

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΙΩΑΝΝΙΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ



Χρήση δορυφορικών δεδομένων MODIS-L2 για τον υπολογισμό ροών ηλιακής ακτινοβολίας στην Κεντρική Μεσόγειο (Lampedusa island). Επαλήθευση και σύγκριση με ροές υπολογισμένες με επίγεια δεδομένα νεφών.

υπό

ΤΣΙΟΥΜΙΤΑΣ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ

Μεταπτυχιακή Εργασία υποβληθείσα για την εκπλήρωση των προϋποθέσεων απονομής του ΜΔΕ σε «Ατμοσφαιρικές Επιστήμες και Περιβάλλον» του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων

ΙΩΑΝΝΙΝΑ 2021

© Τσιουμίτας Κωνσταντίνος

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών «Ατμοσφαιρικές Επιστήμες και Περιβάλλον» του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων, υπό την επίβλεψη του Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Νικολάου Χατζηαναστασίου. Μέσα από αυτήν την εργασία, μου δίνεται η ευκαιρία να ευχαριστήσω τον κύριο Χατζηαναστασίου για την άριστη και εποικοδομητική συνεργασία μας, καθώς και τη σωστή καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της διπλωματικής εργασίας, αλλά και για τη μεταλαμπάδευση των γνώσεων του καθ' όλη τη διάρκεια των μεταπτυχιακών μου σπουδών. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω την κ. Αγγελική Φωτιάδη, Επίκουρη Καθηγήτρια του τμήματος Διαχείρισης Περιβάλλοντος και Φυσικών Πόρων του Πανεπιστημίου Πατρών και τον κ. Χρήστο Παπαδήμα για την όλη συνεργασία μας, τη βοήθειά τους και το ενδιαφέρον τους για την εξέλιξη της διπλωματικής εργασίας. Επιπλέον, θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου στον Καθηγητή κ. Αριστείδη Μπαρτζώκα, τον Καθηγητή κ. Παύλο Κασσωμένο, τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Χρήστο Λώλη και τον Επίκουρο Καθηγητή κ. Νίκο Μπάκα για την όλη συνεργασία μας κατά τη διάρκεια των μεταπτυχιακών σπουδών και για τις γνώσεις που μου προσέφεραν μέσω του εκπαιδευτικού τους έργου.

Ιωάννινα, Σεπτέμβριος 2021

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	6
ABSTRACT	8
ΠΕΡΙΛΗΨΗ	12
1 ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ	22
1.1 Παραγωγή και διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας.....	22
1.2 Λευκαύγεια	27
1.3 Νέφη-Οπτικό πάχος νεφών	31
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2	38
2.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	38
2.1.1 Περιγραφή Μοντέλου	38
2.1.2 Δεδομένα Εισαγωγής Μοντέλου Δορυφορικής Προέλευσης (MODIS).....	47
2.1.3 Δεδομένα από εμπειρικό αλγόριθμο ανεύρεσης ιδιοτήτων νεφών	54
2.1.4 Περιγραφή τρόπου χρήσης δεδομένων εισαγωγής στο μοντέλο	55
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3	58
ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΟΝΤΕΛΟΥ	58
3.1.1 Αποτελέσματα μοντέλου με χρήση δεδομένων (και COT) MODIS.....	60
3.1.2 Αποτελέσματα μοντέλου με χρήση δεδομένων COT αλγορίθμου (20-λεπτα)	63
3.2 Σύγκριση μεταξύ COT και SSR Μοντέλου-MODIS και Μοντέλου-αλγορίθμου	65
3.3 Σύγκριση μεταξύ SSR μοντέλου με χρήση COT MODIS και μετρήσεων Σταθμού	69
3.4 Σύγκριση μεταξύ SSR μοντέλου με χρήση 20-λεπτων COT αλγορίθμου και μετρήσεων Σταθμού	75
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4	80
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	80
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	84
ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	87

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια του εδάφους (surface solar radiation, SSR) η οποία είναι πολύ σημαντική για διάφορες φυσικές διεργασίες και εφαρμογές, όπως η εξάτμιση, η φωτοσύνθεση των φυτών ή οι ανανεώσιμες πηγές ενέργειας, καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από το οπτικό πάχος των νεφών (cloud optical thickness, COT). Στην παρούσα εργασία χρησιμοποιήθηκε ένα φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας (radiation transfer model, RTM) μαζί με δορυφορικά δεδομένα και επίγειες μετρήσεις, ώστε να υπολογιστεί το κλιματολογικό καθεστώς της SSR και του COT για τη νήσο Lampedusa, που βρίσκεται στην κεντρική Μεσόγειο, μεταξύ της Μάλτας και των ακτών της Τυνησίας (35.5°N, 12.6°E). Η χρονική περίοδος που καλύπτει η παρούσα μελέτη, αφορά στα έτη 2000-2014. Τα δεδομένα αερολυμάτων, νεφών και άλλων ατμοσφαιρικών και επίγειων παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκαν στην εργασία προέρχονται από τις βάσεις δεδομένων Level-2 του ραδιομέτρου MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), το οποίο είναι τοποθετημένο στον πολική τροχιάς δορυφόρο Terra της NASA. Η χωρική ανάλυση των δεδομένων που χρησιμοποιούνται από το μοντέλο RTM είναι 10x10 km και 5x5 km. Τα χρησιμοποιούμενα δεδομένα επιφανειακής λευκαύγειας έχουν ληφθεί από τα προϊόντα MCD43B3 χωρικής ανάλυσης 1-km που έχουν εξαχθεί από μετρήσεις του MODIS. Το μοντέλο αναπαρήγαγε/υπολόγισε τις ροές SSR σε ημερήσια βάση, για την ώρα διέλευσης του δορυφόρου πάνω από τη Lampedusa, για την περίοδο 2000-2014.

Οι ροές ακτινοβολίας SSR του μοντέλου συγκρίνονται με τοπικές μετρήσεις επιφανειακής ηλιακής ακτινοβολίας (SSR), από βαθμονομημένα πυρανόμετρα που είναι τοποθετημένα στο σταθμό παρατήρησης κλίματος του Ιταλικού οργανισμού ENEA (Italian National Agency for New Technologies, Energy and Sustainable Economic Development) στη Lampedusa. Η σύγκριση μεταξύ των δύο σετ ροών SSR γίνεται για τα έτη 2009-2014, καθώς μόνο για αυτά υπάρχουν επαρκείς αξιόπιστες μετρήσεις των πυρανόμετρων. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης δείχνουν πολύ καλή συμφωνία, με διαφορές έως και 15% και τιμές του συντελεστή συσχέτισης Pearson ίσες με 0,8. Το τοπικό οπτικό πάχος νεφών (COT) υπολογίστηκε με τη χρήση ενός εμπειρικού αλγορίθμου, ο οποίος εφαρμόστηκε στις τοπικές επίγειες μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας SSR. Οι τιμές αυτές COT υπολογίστηκαν σε μέση ημερήσια βάση, καθώς και σε συχνότητα είκοσι λεπτών, όπως και για τη συγκεκριμένη ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra πάνω από τη Lampedusa. Στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε σύγκρισή τους με τα αντίστοιχα δεδομένα COT Level-2 που έχουν εξαχθεί από μετρήσεις του οργάνου MODIS του δορυφόρου Terra. Οι τιμές COT του αλγορίθμου εισήχθησαν στο φασματικό μοντέλο RTM, ώστε να υπολογιστούν εκ νέου οι ροές ακτινοβολίας SSR. Οι ροές αυτές συγκρίνονται τόσο με τις ροές που

υπολογίστηκαν από το RTM χρησιμοποιώντας αποκλειστικά δορυφορικά δεδομένα, όσο και με τις επίγειες μετρήσεις των πυρανομέτρων του σταθμού. Η σύγκριση αυτή καταδεικνύει ότι οι υπολογιζόμενες ροές ακτινοβολίας SSR χρησιμοποιώντας στο μοντέλο RTM τιμές οπτικού πάχους νεφών (COT) είτε υπολογισμένες με τον επίγειο αλγόριθμο είτε προερχόμενες από τα δορυφορικά δεδομένα MODIS, προσεγγίζουν πολύ καλά τις τιμές των επίγειων μετρήσεων SSR, με αποχές κοντά στο 10% και τιμές του συντελεστή συσχέτισης Pearson ίσες με 0.76 (για την περίπτωση COT από το MODIS) και 0.75 (για την περίπτωση COT από τον αλγόριθμο).

ABSTRACT

The incoming surface solar radiation (SSR), which is very important for various physical processes and applications, such as evaporation, photosynthesis or renewable energy production, is determined to a significant degree by the cloud optical thickness, (COT). In the present study, a deterministic spectral radiative transfer model (RTM) is used along with contemporary satellite data and surface measurements to estimate the climatological regime of SSR and COT for the Lampedusa island (35.5°N, 12.6°E), in the central Mediterranean basin, off the coasts of Malta island and Tunisia. The period of study spans the 15 years from 2000 to 2014. Data for aerosols, clouds and other atmospheric parameters used in the present study are taken from the database of Level-2 MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) instrument onboard NASA's Terra polar satellite. The spatial resolution of data used in the RTM is 10x10 km και 5x5 km. The utilized data of surface albedo are MCD43B3 products retrieved from MODIS measurements at 1-Km resolution. The RTM reproduced the SSR fluxes on a daily basis, for the daily passage times of Terra satellite over the Lampedusa island for the period 2000-2014.

The modelled SSR fluxes are evaluated through comparison against local measurements of SSR from well calibrated pyranometers installed on the Observatory (station) of the Italian ENEA in Lampedusa island. The comparison between the two sets of SSR fluxes is made for the years 2009-2014, for which reliable pyranometer measurements are available. The comparison reveals a nice agreement, with differences up to 15% and Pearson correlation coefficient values equal to about 0.8. Local cloud optical thickness (COT) products, retrieved with an empirical algorithm using local measurements of SSR, were also utilized in the RTM, instead of satellite COT data. These surface-based COT data have been estimated on a 20-minute period basis, before and after the passage of Terra satellite above Lampedusa island. Subsequently, they were compared to the corresponding satellite MODIS Level-2 COT data. Also, they were introduced to the RTM in order to compute again the SSR fluxes. The computed SSR fluxes, using the surface-based COT data, were compared with either the SSR fluxes computed using the MODIS COT data or the surface measured SSR fluxes with the pyranometers. The comparison has shown that the modelled SSR fluxes computed either with the satellite or the surface-based COT data, are in a very good agreement with the reference surface measurements of SSR, with deviations smaller than about 10% and Pearson correlation coefficients equal to 0.75 (for SSR computed using MODIS COT data) and 0.76 (for SSR computed using algorithm COT data).

ΛΙΣΤΑ ΑΚΡΟΝΥΜΙΩΝ

NASA LP DAAC	National Aeronautics and Space Administration, Land Processes Distributed Active Archive Center
ENEA	Italian National Agency for New Technologies, Energy and Sustainable Economic Development
AERONET	Aerosol Robotic Network
ERB	Nimbus-7 Earth Radiation Budget Mission
SMM	Solar Maximum Mission
ERBE	Earth Radiation Budget Experiment
ACRIM I	Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor 1
ERBS	Earth Radiation Budget Satellite
UARS	Upper Atmosphere Research Satellite
PAR	Photosynthetically Active Radiation
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
PSP	Eppley Precision Spectral Pyranometer
CMP21	Kipp & Zonen pyranometer
RTM	Radiative Transfer Model
WSA-BSA	White-sky albedo, Black-sky albedo
RMSE	Root Mean Square Error
AOT (or τ_{aer})	Aerosol Optical Thickness

SSA	Single Scattering Albedo
SSR	Surface Solar Radiation
COT	Cloud Optical Thickness
TOA	Top of Atmosphere

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Ο Ήλιος είναι ένα από τα δισεκατομμύρια άστρα που υπάρχουν στο σύμπαν και το κοντινότερο στον πλανήτη μας. Η μέση απόστασή του από την Γη είναι περίπου $15 \cdot 10^7$ Km, κάτι που καθιστά ευνόητο το γεγονός πως ο πλανήτης μας δέχεται τη συντριπτική πλειοψηφία της ενέργειάς του (99.9%) από τον Ήλιο. Ο Ήλιος αποτελεί λοιπόν την κυριότερη πηγή ενέργειας για τη ζωή στη Γη, καθοδηγεί και επηρεάζει το κλίμα της και προκαλεί μεταβολές του καιρού. Ο Ήλιος αποτελείται κυρίως από υδρογόνο (H) και ήλιο (He) ενώ περιέχει και μικρότερες ποσότητες οξυγόνου, άνθρακα, αζώτου, νέου κ.α. Χωρίζεται στα εξής μέρη: τον πυρήνα, τη ζώνη μεταφοράς, τη φωτόσφαιρα, τη χρωμόσφαιρα και το στέμμα (Liou, 2002).

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας η οποία βρίσκεται στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας, στη μέση απόσταση Ήλιου-Γης ανά μονάδα χρόνου ονομάζεται ηλιακή σταθερά και αντιπροσωπεύει το διαθέσιμο ποσό ενέργειας για τον πλανήτη μας (Χατζηαναστασίου, 2014). Μετρήσεις της ηλιακής σταθεράς από ενσωματωμένα όργανα μέτρησης ηλιακής ακτινοβολίας σε δορυφόρους στα πλαίσια δορυφορικών προγραμμάτων και αποστολών, όπως Nimbus-7 Earth Radiation Budget Mission (ERB) (1978), SMM (Solar Maximum Mission) και ACRIM I (Active Cavity Radiometer Irradiance Monitor 1 (1980), ERBE (Earth Radiation Budget Experiment) και Earth Radiation Budget Satellite (ERBS, 1984) της NASA, NOAA-9 (1984), και NOAA-10 (1986) και οι μετρήσεις του ACRIM II του UARS (Upper Atmosphere Research Satellite) (1991) για το χρονικό διάστημα 1979-1996, έδειξαν ότι η τιμή της ηλιακής σταθεράς κυμαίνεται από 1364 W/m^2 έως 1374 W/m^2 . Η τιμή όμως που έχει επικρατήσει να αναφέρεται ως η μέση τιμή ηλιακής σταθεράς για τον πλανήτη μας είναι $I_0 = 1366 \text{ W/m}^2$, με σφάλμα μέτρησης $\pm 3 \text{ W/m}^2$ (Liou, 2002). Όμως, στην πραγματικότητα, η τιμή της ηλιακής σταθεράς επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες όπως η ενδοετήσια μεταβολή της απόστασης Γης-Ήλιου, η ελλειπτικότητα της τροχιάς της Γης και οι αλλαγές της στο χρόνο, ή οι διαταραχές που συμβαίνουν στον Ήλιο (π.χ. ηλιακές κηλίδες, εκλάμψεις κ.λπ.). Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας καλύπτει μια περιοχή για μήκη κύματος $\lambda \leq 5 \mu\text{m}$. Ακριβέστερα, το υπεριώδες φάσμα (UV) καλύπτει μήκη κύματος έως $0,4 \mu\text{m}$, το ορατό φάσμα από $0,4 \mu\text{m}$ έως $0,7 \mu\text{m}$ και η περιοχή του κοντινού υπέρυθρου από $0,7 \mu\text{m}$ και πάνω (έως τα $5 \mu\text{m}$).

Η μελέτη της ηλιακής ακτινοβολίας είναι καίριας σημασίας, καθώς αυτή καθορίζει τα ενεργειακά αποθέματα τόσο σε τοπική όσο και σε παγκόσμια κλίμακα. Αποτελεί πηγή ενέργειας για τους φυτικούς οργανισμούς μέσω της διαδικασίας της φωτοσύνθεσης. Η φωτοσυνθετική ενεργός ακτινοβολία PAR (Photosynthetically

Active Radiation), με μήκη κύματος 0.4-0.7 μm είναι η ακτινοβολία που χρησιμοποιείται από τα φυτά για τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης. Μια άλλη συνεισφορά της ηλιακής ακτινοβολίας είναι αυτή στη δημιουργία καταιγίδων κυρίως κατά τους θερινούς μήνες και πάνω από ηπειρωτικές περιοχές.

Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία διαπερνά την ατμόσφαιρα, κατανέμεται στο σύστημα Γη-ατμόσφαιρα. Η κατανομή αυτή (Χατζηαναστασίου, 2004) καθορίζει το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας της Γης, που σε μεγάλο βαθμό καθορίζει το συνολικό ισοζύγιο ακτινοβολίας και το ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη (Trenberth, 2009). Το ισοζύγιο της ενέργειας του πλανήτη παίζει καίριο ρόλο στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία. Η ακτινοβολία που διαπερνά την ατμόσφαιρα και φθάνει στην επιφάνεια της Γης, απορροφάται εκεί, επιτελεί τη διαδικασία της φωτοσύνθεσης των φυτών, ενώ χρησιμοποιείται και σαν πηγή ανανεώσιμης ενέργειας. Η απορροφώμενη ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης, που είναι η κύρια πηγή θέρμανσης τόσο της ίδιας της επιφάνειας όσο και του υπερκείμενου ατμοσφαιρικού αέρα, μέσω επαφής και με ανωμεταφορά, μεταφέρεται και θερμαίνει κυρίως τον κατώτερο ατμοσφαιρικό αέρα (οριακό στρώμα και ελεύθερη τροπόσφαιρα). Από την άλλη, η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται άμεσα, θερμαίνει και καθορίζει το προφίλ της θερμοκρασίας και τη θερμοβαθμίδα του κατώτερου, μέσου και ανώτερου ατμοσφαιρικού αέρα, επιδρώντας επίσης στις φυσικές και χημικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα μέσα σε αυτόν.

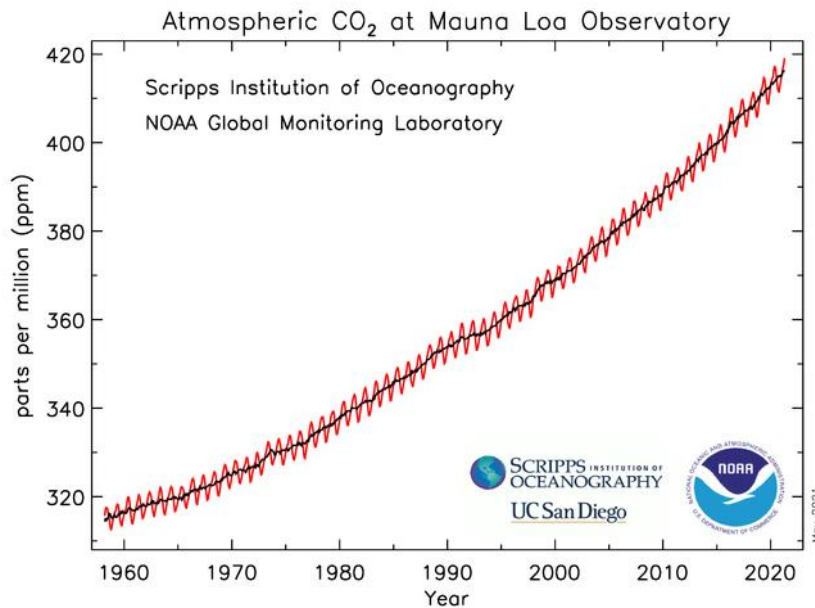
Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας, το μεγαλύτερο μέρος της απορροφάται και διανέμεται σε αυτήν και στην επιφάνεια της Γης, ενώ ένα τμήμα της ανακλάται πίσω στο διάστημα. Το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας το οποίο απορροφάται από το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα σε μέση πλανητική και ετήσια βάση ανέρχεται στο 70%, ενώ το υπόλοιπο 30% ανακλάται στο διάστημα (Trenberth et al., 2009). Καθώς στη συνέχεια η ηλιακή ακτινοβολία διαδίδεται μέσα στην ατμόσφαιρα, υπόκειται σε απορρόφηση και σκέδαση από αερολύματα, αέρια και νέφη της ατμόσφαιρας. Οι κυριότεροι αέριοι απορροφητές είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το όζον (O_3), με σημαντική απορρόφηση κυρίως της υπεριώδους (UV) ακτινοβολίας και οι υδρατμοί (H_2O). Η απορρόφηση των αερίων και των αερολυμάτων υπερτερεί έναντι της απορρόφησης των νεφών (περίπου 18% έναντι 2%). Οι παράγοντες αυτοί και η απορρόφησή τους επιδρούν σημαντικά στην ποσοτική και ποιοτική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του Γης (ξηρά και θάλασσα).

