε βέλτιστες συνθήκες για την περιοχή της Μεσογείου.

Στην περίπτωση του δέκτη AVHRR, αν και είναι εφικτή η επιλογή αντιπροσωπευτικών μοντέλων σωματιδίων, απαιτείται ωστόσο προσεκτική επιλογή του μοντέλου ανακλαστικότητας για την περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Σε διαφορετική περίπτωση το σφάλμα μέτρησης του οπτικού βάθους είναι απαγορευτικά υψηλό.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑΤΑ

Σχετικές Δημοσιεύσεις

- Paronis D., Dulac F., Chazette P., Hamonou E. and Liberti G.L., 1998: Aerosol optical thickness monitoring in the Mediterranean, *J. Aerosol Sci.*, Vol. 29, Suppl. 1, pp. S671-S672.
- Paronis D., J. N. Hatzopoulos 1997: Aerosol Optical Thickness and Scattering Phase Function Retrieval from Solar Radiances Recorded over Water: A Revised Approach, Proceedings of IGARSS 1997, vol. 4., 1920-1922.
- Paronis D., I. Hatzopoulos, and G. Dalu, 1996: Retrieval of aerosol optical thickness over Southern Sardinia by NOAA/AVHRR imagery and combined ground measurements, Proceedings of the International Congress on Environment/Climet, ICEC-96, March 4-8, 1996, Rome, Italy.

Άλλες δημοσιεύσεις σχετικές με το αντικείμενο της δορυφορικής τηλεπισκόπησης

- Papayannis A., R. E. Mamouri, G. Chourdakis, G. Georgoussis, V. Amiridis, **D. Paronis**, G. Tsaknakis, and G. Avdikos, 2007: Retrieval of the optical properties of tropospheric aerosols over Athens, Greece combining a 6-wavelength Raman-lidar and the CALIPSO VIS-NIR lidar system: Case-study analysis of a Saharan dust intrusion over the Eastern Mediterranean, *Journal of Optoelectronics and Advanced Materials*, **9**, 3514-3517.
- Papayannis A., Zhang H. Q., Amiridis V., Ju H. B., Chourdakis G., Georgoussis G., Perez C., Chen H. B., Goloub P., Mamouri R.E., Kazadzis S., **Paronis D.**, Tsaknakis G. and J. M. Baldasano, 2007: Extraordinary dust event over Beijing, China, during April 2006: Lidar, Sun photometric, satellite observations and model validation, *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, *VOL. 34*, L07806, doi:10.1029/2006GL029125, 2007
- Dandou A., Bossioli E., Tombrou M., Sifakis N., **Paronis D.**, Soulakellis N., Sarigiannis D., 2005: The importance of mixing height in characterising pollution levels from aerosol optical thickness derived by satellite. *Journal of Geophysical Research D: Atmospheres* 110 (10), pp. 1-14.
- Kontoes C., Sykioti O., **Paronis D.** and Harisi A., 2005: Evaluating the performance of the space-borne SAR sensor systems for oil spill detection and sea monitoring over the south-eastern Mediterranean Sea., *International Journal of Remote Sensing*, Vol. 26, No. 18, 20 September 2005, 4029–4044.
- Sifakis N., **Paronis D.** and Keramitsoglou I., 2004: Combining AVHRR imagery with CORINE Land Cover data to observe forest fires and to assess their consequences., *International Journal of Applied Observation and Geoinformation*, 5 (2004), 263-274.
- Paronis D.**, Sifakis N., 2003: Satellite aerosol optical thickness retrieval over land with contrast reduction analysis using a variable window size., IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium (IGARSS) 2003, 21-25 July 2003, Toulouse, France, Proc. of IGARSS vol. II: 1276-1278.
- Dandou, A., Bossioli, E., Tombrou, M., Sifakis, N., **Paronis, D.**, Soulakellis, N. and Sarigiannis D., 2002: The Importance of Mixing Height in Characterising Pollution

Levels from Aerosol Optical Thickness Derived by Satellite, *International Journal of Water, Air and Soil Pollution: Focus* 2(5), pp. 17-28.

Sifakis N., Soulakellis N. and **Paronis D.**, 1998: Quantitative mapping of air pollution density using Earth observations: A new processing method and application on an urban area, *International Journal of Remote Sensing*, vol. 19, no. 17, 3289-3300.

Κώδικας ανάκτησης οπτικού βάθους από τον δέκτη AVHRR

(Σχεδιασμός και ανάπτυξη: Δ. Παρώνης)

```
PROGRAM PROCESS_main

DIMENSION IPASS(5),LUTNAME(20),INDXLUT(20)

DATA IPASS/'a','b','c','d','e'/
DATA LUTNAME/'noaa14_water_soluble_1.53-i0.006_0.2%',
A          'noaa14_dust_shettle_1.50-i0.01_0.2%'/

character *80  ZDIR,ZNAME,HRPNAME,FILENAME,XDIR,OUTDIR
character *80  LUTDIR,LUTNAME
character      IPASS*1,SATNR*2,TAUSUFFIX*4
integer       YEAR,STRTMONTH,STRTDAY,ENDMONTH,ENDDAY
integer       STRTJDAY,ENDJDAY,NDAYS
integer       NLUTS,INDXLUT,IOSERR,IHRPERR,IALERR

real          PI,XTIME,XLONG

C ***** CONSTANT DECLARATION *****
PI=4.0*ATAN(1.0)
SATNR='14'
C *****

C      OPEN (1,FILE='process.cfg',STATUS='OLD')
      READ (*,'(A)') ZDIR
      PRINT*, ZDIR
      READ (*,'(A)') XDIR
      PRINT*,XDIR
      READ (*,'(A)') OUTDIR
      PRINT*, OUTDIR
      READ (*,'(A)') LUTDIR
      PRINT*, LUTDIR
      READ (*,*) NLUTS
      PRINT*,NLUTS
      DO I=1,NLUTS
        READ(*,*) INDXLUT(I)
      ENDDO

C      READ (*,'(A)') LUTNAME
C      PRINT*, LUTNAME
      READ (*,*) YEAR
      READ (*,*) STRTMONTH,STRTDAY
      READ (*,*) ENDMONTH,ENDDAY
C      CLOSE(1)
      CALL JDAY_NUMBER1 (STRTDAY,STRTMONTH,YEAR,STRTJDAY)
      CALL JDAY_NUMBER1 (ENDDAY,ENDMONTH,YEAR,ENDJDAY)

      NDAYS=ENDJDAY-STRTJDAY+1

      call system('clear')
      DO I=STRTJDAY,ENDJDAY
        WRITE (*,*)
        WRITE (*,*)
        DO J=1,5
          WRITE (*,*)
          ZNAME='*****.hrp.Z'

          WRITE (ZNAME(1:2),'(i2.2)') YEAR-1900
          WRITE (ZNAME(3:5),'(i3.3)') I
          WRITE (ZNAME(6:6),'(A1)') IPASS(J)
          WRITE (ZNAME(7:8),'(A2)') SATNR

C          ZNAME=TRIM(ZDIR)//TRIM(ZNAME)

          OPEN (2,FILE=TRIM(ZDIR)//TRIM(ZNAME),STATUS='OLD',
*          ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=22180,IOSTAT=IOSERR)
          IF (IOSERR.NE.0) THEN
            PRINT*, 'File ',TRIM(ZNAME),' not available in ',TRIM(ZDIR)
```

```

        CLOSE(2)
        CYCLE
    ENDIF
    CLOSE(2)

    HRPNAME=ZNAME(1:8)
    FILENAME=TRIM(OUTDIR)//TRIM(HRPNAME)
    PRINT*,'Copying '//TRIM(ZDIR)//TRIM(ZNAME)//' to ',
*           TRIM(OUTDIR)//TRIM(ZNAME)
    call system('cp '//TRIM(ZDIR)//TRIM(ZNAME)//' '
*           '//TRIM(OUTDIR)//TRIM(ZNAME)')

    print*,'Uncompressing ',TRIM(OUTDIR)//TRIM(ZNAME),' to ',
*           TRIM(FILENAME)//'.hrp'
    call system('uncompress '//TRIM(OUTDIR)//TRIM(ZNAME))

    CALL TRANSFORM_HRP3(FILENAME)
    CALL GEOMETRY(FILENAME,XDIR,XTIME,XLONG,IHRPERR)
    IF (IHRPERR.NE.0) CYCLE
    CALL CALIBRATE(FILENAME)
    CALL GLINTMASKING(FILENAME)
    CALL MASKING(FILENAME,IALERR)

    IF (IALERR.NE.0) THEN
        GOTO 500
    ENDIF
    DO K=1,NLUTS
        TAUSUFFIX='.***'
        WRITE(TAUSUFFIX(2:4),'(i3.3)') INDXLUT(K)

        CALL CALCTAU(FILENAME,LUTDIR,LUTNAME(INDXLUT(K)),TAUSUFFIX)
        CALL PROJMETEO(FILENAME,TAUSUFFIX)

    ENDDO
500  call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .CAL')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .LON')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .LAT')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .SZE')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .VZE')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .PHI')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .GAM')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .CNT')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .CNTMET.*')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .CNTPOL.*')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .hrp')
    call system('rm -f '//TRIM(ZDIR)//TRIM(HRPNAME)//'* .hrp.Z')
    call system('rm -f '//TRIM(OUTDIR)//'* .MSK')
    ENDDO
    ENDDO

    END

    SUBROUTINE jday_number1(da,mo,ye,jd)

    integer jd,da,mo,ye,four

    jd=0
    if (mo.le.2) then
        jd=31*(mo-1)+da
        return
    endif
    if (mo.gt.8) then
        jd=31*(mo-1)-(mo-2)/2-2+da
    else
        jd=31*(mo-1)-(mo-1)/2-2+da
    endif
    if (ye.ne.0 .and. mod(ye,4).eq.0) jda=jda+1
    RETURN
    END

    SUBROUTINE GEOMETRY(FILENAME,XDIR,XTIME,XLONG,IHRPERR)

C ***** ARRAY DECLARATION *****

    DIMENSION TIMECODE(12)
    ALLOCATABLE:: LONMATR(:,,:),LATMATR(:,,:)

```

```

ALLOCATABLE:: ASOLMATR(:, :), AVISMATR(:, :), PHIMATR(:, :),
ALLOCATABLE:: GAMMATR(:, :),
C   ALLOCATABLE:: PHIOMATR(:, :), PHIVMATR(:, :),
C
***** TYPE DECLARATION *****
REAL          PI, RADS

DOUBLE PRECISION timedif
CHARACTER *80  FILENAME, XDIR
CHARACTER *8   satname
CHARACTER      pass
INTEGER *2     satid, seconds, minutes, hours, day, month, year, NROWS
INTEGER *2     TIMECODE

INTEGER        IMON, IDAY, ICOL, ILIN, LINESTEP, IHRPERR
REAL           XTIME, XLONG, SCANRATE, PIXELRATE
REAL           PXASOL, PXPHI0, PXAVIS, PXPHIV, PXPHI, PXLON, PXLAT, PXGAM
REAL           LONMATR, LATMATR
REAL           ASOLMATR, AVISMATR, PHIMATR, GAMMATR
C   REAL       PHIOMATR, PHIVMATR
C
*****

PRINT*, 'Calculating Geometry for ', TRIM(FILENAME)//'.hrp'

CALL read_eq_crossing_data(FILENAME, XDIR, XTIME, XLONG)

OPEN (1, FILE=TRIM(FILENAME)//'.hrp', STATUS='OLD',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=22180)
READ (1, REC=1) satname, satid, month, day, year, hours, minutes,
*   seconds, pass, NROWS, timedif
WRITE(*, *) satname, satid, month, day, year, hours, minutes,
*   seconds, pass, NROWS
IF (real(HOURS).LT. 11. .OR. real(HOURS).GT.15.0) THEN
  IHRPERR=1
  PRINT*, TRIM(FILENAME), ' is not a day image'
  RETURN
ENDIF

PRINT*, '(', 'Time difference (secs):', timedif,
* ' Equator crossing Time & Longitude:', XTIME, XLONG, ')'

OPEN (2, FILE=TRIM(FILENAME)//'.LON', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (3, FILE=TRIM(FILENAME)//'.LAT', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (4, FILE=TRIM(FILENAME)//'.SZE', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
C   OPEN (7, FILE=TRIM(FILENAME)//'.PHI0', STATUS='UNKNOWN',
C   *   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (8, FILE=TRIM(FILENAME)//'.VZE', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
C   OPEN (9, FILE=TRIM(FILENAME)//'.PHIV', STATUS='UNKNOWN',
C   *   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (10, FILE=TRIM(FILENAME)//'.PHI', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (11, FILE=TRIM(FILENAME)//'.GAM', STATUS='UNKNOWN',
*   ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)

ALLOCATE (LONMATR(1, 2048))
ALLOCATE (LATMATR(1, 2048))
ALLOCATE (ASOLMATR(1, 2048))
C   ALLOCATE (PHIOMATR(1, 2048))
C   ALLOCATE (AVISMATR(1, 2048))
C   ALLOCATE (PHIVMATR(1, 2048))
ALLOCATE (PHIMATR(1, 2048))
ALLOCATE (GAMMATR(1, 2048))

C ***** ROUTINES CALLED: POSNOA, POSSOL *****

PI=3.141592654
RADS=PI/180.
LINESTEP=1

C ***** PIXEL & SCAN RATE FOR NOAA 14 *****

```

```

SCANRATE=6.0*3600.0
LINES/SEC=6X3600 LINES/HR
PIXELRATE=2048.0*6.0*3600.0

```

C 6

```

C *****

IMON=MONTH
IDAY=DAY

DO ILIN=1,NROWS,LINESTEP
  READ(1,iostat=ihrperr,rec=ILIN+1) (TIMECODE(I),I=1,12)
  IF (IHRPERR.NE.0) THEN
    PRINT*,'Error while reading HRP file'
    RETURN
  ENDF
  TIMECODE(10)=TIMECODE(10)-640
  TIMEPX=1024**2*TIMECODE(10)+1024*TIMECODE(11)+TIMECODE(12)
  TIMEPX=1.0*1E-3*TIMEPX + 34.2*1E-3
  TIMEPX=(TIMEPX-TIMEDIFF)/3600
  DO ICOL=1,2048
    CALL POSNOA(IMON, IDAY, TIMEPX, ICOL, XLONG, XTIME, 1.0,
*     PXASOL, PXPHI0, PXAVIS, PXPHIV, PXLON, PXLAT)
    PXPHI=XPFI0-PXPFI
    IF (PXPHI .LT. 0) PXPHI=PXPHI+360.
    IF (PXPHI .GT. 360) PXPHI=PXPHI-360.
    IF (PXPHI .GT. 180) PXPHI=360.-PXPHI
    LONMATR(1,ICOL)=PXLON
    LATMATR(1,ICOL)=PXLAT
    ASOLMATR(1,ICOL)=PXASOL
  C     PHI0MATR(ILIN,ICOL)=PXPFI0
  C     AVISMATR(1,ICOL)=PXAVIS
  C     PHIVMATR(ILIN,ICOL)=PXPFI
    PHIMATR(1,ICOL)=PXPFI

    PXASOL=PXASOL*RADS
    PXPFI0=PXPFI0*RADS
    PXAVIS=PXAVIS*RADS
    PXPFI=XPFI0-PXPFI
    PXPFI=PXPFI*RADS
    PXGAM=ACOS(-COS(PXASOL)*COS(PXAVIS)-SIN(PXASOL)*SIN(PXAVIS))*
*     COS(PXPFI)
    PXGAM=PXGAM*(1./RADS)
    GAMMATR(1,ICOL)=PXGAM
  ENDDO

  KMAX=LINESTEP-1
  IF (ILIN.EQ.INT(NROWS/LINESTEP)*LINESTEP+1)
*   KMAX=MOD(real(NROWS),real(LINESTEP))-1
  DO K=0,KMAX
    WRITE(2,REC=ILIN+K) (LONMATR(1,ICOL),ICOL =1,2048)
    WRITE(3,REC=ILIN+K) (LATMATR(1,ICOL),ICOL =1,2048)
    WRITE(4,REC=ILIN+K) (ASOLMATR(1,ICOL),ICOL=1,2048)
  C   WRITE(7,REC=ILIN+K) (PHI0MATR(1,ICOL),ICOL=1,2048)
  C   WRITE(8,REC=ILIN+K) (AVISMATR(1,ICOL),ICOL=1,2048)
  C   WRITE(9,REC=ILIN+K) (PHIVMATR(1,ICOL),ICOL=1,2048)
  C   WRITE(10,REC=ILIN+K) (PHIMATR(1,ICOL),ICOL =1,2048)
  C   WRITE(11,REC=ILIN+K) (GAMMATR(1,ICOL),ICOL =1,2048)
  ENDDO
  ENDDO

  DEALLOCATE (LONMATR)
  DEALLOCATE (LATMATR)
  DEALLOCATE (ASOLMATR)
  C   DEALLOCATE (PHI0MATR)
  C   DEALLOCATE (AVISMATR)
  C   DEALLOCATE (PHIVMATR)
  DEALLOCATE (PHIMATR)
  DEALLOCATE (GAMMATR)

  CLOSE(1)
  CLOSE(2)
  CLOSE(3)
  CLOSE(4)
  C   CLOSE(7)
  C   CLOSE(8)
  C   CLOSE(9)
  C   CLOSE(10)

```

```

CLOSE(11)
RETURN
END

SUBROUTINE CALCTAU(FILENAME,LUTDIR,LUTNAME,TAUSUFFIX)

C ***** ARRAY DECLARATION *****

ALLOCATABLE :: RLUT(:),MASK(:,),RAD1(:,)
ALLOCATABLE :: CH1(:,),CH2(:,),CH3(:,),CH4(:,),CH5(:,)
ALLOCATABLE :: X1(:,),X2(:,),X3(:,)
ALLOCATABLE :: TAU(:,)

DIMENSION SPARE(9)
DIMENSION Y111(20), Y211(20), Y121(20), Y221(20)
DIMENSION Y112(20), Y212(20), Y122(20), Y222(20)
DIMENSION Y311(20), Y321(20), Y312(20), Y322(20)
DIMENSION Y331(20), Y332(20)
DIMENSION Y333(20)
DIMENSION TAULUT(20)

C ***** TYPE DECLARATION *****

REAL PI,RADS,ARC,DSOL1,DSOL2,RAD1

INTEGER *2 satid,seconds,minutes,hours,day,month,year,NROWS
INTEGER *2 CH1,CH2,CH3,CH4,CH5
INTEGER *1 MASK
CHARACTER FILENAME*80,LUTDIR*80
CHARACTER LUTNAME*80,TEXT*80,TAUSUFFIX*4
CHARACTER *8 satname
CHARACTER pass

REAL *4 SPARE
REAL *4 X1,X2,X3,R,TAU
INTEGER NX1,NX2,NX3,NX4,LUTLEN
INTEGER*2 JDAY,LUTDAY,LUTMONTH,LUTYEAR,LUTJDAY
REAL X1MIN,X1MAX,X2MIN,X2MAX,X3MIN,X3MAX
REAL X1STEP,X2STEP,X3STEP,TAULUT

INTEGER*1, PARAMETER:: INT1=1

C ***** COMMON BLOCKS *****

COMMON/LUTINDEXES/ NX1,NX2,NX3,NX4
COMMON/LUTLENGTH/ LUTLEN
COMMON/LUTSTEPS/ X1STEP,X2STEP,X3STEP
COMMON/LUTLIMITS/X1MIN,X1MAX,X2MIN,X2MAX,X3MIN,X3MAX
C *****

PI=3.141592654
RADS=PI/180.

C *****
PRINT*,'Calculating AOT ',TRIM(FILENAME)//'.TAU'//TRIM(TAUSUFFIX)
PRINT*,'(','LUT:',TRIM(LUTDIR)//TRIM(LUTNAME)//'.lut.dec',')'
OPEN (1,FILE=TRIM(LUTDIR)//TRIM(LUTNAME)//'.lut.dec.inf',
* STATUS='OLD')

READ(1,'(A)') TEXT
READ(1,*) LUTDAY
READ(1,'(A)') TEXT
READ(1,*) LUTMONTH
READ(1,'(A)') TEXT
READ(1,*) X1MIN,X1MAX,X1STEP
READ(1,'(A)') TEXT
READ(1,*) X2MIN,X2MAX,X2STEP
READ(1,'(A)') TEXT
READ(1,*) X3MIN,X3MAX,X3STEP
READ(1,'(A)') (TEXT,I=1,7)
READ(1,*) NX4
READ(1,'(A)') TEXT
DO I=1,NX4
READ(1,*) TAULUT(I)
ENDDO
CLOSE(1)

```

```

C      X1=SZE,X2=VZE,X3=PHI,X4=TAU
      NX1=INT ( (X1MAX-X1MIN)/X1STEP )+1
      NX2=INT ( (X2MAX-X2MIN)/X2STEP )+1
      NX3=INT ( (X3MAX-X3MIN)/X3STEP )+1
      LUTLEN=NX1*NX2*NX3*NX4

      OPEN (1,FILE=TRIM(LUTDIR)//TRIM(LUTNAME)//'.lut.dec',
*      STATUS='OLD',ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*10)
      OPEN (2,FILE=TRIM(FILENAME)//'.CAL',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=20480)
      OPEN (3,FILE=TRIM(FILENAME)//'.MSK',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=2048)
      OPEN (4,FILE=TRIM(FILENAME)//'.SZE',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
      OPEN (7,FILE=TRIM(FILENAME)//'.VZE',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
      OPEN (8,FILE=TRIM(FILENAME)//'.PHI',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
      OPEN (9,FILE=TRIM(FILENAME)//'.TAU'//TRIM(TAUSUFFIX),
*      STATUS='UNKNOWN',ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=1*2048)

      READ(2,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
*      seconds, pass,NROWS

      ALLOCATE (RLUT (LUTLEN))
      ALLOCATE (RAD1 (2048,1))
      ALLOCATE (CH1 (2048,1))
      ALLOCATE (CH2 (2048,1))
      ALLOCATE (CH3 (2048,1))
      ALLOCATE (CH4 (2048,1))
      ALLOCATE (CH5 (2048,1))
      ALLOCATE (MASK (2048,1))
      ALLOCATE (X1 (2048,1))
      ALLOCATE (X2 (2048,1))
      ALLOCATE (X3 (2048,1))
      ALLOCATE (TAU (2048,1))

C      **** LUT CORRECTION CALCULATION DUE TO SUN-EARTH DISTANCE **
      LUTYEAR=1997
TAKEN INTO ACCOUNT
      call jday_numberb(LUTDAY,LUTMONTH,LUTYEAR,LUTJDAY)
      ARC=2.*PI*(LUTJDAY-1)/365.
      DSOL1=1.000110+0.034221*COS(ARC)+0.001280*SIN(ARC)+0.000719*
*      COS(2.*ARC)+0.000077*SIN(2.*ARC)
      call jday_numberb(day,month,year,jday)
      ARC=2.*PI*(1.0*jday-1)/365.
      DSOL2=1.000110+0.034221*COS(ARC)+0.001280*SIN(ARC)+0.000719*
*      COS(2.*ARC)+0.000077*SIN(2.*ARC)

C*****
      DO 100 I=1,LUTLEN
          READ(1,REC=I) (SPARE(J),J=1,8),RLUT(I),SPARE(9)
          RLUT(I)=RLUT(I)*10000
VALUES ARE MULTIPL. BY 100*100 AS IN CALIBRATED FILE
      100 CONTINUE
      CLOSE(1)

      IFAIL1=0
      IFAIL2=0
      DO 3000 I=1,NROWS

          READ(2,REC=I+1) (CH1(ICOL,1),CH2(ICOL,1),
*      CH3(ICOL,1),CH4(ICOL,1),CH5(ICOL,1),ICOL=1,2048)
          READ(3,REC=I+1) (MASK(ICOL,1),ICOL=1,2048)
          READ(4,REC=I) (X1(ICOL,1),ICOL=1,2048)
          READ(7,REC=I) (X2(ICOL,1),ICOL=1,2048)
          READ(8,REC=I) (X3(ICOL,1),ICOL=1,2048)

          DO ICOL=1,2048
              RAD1(ICOL,1)=REAL(CH1(ICOL,1))
          ENDDO

      DO 1000 J=1,2048
          TAU(J,1)=2.53

```

```

C SUN GLINT DETECTION
  IF (X3(J,1).GE.140.0) THEN
    IF (ABS(X2(J,1)-X1(J,1)).LE. 40.) THEN
      TAU(J,1)=2.54
      GOTO 700
    ENDIF
  ENDIF
C END OF SUN GLINT DETECTION

  IF (MASK(J,1) .EQ. 1) GOTO 700
  IF (X1(J,1) .GT. 60. .OR. X1(J,1) .LT. 0.) GOTO 400
  IF (X2(J,1) .GT. 60. .OR. X2(J,1) .LT. 0.) GOTO 500
  IF (X3(J,1) .GT. 180. .OR. X3(J,1) .LT. 0.) GOTO 600

  CALL FINDINDEX(X1(J,1), X2(J,1), X3(J,1), I1, I2, I3)
  CALL FINDANG(X1(J,1),X2(J,1),X3(J,1),
*           I1,I2,I3,X11,X12,X21,X22,X31,X32)

  INDEX1 = I1
  INDEX2 = I2
  INDEX3 = I3
  CALL SEARCH(RLUT,INDEX1, INDEX2, INDEX3,Y111, Y211)

  INDEX1 = I1
  INDEX2 = I2 + 1
  INDEX3 = I3
  CALL SEARCH(RLUT,INDEX1, INDEX2, INDEX3, Y121, Y221)

  INDEX1 = I1
  INDEX2 = I2
  INDEX3 = I3+1
  CALL SEARCH(RLUT,INDEX1, INDEX2, INDEX3, Y112, Y212)

  INDEX1 = I1
  INDEX2 = I2 + 1
  INDEX3 = I3+1
  CALL SEARCH(RLUT,INDEX1, INDEX2, INDEX3, Y122, Y222)

c   PRINT*, ''
c   PRINT*, J
c   PRINT*, X1(J,1),X2(J,1),X3(J,1)
c   PRINT*, I1, I2, I3
c   PRINT*, X11,X12,X21,X22,X31,X32
c   PRINT*, Y111(1),Y211(1)
c   PRINT*, Y121(1),Y221(1)
c   PRINT*, Y112(1),Y212(1)
c   PRINT*, Y122(1),Y222(1)

  CALL INTERP(X11, X12, Y111, Y211, X1(J,1), Y311)
  CALL INTERP(X11, X12, Y121, Y221, X1(J,1), Y321)
  CALL INTERP(X11, X12, Y112, Y212, X1(J,1), Y312)
  CALL INTERP(X11, X12, Y122, Y222, X1(J,1), Y322)
  CALL INTERP(X21, X22, Y311, Y321, X2(J,1), Y331)
  CALL INTERP(X21, X22, Y312, Y322, X2(J,1), Y332)
  CALL INTERP(X31, X32, Y331, Y332, X3(J,1), Y333)

c   PRINT*, RAD1(J,1)
c   PRINT*, Y311(1),Y321(1),Y312(1),Y322(1),Y331(1),Y332(1)
c   PRINT*, Y333

  IF (RAD1(J,1) .GT. 0. .AND. RAD1(J,1) .LT. Y333(1)) THEN
    TAU(J,1)=0.0
c   print*,rad1(j,1),y333(1)
    GOTO 700
  ENDIF
  DO 300 L=1, NX4-1
    IF (RAD1(J,1) .GT. Y333(L) .AND. RAD1(J,1) .LT. Y333(L+1)) THEN
      CALL INTERPTAU(Y333(L), Y333(L+1), TAULUT(L), TAULUT(L+1),
*     RAD1(J,1), TAU(J,1))
      GOTO 700
    ENDIF
300  CONTINUE

  IF (RAD1(J,1) .GT. Y333(L) ) THEN
    IFAIL1=IFAIL1+1
    TAU(J,1)=2.55