Οι υδρατμοί θεωρούνται από τα σημαντικότερα αέρια για τη διάδοση της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης. Η κατανομή τους είναι εξαιρετικά μεταβλητή. Για παράδειγμα η ποσότητα των υδρατμών στον Ισημερινό είναι 10 φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη ποσότητα στους πόλους και οι κυριότερες πηγές υδρατμών είναι οι μηχανισμοί της εξάτμισης και της υγροποίησης (Katsoulis and Hatzianastassiou, 2011). Οι υδρατμοί αποτελούν τον κυριότερο παράγοντα απορρόφησης της ακτινοβολίας στην Τροπόσφαιρα. Η μεγαλύτερη απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας εμφανίζεται κοντά στα 6 μm και σε μεγαλύτερα των 12 μm μήκη κύματος. Στη φασματική περιοχή μεταξύ των δύο μηκών κύματος δεν σημειώνεται αξιόλογη απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας. Η περιοχή αυτή αποκαλείται παράθυρο υδρατμών (water vapor window). Αντίστοιχα, για την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας εμφανίζεται κυρίως σε μήκη κύματος κοντά στα 3 μm (Hartmann, 1994).

Οι υδρατμοί αποτελούν ένα από τα πιο σημαντικά αέρια για τη διάδοση της ηλιακής αλλά και της γήινης ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης. Η κατανομή τους είναι εξαιρετικά μεταβλητή από τόπο σε τόπο. για παράδειγμα η ποσότητα των υδρατμών στον Ισημερινό είναι 10 φορές μεγαλύτερη από την αντίστοιχη ποσότητα στους πόλους και οι κυριότερες πηγές υδρατμών είναι ο μηχανισμός της εξάτμισης και της υγροποίησης (Katsoulis and Hatzianastassiou, 2011). Οι υδρατμοί αποτελούν τον κυριότερο παράγοντα απορρόφησης της ακτινοβολίας στην Τροπόσφαιρα. Η μεγαλύτερη απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας εμφανίζεται κοντά στα 6 μm και σε μεγαλύτερα των 12 μm μήκη κύματος. Στη φασματική περιοχή μεταξύ των δύο μηκών κύματος δεν σημειώνεται αξιόλογη απορρόφηση της γήινης ακτινοβολίας και αποκαλείται «παράθυρο υδρατμών» (water vapor window). Αντίστοιχα, για την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας εμφανίζεται κυρίως σε μήκη κύματος κοντά στα 3 μm (Hartmann, 1994).

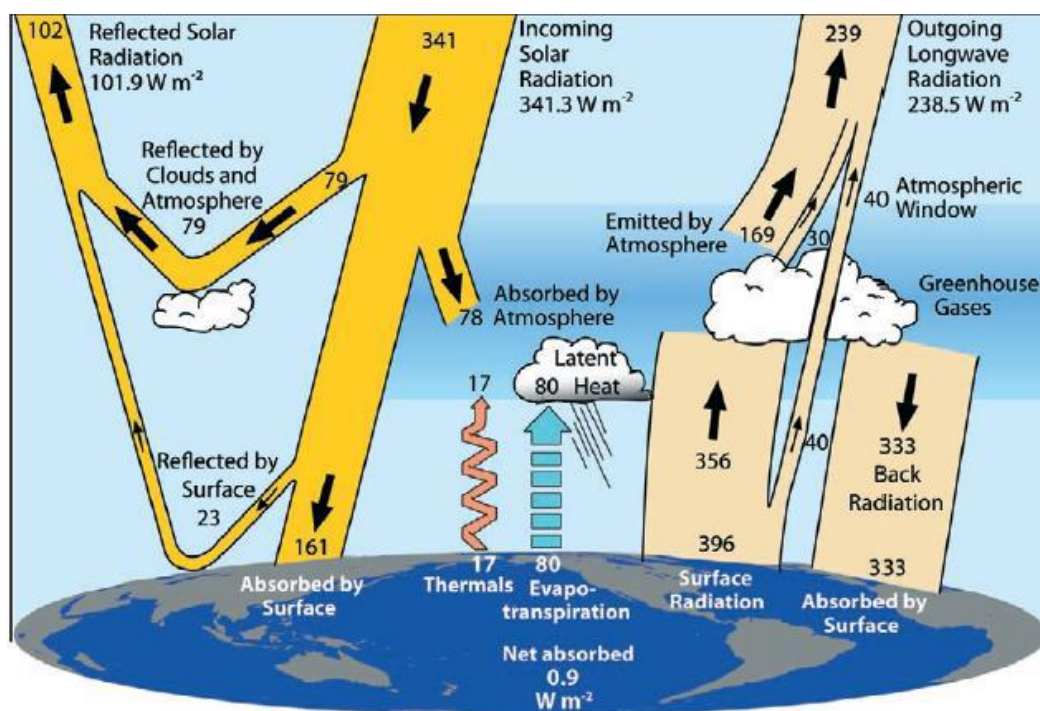
Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) θεωρείται ως ένα αέριο που επιδρά στην διάδοση της ακτινοβολίας, με απορρόφηση (μικρή) της ηλιακής ακτινοβολίας στα μήκη κύματος 2-4 μm , έναντι της σημαντικότερης απορρόφησης της γήινης υπέρυθρης ακτινοβολίας σε μήκη κύματος μεγαλύτερα από 12 και έως 20 μm . Σύμφωνα με εκθέσεις του οργανισμού NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) (<http://www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/>). από το Παρατηρητήριο Mauna Loa στη Χαβάη, όπου καταγράφονται οι ημερήσιες συγκεντρώσεις του CO_2 στην ατμόσφαιρα, για το έτος 2021 καταγράφηκε η υψηλότερη τιμή στην συγκέντρωσή του, φθάνοντας τα 417.64 ppm τον Μάρτιο του έτους, ενώ η μέση ετήσια τιμή του ξεπερνάει τα 414.24 ppm. Οι τιμές της συγκέντρωσής του έχουν αυξηθεί τα τελευταία χρόνια, με ραγδαία αύξηση να παρατηρείται με την ανάπτυξη της βιομηχανίας, καθώς πριν τη βιομηχανική εποχή, η συγκέντρωση του στην ατμόσφαιρα δεν ξεπερνούσε τα 300 ppm , ενώ τα

τελευταία 25 χρόνια η αύξησή του γίνεται ραγδαία, καθώς το 1990 έφθανε τα 350ppm. Η διάρκεια ζωής του CO₂ στην ατμόσφαιρα είναι αρκετά μεγάλη, με αποτέλεσμα να αναμειγνύεται καλά στην ατμόσφαιρα και η συγκέντρωσή του να είναι σταθερή καθ' ύψος μέχρι τα 100 km, χωρίς μεγάλες περιοχικές μεταβολές (Hartmann, 1994).



Σχήμα 1.Μηνιαία συγκέντρωση διοξειδίου του άνθρακα στο παρατηρητήριο Mauna Loa της Χαβάης για την τελευταία πενταετία.

Το όζον (O₃) είναι ένα αέριο που υπάρχει τόσο στη στρατόσφαιρα (στρατοσφαιρικό όζον) όσο και στην τροπόσφαιρα (τροποσφαιρικό όζον), με τις μεγαλύτερες συγκεντρώσεις του να βρίσκονται στη στρατόσφαιρα. Αποτελεί τον κυριότερο απορροφητή της υπεριώδους ακτινοβολίας (UV) και κυρίως σε μήκη κύματος 200-300 nm. Αυτή η απορροφητικότητα, κυρίως της UV-C υπεριώδους ακτινοβολίας, από το όζον της στρατόσφαιρας καθιστά το όζον πολύ χρήσιμο για τους έμβιους οργανισμούς, καθώς δρα ως ασπίδα απέναντι στην πολύ επικίνδυνη αυτή ακτινοβολία, η οποία προκαλεί σοβαρά προβλήματα στους ιστούς του δέρματος. Η μέγιστη ποσότητα του ατμοσφαιρικού και στρατοσφαιρικού όζοντος παρατηρείται σε ύψος 20-30 km από την επιφάνεια της Γης (οζονόσφαιρα) (Katsoulis and Chatzianastasiou, 2011). Από την άλλη πλευρά, το τροποσφαιρικό όζον, που παράγεται στο οριακό στρώμα, είναι υπεύθυνο για αναπνευστικά προβλήματα, ερεθισμό των ματιών, πρόωρη γήρανση κα (Katsoulis and Kassomenos, 2009).



Σχήμα 2. Ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας (Trenberth et al., 2009).

Εκτός από τα ατμοσφαιρικά αέρια, υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που αλληλεπιδρούν με την ηλιακή ακτινοβολία, επηρεάζοντας έτσι το ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη-Ατμόσφαιρα. Αυτοί είναι τα αερολύματα και τα νέφη.

Τα αερολύματα επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό την ηλιακή ακτινοβολία, σκεδάζοντας ή απορροφώντας την. Ως αερολύματα χαρακτηρίζονται στερεά ή υγρά σωματίδια που διαφοροποιούνται ως προς το μέγεθος ή το είδος τους και αιωρούνται στην ατμόσφαιρα (Paradimas, 2009). Προέρχονται κυρίως από φυσικές ή ανθρωπογενείς διεργασίες στο έδαφος, όπως από ηφαίστεια, ερήμους, ωκεανούς, βιομηχανία, ορυχεία κ.λπ. και διανέμονται στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας μέσω της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας (Vardavas and Taylor, 2011). Η σύσταση των διαφόρων τύπων αερολυμάτων επιδρά διαφορετικά στην ηλιακή ακτινοβολία, επηρεάζοντας έτσι την απορρόφηση και τη σκέδασή της από αυτά (IPCC, 2013). Έτσι, ορισμένα από αυτά συνεισφέρουν, από απόψεως διαταραχής ακτινοβολίας, αρνητικά στο φαινόμενο του θερμοκηπίου, καθώς πρωτίστως σκεδάζουν την ηλιακή ακτινοβολία προς το διάστημα, όπως τα αερολύματα θεικού άλατος, ενώ άλλα απορροφούν τόσο την ηλιακή όσο και την υπέρυθη ακτινοβολία οδηγώντας σε

θέρμανση και συνεπώς σε ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου. Τέτοια αερολύματα είναι τα αερολύματα σκόνης καθώς και τα αερολύματα αιθάλης (black & organic carbon).

Τα νέφη θεωρούνται ως ο κυριότερος παράγοντας επίδρασης της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα. Τα νέφη παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο στην απορρόφηση και ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας (Hatzianastassiou et al. 2005). Κατά τις ανέφελες ημέρες, τα ποσά της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στο έδαφος είναι υψηλά, σε αντιδιαστολή με τις ημέρες κατά τις οποίες ο ουρανός καλύπτεται από νέφη. Τέτοιες ημέρες, η ηλιακή ακτινοβολία που διαπερνά το στρώμα των νεφών και φθάνει στην επιφάνεια της Γης έχει αρκετά χαμηλές τιμές. Οι διαφορετικοί τύποι των νεφών επιδρούν διαφορετικά στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας (π.χ. Pyrgina et al., 2013). Τα χαμηλά νέφη με μεγαλύτερο (γεωμετρικό και οπτικό) πάχος σε σχέση με τα υψηλότερα νέφη, έχουν την ικανότητα να ανακλούν περισσότερο την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, παρεμποδίζοντάς την να φθάσει στην επιφάνεια της Γης, συμβάλλοντας έτσι στην ψύξη της. Από την άλλη πλευρά, τα υψηλότερα νέφη, με μικρότερο πάχος και χαμηλότερη θερμοκρασία βάσης, αλληλεπιδρούν ισχυρότερα με την υπέρυθη γήινη ακτινοβολία (απορροφώντας την), εμποδίζοντας έτσι την διαφυγή της στο διάστημα. Με αυτόν τον τρόπο, η υπέρυθη ακτινοβολία παγιδεύεται στο σύστημα Γης-Ατμόσφαιρας, συμβάλλοντας έτσι στην θέρμανση της επιφάνειας. Τα νέφη, λοιπόν, επιδρούν σημαντικά στην ηλιακή ακτινοβολία, με σημαντικό ρόλο να παίζει τόσο το ποσοστό της νεφοκάλυψης, όσο και το οπτικό βάθος ή πάχος (cloud optical depth, COD, ή cloud optical thickness, COT) σκέδασης ή απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας των νεφών (Habilomatis, 2005).

Ένας εξίσου σημαντικός παράγοντας για την απορρόφηση και την ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης είναι η λευκαύγεια (albedo). Διαφορετικές επιφάνειες τόσο μέσα στην ατμόσφαιρα (π.χ. νέφη) όσο και στην επιφάνεια της Γης, παρουσιάζουν διαφορετικές τιμές λευκαύγειας, κάτι που επηρεάζει το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που μπορούν να απορροφήσουν τοπικά. Έτσι, για ξηρά εδάφη με λευκαύγεια 34%, π.χ. ερήμους, η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας φθάνει το 66% αυτής που φθάνει στο έδαφος (ενώ το υπόλοιπο 34% ανακλάται). Για υγρά εδάφη η απορρόφηση φθάνει το 72% ενώ η ανάκλαση το 28%. (Coakley, 2003).

Όπως ήδη αναφέρθηκε, τα νέφη αποτελούν έναν ατμοσφαιρικό παράγοντα που επιδρά πολύ σημαντικά στην ηλιακή ακτινοβολία, ιδιαίτερα αυτήν που εισέρχεται στην επιφάνεια της Γης (SSR). ως SSR (~0.3–4.0 μm) ορίζεται η εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης, η οποία είναι ο κύριος

παράγοντας για τον προσδιορισμό του Επιφανειακού Ισοζυγίου Ακτινοβολίας (SRB, surface radiation budget). Ωστόσο η ποσοτικοποίηση της επίδρασης αυτής δεν είναι ένα εύκολο έργο. Η γεωγραφική κάλυψη των επίγειων σταθμών, όμως, δεν είναι επαρκής, λόγω κόστους εγκατάστασης και συντήρησης των οργάνων μέτρησης της SSR (πυρανομέτρων). Ως εκ τούτου, υπάρχει αδυναμία κάλυψης, ιδιαίτερα των θαλάσσιων περιοχών και των περιοχών με έντονο ανάγλυφο (Bosch et al., 2008), όπου η εγκατάσταση σταθμών είναι αδύνατη και δύσκολη, αντίστοιχα. Από την άλλη πλευρά, οι δορυφόροι αδυνατούν να μετρήσουν τις ροές ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος. Η εφαρμογή τεχνικών παρεμβολής ή παρέκτασης (interpolation/extrapolation) είναι μη αξιόπιστη σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο. Οι παραπάνω δυσκολίες καθιστούν απαραίτητο το συνδυασμό χρήσης σταθμών, δορυφόρων και αριθμητικών (θεωρητικών) μοντέλων προσομοίωσης της ακτινοβολίας για τον υπολογισμό των ροών αυτών. Ο προσδιορισμός της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος σε ορεινές-ημιορεινές περιοχές μπορεί να γίνει θεωρητικά, με τη χρήση αριθμητικών μοντέλων, κατά προτεραιότητα μοντέλων διάδοσης ακτινοβολίας που είναι και τα πλέον αξιόπιστα, με την προϋπόθεση ότι είναι διαθέσιμα τα απαραίτητα δεδομένα εισαγωγής τους. Η ανάπτυξη των μοντέλων διάδοσης ακτινοβολίας έχει βοηθήσει τους επιστήμονες να ανακτούν περισσότερα και ποιοτικότερα δεδομένα, όπως δεδομένα που αφορούν στα νέφη (e.g. Gupta et al. 1993).

Στην εργασία αυτή στόχος είναι ο υπολογισμός της SSR με χρήση RTM και χρήση δορυφορικών δεδομένων εισαγωγής. Επίσης επιδιώκεται η αξιολόγηση των υπολογισμών μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις και η αξιολόγηση των τιμών COT που εξάγονται με αλγόριθμο από επίγειες μετρήσεις SSR. Η έρευνα επικεντρώνεται στη νήσο Lampedusa, που βρίσκεται στην κεντρική Μεσόγειο, μεταξύ των ακτών της Σικελίας και της Λιβύης (απέχει 90 μίλια από την Μάλτα και 68 μίλια από την Τύνιδα), με γεωγραφικό μήκος 12,6° ανατολικά και 35,5° βόρεια. Η έκταση της νήσου είναι 20,2 km² και έχει υψόμετρο 113 m (<http://www.isoladilampedusa.it/>). Χωρίς έντονο ανάγλυφο και με παρόμοιο έδαφος σε όλη την έκτασή της, η νήσος Lampedusa ενδείκνυται για μια τέτοια μελέτη, αν συνυπολογιστεί και η ύπαρξη του επίγειου σταθμού του ENEA (National Agency for New Technologies, Energy, and Sustainable Economic Development of Italy), ο οποίος βρίσκεται στην βορειοανατολική ακτή του νησιού, από τον οποίο, δηλαδή από τις μετρήσεις των οργάνων ηλιακής ακτινοβολίας που διαθέτει, είναι δυνατή η λήψη επίγειων μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας, οι οποίες είναι χρήσιμες τόσο για την αξιολόγηση των υπολογισμένων από το μοντέλο τιμών όσο και για τον υπολογισμό από τον αλγόριθμο των τιμών COT.



Σχήμα 3. Η νήσος Lampedusa με τον σταθμό του ENEA στην βορειοανατολική πλευρά της.

Το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διπλωματική εργασία αναπτύχθηκε και έχει χρησιμοποιηθεί εκτεταμένα σε διάφορες εκδόσεις του (Hatzianastassiou et al., 1999, 2001, 2003, 2004, 2005, 2007, 2020; Fotiadi et al., 2005; Papadimas et al., 2012, Benas et al., 2011) και αποτελεί μια εξελιγμένη εκδοχή ενός μοντέλου ανωματαφοράς-ακτινοβολίας (Vardavas and Carver, 1984), ενώ έχει επίσης επιτυχώς επικυρωθεί, χρησιμοποιώντας επίγειες μετρήσεις μέσω σύγκρισης με γραμμή προς γραμμή μοντέλα (Randles et al., 2013). Έχει χρησιμοποιηθεί σε εργασίες για τον προσδιορισμό της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας περιοχικά, όπως για την περιοχή των Ιωαννίνων (Λαόσογλου, 2016) αλλά και για περιοχές της Κρήτης (Benas et al., 2011). Το μοντέλο αυτό χρησιμοποιείται στην παρούσα εργασία τόσο για τον υπολογισμό στιγμιαίων-ημερησίων τιμών εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας (SSR), όσο και για την αξιολόγηση των υπολογισμών μέσω συγκρίσεων με επίγειες μετρήσεις και των τιμών COT που εξάγονται με αλγόριθμο από επίγειες μετρήσεις SSR.