```



```

        GOTO 700
    ELSE
        TAU(J,1)=0.
        IFAIL2=IFAIL2+1
        GOTO 700
    ENDIF
400    write(*,*) 'Sun-zenith value encountered outside data limits'
        TAU(J,1)=2.55
        GOTO 700
c     write(*,*) 'View-zenith value encountered outside data limits'
500    TAU(J,1)=2.55
        GOTO 700
600    write(*,*) 'Rel.-azimuth value encountered outside data limits'
        TAU(J,1)=2.55
700    CONTINUE
c     PRINT* ,y311(1),y321(1)
c     PRINT* , y312(1),y322(1)
c     PRINT* , y331(1),y332(1)
C     PRINT* , y333,RAD1(J,I),TAU(J,I)
1000  CONTINUE
        WRITE(9,REC=I+1) (CHAR(NINT(100*TAU(ICOL,1))),ICOL=1,2048)
3000  CONTINUE

        WRITE(*,*) 'FAILURES:'
        WRITE(*,*) 'OVERSHOTS(2.0),UNDERSHOTS : '
        WRITE(*,*) IFAIL1,IFAIL2

        WRITE(9,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
*           seconds,pass,NROWS

        DEALLOCATE(RLUT)
        DEALLOCATE(RAD1)
        DEALLOCATE(CH1)
        DEALLOCATE(CH2)
        DEALLOCATE(CH3)
        DEALLOCATE(CH4)
        DEALLOCATE(CH5)
        DEALLOCATE(MASK)
        DEALLOCATE(X1)
        DEALLOCATE(X2)
        DEALLOCATE(X3)
        DEALLOCATE(TAU)
        CLOSE(2)
        CLOSE(3)
        CLOSE(4)
        CLOSE(7)
        CLOSE(8)
        CLOSE(9)
        END
C***** SUBROUTINES *****

        SUBROUTINE SEARCH(X,I1, I2, I3, Y1, Y2)

        REAL *4    X,Y1,Y2
        INTEGER    NX1,NX2,NX3,NX4,LUTLEN
        DIMENSION X(LUTLEN),Y1(NX4), Y2(NX4)

        COMMON/LUTINDEXES/ NX1,NX2,NX3,NX4
        COMMON/LUTLENGTH/ LUTLEN

        INDEX = (I3-1)*NX1*NX2*NX4 + (I2-1)*NX1*NX4
* + (I1-1)*NX4
        K=0
        DO 100 I=1, NX4
            K = K+1
            Y1(I) = X(INDEX+K)
            Y2(I) = X(INDEX+K+NX4)
100    CONTINUE
        RETURN
        END
C*****

        SUBROUTINE INTERP(X1, X2, Y1, Y2, X, Y)

        REAL X1,X2,Y1,Y2,X,Y
        INTEGER NX1,NX2,NX3,NX4,LUTLEN

```

```

        DIMENSION Y1 (NX4), Y2 (NX4), Y (NX4)
        COMMON/LUTINDEXES/ NX1,NX2,NX3,NX4
        COMMON/LUTLENGTH/ LUTLEN
        DO 200 I=1, NX4
            Y(I) = Y1(I)+( ( Y2(I)-Y1(I))/(X2-X1) ) * (X-X1) )
200    CONTINUE
        RETURN
        END

C*****

        SUBROUTINE INTERPTAU(X1, X2, Y1, Y2, X, Y)

        REAL Y1,Y2,X1,X2,Y,X

        Y = Y1+( ( (Y2-Y1)/(X2-X1) ) * (X-X1) )
        RETURN
        END
        SUBROUTINE FINDINDEX(X1, X2, X3, I1, I2, I3)

        REAL*4 X1,X2,X3
        REAL X1STEP,X2STEP,X3STEP
        COMMON/LUTSTEPS/ X1STEP,X2STEP,X3STEP

        I1=INT(X1/X1STEP) + 1
        I2=INT(X2/X2STEP) + 1
        I3=INT(X3/X3STEP) + 1
        RETURN
        END

C*****

        SUBROUTINE FINDANG(X1,X2,X3,I1,I2,I3,X11,X12,X21,X22,X31,X32)

        REAL *4 X1,X2,X3
        INTEGER NX1,NX2,NX3,NX4
        REAL X1STEP,X2STEP,X3STEP,X1MIN,X1MAX,X2MIN,X2MAX,X3MIN,X3MAX
        COMMON/LUTINDEXES/ NX1,NX2,NX3,NX4
        COMMON/LUTLENGTH/ LUTLEN
        COMMON/LUTSTEPS/ X1STEP,X2STEP,X3STEP
        COMMON/LUTLIMITS/X1MIN,X1MAX,X2MIN,X2MAX,X3MIN,X3MAX

        X11=(I1-1)*X1STEP
        X12=(I1)*X1STEP
        X21=(I2-1)*X2STEP
        X22=(I2)*X2STEP
        X31=(I3-1)*X3STEP
        X32=(I3)*X3STEP
        IF (X1 .EQ. X1MAX) THEN
            X11=X1MAX
            X12=X1MAX-X1STEP
        ENDIF
        IF (X2 .EQ. X2MAX) THEN
            X21=X2MAX
            X22=X2MAX-X2STEP
        ENDIF
        IF (X3 .EQ. X3MAX) THEN
            X31=X3MAX
            X32=X3MAX-X3STEP
        ENDIF
        RETURN
        END

C*****

        SUBROUTINE jday_numberb(da,mo,ye,jd)

        integer*2 jd,da,mo,ye,four

        four=4
        jd=0
        if (mo.le.2) then
            jd=31*(mo-1)+da
            return
        endif
        if (mo.gt.8) then

```

```

        jd=31*(mo-1)-((mo-2)/2)-2+da
    else
        jd=31*(mo-1)-((mo-1)/2)-2+da
    endif
    if (ye.ne.0 .and. mod(ye,four).eq.0) jda=jda+1
    RETURN
    END

```

SUBROUTINE CALIBRATE(FILENAME)

```

C *****
C                                     PROGRAM VARIABLES
C
C   CT(3,10) : ARRAY USED FOR STORING THE 30 'TARGET' COUNT VALUES OF EACH FRAME
C             THESE DATA ARE TIME MULTIPLEXED AS CH1,CH2,CH3,CH4,CH5,CH1,...
C
C   CSP(5,10):ARRAY USED FOR STORING THE 50 'SPACE' COUNT VALUES OF EACH FRAME
C             THESE DATA ARE TIME MULTIPLEXED AS CH1,CH2,CH3,CH4,CH5,CH1,...
C   CTM(3),CSPM(5) : REAL, USED FOR STORING THE MEAN VALUE OF THE
C                   CT,CSP VALUES FOR THE 3 IR CHANNELS AND
C                   THE 5 CHANNELS RESPECTIVELY
C
C   RT(3),RSP(3):REAL, USED FOR STORING THE RADIANCE VALUES FOR TARGET & SPACE.
C                   RSP VALUES ARE CONSTANTS DEFINED IN DATA STATEMENT BELOW
C
C   X(3,5):INTEGER,USED FOR STORING THE 4 PRT COUNTS FOR THE IR CHANNELS.
C           EACH FRAME CONTAINS 1 PRT COUNT FOR EACH CHANNEL MULTIPLEXED AS
C           CH3,CH4,CH5.
C           THE FIRST 4 FRAMES OUT OF 5 CONTAIN THE 4 PRT VALUES FOR EACH CHANNEL. C
SO,THE LAST ARRAY CELL OF X IS LEFT EMPTY.
C
C   TPRT(3,4): REAL, USED FOR STORING THE 4 PRT TEMPERATURES FOR ALL
C              THE 3 IR CHANNELS
C   TIR(2048,3) : REAL, USED FOR STORING THE PIXEL TEMPERATURE FOR ALL
C              THE 3 IR CHANNELS
C   TIRINT(2048,3) :INT*4, USED FOR STORING THE PIXEL TEMPERATURE FOR ALL
C              THE 3 IR CHANNELS MULTIPLIED BY 10
C
C   GIR,IIR: REAL,GAIN AND INTERCEPT FOR EACH CHANNEL DEFINED BY THE
C            LINEAR APPROXIMATION:GIR=(RT-RSP)/(CTM-CSPM),IIR=RSP-G*CSPM)
C
C   RLINIR : REAL,PIXEL RADIANCE BASED ON THE LINEAR APPROXIMATION:
C            RLIN=GIR*DN+IIR
C   RADIR : REAL,PIXEL RADIANCE CORRECTED FOR CHANNEL NON-LINEARITY:
C            RADIR=AIR*RLIN+BIR*(RLIN**2.0)+CIR. THE COEFFICIENTS AIR,BIR,CIR
C            ARE DEFINED IN DATA STATEMENT BELOW
C
C   CHDATA(10240) :INTEGER, USED FOR STORING DN (PIXEL) VALUES
C
C   A1,B1: REAL, COEFFICIENTS FOR TRANSFORMING TEMPERATURE TO RADIANCE,
C          GIVEN IN DATA STATEMENT BELOW. THEY HAVE BEEN DEFINED AS A
C          LEAST SQUARES FIT OF THE FUNCTION R=EXP(A1/T)*B1 TO THE THEORITICAL
C          DATA OBTAINED BY USING PLANCK'S LAW FOR NOAA14 IR CHANNELS.
C
C   A2,B2: REAL, COEFFICIENTS FOR TRANSFORMING RADIANCE TO TEMPERATURE,
C          GIVEN IN DATA STATEMENT BELOW. THEY HAVE BEEN DEFINED AS A
C          LEAST SQUARES FIT OF THE FUNCTION 1/T=A2*ln(R)+B2 TO THE THEORITICAL
C          DATA OBTAINED BY USING PLANCK'S LAW FOR NOAA14 IR CHANNELS.
C
C   REF(2048,2): Real, Reflectance values (%) for Channels 1 & 2
C   REFINT(2048,2): INT*2, Reflectance values (%) multiplied by 100
C
C   NROWS : INTEGER, CONTAINS THE TOTAL NUMBER OF IMAGE ROWS
C   FILENAME: VARIABLE THAT HOLDS INPUT FILE NAME
C*****
C ***** ARRAY DECLARATION *****
C
C   ALLOCATABLE :: GIR(:, :), IIR(:, :)
C
C   DIMENSION RSP(3),AIR(3),BIR(3),CIR(3)
C   DIMENSION TT(3),RT(3),X(3,5),TPRT(3,4)
C   DIMENSION CT(3,10),CSP(5,10)
C   DIMENSION CTM(3),CSPM(5)

```

```

C      DIMENSION GIR(3), IIR(3)
      DIMENSION RLINIR(3), RADIR(3), TIR(3,2048), TIRINT(3,2048)
      DIMENSION SPARE1(17), SPARE2(2), SPARE3(698)
      DIMENSION SPARE4(100), CHDATA(5,2048)
      DIMENSION A1(3), B1(3), A2(3), B2(3)
      DIMENSION ASOL(2048), REF(2,2048), REFINT(2,2048)

C ***** DATA BLOCKS *****

      DATA (RSP(I), I=1,3) /
& 0.0069, -4.05, -2.29 /
      DATA (AIR(I), I=1,3) /
& 1.00359, 0.92378, 0.96194 /
      DATA (BIR(I), I=1,3) /
& 0.0, 0.0003822, 0.0001742 /
      DATA (CIR(I), I=1,3) /
& -0.0031, 3.72, 2.00 /

      DATA (A1(I), I=1,3) / -3940.72, -1433.26, -1268.34 /
      DATA (B1(I), I=1,3) / 178490, 11715.6, 8258.91 /
      DATA (A2(I), I=1,3) / -0.000253757, -0.000697706,
& -0.000788425 /
      DATA (B2(I), I=1,3) / 0.00306856, 0.00653662,
& 0.00712088 /

C ***** TYPE DECLARATION *****

      REAL    PI, RADS, ARC, DSOL

      REAL    RSP, AIR, BIR, CIR, RT, GIR, IIR,
*           RLINIR, RADIR
      REAL    CTM, CSPM, TPRT
      REAL    A1, B1, A2, B2
      REAL    ASOL, REF, TIR, TT

      INTEGER *2 SPARE1, SPARE2, SPARE3, SPARE4, CT, CSP
      INTEGER *2 REFINT, TIRINT
      INTEGER *2 CHDATA, X, NROWS
      INTEGER *2 satid, seconds, minutes, hours, day, month, year
      INTEGER *2 day0, month0, year0, d, jday

      CHARACTER *80 FILENAME
      CHARACTER *8  satname
      CHARACTER      pass

C ***** CONSTANT DECLARATION *****

C 1. DEG TO RADIANCE CONVERSION
      PI=3.141592654
      RADS=PI/180.

C 2. NOAA 14 LAUNCH DATE

      year0=1994
      month0=12
      day0=30

C *****

      PRINT*, 'Calibrating file ', TRIM(FILENAME) // '.hrp'

      OPEN (1, CONVERT='LITTLE_ENDIAN', FILE=TRIM(FILENAME) // '.hrp',
*        STATUS='OLD', ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=22180)
      OPEN (2, FILE=TRIM(FILENAME) // '.CAL', STATUS='UNKNOWN',
*        ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=20480)
      OPEN (3, FILE=TRIM(FILENAME) // '.SZE', STATUS='OLD',
*        ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)

      READ(1, REC=1)  satname, satid, month, day, year, hours, minutes,
*                  seconds, pass, NROWS

      call day_sincelaunch(day0, month0, year0, day, month, year, d)
      call jday_number(day, month, year, jday)
      ARC=2.*PI*(1.0*jday-1)/365.

```

```

DSOL=1.000110+0.034221*COS(ARC)+0.001280*SIN(ARC)+0.000719*
*   COS(2.*ARC)+0.000077*SIN(2.*ARC)

ALLOCATE (GIR(3,NROWS))
ALLOCATE (IIR(3,NROWS))

C   THE START OF THE FIRST SUBFRAME IS FOUND (note:THE FIFTH VALUE OF X (X(1,5))
IS ALWAYS UNUSED)
LSTART=1
DO N=1,5
  READ(1,REC=N+1) (SPARE1(J),J=1,17), (X(L,N),L=1,3),
  (SPARE2(J),J=1,2), ((CT(L,J),L=1,3),J=1,10),
*   ((CSP(L,J),L=1,5),J=1,10)
  IF (X(1,N) .LT. 10) LSTART=N+1
ENDDO

DO 1000 N=LSTART,NROWS,5
  CTM(1)=0
  CTM(2)=0
  CTM(3)=0
  CSPM(1)=0
  CSPM(2)=0
  CSPM(3)=0
  CSPM(4)=0
  CSPM(5)=0
C *****
C   THE FIRST 5 HRPT MINOR FRAMES THAT HOLD ENTIRE TELEMETRY, BACK SCAN
C   AND SPACE DATA ARE STORED IN X,CT,CSP. THESE VALUES ARE STORED AS
C   FOLLOWS:
C
C   1st frame: X(1,1),X(2,1),X(3,1) 2nd frame:X(1,2),X(2,2),X(3,2)
C   3rd frame: X(1,3),X(2,3),X(3,3)
C
C   1st frame: CT(1,1),CT(2,1),CT(3,1),CT(1,2),CT(2,2),CT(3,2), ...
C   ... , CT(1,10),CT(2,10),CT(3,10)
C   2nd frame: CT(1,1)CT(2,1),CT(3,1) ...3rd,4th,5th frames: as previous
C   (50 VALUES IN TOTAL FOR EACH IR CHANNEL FOR THE 5 FRAMES )
C
C   1st frame: CSP(1,1),CSP(2,1),CSP(3,1),CSP(4,1),CSP(5,1),CSP(1,2),..
C   CSP(1,10),CSP(2,10),...,CSP(5,10)
C   2nd,3rd,4th,5th frame: same as previous
C   (50 VALUES IN TOTAL FOR EACH AVHRR CHANNEL FOR THE 5 FRAMES )
C *****
  if (N.le.NROWS-4) then
    DO 550 I=0,4
      READ(1,REC=1+N+I) (SPARE1(J),J=1,17), (X(L,I+1),L=1,3),
      (SPARE2(J),J=1,2), ((CT(L,J),L=1,3),J=1,10),
      ((CSP(L,J),L=1,5),J=1,10)
C ***** THE SUM OF THE 10 VALUES (GIVEN IN EACH MINOR FRAME) OF CT AND CSP ARE
C   STORED IN CTM AND CSPM *****
      DO 500 K=1,10

        CTM(1)=CTM(1)+CT(1,K)
        CTM(2)=CTM(2)+CT(2,K)
        CTM(3)=CTM(3)+CT(3,K)

        CSPM(1)=CSPM(1)+CSP(1,K)
        CSPM(2)=CSPM(2)+CSP(2,K)
        CSPM(3)=CSPM(3)+CSP(3,K)
        CSPM(4)=CSPM(4)+CSP(4,K)
        CSPM(5)=CSPM(5)+CSP(5,K)

500    CONTINUE
550    CONTINUE
C ***** THE AVERAGE VALUE (FOR THE 5 CHANNELS) OF CSP IS STORED IN CSPM
C   AND THE AVERAGE VALUE (FOR THE IR CHANNELS) OF CT IS STORED IN CTM
DO 570 L=1,5
  CSPM(L)=CSPM(L)/50.0
570    CONTINUE
C ***** EACH PRT TEMPERATURE IS CALCULATED FROM EN EQUATION OF THE FORM:
C   TPRT=276.597+0.051275*X+1.363E-6*X**2+0.0*X**3+0.0*X**4
C
C ***** TARGET TEMPERATURE IS CALCULATE AS THE WEIGHTED AVERAGE OF THE
C   PRT TEMPERATURES (TT=W1*TPRT1+W2*TPRT2+W3*TPRT3+W4*TPRT4)

```

```

C      WEIGHTING FACTORS FOR NOAA 14 EQUAL 1/4 (SEE BELOW)
      DO 650 L=1,3
        CTM(L)=CTM(L)/50.0
        TT(L)=0.0
      DO 600 M=1,4
        TPRT(L,M)=276.597+0.051275*X(L,M)+
*      1.363E-6*X(L,M)**2.0+0.0*X(L,M)**3.0+
*      0.0*X(L,M)**4.0
C ***** THE SUM OF THE 4 PRT TEMPERATURES (FOR EACH CHANNEL) IS STORED IN TT
        TT(L)=TT(L)+TPRT(L,M)
      600    CONTINUE

C ***** TARGET TEMPERATURE (TT) IS CALCULATED AS THE MEAN PRT TEMPERATURE
C      VALUE (WEIGHTING FACTORS=1/4)
        TT(L)=TT(L)/4.0
C      RT(L)=EXP( A1(L)*(1/float(TT(L))) ) *B1(L)
        RT(L)=EXP( A1(L)/(1.0*TT(L)) ) *B1(L)
C ***** CALCULATION OF GAIN AND INTERCEPT
        GIR(L,N)=(RT(L)-RSP(L))/(CTM(L)-CSPM(L+2))
        IIR(L,N)=RSP(L)-GIR(L,N)*CSPM(L+2)
      DO ICAL=1,4
        GIR(L,N+ICAL)=GIR(L,N)
        IIR(L,N+ICAL)=IIR(L,N)
      ENDDO
      650    CONTINUE
C      PRINT*,N
C      WRITE(*,*) (TT(LL),LL=1,3)
C      WRITE(*,*) (RT(LL),LL=1,3)
C      WRITE(*,*) (GIR(LL,N),LL=1,3)
C      write(*,*) (IIR(LL,N),LL=1,3)
C      PRINT*,'END'
C      WRITE(*,*)
      ENDF
      1000   CONTINUE
C ***** CALIBRATION COEFFICIENTS CALCULATION FOR STARTING & ENDING LINES
*****
      DO I=1,LSTART-1
        DO L=1,3
          GIR(L,I)=GIR(L,LSTART)
          IIR(L,I)=IIR(L,LSTART)
        ENDDO
      ENDDO
      IF (MOD(1.0*NROWS,5.0) .NE. 0) THEN
        DO I=(NROWS-MOD(1.0*NROWS,5.0)+1),NROWS
          DO L=1,3
            GIR(L,I)=GIR(L,NROWS-MOD(1.0*NROWS,5.0))
            IIR(L,I)=IIR(L,NROWS-MOD(1.0*NROWS,5.0))
          ENDDO
        ENDDO
      ENDF

C ***** EACH FRAME IS READ AGAIN AND THE RAW DATA VALUES ARE STORED
C      IN THE ARRAY CHDATA IN BIP FORMAT.
      DO 4000 N=1,NROWS
C ***** EACH FRAME IS READ AGAIN AND THE RAW DATA VALUES ARE STORED
C      IN THE ARRAY CHDATA IN BIP FORMAT.

      READ(1,iostat=ihrperr,REC=N+1) (SPARE1(J),J=1,17), (X(J,5),J=1,3),
* (SPARE2(J),J=1,2), ((CT(L,J),L=1,3),J=1,10),
* ((CSP(L,J),L=1,5),J=1,10), (SPARE3(J),J=1,648),
* ((CHDATA(L,J),L=1,5),J=1,2048),
* (SPARE4(J),J=1,100)

      IF (IHRPERR.NE.0) THEN
        PRINT*,'Error while reading HRP file'
        PRINT*,'An attempt will be made to go on using the'
        PRINT*,'number of processed rows as total number of rows'
        NROWS=N-1
      ENDF

      READ(3,REC=N) (ASOL(J),J=1,2048)

C ***** LINEAR RADIANCE CALCULATION & NON-LINEARITY CORRECTION FOR EACH PIXEL
      1700   DO 2900 ICOL=0,2047
C ***** VIS CHANNEL CALIBRATION *****
      REF(1,ICOL+1)=(0.0000232*d+0.109)*(CHDATA(1,ICOL+1)-41)

```

```

      REFINT(1,ICOL+1)=nint( 100*REF(1,ICOL+1)/
*          (DSOL*COS(RADS*ASOL(ICOL+1))) )
C      print*,REF(1,ICOL+1),COS(RADS*ASOL(ICOL+1))
      REF(2,ICOL+1)=(0.0000373*d+0.129)*(CHDATA(2,ICOL+1)-41)
      REFINT(2,ICOL+1)=nint( 100.*REF(2,ICOL+1)/
*          (DSOL*COS(RADS*ASOL(ICOL+1))) )
C      print*,CHDATA(1,ICOL+1),CHDATA(2,ICOL+1),REFINT(1,ICOL+1),
C      *      REFINT(2,ICOL+1),ASOL(ICOL+1),d,dsol
C *****

C ***** IR CHANNEL CALIBRATION *****

      DO 2800 I=1,3
      RLINIR(I)=GIR(I,N)*CHDATA(I+2,ICOL+1)+IIR(I,N)
      RADIR(I)=AIR(I)*RLINIR(I)+BIR(I)*RLINIR(I)**2.0+CIR(I)

      IF (RADIR(I) .GT. 0.0) THEN
          TIR(I,ICOL+1)=1/(A2(I)*LOG(RADIR(I))+B2(I))
      ELSE
          TIR(I,ICOL+1)=0.0
      ENDIF
      TIRINT(I,ICOL+1)=nint(10.*TIR(I,ICOL+1))
C      WRITE(*,*) CHDATA(I+2,99+1),GIR(I,N),IIR(I,N),
C      *      RLINIR(I),RADIR(I),TIR(I,99+1),TIRINT(I,99+1)
2800 CONTINUE
2900 CONTINUE

C ***** OUTPUT *****

      WRITE(2,REC=N+1) (REFINT(1,J),REFINT(2,J),TIRINT(1,J),
*          TIRINT(2,J),TIRINT(3,J),J=1,2048)

4000 CONTINUE

      WRITE(2,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
*          seconds,pass,NROWS

      DEALLOCATE(GIR)
      DEALLOCATE(IIR)
      CLOSE(1)
      CLOSE(2)
      CLOSE(3)
      RETURN
      END

C***** SUBROUTINES *****

      SUBROUTINE jday_number(da,mo,ye,jd)

      integer*2 jd,da,mo,ye,four

      four=4
      jd=0
      if (mo.le.2) then
          jd=31*(mo-1)+da
          return
      endif
      if (mo.gt.8) then
          jd=31*(mo-1)-((mo-2)/2)-2+da
      else
          jd=31*(mo-1)-((mo-1)/2)-2+da
      endif
      if (ye.ne.0 .and. mod(ye,four).eq.0) jda=jda+1
      RETURN
      END

C*****

      SUBROUTINE day_sincelaunch(da0,mo0,ye0,da,mo,ye,d)

      integer*2 da0,mo0,ye0,jd0,da,mo,ye,jd,d,i,four

      call jday_number(da0,mo0,ye0,jd0)
      call jday_number(da,mo,ye,jd)

      four=4