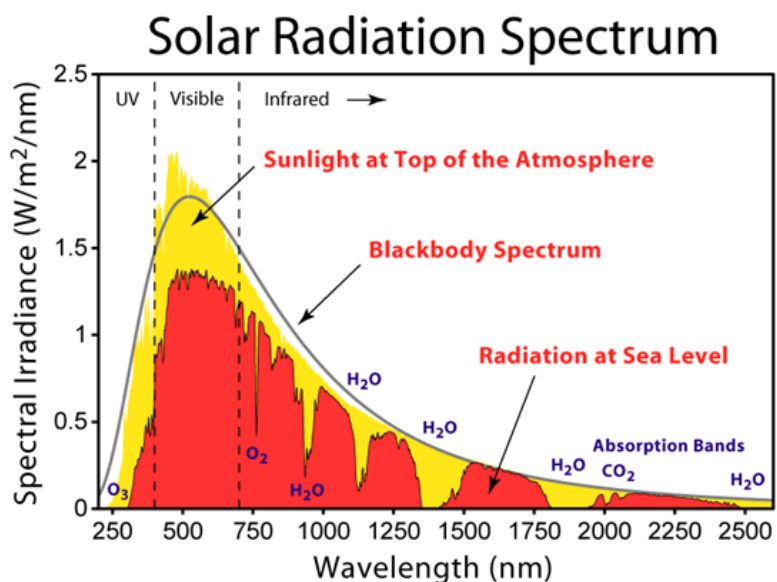
Ο αλγόριθμος υπολογισμού COT που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, αναπτύχθηκε από τους Barnard JC, CN Long, EI Kassianov, SA McFarlane, JM Comstock, M Freer, and McFarquhar ("Development and Evaluation of a Simple Algorithm to Find Cloud Optical Depth with Emphasis on Thin Ice Clouds." *Open Atmospheric Science Journal* 2:46-55, 2008). Έχει αξιοποιηθεί για τον εμπειρικό υπολογισμό του οπτικού πάχους νεφών COT και της επιφανειακής ηλιακής ακτινοβολίας SSR για τη νήσο Lampedusa, για 5 έτη (2007, 2008, 2012, 2013 and 2014) (Dafis, 2015).

Στα παρακάτω κεφάλαια, αφού παρέχεται ένα σύντομο θεωρητικό υπόβαθρο σχετικά με την ηλιακή ακτινοβολία και τους υπολογισμούς της, καθώς και τις οπτικές ιδιότητες των νεφών, περιγράφονται το μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε, ο αλγόριθμος από τον οποίο εξάγονται τιμές του COT, καθώς και η μεθοδολογία και τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν. Εν συνεχεία, γίνεται ανάλυση των αποτελεσμάτων του μοντέλου και σύγκριση των εξαγόμενων από αυτό ροών ηλιακής ακτινοβολίας με αντίστοιχες ροές από επίγειες μετρήσεις από τα όργανα του σταθμού ENEA. Επιπλέον, γίνεται αξιολόγηση των αποτελεσμάτων των ροών ακτινοβολίας, μέσω σύγκρισης που προκύπτει από την χρήση τιμών οπτικού πάχους COT τόσο του MODIS όσο και των τιμών COT που παρέχονται από τον αλγόριθμο. Τέλος εξάγονται συμπεράσματα στα οποία καταλήξαμε από την εργασία αυτή.

1 ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

1.1 Παραγωγή και διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι ηλεκτρομαγνητικής φύσεως και προέρχεται από πυρηνική σύντηξη υδρογόνου (H) και παραγωγή ηλίου και εκπομπή ενέργεια. Ο Ήλιος εκπέμπει ηλιακή ακτινοβολία και θεωρείται μέλαν σώμα θερμοκρασίας περίπου 5.780K. Η εκπεμπόμενη από ένα σώμα ακτινοβολία αποτελείται από ένα σύνολο επί μέρους μονοχρωματικών ακτινοβολιών, που ονομάζεται φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Χωρίζεται, κατά αύξουσα σειρά μηκών κύματος, στις ακτίνες γ, τις ακτίνες χ, το υπεριώδες φάσμα, το ορατό φάσμα, το υπέρυθρο φάσμα, τα μικροκύματα και τα ραδιοκύματα (Liou, 2002). Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας του Ήλιου έχει εύρος από μήκη κύματος $\lambda \approx 0,01 \mu\text{m}$ (ακτίνες X και γ) έως και μικροκύματα ($\lambda > 1 \mu\text{m}$). Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία εισέρχεται στην ατμόσφαιρα, υπόκειται σε απορρόφηση και σκέδαση από τα νέφη, τα αέρια της ατμόσφαιρας και τα αερολύματα.

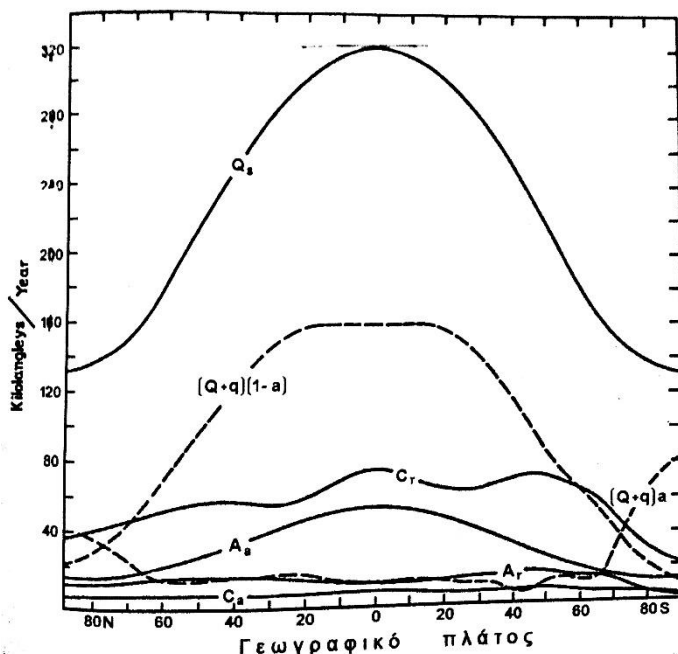


Σχήμα 1.1. Φάσμα Ηλιακής Ακτινοβολίας και κύριοι απορροφητές της στην ατμόσφαιρα της Γης

Αν Q_s είναι το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας, από το ποσό αυτό ένα μέρος $(Q+q)$ φθάνει στο έδαφος είτε άμεσα (Q) είτε μετά από σκέδαση στην ατμόσφαιρα (q). Από το ποσό που φθάνει στο έδαφος, ένα μέρος $\alpha \cdot (Q+q)$ ανακλάται ενώ το υπόλοιπο $(1-\alpha) \cdot (Q+q)$ απορροφάται από αυτό. Ο όρος α εκφράζει την λευκαύγεια (albedo) του εδάφους.

Κατά την διαδρομή της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα, ένα μέρος C_a απορροφάται από τα νέφη, ένα μέρος A_a απορροφάται από την ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο ποσό ανακλάται από τα νέφη (C_r) και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας (A_r). Έτσι η ηλιακή ακτινοβολία διανέμεται σύμφωνα με την εξίσωση:

$$Q_s = (1-\alpha) (Q+q) + \alpha \cdot (Q+q) + C_a + A_a + C_r + A_r \quad (1.1)$$

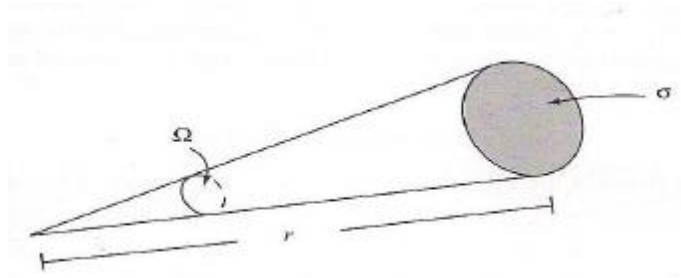


Σχήμα 1.2. Μέση ετήσια, κατά γεωγραφικό πλάτος, κατανομή των συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα γη-ατμόσφαιρα (Physical Climatology, W.D.SELLERS)

Η διάδοση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μπορεί να προσεγγισθεί από τον όρο της στερεάς γωνίας Ω , η οποία υπολογίζεται από την εξίσωση

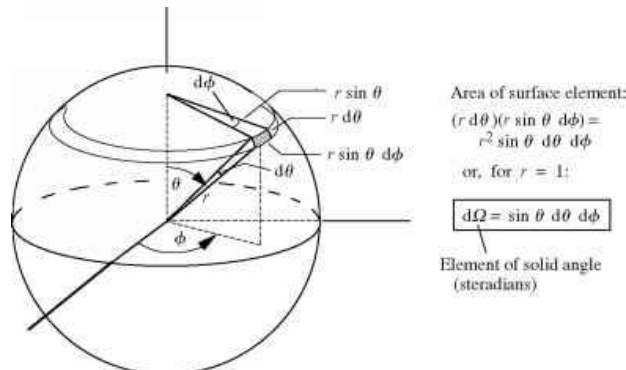
$$\Omega = \sigma / r^2 \quad (1.2)$$

όπου r είναι η απόσταση και σ η επιφάνεια, όπως φαίνεται στο παρακάτω Σχήμα 1.3 (Liou, 2002).



Σχήμα 1.3. Ορισμός της στερεάς γωνίας Ω (Πηγή: Liou, 2002)

Σε σύστημα σφαιρικών συντεταγμένων, μία στοιχειώδης στερεά γωνία δίνεται από την σχέση



Σχήμα 1.4. Στερεά γωνία σε σφαιρικές συντεταγμένες.

$$\Omega = d\sigma / r^2 = \sin\theta \, d\theta \, d\phi \quad (1.3)$$

όπου θ και ϕ είναι η ζενίθια και αζιμούθια γωνία, αντίστοιχα (Σχήμα 1.4). Αν θεωρήσουμε σώμα το οποίο εκπέμπει ακτινοβολία I_λ με ισχύ $\frac{dE_\lambda}{dt}$, μεταξύ μηκών

κύματος λ και $\lambda+d\lambda$, η οποία εκπέμπεται εντός της στερεάς γωνίας και προσπίπτει σε στοιχειώδη επιφάνεια $d\sigma$, τότε η ένταση μονοχρωματικής ακτινοβολίας υπολογίζεται από τη σχέση:

$$I_{\lambda} = \frac{\frac{dE_{\lambda}}{dt}}{d\Omega \cdot d\lambda \cdot d\sigma \cdot \cos\theta} \quad (1.4)$$

όπου θ η γωνία πρόσπτωσης (Liou, 2002). Εάν μία στοιχειώδης μάζα dm εκπέμπει ακτινοβολία με ροή dF_{λ} στη μονάδα του χρόνου, προς όλες τις κατευθύνσεις, μεταξύ των μηκών κύματος λ και $\lambda+d\lambda$, τότε η ροή αυτή δίνεται από τη σχέση:

$$dF_{\lambda} = 4 \cdot \pi \cdot \epsilon'_{\lambda} \cdot dm \cdot d\lambda \quad (1.5)$$

όπου ϵ'_{λ} είναι ο **φασματικός συντελεστής εκπομπής** της πηγής για το μήκος κύματος λ . Το τμήμα της ροής ακτινοβολίας που απορροφάται από επίπεδη επιφάνεια $d\sigma$, στην μονάδα του χρόνου δίνεται από τη σχέση:

$$dF_{\lambda} = \alpha'_{\lambda} \cdot I_{\lambda} \cdot \cos\theta \cdot d\Omega \cdot d\lambda \cdot d\sigma \quad (1.6)$$

όπου α'_{λ} είναι ο **φασματικός συντελεστής απορρόφησης** της επιφάνειας και θ η γωνία πρόσπτωσης. Το ποσοστό R'_{λ} της προσπίπτουσας μονοχρωματικής ακτινοβολίας σε ένα σώμα, η οποία ανακλάται ονομάζεται **φασματικός συντελεστής ανάκλασης** και για κάθε αδιαφανές σώμα ισχύει η σχέση:

$$\alpha'_{\lambda} + R'_{\lambda} = 1 \quad (1.7)$$

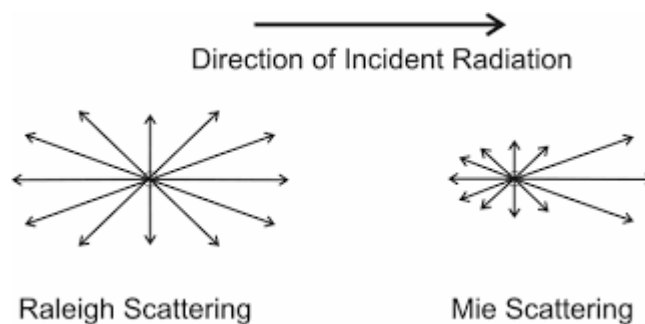
Αν το σώμα είναι διαφανές, τότε η σχέση έχει τη μορφή:

$$\alpha'_{\lambda} + R'_{\lambda} + \tau'_{\lambda} = 1 \quad (1.8)$$

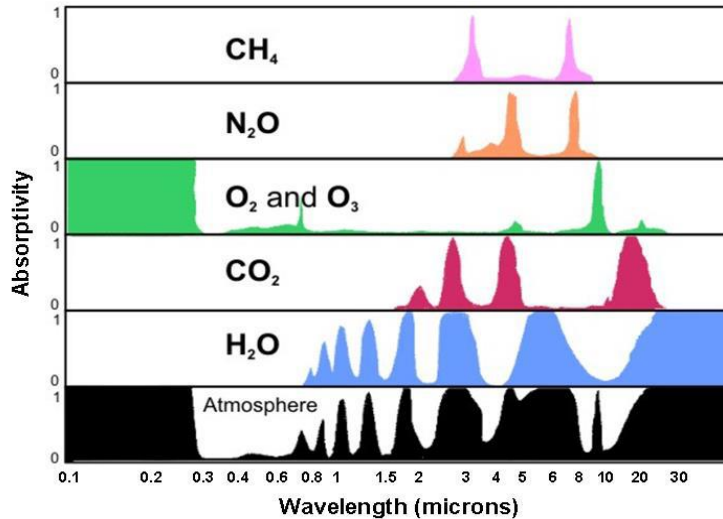
όπου τ_λ είναι η **μονοχρωματική διαπερατότητα** της ακτινοβολίας.

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

Οι μορφές της σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας είναι η σκέδαση Rayleigh, όταν οι σκεδαστές είναι μικρού μεγέθους σε σχέση με το μήκος κύματος της ακτινοβολίας και η σκέδαση Mie, όταν το μέγεθος των σκεδαστών είναι περίπου ίδιο με ή μεγαλύτερο από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Πιο συγκεκριμένα, η σκέδαση Rayleigh συμβαίνει όταν η ηλιακή ακτινοβολία προσπίπτει σε κέντρα σκέδασης με ακτίνα $r < 0,1 \lambda$. Σωματίδια τέτοιας ακτίνας είναι τα μόρια των ατμοσφαιρικών αερίων και κάποια υπέρλεπτα αερολύματα. Οι σκέδαση σε αυτήν την περίπτωση γίνεται προς όλες τις διευθύνσεις και είναι μεγαλύτερη για τα μικρά μήκη κύματος της ακτινοβολίας. Σε αυτού του είδους τη σκέδαση οφείλεται το μπλε χρώμα του ουρανού, καθώς στο οπτικό φάσμα το μπλε χρώμα έχει μικρό μήκος κύματος. Η σκέδαση Mie συμβαίνει όταν οι σκεδαστές είναι μόρια νεφών ή αερολυμάτων, με την ακτίνα (ή την ισοδύναμη ακτίνα) τους να κυμαίνεται από 0,1 λ (πυρήνες Aitken) έως 25 λ (σταγονίδια βροχής), συγκρίσιμη δηλαδή με (ή και μεγαλύτερη από) τα μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας. Η σκέδαση Mie είναι ισχυρότερη προς τη διεύθυνση διάδοσης της ακτινοβολίας και είναι μη επιλεκτική ως προς τα μήκη κύματος. Σε αυτού του είδους τη σκέδαση οφείλεται το λευκό φως με την ύπαρξη νεφών και αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα (Hatzianastassiou, 2014).



Σχήμα 1.5. Κατευθυντικότητα της ανακλώμενης ακτινοβολίας στις σκεδάσεις Raleigh και Mie.



Σχήμα 1.6. Φάσμα απορρόφησης της ηλιακής ακτινοβολίας από αέρια της ατμόσφαιρας που αποτελούν τους σημαντικότερους απορροφητές της. Πηγή: Penn State College of Earth and Mineral Sciences).

Από το 20% της ηλιακής ακτινοβολίας που απορροφάται από την ατμόσφαιρα, το 17% απορροφάται από τα αέρια και τα αερολύματα, ενώ μόλις το 3% απορροφάται από τα νέφη, λόγω της ισχυρής ανακλαστικότητας που παρουσιάζουν τα νέφη στην ηλιακή ακτινοβολία. Τα σημαντικότερα από πλευράς απορρόφησης αέρια είναι οι υδρατμοί (H_2O), το μοριακό οξυγόνο (O_2), το όζον (O_3), το μεθάνιο (CH_4), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το υποξείδιο του αζώτου (N_2O) κ.α., όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1.6. Τα αέρια αυτά απορροφούν ισχυρά την ηλιακή ακτινοβολία στα μήκη κύματος από 800-1400 nm, στο κοντινό υπέρυθρο, ενώ το όζον απορροφά κυρίως στο υπεριώδες φάσμα (ζώνες Hartley-Huggins 0.2-0.35 μm) καθώς και στο ορατό φάσμα, από 400-700 nm (ζώνες Chappuis, Vardavas and Taylor, 2011).

1.2 Λευκαύγεια

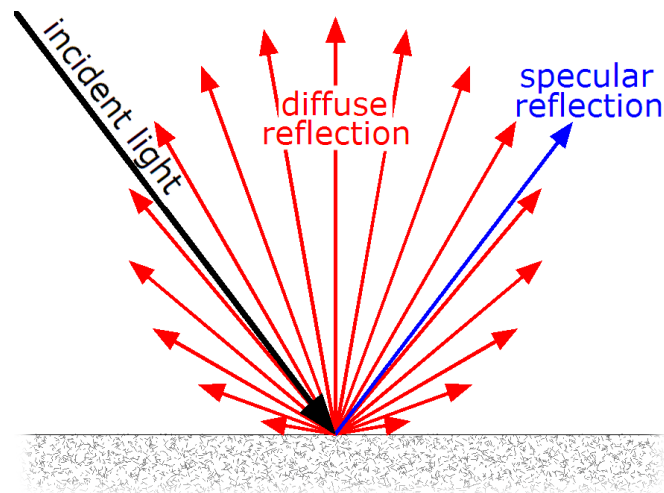
Η επιφανειακή λευκαύγεια (surface albedo) αποτελεί μια από τις σημαντικότερες παραμέτρους που λαμβάνει υπ' όψην του το φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας (radiation transfer model, RTM). Οι τιμές της χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισαγωγής, ώστε το μοντέλο να υπολογίζει τις ροές ηλιακής ακτινοβολίας SSR.