```

```

d=0
do i=ye0+1, ye-1
  if (i.ne.0 .and. mod(i,four).eq.0) then
    d=d+366
  else
    d=d+365
  endif
enddo
d=d+jd+(365-jd0)
if (ye0.ne.0 .and. mod(ye0,four).eq.0) d=d+1

RETURN
END
C*****

      subroutine posnoa (month,jday,tu,nc,xlonan,hna,campm,
a      asol,phi0,avis,phiv,xlon,xlat)
C      logical ier
      real tu,xlonan,hna,asol,phi0,avis,phiv,xlon,xlat,campm
      real pi,r,ai,an,ylonan,t,hnam,u,delt,d,y,z
      real ylat,cosy,siny,ylon,ylo1,zlat,zlon,xnum,xden
      integer month,jday,nc,iwr
C      common/sixs_ier/iwr,ier

c      noaa 14 definition
c      orbite inclination ai in radians
c      hor mouv in rad/s an
c      h/r=860/6378
c      campm allows the user to switch to pm platforms (!!!! 1=FOR PM)

      pi=3.1415926
      r=870./6371.22
      ai=98.86*pi/180.
      an=360.*pi/(102.12*60.*180.)
      ylonan=xlonan*pi/180.
      t=tu*3600
      hnam=hna
      hnam=hnam*3600
      u=t-hnam
      u=campm*u*an
      delt=((nc-(2048+1)/2.)*55.385/((2048.-1)/2.))
      delt=campm*delt*pi/180.
      avis=asin((1+r)*sin(delt))
      d=avis-delt
      y=cos(d)*cos(ai)*sin(u)-sin(ai)*sin(d)
      z=cos(d)*sin(ai)*sin(u)+cos(ai)*sin(d)
      ylat=asin(z)
      cosy=cos(d)*cos(u)/cos(ylat)
      siny=y/cos(ylat)
      ylon=asin(siny)
      if(cosy.gt.0.)goto 10
      if(siny.gt.0) ylon=pi-ylon
      if(siny.le.0) ylon=-(pi+ylon)
10  ylo1=ylon+ylonan-(t-hnam)*2.*pi/86400.
      xlat=ylo1*180./pi
      xlon=ylo1*180./pi
      call possol(month,jday,tu,xlon,xlat,
a      asol,phi0)
C      if(ier)return

      zlat=asin(sin(ai)*sin(u))
      zlon=atan2(cos(ai)*sin(u),cos(u))
      if(nc.ne.1024)then
        xnum=sin(zlon-ylon)*cos(zlat)/sin(abs(d))
        xden=(sin(zlat)-sin(ylat)*cos(d))/cos(ylat)/sin(abs(d))
        phiv=atan2(xnum,xden)
      else
        phiv=0.
      endif
      phiv=phiv*180./pi
      avis=abs(avis)
      avis=avis*180./pi

      return
      end

```



```

      subroutine possol (month,jday,tu,xlon,xlat,
a          asol,phi0)

      real    tu,xlon,xlat,asol,phi0
      integer month,jday,ia,nojour

c     solar position (zenithal angle asol,azimuthal angle phi0
c                   in degrees)
c     jday is the number of the day in the month

      ia = 0
      call day_number(jday,month,ia,nojour)

      call pos_fft (nojour, tu, xlon, xlat, asol, phi0)

C     if(asol.gt.90) call print_error(
C     s 'The sun is not raised')
      return
      end

      subroutine day_number(jday,month,ia,j)
      integer jday, month, ia, j

      if (month.le.2) then
          j=31*(month-1)+jday
          return
          endif
      if (month.gt.8) then
          j=31*(month-1)-((month-2)/2)-2+jday
          else
          j=31*(month-1)-((month-1)/2)-2+jday
          endif
      if(ia.ne.0 .and. mod(ia,4).eq.0) j=j+1
      return
      end

      subroutine pos_fft (j,tu,xlon,xlat,asol,phi0)
      real    tu, xlat, asol,phi0, tsm, xlon,xla, xj, tet,
a          a1, a2, a3, a4, a5, et, tsv, ah, b1, b2, b3, b4,
a          b5, b6, b7, delta, amuzero, elev, az, caz, azim, pi2
      integer j
      parameter (pi=3.14159265, fac=pi/180.)
c     solar position (zenithal angle asol,azimuthal angle phi0
c                   in degrees)
c     j is the day number in the year
c
c     mean solar time (heure decimale)

      tsm=tu+xlon/15.
      xla=xlat*fac
      xj=float(j)
      tet=2.*pi*xj/365.

c     time equation (in mn.dec)
      a1=.000075
      a2=.001868
      a3=.032077
      a4=.014615
      a5=.040849
      et=a1+a2*cos(tet)-a3*sin(tet)-a4*cos(2.*tet)-a5*sin(2.*tet)
      et=et*12.*60./pi

c     true solar time

      tsv=tsm+tet/60.
      tsv=(tsv-12.)

c     hour angle

      ah=tsv*15.*fac

c     solar declination (in radian)

      b1=.006918
      b2=.399912
      b3=.070257

```

```

b4=.006758
b5=.000907
b6=.002697
b7=.001480
delta=b1-b2*cos(tet)+b3*sin(tet)-b4*cos(2.*tet)+b5*sin(2.*tet)-
&b6*cos(3.*tet)+b7*sin(3.*tet)

c    elevation,azimuth

amuzero=sin(xla)*sin(delta)+cos(xla)*cos(delta)*cos(ah)
elev=asin(amuzero)
az=cos(delta)*sin(ah)/cos(elev)
if ( (abs(az)-1.000).gt.0.00000) az = sign(1.,az)
caz=(-cos(xla)*sin(delta)+sin(xla)*cos(delta)*cos(ah))/cos(elev)
azim=asin(az)
if(caz.le.0.) azim=pi-azim
if(caz.gt.0.and.az.le.0) azim=2*pi+azim
azim=azim+pi
pi2=2*pi
if(azim.gt.pi2) azim=azim-pi2
elev=elev*180./pi

c    conversion in degrees

asol=90.-elev
phi0=azim/fac
return
end

SUBROUTINE READ_EQ_CROSSING_DATA(FILENAME,XDIR,XTIME,XLONG)
C    ***** TABLE DECLARATION *****
DIMENSION EQXFILE(10),XFILEDAY(10)

C    *****
*****

C    ***** TYPE DECLARATION *****
*****

CHARACTER *80 FILENAME,XDIR
CHARACTER *8 satname
CHARACTER pass
INTEGER *2 satid,seconds,minutes,hours,day,month,year
INTEGER *2 day0,month0,year0,d

CHARACTER*80 PATTERN,EQXFILE,EQXFILE1,XFILE,SPARE,COMMANDE
INTEGER XFILEDAY
INTEGER XN,XREV,XYEAR,XMONTH,XDAY,XHOUR,XMIN,XPRMONTH
REAL DATE,XDATE,XPRDATE,XTIME,XPRTIME
REAL XTIMEMJD,XSEC,XLONG,XPRLONG

OPEN (1,FILE=TRIM(FILENAME)//'.hrp',STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=22180)
READ(1,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
* seconds, pass,NROWS
CLOSE(1)

PRINT*, 'Searching for Equator Crossing Data...'
C    *****
*****
DATE=DAY*24.*60.+HOURS*60.+MINUTES+SECONDS/60.

DO K=-1,1,1
c    The yymm (e.g. 9704) part of the eq. crossing file is constructed
c    and all '.EQX' files containing this pattern are listed and saved in the file
c    'TEMP.EQX'
PATTERN='****'
WRITE (PATTERN(1:2),'(i2.2)') year-1900
WRITE (PATTERN(3:4),'(i2.2)') month+K

COMMANDE='ls '//TRIM(XDIR)
COMMANDE=TRIM(COMMANDE)//TRIM(PATTERN)
COMMANDE=TRIM(COMMANDE)//'??'.eqx >./TEMP'

```

```

CALL SYSTEM(TRIM(COMMANDE))

c   Each of the '.EQX' filenames is stored in a variable
OPEN(2,FILE='./TEMP',STATUS='OLD')
DO I=1,10
  READ(2,'(A80)',END=100) EQXFILE(I)
  print*, eqxfile(i)
ENDDO
100 CLOSE(2)
CALL SYSTEM('rm TEMP')

DO J=1,I-1
OPEN(3,FILE=TRIM(EQXFILE(J)),STATUS='OLD')
READ(3,*) SPARE
C The first two lines of the file are the tile
READ(3,*) SPARE
XDATE= 4E+6
DO JJ=1,5000
  READ(3,*,END=200) XN,XREV,XTIMEMJD,XYEAR,XMONTH,XDAY,XHOUR,
  * XMIN,XSEC,XLONG
  XTIME=XHOUR + XMIN/60. + XSEC/3600.
  XDATE=XDAY*24.*60. + XHOUR*60 + XMIN + XSEC/60.
C Data are searched according to XDATE (in minutes)
c   If the image date is between two dates of the file, the smaller one is the
c   crossing date
  IF (MONTH .EQ. XMONTH .AND.
  * DATE .GE. XPRDATE .AND. DATE .LT. XDATE) THEN
    XLONG=XPRLONG
    XTIME=XPRTIME
    GOTO 400
  ENDIF
c   Data are kept in the XPR**** variables
  XPRTIME=XTIME
  XPRDATE=XDATE
  XPRMONTH=XMONTH
  XPRLONG=XLONG
200 ENDDO
ENDDO
ENDDO
300 PRINT*, 'EQUATOR CROSSING DATA NOT FOUND!'
CLOSE(3)
STOP
400 CONTINUE
CLOSE(3)
RETURN
END

```

```

SUBROUTINE GLINTMASKING(FILENAME)

```

```

ALLOCATABLE :: ASOL(:, :), AVIS(:, :), PHI(:, :), GLINTMASK(:, :)

```

```

INTEGER *2 satid,seconds,minutes,hours,day,month,year,NROWS
CHARACTER *80 FILENAME
CHARACTER *8 satname
CHARACTER pass

```

```

INTEGER *1 GLINTMASK
REAL ASOL,AVIS,PHI

```

```

PRINT*, 'Calculating glint mask for ', TRIM(FILENAME)
OPEN (1,FILE=TRIM(FILENAME)//'.hrp',STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=20480)
OPEN (2,FILE=TRIM(FILENAME)//'.SZE',STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
OPEN (3,FILE=TRIM(FILENAME)//'.VZE',STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
OPEN (4,FILE=TRIM(FILENAME)//'.PHI',STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=4*2048)
OPEN (7,FILE=TRIM(FILENAME)//'.GLI',STATUS='UNKNOWN',
* ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=1*2048)

```

```

READ(1,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
* seconds, pass,NROWS
CLOSE(1)

```

```

WRITE(7,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,

```

```

*                seconds, pass, NROWS

ALLOCATE (ASOL (2048, 1))
ALLOCATE (AVIS (2048, 1))
ALLOCATE (PHI (2048, 1))
ALLOCATE (GLINTMASK (2048, 1))

DO ILIN=1, NROWS
  READ (2, REC=ILIN) (ASOL (ICOL, 1), ICOL=1, 2048)
  READ (3, REC=ILIN) (AVIS (ICOL, 1), ICOL=1, 2048)
  READ (4, REC=ILIN) (PHI (ICOL, 1), ICOL=1, 2048)

DO ICOL=1, 2048
  GLINTMASK (ICOL, 1)=0
ENDDO

  DO J=1, 2048
    IF (PHI (J, 1) .GE. 150.0) THEN
      IF (ABS (AVIS (J, 1) -ASOL (J, 1)) .LE. 30.) GLINTMASK (J, 1)=1
    ENDIF
  ENDDO
  WRITE (7, REC=ILIN+1) (GLINTMASK (J, 1), J=1, 2048)
ENDDO

DEALLOCATE (ASOL)
DEALLOCATE (AVIS)
DEALLOCATE (PHI)
DEALLOCATE (GLINTMASK)
CLOSE (2)
CLOSE (3)
CLOSE (4)
CLOSE (7)

RETURN
END

SUBROUTINE MASKING (FILENAME, IALERR)

C ***** ARRAY DECLARATION *****
  ALLOCATABLE :: MASK (:, :)
  ALLOCATABLE :: CH1 (:, :), CH2 (:, :), CH3 (:, :), CH4 (:, :), CH5 (:, :)
  DIMENSION :: SPARE (2048, 1)
C ***** TYPE DECLARATION *****

  CHARACTER *80 FILENAME
  CHARACTER *8 satname
  CHARACTER *8 pass

  INTEGER *2 CH1, CH2, CH3, CH4, CH5, SPARE
  INTEGER *2 NROWS
  INTEGER *2 satid, seconds, minutes, hours, day, month, year

  INTEGER *1 MASK
  REAL pi, T4TH, T4T5TH, A2TH, A2A1TH, SDT4TH, MEANT4, SDT4
  INTEGER IALERR
C ***** CONSTANT DECLARATION *****

C 1. NOAA 14 CLOUD TEST THRESHOLDS

  T4TH =273.0*10.
  T4T5TH =2.5*10.
  A2TH =3.5*100.
  A2A1TH =0.6
  SDT4TH =2.5
  SDT4TH =0.5*100.

C *****

  PRINT*, 'Calculating Land/Cloud Mask for ', TRIM (FILENAME) // '.CAL'

  OPEN (1, FILE=TRIM (FILENAME) // '.CAL', STATUS='OLD',
* ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=20480)
  OPEN (2, FILE=TRIM (FILENAME) // '.MSK', STATUS='UNKNOWN',
* ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=2048)