Ένας παράγοντας που επιδρά σημαντικά στο ενεργειακό ισοζύγιο του συστήματος Γη-Ατμόσφαιρα είναι η επιφανειακή λευκαύγεια (albedo). Οι διάφορες επιφάνειες λόγω της σύστασής του έχουν την ιδιότητα να ανακλούν την ηλιακή ακτινοβολία σε διαφορετικό ποσοστό. Επομένως, για να μπορούν να υπολογιστούν με ακρίβεια οι ροές ακτινοβολίας, πρέπει να ληφθούν υπ' όψη οι τιμές λευκαύγειας ενός τόπου. Η μέση τιμή της πλανητικής λευκαύγειας για την ανακλώμενη από την Γη ηλιακή ακτινοβολία είναι $\alpha \cong 30\%$. Οι τιμές της όμως μεταβάλλονται ανάλογα με την παγοκάλυψη, την χιονοκάλυψη, την νέφωση, την υγρασία του εδάφους, την τοπογραφία, και την βλάστηση (Φυσική της Ατμόσφαιρας, Κατσούλης- Χατζηαναστασίου, 2011).

Ως λευκαύγεια ή καλύτερα φασματική λευκαύγεια μιας επιφάνειας ή ενός σώματος, που είναι έννοια παρεμφερής με την ανακλαστικότητα μιας μονοχρωματικής ακτινοβολίας μήκους κύματος λ , ορίζεται ο λόγος της διάχυτα ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια ενός σώματος (Coakley, 2003) σύμφωνα με τη σχέση:

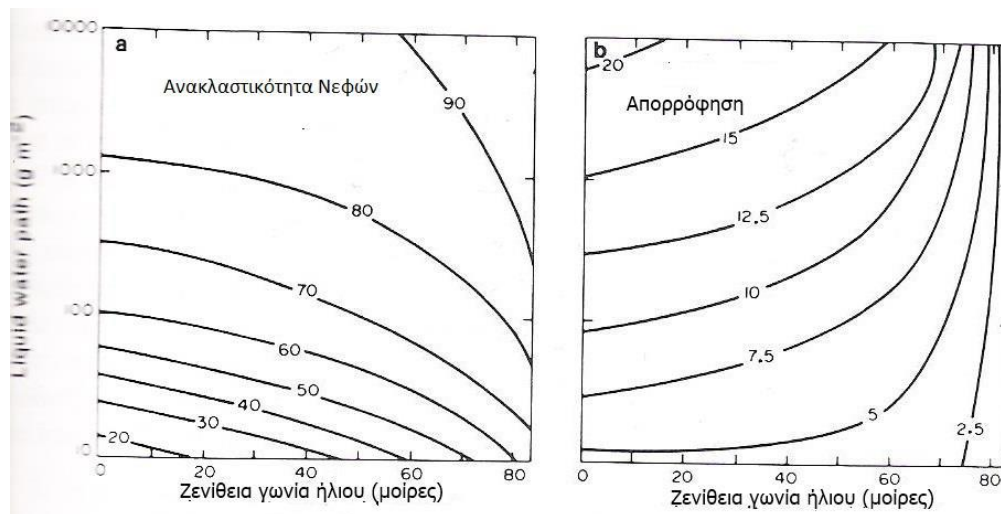
$$\alpha_{\lambda} = \frac{F_{\lambda}^{+}}{F_{\lambda}^{-}} \cdot 100\% \quad (1.9)$$

όπου F_{λ}^{+} είναι η ροή της ανακλώμενης ακτινοβολίας και F_{λ}^{-} η ροή της εισερχόμενης ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια (Σχήμα 1.7).

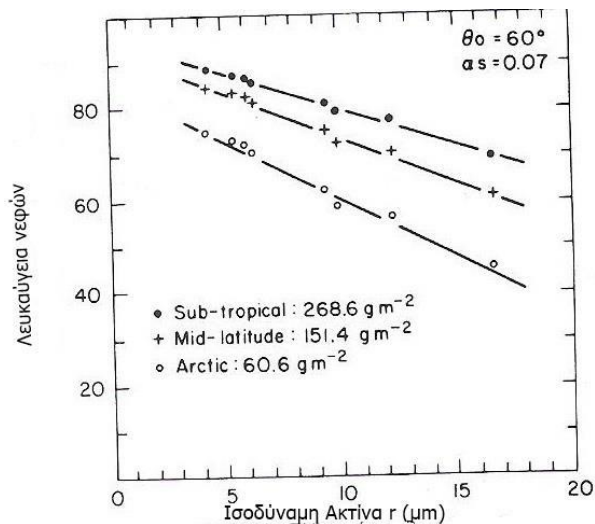


Σχήμα 1.7. Απεικόνιση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, της ανακλώμενης κατοπτρικής ακτινοβολίας και της διάχυτα ανακλώμενης ακτινοβολίας σε μια επίπεδη επιφάνεια.

Το κλάσμα αυτό της λευκαύγειας συνήθως εκφράζεται ως ποσοστό από 0% έως 100%, η σαν αδιάστατη τιμή από 0 έως 1, όπου η πρώτη τιμή εκφράζει μηδενική ανακλαστικότητα και πλήρη απορροφητικότητα, ενώ η δεύτερη τιμή πλήρη ανακλαστική ικανότητα και μηδενική απορροφητικότητα της ακτινοβολίας. Χαρακτηρίζει την ικανότητα που έχει ένα σώμα να ανακλά την ακτινοβολία που προσπίπτει σε αυτό, προς κάθε κατεύθυνση, δηλαδή την διάχυτη ανακλαστικότητα σε στερεά γωνία $\Omega=2\pi$ rads. Στον υπολογισμό λοιπόν της λευκαύγειας συνυπολογίζονται τόσο η ικανότητα κατοπτρικής ανάκλασης-όταν η επιφάνεια είναι ομαλή/λεία/επίπεδη-όσο και από την ικανότητα διάχυσης. Η λευκαύγεια έχει εξάρτηση από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας μονοχρωματικής ακτινοβολίας από τη γωνία πρόσπτωσης της (τη ζενίθεια γωνία του Ήλιου) και από τη δομή και τη σύσταση της επιφάνειας πρόσπτωσης (Coakley 2003).



Σχήμα 1.8. Η εξάρτηση της (a) λευκαύγειας των νεφών και (b) της απορρόφησης των νεφών σε νέφη υγρών σταγονιδίων και η ηλιακή ζενίθεια γωνία (Πηγή: Hartmann, 1994).



Σχήμα 1.9. Η εξάρτηση της λευκαύγειας των νεφών με το μέγεθος των σταγόνων των νεφών (Πηγή: Hartmann, 1994).

Κατά αντίστοιχο τρόπο με τη λευκαύγεια της επιφάνειας της Γης, ορίζεται και η (πλανητική) λευκαύγεια της Γης, η οποία είναι ο συνδυασμός της λευκαύγειας της επιφάνειας και της λευκαύγειας της ατμόσφαιρας. Στην ατμόσφαιρα, η συνιστώσα με την υψηλότερη λευκαύγεια είναι τα νέφη. Οι διαφορετικοί τύποι νεφών έχουν και διαφορετικές τιμές λευκαύγειας, κάτι που οφείλεται στη διαφορετική δομή/σύστασή τους (π.χ. αριθμός ή μέγεθος σταγόνων/κρυστάλλων). Έτσι, τα χαμηλότερα νέφη, που είναι και οπτικά παχιά, όπως τα στρωματόμορφα, οι σωρείτες και οι σωρειτομελανίες, παρουσιάζουν πολύ υψηλή ανακλαστικότητα, συνεπώς έχουν υψηλές τιμές λευκαύγειας, από 60% έως 90%. Από τη γήινη επιφάνεια, τα υλικά με τις υψηλότερες τιμές λευκαύγειας είναι το χιόνι με τιμές από 40%-95% (με χαμηλότερες τιμές το παλαιό/γηρασμένο και υψηλότερες το φρέσκο χιόνι), η άμμος και ο πάγος με τιμές περίπου 30-45%, ενώ τα υγρά εδάφη και οι περιοχές που είναι καλυμμένες με πυκνή βλάστηση παρουσιάζουν ισχυρή απορροφητικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας, με αποτέλεσμα οι τιμές της λευκαύγειας γι' αυτές να είναι εξαιρετικά χαμηλές, 5% και 15%-20% αντίστοιχα (Oke,1998 ; Ahrens,2001).

Table 1: Reflectivity values of various surfaces

Surface	Details	Albedo
Soil	Dark & wet versus	0.05 -
	Light & dry	0.40
Sand		0.15 - 0.45
Grass	Long versus	0.16 -
	short	0.26
Agricultural crops		0.18 - 0.25
Tundra		0.18 - 0.25
Forests	Deciduous	0.15 - 0.20
	Coniferous	0.05 - 0.15
Water	Small zenith angle versus	0.03 - 0.10
	Large zenith angle	0.10 - 1.0
Snow	Old	0.40 -
	Fresh	0.95
Ice	Sea	0.30 - 0.45
	Glacier	0.20 - 0.40
Clouds	Thick	0.60 - 0.90
	Thin	0.30 - 0.50

Sources: Oke, 1998; Ahrens, 2001

Σχήμα 1.10. Τιμές λευκαύγειας διαφόρων τύπων επιφανειών

1.3 Νέφη-Οπτικό πάχος νεφών

Το οπτικό πάχος των νεφών COT είναι μια σημαντική παράμετρος για το φασματικό μοντέλο διάδοσης ηλιακής ακτινοβολίας RTM που χρησιμοποιείται στην παρούσα έρευνα. Οι τιμές COT χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισαγωγής για τον προσδιορισμό της SSR.

Τα νέφη είναι ένας από τους σημαντικότερους παράγοντες διαμόρφωσης του ενεργειακού ισοζυγίου του συστήματος Γης-Ατμόσφαιρας. Η ύπαρξή τους συμβάλλει στην ψύξη ή την θέρμανση του εδάφους. Η μελέτη ιδιοτήτων των νεφών, όπως της νεφοκάλυψης, του ύψους, του οπτικού βάθους ή πάχους και της σύστασης των νεφών είναι πολύ σημαντική, καθώς υπάρχει μεγάλη χωρική και χρονική μεταβλητότητα στην κατανομή τους στην ατμόσφαιρα (Κατσούλης- Χατζηαναστασίου, 2011).

Τα νέφη είναι το οπτικό αποτέλεσμα της συμπύκνωσης των υδρατμών της ατμόσφαιρας. Η συμπύκνωση σε μια υγρή αέρια μάζα συμβαίνει όταν η θερμοκρασία μειώνεται σε τέτοιο σημείο ώστε να καταστεί κορεσμένη σε υδρατμούς. Τότε η σχετική υγρασία (Relative humidity, Rh) της υγρής αέριας μάζας ισούται με Rh=100%. Ο σχηματισμός των νεφών οφείλεται στα ανοδικά ρεύματα του αέρα, τα οποία καθώς ανέρχονται στην τροπόσφαιρα ψύχονται αδιαβατικά, καθώς υφίστανται εκτόνωση. Με

αυτήν την διεργασία γίνεται η μετατροπή των υδροσταγονιδίων σε νεφοσταγονίδια, όταν η θερμοκρασία του αέρα βρεθεί κάτω από το σημείο δρόσου ($T_a < T_d$).

Κατά την ψύξη τα μόρια των υδρατμών προσκολλώνται πάνω σε μικροσκοπικά αιωρούμενα σωματίδια της ατμόσφαιρας (αερολύματα), του νεφικού πυρήνες συμπύκνωσης (cloud condensation nuclei ή CCN). Τα σωματίδια τα οποία έχουν το ρόλο των πυρήνων συμπύκνωσης είναι τάξης του 1/100 του μεγέθους μιας νεφοσταγόνας. Τέτοια είναι οι κρύσταλλοι χλωριούχου νατρίου (αλάτι), μόρια σκόνης, μόρια μαύρου άνθρακα (αιθάλη) από μηχανές εσωτερικής καύσης ή βιομηχανικά καυσαέρια, και θειώδη αερολύματα από εκρήξεις ηφαιστειών.

Τα νέφη κατατάσσονται σε κατηγορίες με βάση το ύψος στο οποίο σχηματίζονται και με βάση το σχήμα τους και τη δομή τους. Έτσι με βάση το ύψος (της βάσης) τους στη τροπόσφαιρα (υπάρχουν και νέφη στη στρατόσφαιρα, τα επονομαζόμενα polar stratospheric clouds, PSCs) χωρίζονται σε:

- i. Υψηλά νέφη: νέφη σε υψόμετρο από 7km έως την τροπόπαυση (~12km στα μέσα γεωγραφικά πλάτη)
- ii. Μεσαία νέφη: νέφη σε υψόμετρο από 2km έως και 7km
- iii. Χαμηλά νέφη: νέφη που σχηματίζονται μεταξύ του εδάφους και του ύψους των ~2km



Σχήμα 1.11. Τύποι νεφών χαμηλού ύψους α) μελανοστρώματα (Nimbostratus), b) στρωματοσωρείτες (Stratocumulus), c) σωρειτομελανίες Cumulonimbus

Τα νέφη που ανακλούν περισσότερο την ηλιακή ακτινοβολία είναι τα χαμηλά νέφη, τα οποία αποτελούνται κατά κύριο λόγο από νεφοσταγονίδια (υδροσταγονίδια), λόγω του χαμηλού ύψους τους, όπου επικρατούν υψηλότερες θερμοκρασίες, καθώς και τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (σωρειτομελανίες). Τα τελευταία, λόγω της μεγάλης κατακόρυφης ανάπτυξής τους στην τροπόσφαιρα και των ισχυρών ρευμάτων που επικρατούν στο εσωτερικό τους, έχουν δομή η οποία είναι μεταβλητή (Φλόκας, 1992). Έτσι λοιπόν, μπορούν να αποτελούνται τόσο από υδροσταγόνες όσο και από

παγοκρυστάλλους, καθώς υπάρχει ανωμεταφορά από τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα αέρα. Τα χαμηλά νέφη σχετίζονται κατά κύριο λόγο με υετό, ενώ τα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης σχετίζονται με καταιγίδες και ηλεκτρικές εκκενώσεις (Φλόκας, 1992).

Τα χαμηλά νέφη διακρίνονται για το πάχος τους και την πυκνότητά τους. Η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας μπορεί να φτάσει και το 80%, με ένα μόλις 20% να φτάνει τελικά στην επιφάνεια του εδάφους (Σαχσαμάνογλου & Μπλούτσος 1998).

Τα υψηλά νέφη, που σχηματίζονται μεταξύ των 5km και 12km στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, έχουν γενικά μικρό πάχος και η εξασθένηση της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω της παρουσίας τους δεν είναι ιδιαίτερα υψηλή. Σε αυτά συγκαταλέγονται νέφη θυσανόμορφα, όπως θυσανοστρώματα, θύσανοι και θυσανοσωρείτες, καθώς επίσης και τα υψιστρώματα και υψισωρείτες στα χαμηλότερα υψόμετρα.

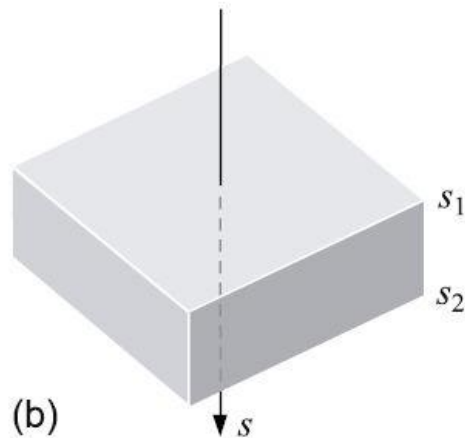


Σχήμα 1.12. Τύποι νεφών μεγάλου ύψους: α) θυσανοσωρείτες (*cirrocumulus*), b) θύσανοι (*cirrus*), c) θυσανοστρώματα (*cirrostratus*).

Οι μηχανισμοί που οδηγούν σε μεταβολές της ροής της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας λόγω της ύπαρξης των νεφών είναι περίπλοκοι, καθώς και η σύσταση και το μέγεθος αυτών είναι σε έναν βαθμό άγνωστα. Όλα αυτά καθιστούν δύσκολο τον υπολογισμό των ροών ακτινοβολίας υπό την παρουσία των νεφών.

Τα νέφη παίζουν σημαντικό ρόλο στη διαμόρφωση του ηλιακού δυναμικού ενός τόπου. Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη σε πλανητική κλίμακα αποτελεί το 24% της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ενώ απορροφάται το 3% αυτής (Σαχσαμάνογλου & Μπλούτσος 1998). Οπτικά πυκνά νέφη μπορούν να οδηγήσουν ακόμη και σε πρακτικά ολική εξασθένηση της ακτινοβολίας. Καταλαβαίνουμε ότι το μέγεθος της εξασθένησης εξαρτάται από το πάχος και το είδος της νέφωσης. Αραιά και διάσπαρτα νέφη δεν έχουν μεγάλη επίπτωση (περίπου 10%), ενώ τα χαμηλά και σκούρα νέφη προκαλούν

σημαντική εξασθένιση (έως και 80%). Εκτός λοιπόν από τα ποσοστά νεφοκάλυψης, σημαντική παράμετρος στην επίδραση των νεφών στις ροές ακτινοβολίας είναι το **οπτικό πάχος** των νεφών. Το οπτικό πάχος, που είναι φασματικό μέγεθος, σύμφωνα με τον κλασσικό ορισμό του Coulson (1975), πάνω από κάποιο ύψος από το έδαφος z είναι:



Σχήμα 1.13. Διάδοση δέσμης ακτινοβολίας προσπίπτουσα κάθετα σε ένα οριζόντιο στρώμα πάχους $ds=|s_1-s_2|$. (Χατζηαναστασίου, 2016).

$$\tau(\lambda, z) = \int_z^{\infty} B(\lambda, z) dz \quad (1.10)$$

όπου B ο συντελεστής εξασθένισης της ακτινοβολίας. Η τιμή του $\tau(\lambda, z)$ είναι ένας δείκτης της ενέργειας που έχει χαθεί από μια μονοχρωματική ακτινοβολία δοσμένου μήκους κύματος λ , όταν αυτή έχει διανύσει μια απόσταση z . Κατ'αντιστοιχία, για πολυχρωματική (ολοφασματική) ακτινοβολία το οπτικό πάχος είναι:

$$\tau = \int_z^{\infty} B dz \quad (1.11)$$

Το συνολικό οπτικό πάχος(οπτικό πάχος εξασθένισης) μπορεί να οριστεί και ως εξής:

$$\tau = \int_{s_1}^{s_2} \sigma_e(s) ds \quad (1.12)$$

όπου σ_e (σε m^{-1}) ο τοπικός συντελεστής εξασθένησης ακτινοβολίας (Χατζηαναστασίου, 2016). Το οπτικό πάχος εξασθένησης μπορεί να αναλυθεί στο άθροισμα του οπτικού πάχους σκέδασης και του οπτικού πάχους απορρόφησης:

$$\tau = \tau_s + \tau_a \quad (1.13)$$

όπου τ_s είναι το οπτικό πάχος σκέδασης και τ_a το οπτικό πάχος απορρόφησης,

Σύμφωνα με τον Twomey (1976), στη βάση σχετικής παραμετροποίησης, το οπτικό πάχος ορίζεται ως:

$$\tau = \tau_s + \tau_a + \tau_v \quad (1.14)$$

όπου τ_s είναι το οπτικό πάχος σκέδασης για ένα ατμοσφαιρικό στρώμα 1km, τ_a το οπτικό πάχος απορρόφησης για σταγόνες και τ_v το οπτικό πάχος απορρόφησης για διαδρομή μήκους 1 km υδρατμών.

Επίσης, το 1978 ο Stephens όρισε το οπτικό πάχος των νεφών ως:

$$\tau_{n(\lambda)} = \int_0^{\Delta z} dz \int_0^\infty n(r) Q_{ext}(x) \pi r^2 dr \quad (1.15)$$

όπου $x=2\pi r/\lambda$ είναι η επονομαζόμενη παράμετρος μεγέθους (size parameter), $n(r)$ είναι η κατανομή μεγέθους νεφοσταγόνων του νέφους, r η ακτίνα της νεφοσταγόνας και $Q_{ext}(x)$ ο παράγοντας εξασθένησης που καθορίζεται από τη θεωρία Mie. Καθώς όμως, όπως φαίνεται στο παρακάτω Σχήμα, ο παράγοντας αυτός (ο οποίος εξαρτάται και από το δείκτη διάθλασης) μεταβάλλεται ελάχιστα με την παράμετρο μεγέθους x και γίνεται ίσος με 2, ειδικά για μεγάλες τιμές του παράγοντα x , η παραπάνω εξίσωση απλοποιείται στην μορφή:

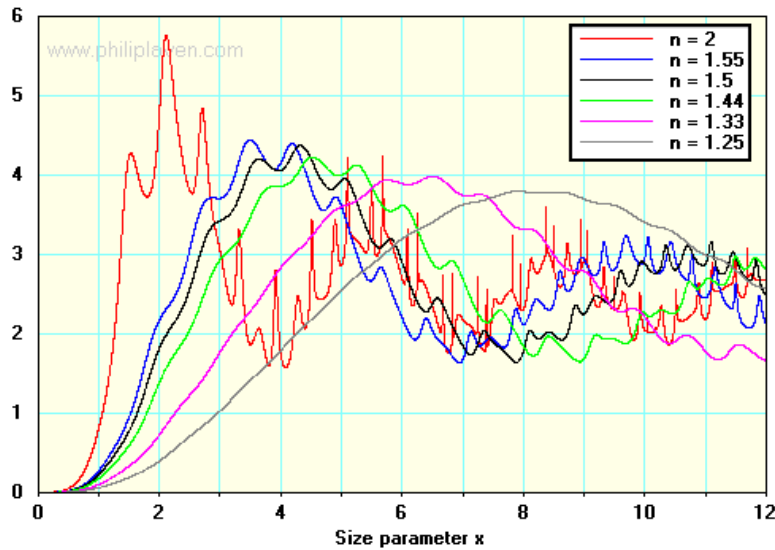


Fig. 3 Q_{ext} versus size parameter x for different values of refractive index n

Σχήμα 1.14. Διακύμανση των τιμών του συντελεστή εξασθένισης συναρτήσει της παραμέτρου μεγέθους, για διάφορες τιμές του δείκτη διάθλασης n .

$$\tau_n = \int_0^{\Delta z} 2\pi dz \int_0^{\infty} n(r)r^2 dr \quad (1.16)$$

Αν η ενεργός ακτίνα των νεφροσταγόνων ορίζεται ως εξής:

$$r_e = \int_0^{\infty} n(r)r^3 dr / \int_0^{\infty} n(r)r^2 dr \quad (1.17)$$

τότε η Εξίσωση 1.16 γράφεται:

$$\tau_n = \frac{3W}{2r_e} \quad (1.18)$$

όπου W η διαδρομή του υγρού νερού και r_e η ενεργός ακτίνα της σταγόνας. Ως διαδρομή του υγρού νερού ορίζεται το μέτρο του βάρους των υδροσταγόνων πάνω από μια μονάδα εμβαδού επιφάνειας, δοσμένη σε kg/m^2 . Ορίζεται από την σχέση:

$$W = \int \rho_{air} r_L dz \quad (1.19)$$

όπου ρ_{air} είναι η πυκνότητα του (υγρού) αέρα, r_L είναι ο λόγος ανάμειξης υγρού νερού και το ολοκλήρωμα είναι από κάτω προς τα πάνω της στήλης (https://glossary.ametsoc.org/wiki/Liquid_water_path).

Το οπτικό πάχος των νεφών, τ ή αλλιώς COT (cloud optical thickness) δίνεται ως αδιάστατος αριθμός. Τα οπτικά παχύτερα νέφη που αποτελούνται από παγοκρυστάλλους έχουν $COT > 20$. Παχύτερα νέφη υγρής μορφής σταγονιδίων έχουν επίσης τιμές $COT > 20$. Από την άλλη, οπτικά λεπτά νέφη μεγάλων υψομέτρων με ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες, έχουν τιμές $COT < 2$.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

2.1 ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΜΟΝΤΕΛΟΥ ΚΑΙ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.1.1 Περιγραφή Μοντέλου

Στην παρούσα διπλωματική εργασία χρησιμοποιήθηκε το προσδιοριστικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας FORTH (Foundation for Research and Technology-Hellas). Αποτελεί την εξέλιξη ενός παλαιότερου μοντέλου ανωμεταφοράς-ακτινοβολίας (radiative convective) που αρχικά ανέπτυξαν οι Vardavas and Carver (1984) και στη συνέχεια εξελίχθηκε και χρησιμοποιήθηκε σε παραλλαγές και νεότερες εκδοχές από τους Hatzianastassiou and Vardavas (1999,2001), Hatzianastassiou et al. (2003, 2004a,b, 2005), Fotiadi et al. (2006), Papadimas et al. (2012), Korras-Carraca et al. (2019). Το μοντέλο στις εκδόσεις του αυτές υπολόγισε ροές ακτινοβολίας στο σύστημα Γης-ατμόσφαιρας σε περιοχική ή πλανητική κλίμακα. Μία διαφορετική έκδοση του μοντέλου αναπτύχθηκε και χρησιμοποιήθηκε από τους Benas et al (2011) και Benas(2013) για τον υπολογισμό του ισοζυγίου της ηλιακής ακτινοβολίας σε τοπική κλίμακα, συγκεκριμένα στις περιοχές του Ηρακλείου και της Φινοκαλιάς. Η έκδοση αυτή του μοντέλου χρησιμοποιήθηκε και από τη Laosoglou (2016) για τον υπολογισμό ροών ακτινοβολίας για την περιοχή των Ιωαννίνων.

Στο μοντέλο αυτό λαμβάνονται υπόψιν οι φυσικές διεργασίες και παράμετροι που επιδρούν στη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως τα νέφη, τα αερολύματα και τα αέρια της ατμόσφαιρας, όπως το όζον (O_3), οι υδρατμοί (H_2O), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο CH_4 . Το μοντέλο υπολογίζει την απορρόφηση και τη σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη και τα αερολύματα, τη σκέδαση Rayleigh από τα ατμοσφαιρικά αέρια, καθώς και την ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας από την επιφάνεια της Γης (Benas et al. 2011). Για τον επιμερισμό της εξασθένισης της ηλιακής ακτινοβολίας στην απορρόφηση και στη σκέδασή της από τα αερολύματα και τα νέφη, χρησιμοποιούνται στο μοντέλο δεδομένα οπτικού πάχους (AOT and COT) και λευκαύγειας μεμονωμένης σκέδασης (SSA, single scattering albedo) αερολυμάτων και νεφών.

Η ατμόσφαιρα διαιρείται σε πέντε στρώματα, στα οποία τα οπτικά πάχη, τ , υπολογίζονται από την εξίσωση:

$$\tau = \tau_{cs} + \tau_{ca} + \tau_{aers} + \tau_{aera} + \tau_{ms} + \tau_R \quad (2.1)$$

όπου τ_{cs} είναι το οπτικό πάχος σκέδασης των νεφών, τ_{ca} το οπτικό πάχος απορρόφησης των νεφών, τ_{aers} το οπτικό πάχος σκέδασης των αερολυμάτων, τ_{aera} το οπτικό πάχος απορρόφησης των αερολυμάτων, τ_{ma} το οπτικό πάχος της μοριακής απορρόφησης και τ_R το οπτικό πάχος της μοριακής σκέδασης (σκέδασης Rayleigh). Η λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης SSA (ή ω) του κάθε στρώματος υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\omega = \omega_c + \omega_{aer} + \omega_R \quad (2.2)$$

όπου $\omega_c = \tau_{cs}/\tau$, $\omega_{aer} = \tau_{aers}/\tau$, $\omega_R = \tau_R/\tau$.

Το μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας υπολογίζει θεωρητικά την διαθέσιμη ακτινοβολία στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας πάνω από την νήσο Lampedusa, στη διάρκεια της ημέρας:

$$S(t) = S \left(\frac{\bar{r}}{r(t)} \right)^2 \quad (2.2)$$

Όπου S η διαθέσιμη ακτινοβολία, $r(t)$ είναι η απόσταση Γης-Ήλιου, \bar{r} η μέση απόσταση Γης-Ήλιου η οποία ισούται με:

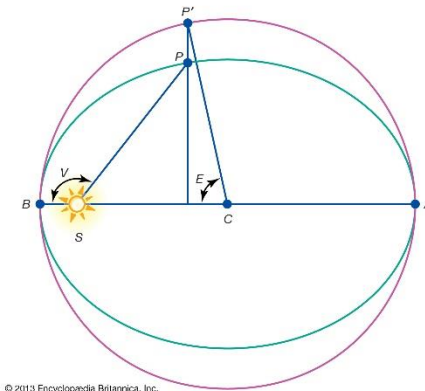
$$\bar{r} = 0.5(r_p + r_a) = a \quad (2.3)$$

όπου r_p και r_a είναι οι αποστάσεις Γης-Ήλιου στο περιήλιο και στο αφήλιο αντίστοιχα, ενώ με a δίνεται ο μεγάλος ημι-άξονας της ελλειπτικής τροχιάς της Γης (Vardavas and Taylor, 2011).

Η απόσταση r Γης-Ήλιου υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$r = \frac{a(1-e^2)}{1+e \cos v} \quad (2.3)$$

όπου e είναι η εκκεντρότητα της Γης, με τη σημερινή τιμή της να είναι ίση με 0.00167 και v είναι η πραγματική ανωμαλία του Ήλιου, δηλαδή η πολική γωνία v , με κορυφή τον Ήλιο και πλευρές την διεύθυνση του περιηλίου της ελλειπτικής τροχιάς της Γης και τη διεύθυνση της τρέχουσας θέσης της Γης ως προς τον Ήλιο (Laosoglou, 2015).

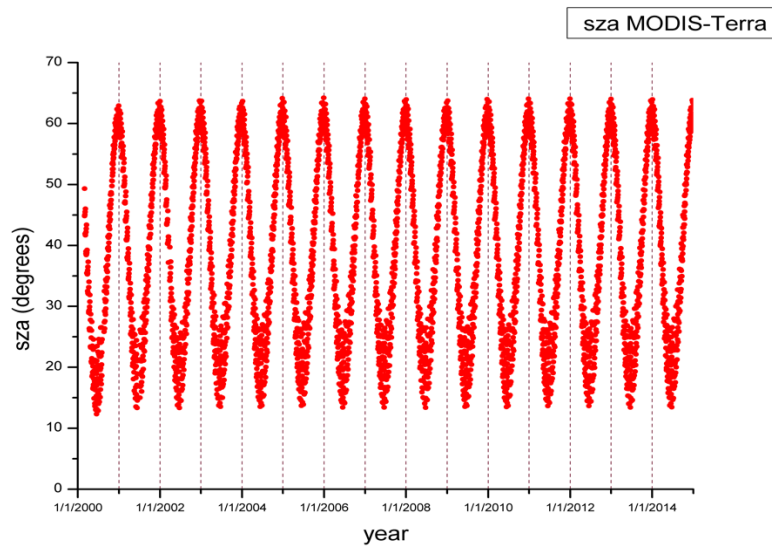


Σχήμα 2.1. Η ελλειπτική τροχιά ενός πλανήτη γύρω από τον Ήλιο. Η είναι η θέση του Ήλιου σε μια από τις εστίες της έλλειψης, P η θέση του πλανήτη, B, A οι θέσεις του περιήλιου και του αψηλίου και v η πραγματική ανωμαλία του Ηλίου (Encyclopedia Britannica, 2013).

Η ηλιακή ακτινοβολία που εισέρχεται στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας της Γης πάνω από έναν συγκεκριμένο τόπο και σε συγκεκριμένο χρόνο υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$I^{\downarrow}(t) = S \mu \left(\frac{\bar{r}}{r(t)} \right)^2 \quad (2.4)$$

όπου $\mu = \cos z$, με z τη ζενίθεια γωνία του Ήλιου. Το μοντέλο στην έκδοση που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα εργασία, δέχεται τη ζενίθεια γωνία του ήλιου ως δεδομένο εισαγωγής από τις μετρήσεις του οργάνου MODIS του δορυφόρου Terra (Benas, 2013). Στο Σχήμα 2.1 φαίνεται η χρονική διακύμανση της ζενίθειας γωνίας για τη Lampedusa, από τα δεδομένα του MODIS-Terra. Όπως φαίνεται, οι τιμές κυμαίνονται από 13° έως 64° περίπου, ενώ οι χαμηλές τιμές παρατηρούνται τους θερινούς μήνες και οι υψηλές τους χειμερινούς.



Σχήμα 2.2. Απεικόνιση της ζενίθειας γωνίας του Ήλιου για την περίοδο μελέτης, στη νήσο Lampedusa, βάσει των δεδομένων του οργάνου MODIS του δορυφόρου Terra.

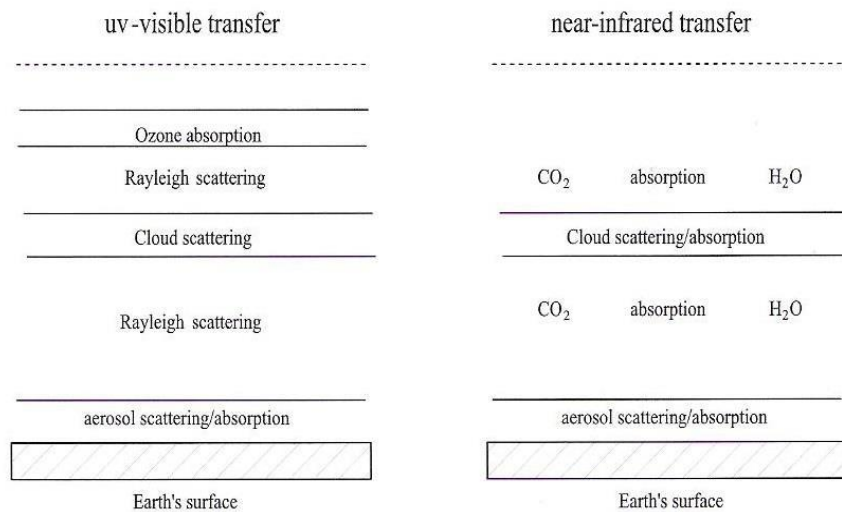
Για κάθε φασματικό τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας, η ατμόσφαιρα χωρίζεται σε επί μέρους στρώματα (Σχήμα 2.3), με βάση τα οποία καθορίζεται η διάδοση της ακτινοβολίας στο σύστημα Γης-ατμόσφαιρας. Για το υπεριώδες και το ορατό φάσμα υπάρχουν πέντε στρώματα, τα οποία, με σειρά από το έδαφος προς το ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας, είναι τα εξής (Benas et al.2011; Hatzianastassiou and Vardavas, 1999):

- Στρώμα αερολυμάτων πάνω από το έδαφος, τα οποία σκεδιάζουν και απορροφούν την ακτινοβολία
- Δύο στρώματα σκέδασης Rayleigh κάτω και πάνω από το στρώμα νέφους και ένα στρώμα όζοντος
- Ένα στρώμα νέφους
- Ένα στρώμα όζοντος (που αντιστοιχεί στη στρατόσφαιρα), πάνω από τα στρώματα νέφους και Rayleigh

Για το κοντινό υπέρυθρο τμήμα της ηλιακής ακτινοβολίας θεωρούνται τα εξής στρώματα (Benas et al.2011; Hatzianastassiou and Vardavas, 1999):

- Στρώμα αερολυμάτων πάνω από το έδαφος

- Δύο στρώματα διοξειδίου του άνθρακα (CO₂) και υδρατμών (H₂O) πάνω και κάτω από τα νέφη
- Ένα στρώμα νέφους



Σχήμα 2.3. Τα στρώματα σκέδασης και απορρόφησης του υπεριώδους, του ορατού και του κοντινού υπερώθρου φάσματος της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα (Vardavas and Taylor, 2011).

Το μοντέλο υπολογίζει την εισερχόμενη ακτινοβολία στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας και για τους υπολογισμούς χρησιμοποιεί ως δεδομένο την τιμή της ηλιακής σταθεράς $S=1367\text{W/m}^2$. Χρησιμοποιούνται 118 μήκη κύματος στη φασματική περιοχή 0.2-1.0 μm και 10 φασματικές ζώνες στη φασματική περιοχή 1.0-10 μm . Για κάθε μήκος κύματος και κάθε φασματική ζώνη, επιλύονται οι εξισώσεις μονοχρωματικών ροών ακτινοβολίας για την απορρόφηση και την πολλαπλή σκέδαση στην ατμόσφαιρα μέσω της προσεγγιστικής μεθόδου Delta-Eddington (Joseph et al., 1976) με τη χρήση της συνάρτησης φάσης Henyey-Greenstein. Η μέθοδος Delta-Eddington είναι προέκταση της μεθόδου Eddington των Shettle and Weinman (1970) (Benas, 2013). Το μοντέλο λαμβάνει υπόψιν του φυσικές παραμέτρους και διεργασίες που επηρεάζουν τη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα της Γης, όπως την απορρόφηση του υπεριώδους (UV) φάσματος της, μεταξύ 0.2 μm και 0.35 μm (ζώνες Hartley-Huggins) και του ορατού φάσματος μεταξύ 0.45 μm και 0.85 μm (ζώνες Chappuis), καθώς και την απορρόφηση του κοντινού υπερώθρου από τους υδρατμούς (H₂O), το μεθάνιο (CH₄) και το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂). Το μοντέλο λαμβάνει επίσης υπόψιν τη σκέδαση και την απορρόφηση από τα νέφη και τα

αερολύματα, καθώς και τη μοριακή σκέδαση Rayleigh και την ανάκλαση από την επιφάνεια της Γης (Benas, 2013).