```

```

READ(1,REC=1)  satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
> seconds,pass,NROWS

ALLOCATE (CH1(2048,1))
ALLOCATE (CH2(2048,NROWS),STAT=IALLERR)
IF (IALERR.NE.0) THEN
  PRINT*, 'Cannot allocate memory for CH2'
  RETURN
ENDIF
ALLOCATE (CH3(2048,1))
ALLOCATE (CH4(2048,1))
ALLOCATE (CH5(2048,1))
ALLOCATE (MASK(2048,NROWS),STAT=IALLERR)
IF (IALERR.NE.0) THEN
  PRINT*, 'Cannot allocate memory for MASK'
  RETURN
ENDIF

DO I=1,NROWS
  DO J=1,2048
    MASK(J,I)=0
  ENDDO
ENDDO

DO I=1,NROWS
  READ(1,REC=I+1) (SPARE(J,1),CH2(J,I),SPARE(J,1),
* SPARE(J,1),SPARE(J,1),J=1,2048)
ENDDO

DO 4000 I=3,NROWS-2
  READ(1,REC=I+1) (CH1(J,1),SPARE(J,1),CH3(J,1),
* CH4(J,1),CH5(J,1),J=1,2048)
  DO 3000 J=3,2048-2
C CLOUD TESTS
    IF (CH4(J,1) .LT. T4TH) MASK(J-2:J+2,I-2:I+2)=1
    IF (MASK(J,I) .EQ. 0) THEN
      IF (CH2(J,I) .GT. A2TH .AND.
* CH4(J,1) .LT. T4TH+70) MASK(J-2:J+2,I-2:I+2)=1
      IF (CH1(J,1) .GT. 0) THEN
        IF (CH2(J,I)/CH1(J,1) .GT. A2A1TH) MASK(J-2:J+2,I-2:I+2)=1
      ENDIF
      IF ((CH4(J,1)-CH5(J,1)) .GT. T4T5TH) MASK(J-2:J+2,I-2:I+2)=1
    ENDIF
  3000 CONTINUE
  4000 CONTINUE
C T4 STANDARD DEVIATION CALCULATION
  DO I=3,NROWS-2
    DO J=3,2048-2
      IF (MASK(J,I) .NE. 1) THEN
        MEANT4=0.
        DO IW=I-1,I+1
          DO JW=J-1,J+1
            MEANT4=MEANT4+CH2(JW,IW)
          ENDDO
        ENDDO
        MEANT4=MEANT4/9.
        SDT4=0.
        DO IW=I-1,I+1
          DO JW=J-1,J+1
            SDT4=SDT4+(CH2(JW,IW)-MEANT4)**2.
          ENDDO
        ENDDO
        SDT4=SQRT(SDT4)/(9.-1.)
        IF (SDT4 .GT. SDT4TH) MASK(J-2:J+2,I-2:I+2)=1
      ENDIF
    ENDDO
  ENDDO
  WRITE(2,REC=1)  satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
* seconds,pass,NROWS
  DO I=1,NROWS
    WRITE(2,REC=I+1) (MASK(J,I),J=1,2048)
  ENDDO

DEALLOCATE (MASK)
DEALLOCATE (CH1)
DEALLOCATE (CH2)
DEALLOCATE (CH3)

```

```

DEALLOCATE (CH4)
DEALLOCATE (CH5)

CLOSE (1)
CLOSE (2)
RETURN
END

SUBROUTINE PROJMETEO (FILENAME, TAUSUFFIX)

C ***** ARRAY DECLARATION *****
ALLOCATABLE:: LON (:, :), LAT (:, :), TAU (:, :), METEOTAU (:, :), ICOUNT (:, :)
ALLOCATABLE:: ICOUNTR (:, :), METEOTAUR (:, :), METEOMASK (:, :)

DIMENSION      ISTCOL (4), ISTLIN (4)

C *****
C ***** TYPE DECLARATION *****

REAL           PI, RADS

INTEGER        *2  satid, seconds, minutes, hours, day, month, year, NROWS
INTEGER        *2  CH1, CH2, CH3, CH4, CH5
INTEGER        *1  MASK
CHARACTER      *8  satname
CHARACTER      8   pass

CHARACTER      FILENAME*80, TAUSUFFIX*4
REAL          *4   LON, LAT
CHARACTER      TAU, METEOMASK
INTEGER        ICOUNT, ICOUNTR
REAL          METEOTAU, METEOTAUR

REAL          ULLON, ULLAT, LRLON, LRLAT
INTEGER        ILIN, ICOL, NI
integer        colmet, linmet, ULX, ULY, LRX, LRY
INTEGER        ISTCOL, ISTLIN, iret
INTEGER        NCOLWIN, NLINWIN

C *****
INTEGER*1, PARAMETER:: INT1=1

C *****

PI=3.141592654
RADS=PI/180.

NCOLSMET=1000
NROWSMET=330

c      ULLON=-20.
c      ULLAT=50.
c      LRLON=50.
c      LRLAT=20.

C *****

PRINT*, 'Projecting ', TRIM(FILENAME)//'.TAU'//TRIM(TAUSUFFIX),
*      ' to Meteosat Grid'

OPEN (1, FILE=TRIM(FILENAME)//'.TAU'//TRIM(TAUSUFFIX),
* STATUS='UNKNOWN', ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=1*2048)
OPEN (2, FILE=TRIM(FILENAME)//'.LON', STATUS='UNKNOWN',
* ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (3, FILE=TRIM(FILENAME)//'.LAT', STATUS='UNKNOWN',
* ACCESS='DIRECT', FORM='UNFORMATTED', RECL=4*2048)
OPEN (4, FILE='meteomaskE', STATUS='OLD', ACCESS='DIRECT',
* FORM='UNFORMATTED', RECL=1*NCOLSMET)

CALL meteogeoxy(ULLON, ULLAT, LRX, LRY, iret)
CALL meteogeoxy(LRLON, LRLAT, ULX, ULY, iret)

```

```

ULX=560
ULY=1920
LRX=1559
LRY=2249

NCOLWIN=LRX-ULX+1
NLINWIN=LRY-ULY+1
READ(1,REC=1) satname,satid,month,day,year,hours,minutes,
*          seconds, pass,NROWS

ALLOCATE (LON(2048,1))
ALLOCATE (LAT(2048,1))
ALLOCATE (TAU(2048,1))
ALLOCATE (METEOTAU(NCOLWIN,NLINWIN))
ALLOCATE (METEOTAUR(NCOLWIN,NLINWIN))
ALLOCATE (ICOUNT(NCOLWIN,NLINWIN))
ALLOCATE (ICOUNTR(NCOLWIN,NLINWIN))
ALLOCATE (METEOMASK(NCOLSMET,NROWSMET))

DO I=1,NROWSMET
  READ (4,REC=I) (METEOMASK(J,I),J=1,NCOLSMET)
ENDDO

DO ILIN=1,NLINWIN
  DO ICOL=1,NCOLWIN
    METEOTAU(ICOL,ILIN)=0.
    ICOUNT(ICOL,ILIN)=0
  ENDDO
ENDDO

DO I=1,NROWS
  READ(1,REC=I+1) (TAU(J,1),J=1,2048)
  READ(2,REC=I) (LON(J,1),J=1,2048)
  READ(3,REC=I) (LAT(J,1),J=1,2048)
  DO J=1,2048
    call meteogeoxy(lon(j,1),lat(j,1),ICOL,ILIN,iret)
    if (iret .EQ. 1) meteotau(int(colmet),int(linmet))=255
    IF (ICOL-ULX+1.LT.1 .OR. ILIN-ULY+1.LT.1 .OR.
*     ICOL-ULX+1.GT.NCOLWIN .OR. ILIN-ULY+1.GT. NLINWIN)
*     CYCLE

    IF (ICHAR(TAU(J,1)) .LT. 253 .AND. ICHAR(TAU(J,1)) .GT. 0) THEN
      METEOTAU(ICOL-ULX+1,ILIN-ULY+1)
*     =METEOTAU(ICOL-ULX+1,ILIN-ULY+1)+ICHAR(TAU(J,1))
      ICOUNT(ICOL-ULX+1,ILIN-ULY+1)
*     =ICOUNT(ICOL-ULX+1,ILIN-ULY+1)+1
    ENDF

  ENDDO
ENDDO

DO ILIN=1,NLINWIN
  DO ICOL=1,NCOLWIN
    IF (ICOUNT(ICOL,ILIN) .NE. 0)
*     METEOTAU(ICOL,ILIN)=METEOTAU(ICOL,ILIN)
*     /real(ICOUNT(ICOL,ILIN))
  ENDDO
ENDDO

DO ILIN=1,NLINWIN
  DO ICOL=1,NCOLWIN
    METEOTAUR(ICOL,ILIN)=METEOTAU(NCOLWIN-ICOL+1,NLINWIN-ILIN+1)
    ICOUNTR(ICOL,ILIN)=ICOUNT(NCOLWIN-ICOL+1,NLINWIN-ILIN+1)
    IF (ICHAR(METEOMASK(ICOL,ILIN)) .EQ. 200)
*     METEOTAUR(ICOL,ILIN)=150.
  ENDDO
ENDDO

DEALLOCATE (LON)
DEALLOCATE (LAT)
DEALLOCATE (TAU)

OPEN (7,FILE=TRIM(FILENAME)//'.TAUMET'//TRIM(TAUSUFFIX),
*   STATUS='UNKNOWN',ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',
*   RECL=1*(NCOLWIN))
OPEN (8,FILE=TRIM(FILENAME)//'.CNTMET'//TRIM(TAUSUFFIX),

```

```

*      STATUS='UNKNOWN',ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',
*      RECL=1*(NCOLWIN) )

DO ILIN=1,NLINWIN
  WRITE(7,REC=ILIN)
*      (CHAR(NINT(METEOTAUR(ICOL,ILIN))),ICOL=1,NCOLWIN)
  WRITE(8,REC=ILIN)
*      (CHAR(ICOUNTR(ICOL,ILIN)),ICOL=1,NCOLWIN)
ENDDO

DEALLOCATE(ICOUNT)
DEALLOCATE(METEOTAUR)
DEALLOCATE(ICOUNTR)
DEALLOCATE(METEOTAUR)
DEALLOCATE(METEOMASK)
CLOSE(1)
CLOSE(2)
CLOSE(3)
CLOSE(4)
CLOSE(7)
CLOSE(8)

PRINT*,'Upper left & lower right Meteosat coordinates (x,y):',
*      '(,ULX,',',',ULY,')', '(,LRX,',',',LRY,')'
PRINT*,'Projected image columns,rows',NCOLWIN,NLINWIN

END

C*****
Subroutine meteogeoxy (longi,lati,colmet,linmet,iret)

real longi,lati
real xr,yr
integer lpsi2,iret,colmet,linmet
real h,re,a,rp,pl,cdr,crd,deltax,delay,rflon
Real xfi,xla,rom,y,r1,r2,rs,reph,rpph
real coslo,sinlo,teta,xt,yt,zt,px,py

h=42164.0-6378.155      ! Altitude of reference satellite
re=6378.155            ! Equatorial radius
a=1.0/297.0           ! Coefficient of Earth oblateness
rp=re/(1.0+a)         ! Polar Radius
pi=3.141592653        ! PI
cdr=pi/180.0          ! deg -> rad
crd=180.0/pi          ! rad -> deg
deltax=18.0/2500.0    ! Radiometer scanning step E-W (degrees)
delay=18.0/2500.0    ! Radiometer scanning step S-N (degrees)
rflon=0.0             ! Longitude of reference satellite
c  print*, lati,longi
lpsi2=1
iret=0
xfi=lati*cdr
xla=longi*cdr
rom=(re * rp) / Sqrt( rp**2 * Cos(xfi)**2 + re**2 * Sin(xfi)**2)
c  print*,rom
Y=Sqrt(h**2+rom**2-2*h*rom*Cos(xfi)*Cos(xla))
c  print*, Y
r1=y**2+rom**2
r2=h**2
c  print*, r1,r2
If (r1 > r2) Then
! pixel coordinate of a point lying outside reference image
  iret=1
  Return
Endif
rs=re+h
reph=re
rpph=rp
COSLo=Cos(rflon*cdr)
SINLo=Sin(rflon*cdr)
teta=Atan( (RPPH/REPH) *Tan(xfi) )
xt=reph*Cos(teta)*Cos(xla)
yt=reph*Cos(teta)*Sin(xla)
zt=rpph*Sin(teta)
px=Atan( (coslo*(yt-rs*sinlo)-sinlo*(xt-rs*coslo))/
1      (SINLo*(yt-rs*SINLo)+(xt-rs*COSLo)*COSLo) )