Το υπεριώδες και το ορατό φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφώνται κυρίως από το όζον (O_3), το μοριακό οξυγόνο (O_2) και το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), παράγοντες που το μοντέλο λαμβάνει υπόψιν. Συγκεκριμένα, το όζον απορροφά πρωτίστως μήκη κύματος από $0.2\mu\text{m}$ έως $0.3\mu\text{m}$ (ζώνες Hartley) και δευτερευόντως στα μήκη κύματος από $0.3\mu\text{m}$ έως $0.35\mu\text{m}$ (ζώνες Huggins). Το ορατό φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται στα μήκη κύματος από 0.41 έως $0.85 \mu\text{m}$ (ζώνες Chappuis) (Vardavas and Taylor, 2011). Το μοντέλο, για τους υπολογισμούς του, χρησιμοποιεί το συνολικό όζον της ατμοσφαιρικής στήλης. Οι τιμές συγκέντρωσης στήλης του όζοντος λαμβάνονται από τη βάση δεδομένων του MODIS επιπέδου 2 (Level 2) σε ημερήσια βάση. Η απορρόφηση από το όζον υπολογίζεται μέσω των παρακάτω εξισώσεων:

$$\sigma_\lambda(T) = \sigma_\lambda(295\text{K}) \cdot r_\lambda(T) \quad (2.5)$$

$$r_\lambda(T) = \begin{cases} \alpha_\lambda^{b+1}, & T \geq 243\text{K} \\ \alpha_\lambda e^{0.0477b}, & T < 243\text{K} \end{cases}$$

$$\alpha_\lambda = \begin{cases} -111.11\lambda^2 + 62.22\lambda - 7.711, & 0.28\mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.35\mu\text{m} \\ 1, & 0.20\mu\text{m} \leq \lambda \leq 0.28\mu\text{m} \end{cases}$$

$$b = \frac{243 - T}{52}$$

Το διοξείδιο του άνθρακα απορροφά σημαντικά στο κοντινό υπέρυθρο φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας ενώ προκαλεί ασθενή απορρόφηση και στο υπεριώδες φάσμα. Για το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) η τιμή που χρησιμοποιεί το μοντέλο είναι τα 379 ppmv και διανέμεται σε όλα τα ατμοσφαιρικά στρώματα. Το οξυγόνο (O_2) απορροφά στο υπεριώδες φάσμα της ακτινοβολίας, μεταξύ 185nm και 242 nm . Η ποσότητα του οξυγόνου είναι σταθερή (περίπου $21\% \text{ v/v}$) και διανέμεται σε όλα τα ατμοσφαιρικά στρώματα σταθμισμένα βάσει της πίεσης (Benas, 2013). Η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από το οξυγόνο υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$\sigma(x) = 7.5 \cdot 10^{-24} x \cdot \exp[-50(\ln x)^2] \quad (2.6)$$

όπου $x=199/\lambda$, with λ in nm (Nicolet and Kennes, 1986).

Όσον αφορά στη σκέδαση Rayleigh της ατμόσφαιρας, αυτή είναι σημαντική για μήκη κύματος της ακτινοβολίας έως και 1.0 μm (Vardavas and Taylor, 2011). Ο δείκτης διάθλασης μιας ατμόσφαιρας που αποτελείται από μόρια σκέδασης δίνεται από την εξίσωση:

$$n=1+2\pi\alpha N \quad (2.7)$$

όπου N ο αριθμός των μορίων και α ο βαθμός πόλωσης των μορίων σκέδασης. Η διατομή (cross-section) της σκέδαση Rayleigh για ένα μόριο δίνεται από την εξίσωση:

$$\sigma_R = \frac{8\pi}{3} k^4 \alpha^2 \delta \quad (2.8)$$

όπου k είναι ο κυματάριθμος $k=2\pi/\lambda$ και λ το μήκος κύματος στο κενό, ενώ δ είναι ένας συντελεστής διόρθωσης για μη σφαιρικά μόρια:

$$\sigma_R = 4.577 \cdot 10^{-21} \frac{\delta}{\lambda^4} \left[A \left(1 + \frac{B}{\lambda^2} \right) \right]^2 \quad (2.9)$$

όπου λ σε μm , A και B συντελεστές για διάφορα μόρια αερίων, $\delta=(6+3\Delta)(6-7\Delta)$ όπου Δ είναι ο παράγοντας εκπόλωσης.

Για το μίγμα των αερίων της ατμόσφαιρας χρησιμοποιείται η εξίσωση:

$$\sigma_R = \sum_m \sigma_{Rm} n_m \quad (2.10)$$

όπου n_m είναι η αναλογία μίγματος κατ' όγκο των μορίων m (Benas, 2013). Για του υπολογισμούς του μοντέλου, όλα τα ατμοσφαιρικά αέρια που συνεισφέρουν στη σκέδαση Rayleigh εκτός του όζοντος, κατανέμονται στα ατμοσφαιρικά στρώματα με σταθμισμένο τρόπο βάσει της πίεσης. Τα κυριότερα συστατικά της ατμόσφαιρας, άζωτο (N_2), οξυγόνο (O_2) και αργό (Ar), βρίσκονται στην ατμόσφαιρα σε σταθερή αναλογία μίγματος, 78%, 21% και 1% v/v, αντίστοιχα (Benas, 2013).

Οι σημαντικότεροι παράγοντες για την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας στο κοντινό υπέρυθρο φάσμα, για τα μήκη κύματος από 1.0 μ m έως 10 μ m, τους οποίους χρησιμοποιεί το μοντέλο, είναι οι υδρατμοί (H_2O), το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2) και το μεθάνιο (CH_4). Η απορρόφηση στο κοντινό υπέρυθρο του φάσματος ακτινοβολίας υπολογίζεται από το μοντέλο βάσει της correlated-k προσέγγισης (Vardavas and Taylor, 2011):

$$t = \sum_n a_n \exp(-k_n y) \quad (2.11)$$

όπου t είναι η μέση διαπερατότητα της ατμόσφαιρας για μία φασματική περιοχή, για ένα ποσό του απορροφητή y , και k_n είναι οι ενεργοί συντελεστές μονοχρωματικής απορρόφησης. Οι τιμές για τους συντελεστές a_n και k_n για κάθε παράγοντα απορρόφησης λαμβάνονται από τους Vardavas and Carver (1984).

Η συγκέντρωση των υδρατμών (H_2O) υπολογίζεται από την εξίσωση:

$$W_{H_2O} = - \int_{p_2}^{p_1} \eta(p) dp / g \quad (2.12)$$

όπου $\eta(p)$ είναι η αναλογία μίγματος και g η επιτάχυνση της βαρύτητας (Vardavas and Taylor, 2011). Η τιμή για το CH_4 που χρησιμοποιείται στο μοντέλο είναι 1.774 ppmv (Benas, 2013).

Τα νέφη της ατμόσφαιρας καθορίζουν τον αριθμό των ατμοσφαιρικών στρωμάτων που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο τα διάφορα φάσματα της ηλιακής ακτινοβολίας. Στο υπεριώδες και το ορατό φάσμα της ακτινοβολίας η ατμόσφαιρα χωρίζεται σε πέντε στρώματα, ενώ στο κοντινό υπέρυθρο σε τέσσερα στρώματα, (Σχήμα 2.2). Το μοντέλο χρησιμοποιεί το οπτικό πάχος των νεφών, τη λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης και τον παράγοντα ασυμμετρίας τους, που αποτελούν τις βασικές οπτικές ιδιότητες των νεφών. Σε ό,τι αφορά στα νέφη, στο ορατό και υπεριώδες τμήμα του φάσματος

ακτινοβολίας λαμβάνει χώρα μόνο η σκέδαση, ενώ στο κοντινό υπέρυθρο λαμβάνει χώρα τόσο σκέδαση όσο και απορρόφηση της ακτινοβολίας από αυτά. Από τις παραμέτρους που αναφέρθηκαν, από το όργανο MODIS είναι διαθέσιμο μόνο το οπτικό πάχος σκέδασης των νεφών για μήκος κύματος 0.65μm πάνω από την ξηρά και 0.86μm πάνω από ωκεανό (Benas, 2013). Αυτά τα οπτικά πάχη των νεφών θεωρούνται αντιπροσωπευτικά για όλο το φάσμα υπεριώδους και ορατού, καθώς το οπτικό πάχος σκέδασης των νεφών σε αυτά τα μήκη κύματος δεν αλλάζει με το μήκος κύματος (Vardavas and Taylor, 2011). Τα οπτικά πάχη σκέδασης και απορρόφησης των νεφών στο κοντινό υπέρυθρο φάσμα της ακτινοβολίας $\tau_{s,c}(NIR)$ και $\tau_{a,c}(NIR)$ δίνονται από τις αναλογίες:

$$\frac{\tau_{s,c}(NIR)}{\tau_{s,c}(UV-VIS)} \quad (2.13)$$

$$\frac{\tau_{a,c}(NIR)}{\tau_{a,c}(UV-VIS)} \quad (2.14)$$

οι οποίες υπολογίζονται είτε βάσει της θεωρίας σκέδασης Mie, είτε βάσει παραμετροποιήσεων (Hatzianastassiou et al., 2004a).

Η τιμή του παράγοντα ασυμμετρίας g των νεφών υπολογίζεται για κάθε μήκος κύματος και για νέφη υγρών κρυστάλλων ή παγοκρυστάλλων όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou et al., (2004a).

Όσον αφορά στα αερολύματα, το μοντέλο χρησιμοποιεί ως δεδομένα εισαγωγής, το οπτικό πάχος των αερολυμάτων (AOT ή τ_{aers}), τον παράγοντα συμμετρίας τους g_{aer} καθώς και την λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασής τους ω_{aers} . Οι τιμές του οπτικού πάχους AOT είναι διαθέσιμες από το όργανο MODIS Level 2 για 7 μήκη κύματος, τα 470nm, 555nm, 659nm, 865nm, 1240nm, 1640nm και 2130nm. Τα δεδομένα για τη λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης έχουν ληφθεί από το Σταθμό του AERONET στη Lampedusa για τέσσερα μήκη κύματος, 441nm, 674nm, 869nm και 1018nm. Δεδομένου ότι οι υπολογισμοί στο μοντέλο γίνονται φασματικά, για τα μήκη κύματος και τις ζώνες απορρόφησης που έχουν αναφερθεί, οι τιμές των οπτικών ιδιοτήτων στα άλλα μήκη κύματος λαμβάνονται με παρεμβολή και παρέκταση. Χρησιμοποιώντας τιμές AOT και ω_{aer} σε κάθε μήκος κύματος, οι τιμές των οπτικών παχών σκέδασης και απορρόφησης των αερολυμάτων, $\tau_{s,aer}$ και $\tau_{a,aer}$, δίνονται από τις παρακάτω σχέσεις.

$$\tau_{s,aer} = \omega_{aer} \cdot AOT \quad (2.15)$$

$$\tau_{a,aer} = \tau_{s,aer} \cdot \frac{1 - \omega_{aer}}{\omega_{aer}} \quad (2.16)$$

όπου

$$\omega_{aer} = \frac{\tau_{s,aer}}{\tau_{s,aer} + \tau_{a,aer}} \quad (2.17)$$

Στο μοντέλο, η σκέδαση και απορρόφηση των αερολυμάτων λαμβάνεται υπόψιν στο πρώτο στρώμα πάνω από την επιφάνεια της Γης (βλ. Σχήμα 2.3). Η ανακλαστικότητα της επιφάνειας της Γης υπολογίζεται, βάσει προηγούμενων ερευνών (όπως Hatzianastassiou et al. 2004a) από την εξίσωση:

$$R_g = f_{land} R_l + f_{ocean} R_o + f_{snow} R_s + f_{ice} R_i \quad (2.18)$$

όπου R_l η ανακλαστικότητα της ξηράς, R_o η ανακλαστικότητα υδάτινης επιφάνειας (ωκεανών), R_s η ανακλαστικότητα επιφάνειας καλυμμένης από χιόνι και R_i η ανακλαστικότητα επιφάνειας καλυμμένης από πάγο. Στην παρούσα μελέτη, το μοντέλο χρησιμοποιήθηκε για υπολογισμούς ροών ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή της νήσου Lampedusa. Η περιοχή αν και βρέχεται από θάλασσα, θεωρείται ξηρά καθώς η μελέτη περιορίζεται στο χώρο που καλύπτει το νησί.

2.1.2 Δεδομένα Εισαγωγής Μοντέλου Δορυφορικής Προέλευσης (MODIS)

Το μοντέλο για τη παρούσα εργασία χρησιμοποιεί δεδομένα τα οποία έχουν εξαχθεί/ανακτηθεί από μετρήσεις των αισθητήρων του οργάνου MODIS που είναι εγκατεστημένο στο δορυφόρο Terra της NASA. Τα δεδομένα αυτά φαίνονται στο Πίνακα 2.1. Είναι προϊόντα από τη συλλογή δεδομένων C006 επιπέδου 2 (Level-2), που περιέχει γεωφυσικά δεδομένα παραμέτρων, που εξάγονται μέσω αλγορίθμων ανεύρεσης (retrieval algorithms) που εφαρμόζονται στα δεδομένα επιπέδου 1 (Level-1). Το πρώτο επίπεδο περιλαμβάνει τη σάρωση των μετρήσεων ακτινοβολίας, το γεωγραφικό προσδιορισμό της θέσης των αντικειμένων και τη βαθμονόμηση της ακτινοβολίας των νεφών. Στη παρούσα έκδοση του μοντέλου, χρησιμοποιούνται δεδομένα των οποίων η χωρική ανάλυση είναι 10 km x 10 km για τα δεδομένα των αερολυμάτων, ενώ για τα υπόλοιπα ατμοσφαιρικά δεδομένα, συμπεριλαμβανομένων των νεφών, η χωρική ανάλυση είναι 5 km x 5 km (Benas, 2013).

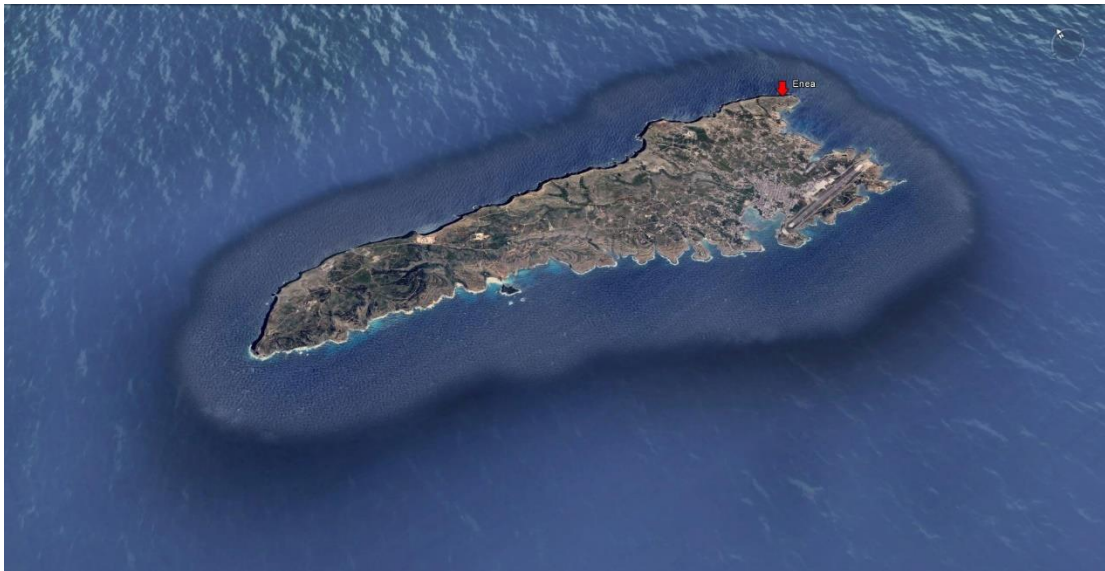
Πίνακας 2.1: Δεδομένα εισαγωγής του μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας (Benas 2013).

Παράμετροι Νεφών	Παράμετροι Ατμόσφαιρας	Παράμετροι Επιφάνειας
Νεφοκάλυψη	Θερμοκρασία	Πίεση
Οπτικό πάχος σκέδασης (COTs)	Ειδική υγρασία	Θερμοκρασία
Οπτικό πάχος απορρόφησης (COTa)	Ατμοσφαιρικά αέρια	Λευκαύγεια
Πίεση στην κορυφή του νέφους	Οπτικό πάχος αερολυμάτων (AOT)	
Φυσικό πάχος νεφών	Παράγοντας ασυμμετρίας αερολυμάτων	
Φάση νέφους	Λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης αερολυμάτων (SSA)	

Η χωρική ανάλυση των δεδομένων που χρησιμοποιεί το μοντέλο είναι αρκετά υψηλή και υπάρχει ικανή διακριτική ικανότητα για μια περιοχή μελέτης όπως αυτή της παρούσας εργασίας. Τα κελιά που δημιουργούνται με την εν λόγω χωρική ανάλυση, περιέχουν στο εσωτερικό τους τον Σταθμό/Παρατηρητήριο (Observatory) ENEA του νησιού, που βρίσκεται στη βορειοανατολική πλευρά του νησιού (γεωγραφικές συντεταγμένες σταθμού: 35.52°N, 12.63°E), όπως φαίνεται στα Σχήματα 2.4 και 2.5. Έτσι το μοντέλο παράγει αποτελέσματα τα οποία είναι συγκρίσιμα με τις μετρήσεις του σταθμού. Τα αποτελέσματα που παράγει και εξάγει το μοντέλο αναφέρονται στην ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra πάνω από την περιοχή της Lampedusa, την οποία και σαρώνει. Η χρόνος διέλευσης του δορυφόρου κυμαίνεται από τις 11:20 έως τις 13:00 τοπική ώρα.



Σχήμα 2.4. Κάτοψη της περιοχής της νήσου Lampedusa, και απεικόνιση των κελιών ανάλυσης 10km x 10km για τα αερολύματα και 5km x 5km για τα ατμοσφαιρικά δεδομένα MODIS C006 (εικόνα από Google Earth).



Σχήμα 2.4. Το επίγειο Παρατηρητήριο ENEA στη βορειοανατολική ακτή της νήσου Lampedusa (Πηγή: <https://www.lampedusa.enea.it/foto02.jpg>).

2.1.2.1 Δεδομένα νεφών

Το όργανο MODIS παρέχει δεδομένα για όλες τις παραμέτρους των νεφών εκτός από το φυσικό πάχος τους, που είναι απαραίτητα ως δεδομένα εισαγωγής για το μοντέλο. Το φυσικό πάχος των νεφών υπολογίζεται βάσει των τιμών που παρέχονται από τους Peng et al. (1982), οι οποίοι προσφέρουν αρκετά λεπτομερείς πληροφορίες για διάφορους τύπους νεφών, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, όπως περιγράφεται από τους Hatzianastassiou and Vardavas (1999). Οι τύποι των νεφών που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο είναι αυτοί που ανήκουν στην ταξινόμηση νεφών του ISCCP. Το μοντέλο κατανέμει τα νέφη σε τρεις τύπους, χαμηλά μεσαία και υψηλά, βάσει της πίεσης που επικρατεί στη κορυφή τους. Τα χαμηλά νέφη έχουν πίεση κορυφής μεγαλύτερη ή ίση από 680 mbar, τα μεσαία νέφη έχουν πίεση κορυφής μεταξύ των 680 και 440 mbar και τα υψηλά νέφη με πίεση κορυφής μικρότερη από 440 mbar. Συγκεκριμένα, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα νεφών από το MODIS χωρικής κάλυψης $5\text{km} \times 5\text{km}$ γύρω από το σταθμό (ζητήθηκε ο Σταθμός να βρίσκεται μέσα στα όρια των συγκεκριμένης ανάλυσης κελιών), έτσι ώστε να καταστεί δυνατή η ταξινόμηση και η εξαγωγή των ιδιοτήτων των νεφών ως δεδομένα από το MODIS. Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη ενότητα, το MODIS παρέχει τιμές οπτικού πάχους σκέδασης νεφών για μήκη κύματος $0.65\mu\text{m}$ πάνω από ξηρά και $0.86\mu\text{m}$ πάνω από ωκεανό (Benas et al. 2011). Για τον υπολογισμό της διαπερατότητας και της ανάκλασης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα νέφη, λαμβάνεται υπόψιν από το μοντέλο το οπτικό πάχος σκέδασης και απορρόφησης των νεφών. Αυτές οι παράμετροι λαμβάνονται από το οπτικό πάχος σκέδασης του MODIS, με υπολογισμούς σκέδασης Mie σύμφωνα με τους Hatzianastassiou et al. (2004a) για νέφη υγρού νερού και παγοκρυστάλλων. Αντίστοιχα, για τον παράγοντα ασυμμετρίας των αερολυμάτων, σύμφωνα με τους Hatzianastassiou et al. (2004a), η τιμή του τίθεται ίση με 0.85 και 0.78 για νέφη υγρού νερού και παγοκρυστάλλων αντίστοιχα, σε ό,τι αφορά στην υπεριώδη και ορατή ακτινοβολία, ενώ οι αντίστοιχες τιμές είναι ίσες με 0.82 και 0.80 για το κοντινό υπέρυθρο φάσμα.

2.1.2.2 Δεδομένα αερολυμάτων

Το μοντέλο χρειάζεται στιγμιαίες τιμές παραμέτρων για τις οπτικές ιδιότητες των αερολυμάτων στην ατμόσφαιρα και πιο συγκεκριμένα για το οπτικό πάχος αερολυμάτων, τον παράγοντα ασυμμετρίας και τη λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης των αερολυμάτων (SSA). Οι δύο πρώτες παράμετροι είναι διαθέσιμες από το MODIS σε 7 μήκη κύματος (470nm, 555nm, 659nm, 865nm, 1240nm, 1640nm, 2130nm), ενώ

η τρίτη παράμετρος, η οποία δεν είναι διαθέσιμη στα δεδομένα MODIS, ελήφθη από δεδομένα προερχόμενα από μετρήσεις του σταθμού του AERONET, ο οποίος είναι εγκατεστημένος και λειτουργεί στη νήσο Lampedusa, για 4 μήκη κύματος (441nm, 674nm, 869nm, 1018). Οι τιμές της λευκαύγειας μεμονωμένης σκέδασης (SSA) που χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο ήταν ημερήσιες τιμές για κάθε μήκος κύματος της ακτινοβολίας .

2.1.2.3 Δεδομένα κατακόρυφων κατανομών ατμοσφαιρικών αερίων και θερμοκρασίας

Τα ατμοσφαιρικά αέρια, σύμφωνα με όσα προαναφέρθηκαν, παίζουν και αυτά σημαντικό ρόλο στη διάδοση της ηλιακής ακτινοβολίας. Τα αέρια αυτά είναι κατά κύριο λόγο το όζον (O_3), μετρούμενο σε μονάδες Dobson ($1DU=0.4462\text{mmol/m}^2$), δεδομένα του οποίου λαμβάνονται από το MODIS, καθώς επίσης και το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το μεθάνιο (CH_4) και το υποξείδιο του αζώτου (N_2O). Η τιμή του όζοντος ήταν μεταβαλλόμενη ενώ για τα υπόλοιπα αέρια ήταν σταθερή. Για το CO_2 ήταν 379 ppmv, για το CH_4 1.774 ppmv και για το N_2O 0.319 ppmv. Τα δεδομένα της ειδικής υγρασίας και της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό της ολικής ποσότητας υδρατμών. Τα δεδομένα των θερμοκρασιακών προφίλ στα επίπεδα της ατμόσφαιρας, καθώς και η θερμοκρασία στο σημείου δρόσου, χρησιμοποιήθηκαν για τον υπολογισμό των προφίλ ειδικής υγρασίας (Benas et al.2011). Τα επίπεδα θερμοκρασίας και υγρασίας στην ατμόσφαιρα, που χρησιμοποιεί το MODIS, είναι τα: **1000 mb, 950 mb, 920 mb, 850 mb, 780 mb, 700 mb, 620 mb, 500 mb, 400 mb, 300 mb, 250 mb, 200 mb, 150 mb, 100 mb, 70 mb, 50 mb.**

2.1.2.4 Παράμετροι επιφάνειας του εδάφους- επιφανειακής λευκαύγειας

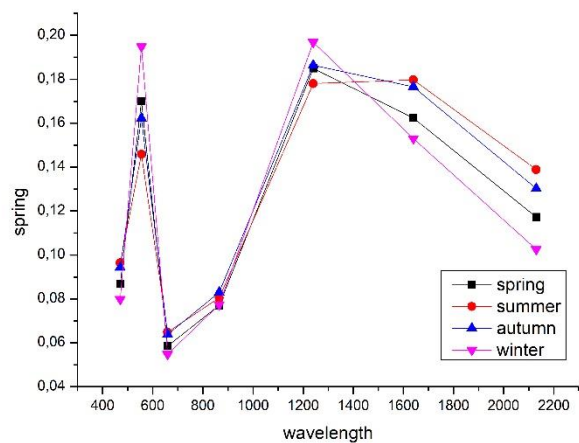
Οι τιμές για τις παραμέτρους της επιφάνειας που είναι απαραίτητες για το μοντέλο, λαμβάνονται από το όργανο MODIS. Αυτές είναι η θερμοκρασία και η πίεση επιφανείας, καθώς και η επιφανειακή λευκαύγεια (του εδάφους , surface albedo).

Η επιφανειακή λευκαύγεια παρέχεται από τα δεδομένα επιπέδου 2(Level-2) του MODIS σε 7 μήκη κύματος, 459-479 nm, 545-565 nm, 620-670 nm, 841-876 nm, 1230-1250 nm, 1628-1652 nm και 2105-2155nm. Αρχικά λοιπόν, επιχειρήθηκε να εισαχθούν στο μοντέλο αυτά τα δεδομένα στα συγκεκριμένα 7 μήκη κύματος. Όμως διαπιστώθηκε η μη διαθεσιμότητα δεδομένων, λόγω της περιορισμένης επιφάνειας ξηράς της Lampedusa. Επισημαίνεται ότι αυτά τα δεδομένα επιφανειακής

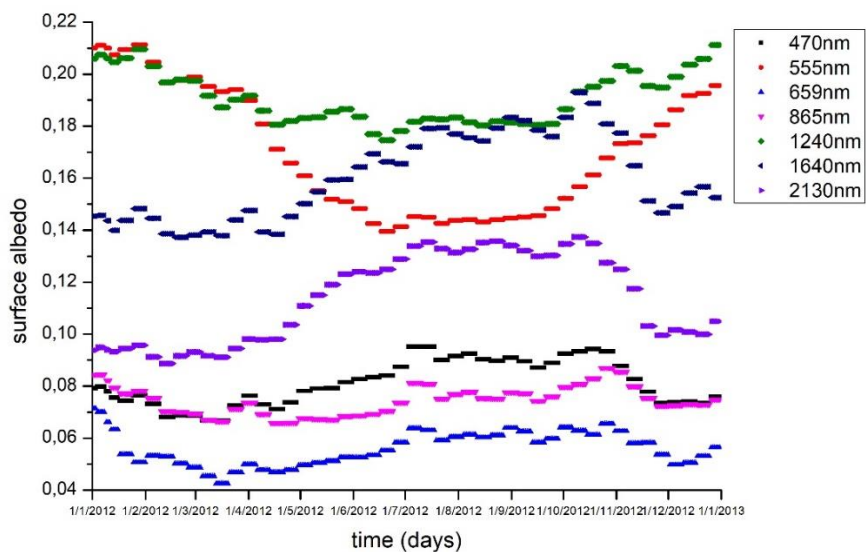
λευκαύγειας είναι διαθέσιμα μόνον πάνω από επιφάνειες ξηράς (όχι θαλάσσιες) και δεδομένης της χωρικής ανάλυσης των δεδομένων και των μικρών διαστάσεων της νήσου Lampedusa που περιβρέχεται από θάλασσα, υπάρχει έλλειψη διαθεσιμότητάς τους, καθώς η περιοχή βρίσκεται να είναι θαλάσσια. Έτσι, κατέστη αναγκαία η αντικατάσταση αυτών των δεδομένων με άλλα δεδομένα λευκαύγειας, πάλι του MODIS, που παρέχονται από τη βάση δεδομένων LP DAAC (Land Processes Distributed Active Archive Center). Τα δεδομένα αυτά προέρχονται από τα προϊόντα λευκαύγειας MCD43B3, με τιμές δεκαέξι ημερών και χωρικής ανάλυσης 1km x 1km, τα οποία περιγράφουν την ανακλαστικότητα επιφάνειας τόσο της άμεσης ακτινοβολίας (black-sky albedo, bsa) όσο και της διάχυτης (bihemispherical reflectance, white-sky albedo, wsa). Οι ανακλαστικότητες αυτές βασίζονται στη Συνάρτηση Κατανομής Αμφίδρομης Ανακλαστικότητας (bidirectional reflectance distribution function, BRDF), η οποία περιγράφει τη διαδικασία με την οποία η ακτινοβολία ανακλάται από αδιαφανή επιφάνεια. Από τα δεδομένα αυτά με τη μέθοδο παρεμβολής, εξήχθησαν οι ημερήσιες τιμές για τις δύο ανακλαστικότητες στα 7 μήκη κύματος (470, 555, 659, 865, 1240, 1640, 2130 nm). Στη συνέχεια υπολογίστηκε η ημερήσια (στιγμιαία) τιμή της λευκαύγειας για κάθε κελί 1 km x 1 km, που εμπίπτει στη Lampedusa, ως ο μέσος όρος της των τιμών των δύο ανακλαστικότητων.

$$\alpha = \frac{wsa + bsa}{2} \quad (2.19)$$

όπου bsa είναι η τιμή της ανακλαστικότητας για άμεση ακτινοβολία και wsa είναι η τιμή της ανακλαστικότητας για τη διάχυτη ακτινοβολία. Τέλος, μεσοποιώντας τις τιμές επιφανειακής λευκαύγειας ανάλυσης 1 km x 1 km που εμπίπτουν στα όρια της έκτασης του κελιού της Lampedusa, εξήχθησαν οι αντίστοιχες τιμές που τελικά χρησιμοποιήθηκαν στο μοντέλο. Οι τιμές αυτές απεικονίζονται στο Σχήμα 2.5 ανά εποχή (μεσοποιημένες τιμές για την περίοδο μελέτης) για κάθε μήκος κύματος. Επιπλέον, στο Σχήμα 2.6 παρέχεται, ενδεικτικά για το έτος 2012, η ενδοετήσια μεταβολή της φασματικής επιφανειακής λευκαύγειας της νήσου Lampedusa.



Σχήμα 2.5. Εποχιακή διακύμανση της επιφανειακής λευκαύγειας της Lampedusa για 7 μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας από το δορυφόρο Terra.



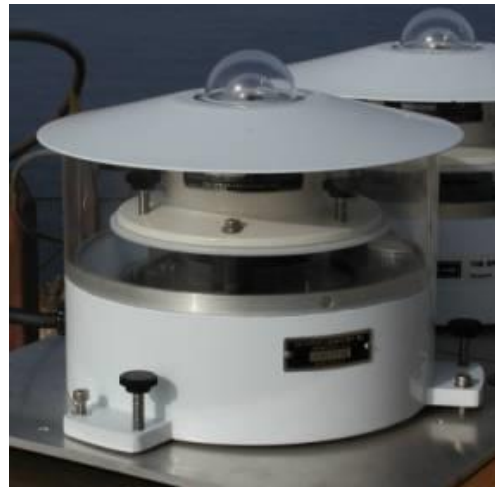
Σχήμα 2.6. Ενδοετήσια μεταβολή των τιμών λευκαύγειας της νήσου Lampedusa, στα επτά μήκη κύματος ακτινοβολίας που χρησιμοποιούνται στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας, για το έτος 2012.

2.1.3 Δεδομένα από εμπειρικό αλγόριθμο ανεύρεσης ιδιοτήτων νεφών

Εκτός από τα δεδομένα νεφών δορυφορικής προέλευσης (MODIS), επιχειρήθηκε να χρησιμοποιηθούν στο μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας και αντίστοιχα δεδομένα εξαγόμενα από εμπειρικό αλγόριθμο, ο οποίος χρησιμοποιεί μετρήσεις από επίγεια όργανα ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτό έγινε ώστε να γίνει σύγκριση και αξιολόγηση των ροών εισερχόμενης ακτινοβολίας SSR στην επιφάνεια της Γης, από επίγεια και δορυφορικά δεδομένα οπτικού πάχους COT. Ο αλγόριθμος αυτός παρέχει τιμές του οπτικού πάχους των νεφών (COT), που είναι τοπικές, καθώς προέρχονται από τοπικές μετρήσεις, και έτσι μπορεί να θεωρηθούν ως πιο κατάλληλες από τις αντίστοιχες τιμές δορυφορικής προέλευσης, για χρήση στο μοντέλο για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους (τη Lampedusa). Ο εμπειρικός αυτός αλγόριθμος χρησιμοποιεί τοπικές μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας, από τα πυρανόμετρα (i) Erppley PSP (Σχήμα 2.7b) με σταθερά (constant): $10.64 \times 10^{-6} \text{V/Wm}^{-2}$, φασματικό εύρος μέτρησης 295 – 2800 nm, σταθερότητα 1% και αβεβαιότητα μετρήσεων ίση με 3-5% και (ii) Kipp & Zonen CMP21 (Σχήμα 2.7a) με φασματικό εύρος μέτρησης 285 – 2800 nm και σταθερότητα καλύτερη του 1% μέσα σε ένα έτος, που είναι εγκατεστημένα στο σταθμό του ENEA της νήσου (Dafis et al. 2015). Στα πλαίσια λειτουργίας του αλγορίθμου ανεύρεσης οπτικού πάχους νεφών, χρησιμοποιήθηκαν σε αυτόν μετρήσεις επιφανειακής ακτινοβολίας στη φασματική περιοχή 0.28μm έως 2.8μm που ελήφθησαν από το πυρανόμετρο Erppley PSP για τα έτη 2007 και 2008 (Di Biagio et al. 2009), ενώ για τα έτη 2012, 2013 και 2014 οι αντίστοιχες μετρήσεις ελήφθησαν από το πυρανόμετρο Kipp & Zonen CMP21. Η μέθοδος εξαγωγής των τιμών COT περιγράφονται από τους Dafis et al. (2015). Αρχικά ο αλγόριθμος εξάγει τριαντάλεπτες τιμές COT, από τις οποίες υπολογίσθηκαν οι εικοσάλεπτες τιμές του COT για τα παραπάνω έτη. Στις τιμές αυτές παρατηρούνται υψηλές τιμές COT (έως 65-70, ακόμα και έως 120), που καταδεικνύουν την ύπαρξη πυκνών νεφών, οι οποίες όμως συναντώνται μόλις στο 4,4% των ημερών. Αντίθετα, στο 70% των ημερών παρατηρήθηκαν τιμές $\text{COT} \leq 1$, ενώ στο 22 % των ημερών οι τιμές κυμαίνονταν μεταξύ 1 έως 5. Οι χαμηλές τιμές COT, που αποτελούν την πλειονότητα, καταδεικνύουν την ύπαρξη λεπτών νεφών.



(α)



(β)

Σχήμα 2.7. Πυρανόμετρα εγκατεστημένα στο Σταθμό του Παρατηρητηρίου του ENEA στη Lampedusa. α) πυρανόμετρο Kipp & Zonen CMP21, β) πυρανόμετρο Eppley PSP.

2.1.4 Περιγραφή τρόπου χρήσης δεδομένων εισαγωγής στο μοντέλο

Όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη ενότητα, τα δεδομένα εισαγωγής που χρησιμοποιεί το μοντέλο διάδοσης της ακτινοβολίας (RTM) ελήφθησαν από τη βάση δεδομένων Collection 6 Level-2 του MODIS του δορυφόρου Terra. Ο δορυφόρος διέρχεται σαρώνοντας την περιοχή μελέτης (νήσος Lampedusa) τις ώρες από 11:20 έως 13:00 UTC (Σχήμα 2.4). Η λευκαύγεια μεμονωμένης σκέδασης (SSA) έχει ληφθεί από τη βάση δεδομένων του AERONET. Οι τιμές όλων των δεδομένων εισαγωγής είναι ημερήσιες (στιγμιαίες) και καλύπτουν την χρονική περίοδο από 1^η Μαρτίου 2000 έως 31 Δεκεμβρίου 2014. Η νήσος Lampedusa βρίσκεται στην κεντρική Μεσόγειο, νότια της Σικελίας και νοτιοανατολικά των ακτών της Τυνησίας, με γεωγραφικές πλάτος 35.5° Β και γεωγραφικό μήκος 12.6° Α (Σχήμα 2.8). Στη βορειοδυτική πλευρά του νησιού είναι εγκατεστημένος ο Σταθμός του ENEA, στον οποίο βρίσκονται τα πυρανόμετρα που έχουν προαναφερθεί, των οποίων οι μετρήσεις της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας (SSR) έχουν χρησιμοποιηθεί στον αλγόριθμο ανεύρεσης οπτικού πάχους των νεφών. Το πυρανόμετρο PSP παρείχε μετρήσεις ανά λεπτό, από 1/1/2009 έως και 31/12/2011, ενώ το πυρανόμετρο CMP21 παρείχε από 1/1/2012 έως

31/12/2014. Από τις μετρήσεις αυτές χρησιμοποιήθηκαν αυτές που συνέπιπταν με τις ώρες διέλευσης του δορυφόρου Terra πάνω από τη Lampedusa (Σχήμα 3.20).



Σχήμα 2.8. Χάρτης της Κεντρικής Μεσογείου, στον οποίο φαίνεται η θέση της νήσου Lampedusa (Πηγή: Google Maps).

2.1.5 Στατιστικοί δείκτες και παράμετροι

Κατά την ταξινόμηση και ανάλυση των δεδομένων, των μετρήσεων και των υπολογισμών του μοντέλου, χρησιμοποιήθηκαν διάφοροι στατιστικοί δείκτες και παράμετροι, που ορίζονται παρακάτω:

- Μέση τιμή

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \cdot \sum_{i=1}^N x_i \quad (2.20)$$

όπου x_i είναι μια σειρά πλήθους N αριθμών της μεταβλητής x ,

- Τετραγωνική ρίζα του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, (RMSE, Root Mean Square Error)

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{y}_i - y_i)^2}{n}} \quad (2.21)$$

όπου y_i η σειρά των παρατηρούμενων τιμών μιας μεταβλητής y , πλήθους n και \hat{y}_i η σειρά των θεωρητικών (υπολογιζόμενων) τιμών της μεταβλητής y .

- Συντελεστής συσχέτισης Pearson

$$R_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.22)$$

$$\text{με } 0 \leq |R_{xy}| \leq 1$$

όπου x, y οι δύο μεταβλητές που συσχετίζονται μεταξύ τους, x_i και y_i οι σειρές των τιμών των μεταβλητών, n το πλήθος τους και \bar{x} και \bar{y} οι μέσες τιμές τους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΜΟΝΤΕΛΟΥ

Με τη χρήση του φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας (RTM) υπολογίστηκαν οι εισερχόμενες ροές ακτινοβολίας στο έδαφος (SSR) της νήσου Lampedusa. Οι υπολογισμοί, όπως προαναφέρθηκε, έγιναν αρχικά με αποκλειστική χρήση δεδομένων εισαγωγής από προϊόντα MODIS-Terra και AERONET. Τα δεδομένα επιλέχθηκαν με βάση τις ώρες διέλευσης του δορυφόρου πάνω από την περιοχή μελέτης. Αυτή αποτέλεσε την πρώτη σειρά υπολογισμών, στη οποία χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα οπτικού πάχους νεφών (COT), από το MODIS. Η χρονική περίοδος που καλύπτουν τα δεδομένα εισαγωγής και κατά συνέπεια τα αποτελέσματα των ροών ακτινοβολίας SSR είναι τα έτη της περιόδου 2000-2014 και αφορούν εν δυνάμει σε ένα σύνολο 5419 ημερών (από Μάρτιο του 2000). Ωστόσο, λόγω ελλείψεων διαθεσιμότητας δεδομένων διαφόρων παραμέτρων του MODIS, που χρησιμοποιήθηκαν ως δεδομένα εισαγωγής, τελικά οι ημέρες για τις οποίες πραγματοποιήθηκαν υπολογισμοί, περιορίστηκαν σε 2295, που αποτελούν το 42,4% των εν δυνάμει ημερών. Οι παράμετροι αυτές, για τις οποίες υπήρξε έλλειψη διαθεσιμότητας, ήταν τα κατακόρυφα προφίλ θερμοκρασίας και υγρασίας (στα διάφορα επίπεδα ατμόσφαιρας που παρουσιάστηκαν στο Κεφάλαιο 1), οι παράμετροι των αερολυμάτων, η θερμοκρασία και η πίεση στην επιφάνεια της Γης, όπως αντίστοιχα συνέβη και στην εργασία της Laosoglou (2016).