```



```

c      print*,px
py=Atan(zt*((Tan(px)*SINLo-COSLo)/(xt-rs*COSLo))*Cos(px))
c      print*,py
px=px*crd
py=py*crd
xr=px/(deltax*lpsi2)
yr=py/(deltay*lpsi2)
c      print*,px,py,xr,yr
If (xr >= 0.0) Then
  xr=Int(px/(deltax*lpsi2))+0.5
Else
  xr=Int(px/(deltax*lpsi2))-0.5
End If
If (yr >= 0.0) Then
  yr=Int(Py/(deltay*lpsi2))+0.5
Else
  yR=Int(Py/(deltay*lpsi2))-0.5
End If

c      xr=2500-(1250.5+xr)
c      yr=2500-(1250.5+yr)

xr=1250.5+xr
yr=1250.5+yr
c      print*,xr,yr
colmet=int(xr)
linmet=int(yr)
return
end

SUBROUTINE TRANSFORM_HRP3(FILENAME)

C      ***** ARRAY DECLARATION *****

ALLOCATABLE :: BYTE1 (:,:),BYTE2 (:,:)
DIMENSION    VALUE(11090)

C      ***** TYPE DECLARATION *****

CHARACTER*80 FILENAME

CHARACTER*8  SATNAME
CHARACTER    BYTE1,BYTE2,PASS
INTEGER *2   VALUE
INTEGER      month,day,year,hour,minutes,seconds

C      *****

ALLOCATE (BYTE1(1,11090))
ALLOCATE (BYTE2(1,11090))

PRINT*,'Inverting ',TRIM(FILENAME)//'.hrp',' to ',
*      TRIM(FILENAME)//'.hrpr'

OPEN (1,FILE=TRIM(FILENAME)//'.hrp',STATUS='OLD',
*      ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=22180)
OPEN (2,FILE=TRIM(FILENAME)//'.hrpr',
*      STATUS='UNKNOWN',ACCESS='DIRECT',FORM='UNFORMATTED',RECL=22180)

READ(1,REC=1) SATNAME,(BYTE1(1,I),BYTE2(1,I),I=1,7),
*      PASS, BYTE1(1,8),BYTE2(1,8),(BYTE1(1,I),I=9,16)
WRITE(2,REC=1) SATNAME,(BYTE2(1,I),BYTE1(1,I),I=1,7),
*      PASS,BYTE2(1,8),BYTE1(1,8),(BYTE1(1,I),I=16,9,-1)
READ(2,REC=1) satname,(value(i),i=1,7),pass,value(8)
print*,'(', 'Header Info:',satname,(value(i),i=1,8),pass,')'
NROWS=value(8)
DO I=1,NROWS
  READ (1,REC=I+1) (BYTE1(1,J),BYTE2(1,J),J=1,11090)
  WRITE(2,REC=I+1) (BYTE2(1,J),BYTE1(1,J),J=1,11090)
ENDDO
DEALLOCATE (BYTE1)
DEALLOCATE (BYTE2)
CLOSE(1)
CLOSE(2)
RETURN
END

```

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Ξένη Βιβλιογραφία

- Ackerman, A.S., Toon, O.B., Stevens, D.E., Heymsfield, A.J., Ramanathan, V., and E.J. Welton, 2000: Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science* 288, 1042–1047.
- Albrecht, B., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230.
- Bellouin, N., Boucher, O., Haywood, J., and M.S. Reddy, 2005: Global estimate of aerosol direct radiative forcing from satellite measurements, *Nature*, 438|22/29, pp. 1138-1141.
- Blanchard, D.C., and A.H. Woodcock, 1980: The production, concentration, and vertical distribution of the sea-salt aerosol, *The New York Academy of Sciences*, 338, 330–347.
- Blumthaler, M., Ambach, W., and A. Blasbichler, 2004: Measurements of the spectral aerosol optical depth using a sun photometer, *Theoretical and Applied Climatology*, 95-101.
- Brindley, H, and A. Ignatov, 2006: Retrieval of mineral aerosol optical depth and size information from Meteosat Second Generation solar reflectance bands, *Remote Sens. Env.*, 102, 344-363.
- Chandrasekhar, S., Radiative Transfer, *Dover Publications*, New York, 1960.
- Council Directive 1999/30/EC of 22/04/99, 1999: Relating to limit values for sulphur dioxide, nitrogen dioxide and oxides of nitrogen, particulate matter and lead in ambient air (399L0030), *Official Journal L*, 163, 0041–0060.
- Cox, C., and W. Munk, 1954: Statistics of the sea surface derived from sun glitter, *J. Mar. Res.*, 13, 198-227.
- Cracknell, A.P., 1993: A method for the correction of sea-surface temperatures derived from satellite thermal infrared data in an area of sun glint. *Int. J. Remote Sens.*, 14, 3-8.
- d'Almeida, G.A. and L. Schütz, 1983: Number, mass and volume distributions of mineral aerosol and soils of the Sahara, *Journal of Climatology and Applied Meteorology*, 22, pp. 233–243.
- d'Almeida, G.A., Koepke, P., and E.P. Shettle, 1991: Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics, *A. Deepak Publishing*, 561 pp
- Deuzé, J. L., Goloub, P., Herman, M., Marchand, A., Perry, G., Susanna, S., and D. Tanré, 2000: Estimate of the aerosol properties over the ocean with POLDER, *J. Geophys. Res.*, 105, 15,329 –15,346.
- Diner, D. J., et al., 1999,: MISR level 2 aerosol retrieval algorithm theoretical basis, *Rep. D11400, Rev. D*, Jet Propul. Lab., Pasadena, Calif.
- Dubovik, O., Holben, B.N., Eck, T.F., Smirnov, A., Kaufman, Y.J., King, M.D., Tanré, D., and I. Slutsker, 2002: Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations, *J. Atmos. Sci.*, 59, 590–608.
- EUMETSAT, 2000: The Meteosat System, EUM TD 05, Revision 4.
- EUMETSAT, 2006: The EUMETSAT Polar System: Taking meteorology to a new level, *Brochure EPS.03, v.1*.
- Fotiadi, A., Hatzianastassiou, N., Drakakis, E., Matsoukas, C., Pavlakis, K.G., Hatzidimitriou, D., Gerasopoulos, E., Mihalopoulos, N., Vardavas, I., 2006: Aerosol

- physical and optical properties in the Eastern Mediterranean Basin, Crete from Aerosol Robotic Network data, *Atmospheric Chemistry and Physics*, Vol. 6, pp 5399-5413.
- Fraser, R.S., 1976: Satellite measurement of mass of Sahara dust in the atmosphere, *Applied Optics*, 15, 2471–2479.
- Fraser, R.S., Kaufman, Y.J, and R.L. Mahoney, 1984: Satellite measurements of aerosol mass and transport, *Atmos. Environ.*, 18(2), 2577–2584.
- Fraser, R.S., and Y.J. Kaufman, 1985: The relative importance of aerosol scattering and absorption in remote sensing. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 23, 625–633.
- Ghan, S.J., Easter, R.C., Chapman, E., Abdul-Razzak, H., Zhang, Y., Leung, R., Laulainen, N., Saylor, R., and R. Zaveri, 2001: A physically-based estimate of radiative forcing by anthropogenic sulfate aerosols, *J. Geophys. Res.*, 106, 5279–5293.
- Griggs, M., 1975: Measurements of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data, *J. Air Pollut. Control Assoc.*, 25(6), 622-626.
- Hansen, J., Sato, M., and R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, 102, 6831–6864.
- Hatzopoulos, J.N.: “Topographic Mapping” Covering the wider field of Geospatial Information Science & Technology (GIS&T), ISBN 1-58112-988-6, Universal Publishers, 750 pages. 2008.
- Haywood, J.M., and O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropospheric aerosols: A review, *Rev. Geophys.*, 38, 513–543.
- Herman, M., Deuz, J.-L.D.J.L., Marchand, A., Roger, B., and P. Lallart, 2005: Aerosol remote sensing from POLDER/ADEOS over the ocean: Improved retrieval using a nonspherical particle model, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S02.
- Hess, M., Koepke, P., and I. Schult, 1998: Optical Properties of Aerosols and clouds: The software package OPAC, *Bull. Am. Met. Soc.*, 79, 831-844.
- Holben, B.N., Eck, T., and F.R.S. Fraser, 1991: Temporal and spatial variability of aerosol optical depth in the Sahel region in relation to vegetation remote sensing, *International Journal of Remote Sensing*, Volume 12, Issue 6 June 1991, pages 1147 - 1163.
- Holben, B.N. and co-authors, 2001: AERONET — an emerging ground-based aerosol climatology: aerosol optical depth from AERONET, *J. Geophys. Res.*, 106, 12067-12098.
- Houghton, J.T., Climate change, 2001: the scientific basis : contribution of Working Group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, x, 881 pp., Cambridge University Press, Cambridge, U.K. ; New York.
- Husar, R.B., Prospero, J.M., and L.L. Stowe, 1997: Characterization of tropospheric aerosols over the oceans with the NOAA advanced very high resolution radiometer optical thickness operational product, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,889–16,909.
- Hsu, N.C., Tsay, S.C., King, M.D., and J. R. Herman, 2006: Deep blue retrievals of Asian aerosol properties during ACE-Asia. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 44, 3180-3195.
- Ignatov, A., Stowe, L., Sakerin, S., and G. Korotaev, 1995: Validation of the NOAA/NESDIS satellite aerosol product over the North Atlantic in 1989, *J. Geophys. Res.*, 100, D3, 5,123-5,132.
- Ignatov, A. and L. Stowe, 2000: Physical basis, premises, and self-consistency checks of aerosol retrievals from TRMM/VIRS, *J. Appl. Meteorol.*, 39, 12, 2,259-2, 277.

- Ignatov, A., and L. Stowe, 2002 α : Aerosol Retrievals from Individual AVHRR Channels: I. Retrieval Algorithm and Transition from Dave to 6S Radiative Transfer Model, *J. Atm. Sci.*, 59, 3(1), 313-334.
- Ignatov A., and L. Stowe, 2002 β : Aerosol Retrievals from Individual AVHRR Channels: II. Quality Control, Probability Distribution Functions, Information Content, and Consistency Checks of Retrievals, *J. Atm. Sci.*, 59, 3(1), 335-362
- Ignatov, A., and N. Nalli, 2002: Aerosol Retrievals from Multi-Year Multi-Satellite AVHRR Pathfinder Atmosphere (PATMOS) Dataset for Correcting Remotely Sensed Sea Surface Temperatures. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 19, 12, 1986-2008.
- Ignatov, A., Sapper, J., Laszlo, I., Nalli, N., and K. Kidwell, 2004: Operational Aerosol Observations (AEROBS) from AVHRR/3 onboard NOAA-KLM satellites. *J. Atm. Ocean. Tech.*, 21, 3-26.
- Ignatov, A., Minnis, P., Miller, W., Wielicki, B., and L. Remer, 2006: Consistency of global MODIS Aerosol Optical Depths over ocean on Terra and Aqua CERES SSF Datasets. *J. Geophys. Res.*, 111, D14202.
- Iqbal, M., 1983: An Introduction to Solar Radiation, *Academic Press*, Toronto.
- Kahn, R.A., Gaitley, B. J., Martonchik, J. V., Diner, D. J., Crean, K. A., and B. Holben, 2005: Multiangle Imaging Spectroradiometer (MISR) global aerosol optical depth validation based on 2 years of coincident Aerosol Robotic Network (AERONET) observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S04.
- Kaufman, Y.J., and C. Sendra, 1988: Algorithm for automatic atmospheric corrections to visible and near-IR satellite imagery. *Int. J. Remote Sens.*, 9, 1357-1381.
- Kaufman, Y.J., and T. Nakajima, 1993: Effect of Amazon smoke on cloud microphysics and albedo. *J. Appl. Meteorol.*, 32, 729-744.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., Gordon, H.R., Nakajima, T., Lenoble, J., Frouin, R., Grassl, H., Herman, B. M., King, M. D., and P. M. Teillet, 1997 α : Passive remote sensing of tropospheric aerosol and atmospheric correction for the aerosol effect, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,815-16,830.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., Remer, L.A., Vermote, E.F., Chu, A. and B.N. Holben, 1997 β : Operational remote sensing of tropospheric aerosol over land from EOS-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer, *J. Geophys. Res.*, 102, 17 051-17 067.
- Kaufman, Y.J., and R.S. Fraser, 1997: Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate, *Science*, 277, 1636-1639.
- Kaufman, Y.J., Tanré, D., and O. Boucher, 2002: A satellite view of aerosols in the climate system (review article), *Nature*, 419, pp. 215-223.
- King, M.D., Kaufman, Y. J., Tanré, D., and T. Nakajima, 1999: Remote sensing of tropospheric aerosols from space: Past, present, and future, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80, 2229-2259.
- Koçak, M., Kubilay, N. and N. Mihalopoulos, 2004: Ionic composition of lower tropospheric aerosols at a Northeastern Mediterranean site: implications regarding sources and longrange transport, *Atmospheric Environment*, 38, 2067-2077.
- Koepke, P., and H. Quenzel, 1979: Turbidity of the atmosphere determined from satellite: Calculation of optimum viewing geometry, *Journal of Geophys. Res.*, 84(C12), 7847-7856.
- Koepke, P., 1984: Effective reflectance of oceanic whitecap, *Appl. Optics*, 23, 1816-1824.
- Kouvarakis, G. and N. Mihalopoulos, 2002: Seasonal variation of dimethylsulfide in the gas phase and of methanesulfonate and non-sea-salt sulfate in the aerosols phase in the eastern Mediter- ranean atmosphere, *Atmos. Environ.*, 36, 929-938.

- Laulainen, N.S., A.J. Alkezweeny, and J.M. Thorp, 1978: Simultaneous Aerosol Size Distribution and Turbidity Measurements over St. Louis during METROMEX 1975. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 615–626.
- Leeuwen, F.X., and V. Rolaf, 2002: A European perspective on hazardous air pollutants, *Toxicology*, 181-182, 355-359.
- Lelieveld, J., Berresheim, H., Borrmann, S., Crutzen, P.J., et al., 2002: Global air pollution crossroads over the Mediterranean, *Science*, 298, 794-799.
- Levy, R. C., Remer, L. A., and Dubovik, O., 2007: Global aerosol optical properties and application to Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer aerosol retrieval over land. *Journal of Geophysical Research*, 112(D13210).
- Liou, Kuo-Nan, An Introduction to Atmospheric Radiation, *Academic Press*, 1980.
- Ludwig, C.B., Griggs, M., Malkmus, W., and E.R. Bartle, 1974: Measurement of Air Pollutants from Satellites. 1: Feasibility Considerations, *Applied Optics*, Vol. 13, Issue 6, pp. 1494-1509.
- Mc Clatchey, R.A., Fenn, R.W., Selby, J.E.A., Volz, F.E and J.S. Garing, 1971: Optical properties of the Atmosphere, AFCRL-TR-71-0279, *Environment Research papers*, No 354, L.G. Hancock Field Bedford, Mass. USA.
- Mishchenko, M.I., Lacis, A.A., Carlson, B.E., & L.D Travis, 1995: Nonsphericity of dust-like tropospheric aerosols: Implications for aerosol remote sensing and climate modeling. *Geophysical Research Letter*, 22, 1077–1080.
- Mishchenko, M.I., Geogdzhayev, I.V., Liu, L., Ogren, J.A., Lacis, A.A., Rossow, W.B., Hovenier, J.W., Volten, H., & Munoz, O., 2003: Aerosol retrievals from AVHRR radiances: Effects of particle nonsphericity and absorption and an updated long-term global climatology of aerosol properties, *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 75–80, 953–972.
- Mishchenko, M.I., Geogdzhayev, I.V., Cairns, B., Carlson, B.E., et al., 2007: Past, present, and future of global aerosol climatologies derived from satellite observations: A perspective, *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 106, 325-347, doi:10.1016/j.jqsrt.2007.01.007
- Morel A., 1988: Optical modelling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (Case I waters), *J. Geophys. Res.*, 93, 10749-10768.
- Moulin C., Lambert, C. E., Poitou, J. , and F. Dulac, 1996: Long term calibration of the Meteosat solar (VIS) channel using desert and ocean targets, *Int. J. Remote Sens.*, 17, 1183–1200.
- Moulin, C., Guillard, F. , Dulac, F. , and C. E. Lambert, 1997 α : Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 1. Methodology and preliminary results for 1983–1994 in the Mediterranean, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,947–16,958.
- Moulin, C., Dulac, F., Lambert, C. E., Chazette, P., Jankowiak, I., Chatenet, B., and F. Lavenue, 1997 β : Long-term daily monitoring of Saharan dust load over ocean using Meteosat ISCCP-B2 data 2. Accuracy of the method and validation using Sun photometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,959–16,969.
- Moulin, C., 1997 γ : Transport atmosphérique des poussières africaines sur la Méditerranée et l'Atlantique: climatologie satellitale à partir des images Meteosat (1983-1994) et relations avec le climat, Thèse de doctorat de l'Université de Paris 6.
- Myhre, G., F. Stordal, M. Johnsrud, A. Ignatov, M.I. Mishchenko, I.V. Geogdzhayev, D. Tanré, J.L. Deuzé, P. Goloub, T. Nakajima, A. Higurashi, O. Torres, and B. Holben, 2004: Intercomparison of Satellite Retrieved Aerosol Optical Depth over the Ocean. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 499–513.

- Myhre, G., Stordal, F., Johnsrud, M., Diner, D.J., Geogdzhayev, I.V., Haywood, J.M., Holben, B., Holzer-Popp, T., Ignatov, A., Kahn, R., Kaufman, Y.J., Loeb, N., Martonshik, J., Mishchenko, M.I., Nalli, N.R., Remer, L.A., Schroedter-Homscheidt, M., Tanré, D., Torres, O. and Want, M., 2005: Intercomparison of satellite retrieved aerosol optical depth over ocean during the period September 1997 to December 2000, *Atmos Chem and Phys*, 5, 1697-1719.
- Nakajima, T., Higurashi, A., Kawamoto, K., and J. E. Penner, 2001: A possible correlation between satellite-derived cloud and aerosol microphysical parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 1171–1174.
- Paronis D., Hatzopoulos, I., and G. Dalu, 1996: Retrieval of aerosol optical thickness over Southern Sardinia by NOAA/AVHRR imagery and combined ground measurements, Proceedings of the International Congress on Environment/Climet, ICEC-96, March 4-8, 1996, Rome, Italy.
- Penner, J.E., Dong, X., and Y. Chen, 2004: Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect, *Nature*, 427, 231–234.
- Pilinis, C., Pandis, S.N., Seinfeld., J.H.,: 1995, Sensitivity of direct climate forcing by atmospheric aerosols to aerosol size and composition, *Journal of Geophysical Research*, Volume 100, Issue D9, p. 18739-18754.
- Planet, Walter G. (Editor), 1988: Data Extraction and Calibration of TIROS-N/NOAA Radiometers, *NOAA Technical Memorandum NESS 107 Revision 1*, 130 pp.
- Pope, C.A., 2000: Review: epidemiological basis for particulate air pollution health standards, *Aerosol Sci. Technol.*, 32, 4-14.
- Prospero, J.M., Ginoux, P., Torres, O., Nicholson, S.E. and T.E Gill, 2002: Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Rev. Geophys.*, 40(1), 2.1-2.31.
- Ramanathan, V., Crutzen, P.J., Lelieveld, J., Mitra, A.P., D. Althausen, et al., 2001: Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze, *J. Geophys. Res.*, 106, 28371-28398.
- Ramonet, M., Le Roulley, J.C., Bousquet, P., and Monfray, P., 1996: Radon-222 measurements during the Tropoz II campaign and comparison with a global atmospheric transport model, *J. Atmos. Chem.*, 23, 107–136.
- Rao, N., Stowe, L., and P. McClain, 1989: Remote sensing of aerosols over oceans using AVHRR data: Theory, practice and applications, *Int. J. Remote Sens.*, 10, 743–749.
- Rao, C.R.N. and J. Chen, 1996: Post-launch calibration of the visible and near-infrared channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer on the NOAA-14 spacecraft, *Int. J. Rem. Sens.*, 17, 2743-2747.
- Rao, N., and J. Chen, 1999: Revised post-launch calibration of the visible and near-IR channels of the Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) on the NOAA-14 spacecraft., *Int. J. Rem. Sens.*, 20, 3485–3491.
- Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Tanré, D., Mattoo, S., Chu, D.A., Martins, J.V., Li, R.R., Ichoku, C., Levy, R.C., Kleidman, R.G., Eck, T.F., Vermote, E., and B.N. Holben, 2005: The MODIS Aerosol Algorithm, Products, and Validation, *J. Atmos. Sci.*, 62, 947–973.
- Retalis, A., Cartalis, C. and E. Athanassiou, 1999: Assessment of the distribution of aerosols in the area of Athens with the use of LANDSAT Thematic Mapper data, *International Journal of Remote Sensing*, 20 (5), 939-945.
- Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3105–3108.

- Rosenfeld, D., 2000: Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution, *Science*, 287, 1793–1796.
- Santer, R., 2000: Algorithm theoretical basis document: Atmospheric products over land for MERIS level 2, MERIS ATBD 2.15 Technical report.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., et al., 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83, 977–992.
- Sciare, J., Bardouki, H.K., Moulin, C., Mihalopoulos, N., 2003: Aerosol sources and their contribution to the chemical composition of aerosols in the Eastern Mediterranean Sea during summertime, *Atmospheric Chemical Physics*, 3, 291–302.
- Shettle, E.P., and R.W. Fenn, 1976: Models of atmospheric aerosols and their optical properties, in: *Optical Properties in the Atmosphere*, AGARD-Cp-183, NTIS, ADA 028615.
- Shettle, E.P., 1984: Optical and radiative properties of a desert aerosol model, *Symposium of Radiation in the atmosphere*, Deepak publishing, pp. 74-77.
- Siegel, D., Wang, M., Maritorea, S., and W. Robinson, 2000: Atmospheric correction of satellite ocean color imagery: The black pixel assumption. *Appl. Opt.*, 39, 3582–3591.
- Stowe, L., Ignatov, A., and R. Singh, 1997: Development, validation and potential enhancements to the second generation operational aerosol product at NOAA/NESDIS, *J. Geophys. Res.*, 102, 16923–16934.
- Stowe, L., Jacobowitz, H., Ohring, G., Knapp, K., and N. Nalli, 2002: The Advanced Very High Resolution Radiometer Pathfinder Atmosphere (PATMOS) climate dataset: Initial analyses and evaluations, *J. Climate*, 15, 1243–1260.
- Tahnk, W., and J. Coakley, 2001: Improved calibration coefficients for NOAA-14 AVHRR visible and near-IR channels, *Int. J. Remote Sens.*, 22, 1269–1283.
- Tanré, D., Devaux, C., Herman, M. and P.Y. Deschamps, 1988: Estimation of Saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper data, *J. Geophys. Res.*, 93, pp. 15955-15964.
- Tanré, D., Kaufman, Y.J., Herman, M., and S. Mattoo, 1997: Remote sensing of aerosol properties over oceans using the MODIS/EOS spectral radiances, *J. Geophys. Res.*, 102(D14), 16,971–16,988.
- Tanré, D., Remer, L.A., Kaufman, Y.J., Mattoo, S., Hobbs, P.V., Livingston, J.M., Russell, P.B., and A. Smirnov, 1999: Retrieval of aerosol optical thickness and size distribution over ocean from the MODIS Airborne Simulator during TARFOX. *J. Geophys. Res.*, 104, 2261–2278.
- Tegen, I., and I. Fung, 1995: Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification, *J. Geophys. Res.*, 100, 18707–18726.
- Tegen, I., Werner, M., Harrison, S.P., and K.E. Kohfeld, 2004: Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L05105, doi:10.1029/2003GL019216.
- Thieuleux, F., Moulin, C., Breon, F. M., Maignan, F., Poitou, J. and D. Tanré, 2005: Remote sensing of aerosols over the oceans using MSG/SEVIRI imagery, *Annales Geophysicae*, 23, 1–8.
- Thomas, G.E., Poulsen, C.A., Curier, R.L., De Lewuw, G., Marsh, S.H., Carboni, E., Grainger, R.G. and R. Siddans, 2007: Comparison of AATSR and SEVIRI aerosol retrievals over the Northern Adriatic”. *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 133 (SUPPL. 1), pp. 85-95.
- Torres, O., Bhartia, P. K., Sinyuk, A. , Welton, E.J. and B. Holben, 2005: Total Ozone Mapping Spectrometer measurements of aerosol absorption from space:

- Comparison to SAFARI 2000 ground-based observations, *J. Geophys. Res.*, 110, D10S18, doi:10.1029/2004JD004611.
- Twomey, S., 1997: Atmospheric Aerosols, Elsevier Sci., New York.
- Vermote, E., Tanre', D., Deuze, J., Herman, M., and J. Morcrette, 1997: Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: An overview, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 35, 675-686.
- Vogelmann, A.M., Flatau, P.J., Szczodrak, M., Markowicz, K.M., and P.J. Minnett, 2003: Observations of large greenhouse effects for anthropogenic aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, 30, No. 12, 1654, 10.1029/2003GL017229.
- Wallace, L., 2000: Correlations of personal exposure to particles with outdoor air measurements: A review of recent studies, *Aerosol Sci. Technol.*, 32, 15-25.
- Wang, J., Christopher, S.A., Reid, J.S., Maring, H., Avouy, D., Holben, B.H., Livingston, J.M., Russell, P.B. and S.K. Yang, 2003: GOES-8 retrieval of dust aerosol optical thickness over the Atlantic Ocean during PRIDE, *J. Geophys. Res.*, 108, 8595.
- Wang, J. and S. A. Christopher, 2003β: Intercomparison between satellite derived aerosol optical thickness and PM2.5 mass: Implications for air quality studies, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2095.
- West, J.J., Pilinis, C., Nenes, A. and S.N. Pandis: 1998, Marginal direct climate forcing by atmospheric aerosols, *Atmospheric Environment* 32, no. 14-15, 2531-2542.
- Whitby, K. Y., 1978: The physical characteristics of sulfur aerosols. *Atmos. Environ.*, 12, 135-159.
- WORLD CLIMATE PROGRAMME, WCP-55, 1983: Report of the expert meeting on aerosols and their climatic effects (Eds. A. Deepak and H.E. Gerber), *World Meteorological Organization, Geneva*.
- WORLD CLIMATE PROGRAMME, WCP-112, 1986: A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation, *World Meteorological Organization, WMO/TD-No 24, Geneva*.

Ελληνική Βιβλιογραφία

- Γαζής, Δ.Ε., 1996: Εκτίμηση παραμέτρων του παράκτιου οικοσυστήματος (συγκέντρωση χλωροφύλλης – α, διαφάνεια του νερού, θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας) της ανατολικής Λέσβου από δορυφορικές εικόνες Landsat TM, *Διδακτορική διατριβή, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Τμήμα περιβάλλοντος*.
- Καντζάς, Ε.-Π., 2004: Παραγωγή Χαρτών Οπτικής Πυκνότητας Αεροζόλ με τη Χρήση Δορυφορικών Εικόνων NOAA AVHRR και Κώδικα Προσομοίωσης 6S, *Διατριβή που υποβλήθηκε στο Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Σπουδών Περιβαλλοντική Πολιτική και Διαχείριση του Τμήματος Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου*.
- Τουκίλογλου, Π., 1997: Δημιουργία Χαρτών Επιφανειακών Θερμοκρασιών Θαλάσσης, Χρησιμοποιώντας Εικόνες του Δέκτη AVHRR, του Δορυφόρου NOAA-14, *Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Περιβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αιγαίου, Μυτιλήνη*.
- Χατζόπουλος, Ι.Ν. , 2006: Τοπογραφία, *Εκδόσεις Β. Γκιούρδα*, ISBN: 960-387-482-5, 900 σελίδες.