Εκτός από την πρώτη, πραγματοποιήθηκε και μία δεύτερη σειρά υπολογισμών του μοντέλου αφορούσε την εύρεση των ροών της ηλιακής ακτινοβολίας, χρησιμοποιώντας αυτή τη φορά ως δεδομένα εισαγωγής για το οπτικό πάχος νεφών COT, τις τιμές που προέκυψαν από τον εμπειρικό αλγόριθμο (βλ. Ενότητα 2.1.3). Ο αλγόριθμος αυτός, όπως εξηγήθηκε, παρείχε τιμές COT για τα έτη 2007, 2008, 2012, 2013 και 2014 (5 έτη, 1827 εν δυνάμει ημέρες).

Από τα δεδομένα οπτικού πάχους του αλγορίθμου, εξήχθησαν μέσες εικοσάλεπτες τιμές οπτικού πάχους νεφών, για την περίοδο 20 λεπτών, 10 λεπτά πριν και 10 λεπτά μετά από την ακριβή ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra πάνω από την κυψελίδα (το pixel) της Lampedusa. Επισημαίνεται ότι ο αλγόριθμος ανεύρεσης παρέχει τιμές COT ανά 30s. Έτσι, επιλέχθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν για κάθε ημέρα 40 τιμές, οι οποίες και απέδωσαν τη μέση τιμή 20-λέπτου του οπτικού πάχους των νεφών. Η διαδικασία

αυτή ακολουθήθηκε καθώς το όργανο MODIS στο δορυφόρο Terra χρειάζεται 20 λεπτά για να σαρώσει την έκταση της περιοχής μελέτης ώστε οι παραγόμενες τιμές COT 20-λέπτου να αντιστοιχούν καλύτερα/ορθότερα στα προϊόντα MODIS. Οι εικοσάλεπτες τιμές COT ήταν διαθέσιμες για ένα σύνολο 1370 ημερών, για τα έτη 2007, 2008, 2012, 2013 και 2014. Εισάγοντας έπειτα τις τιμές αυτές στο μοντέλο, υπολογίστηκαν ροές εισερχόμενης ακτινοβολίας SSR για 555 ημέρες, δηλαδή σε ποσοστό που αντιστοιχεί στο 40,51 % των ημερών (η μείωση οφείλεται στην ελλιπή διαθεσιμότητα δεδομένων MODIS).

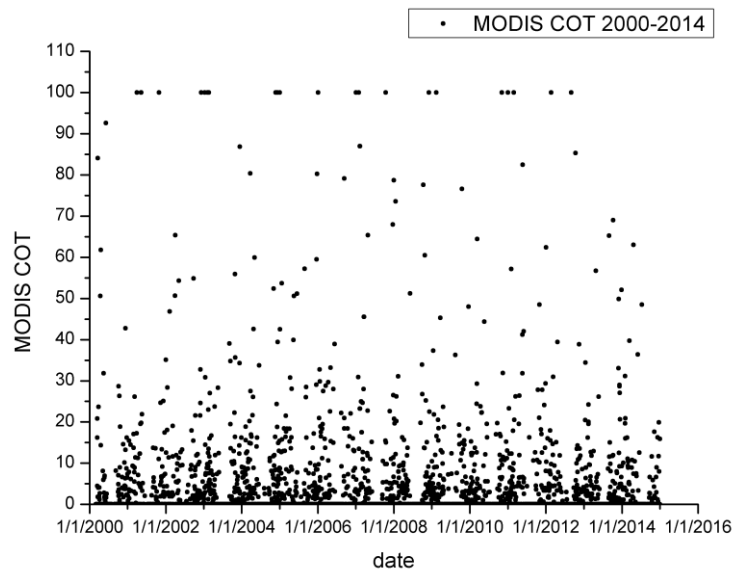
Στη συνέχεια, για την αξιολόγηση των υπολογισμών του μοντέλου, ελήφθησαν και χρησιμοποιήθηκαν οι τιμές ηλιακής ακτινοβολίας SSR, όπως μετρήθηκαν από τα δύο πυρανόμετρα του σταθμού ENEA της Lampedusa. Συνολικά, οι διαθέσιμες μετρήσεις των οργάνων καλύπτουν μια χρονική περίοδο 6 ετών, 2009-2014. Μετρήσεις για τα έτη 2009-2011 παρείχε το πυρανόμετρο Erppley PSP, ενώ για την περίοδο 2012-2014 το πυρανόμετρο Kipp & Zonen CMP21. Από το σύνολο 2191 ημερών, τα όργανα πρόσφεραν μετρήσεις για 1939 ημέρες, δηλαδή σε ποσοστό 88,50 %, που είναι αρκετά ικανοποιητικό.

Οι υπολογισθείσες ροές ακτινοβολίας SSR από το μοντέλο που προέκυψαν με χρήση δεδομένων COT του MODIS (πρώτη σειρά υπολογισμών) και του αλγορίθμου (εικοσάλεπτες, δεύτερη σειρά υπολογισμών) συγκρίθηκαν τόσο μεταξύ τους, όσο και με τις επίγειες μετρήσεις ακτινοβολίας του Σταθμού ENEA. Η σύγκριση μεταξύ των δύο σειρών υπολογισμών SSR ήταν εφικτή μόνο για τη χρονική περίοδο 2007-2014, καθώς πριν το 2007 δεν υπάρχουν δεδομένα COT από τον αλγόριθμο. Για την ποσοτικοποίηση της σύγκρισης χρησιμοποιήθηκαν στατιστικές παράμετροι όπως ο συντελεστής συσχέτισης Pearson R, καθώς και η τετραγωνική ρίζα του μέσου τετραγωνικού RMSE, ώστε να αποσαφηνιστεί κατά πόσο οι ροές SSR που υπολογίζονται από το μοντέλο με χρήση δεδομένων COT δορυφορικής προέλευσης (MODIS) και επίγειας προέλευσης (αλγορίθμου ανεύρεσης) διαφέρουν μεταξύ τους, καθώς και κατά πόσο προσεγγίζουν ικανοποιητικά τις επίγειες μετρήσεις SSR από το Σταθμό της Lampedusa και τέλος ποιες είναι αυτές που επιτυγχάνουν την καλύτερη προσέγγιση.

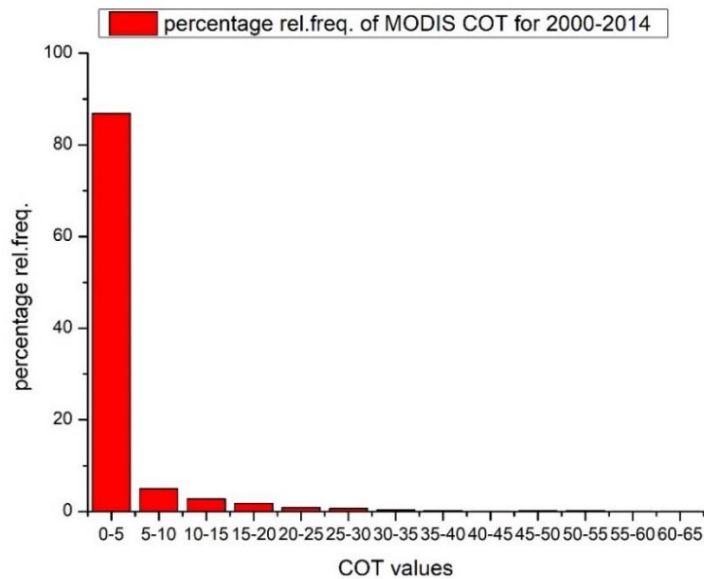
3.1 Αποτελέσματα μοντέλου

3.1.1 Αποτελέσματα μοντέλου με χρήση δεδομένων (και COT) MODIS

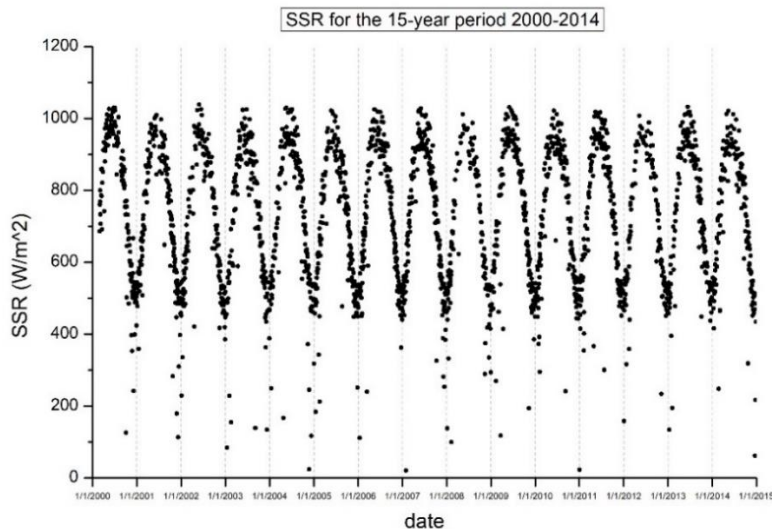
Στην πρώτη αυτή σειρά αποτελεσμάτων του μοντέλου, αυτό έτρεξε για 15 έτη, από 1/3/2000 έως 31/12/2014, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα εισαγωγής από τη βάση δεδομένων MODIS Terra C006 Level 2, συμπληρωμένων με δεδομένα από το NCEP/NCAR Reanalysis και το Σταθμό AERONET της Lampedusa, συμπεριλαμβανομένων των δεδομένων οπτικού πάχους νεφών COT MODIS. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, δίνεται ιδιαίτερη σημασία στα δεδομένα οπτικού πάχους των νεφών, δεδομένου ότι είναι ένας πολύ σημαντικός παράγοντας καθορισμού της παραμέτρου SSR (Hatzianastassiou et al., 2005). Έτσι, δίνεται και εδώ έμφαση στα αποτελέσματα που σχετίζονται με την παράμετρο COT. Στο Σχήμα 3.1, παρουσιάζεται η διαχρονική μεταβολή, για την περίοδο 2000-2014, των ημερησίων τιμών του MODIS COT της νήσου Lampedusa. Στο Σχήμα 3.2 παρουσιάζεται το ιστόγραμμα κατανομής συχνοτήτων των τιμών αυτών. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.1, αλλά ακόμη καλύτερα στο Σχήμα 3.2, το μεγαλύτερο ποσοστό, συγκεκριμένα το 86,9 %, των τιμών COT του MODIS, κυμαίνεται από 0 έως 5, σε ποσοστό, ένα άλλο ποσοστό 5 % βρίσκεται στην περιοχή 5-10, ενώ ένα 7,3 % είναι άνω του 10. Το γεγονός αυτό καταδεικνύει πρακτικά την απουσία νεφών, ή την ύπαρξη πολύ λεπτών στρωμάτων νέφωσης, πάνω από την περιοχή της Lampedusa.



Σχήμα 3.1. Διαχρονική μεταβολή των ημερησίων τιμών κατανομή του οπτικού πάχους των νεφών (COT) της συλλογής δεδομένων MODIS C006 για την περιοχή της Lampedusa, για τη χρονική περίοδο 2000-2014.



Σχήμα 3.2. Ιστόγραμμα κατανομής των εκατοστιαίων σχετικών συχνοτήτων των ημερησίων τιμών οπτικού πάχους COT του MODIS C006 για την περιοχή της Lampedusa για την περίοδο 2000-2014, (τα ποσοστά αναφέρονται σε ένα σύνολο 2295 ημερών).



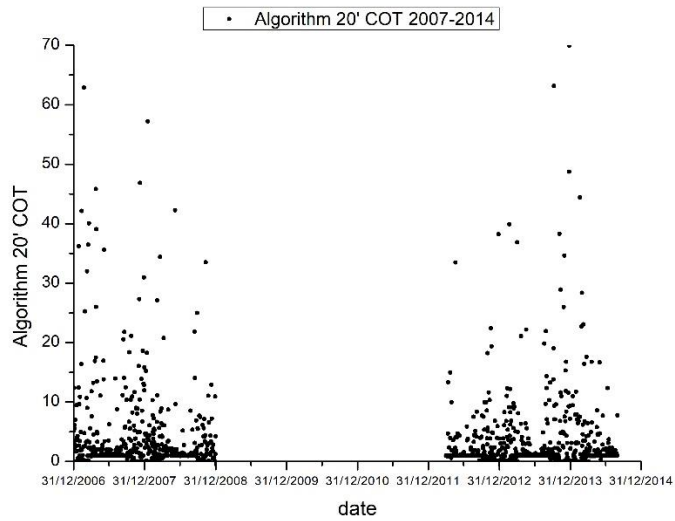
Σχήμα 3.3. Διαχρονική μεταβολή των ημερησίων ροών ηλιακής ακτινοβολίας επιφανείας SSR στη νήσο Lampedusa, με χρήση δεδομένων COT MODIS C006, για την περίοδο 2000-2014.

Στο Σχήμα 3.3 παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των ροών SSR του μοντέλου για τη νήσο Lampedusa, για την περίοδο 2000-2014, υπολογισμένων με χρήση δεδομένων οπτικών παχών νεφών MODIS-Terra C006. Το τρέξιμο του μοντέλου για την περίοδο αυτή έδωσε αποτελέσματα ροών ηλιακής ακτινοβολίας επιφανείας SSR για 2295 ημέρες, επί ενός συνόλου 5419 ημερών, δηλαδή για το 42,4% των εν δυνάμει ημερών. Οι μέγιστες τιμές της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας SSR κυμαίνονται γύρω από τα 1000 W/m^2 κατά τους θερινούς μήνες, ενώ η απόλυτη μέγιστη τιμή είναι ίση με 1038 W/m^2 . Οι μικρότερες τιμές παρατηρούνται κατά τη χειμερινή περίοδο και κυμαίνονται από 450 έως 500 W/m^2 , με τη μέση τιμή τους να είναι ίση με 470 W/m^2 . Υπάρχουν και ημέρες κατά τις οποίες η SSR φθάνει χαμηλότερα, έως και μερικές δεκάδες W/m^2 . Αυτό συμβαίνει σε ημέρες κατά τις οποίες υπάρχει εκτεταμένη νέφωση, ή νέφη με μεγάλο οπτικό πάχος, τα οποία αποκόπτουν τη διέλευση της ηλιακής ακτινοβολίας προς το έδαφος. Η μέση τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας SSR για την περίοδο μελέτης είναι $722,08 \text{ W/m}^2$. Για τα Ιωάννινα οι μέγιστες τιμές SSR κυμαίνονται από 900 - 1000 W/m^2 κατά τους θερινούς μήνες και είναι περίπου 500 W/m^2 κατά την χειμερινή περίοδο, ενώ η μέση τιμή είναι 809 W/m^2 (Laosoglou, 2015).

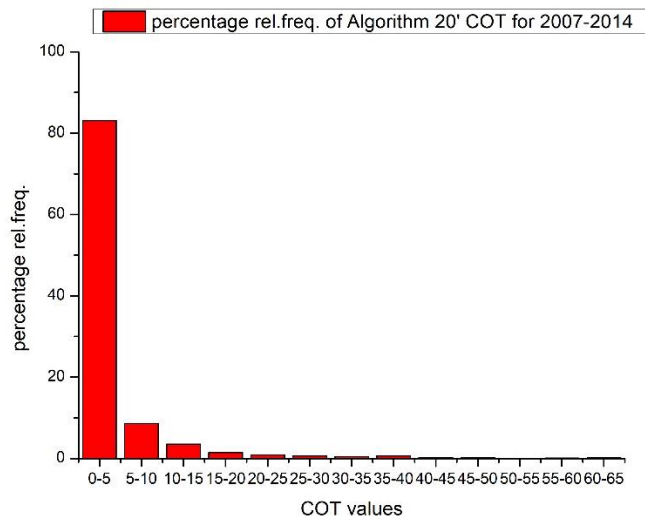
3.1.2 Αποτελέσματα μοντέλου με χρήση δεδομένων COT αλγορίθμου (20-λεπτα)

Ως μια απόπειρα για να επιτευχθεί μια καλύτερη σύγκριση με τα αποτελέσματα τόσο των επίγειων μετρήσεων SSR όσο και της πρώτης σειράς αποτελεσμάτων SSR (υπολογισμοί μοντέλου με χρήση δεδομένων COT MODIS), το RTM μοντέλο επιχειρήθηκε να παράγει αποτελέσματα SSR, αυτή τη φορά με χρήση δεδομένων COT του αλγορίθμου για ένα εύρος χρόνου 20 λεπτών, ± 10 λεπτά από την ακριβή ώρα διέλευσης. Όπως έχει ήδη εξηγηθεί στο προηγούμενο Κεφάλαιο, αυτό το χρονικό διάστημα επιλέχθηκε με βάση δύο κριτήρια: την ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra από την περιοχή της Lampedusa και το χρονικό διάστημα σάρωσης του pixel που περιέχει τη νήσο από το όργανο MODIS. Όπως και με τα μέσα ημερήσια COT, έτσι και τώρα, οι τιμές καλύπτουν τη χρονική περίοδο 2007-2014 και πιο συγκεκριμένα τις υποπεριόδους 2007-2008 και 2012-2014. Από τα αρχικά δεδομένα οπτικού πάχους, εξήχθησαν 20-λεπτα δεδομένα COT για 1370 ημέρες των παραπάνω ετών (δηλαδή το 75 % των ημερών).

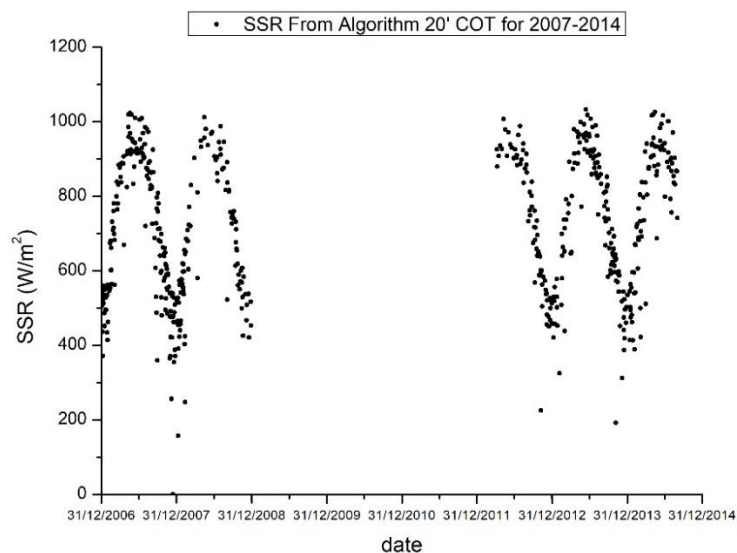
Και σε αυτήν την περίπτωση, αποδεικνύεται (Σχήματα 3.4 και 3.5) ότι η πλειονότητα (το 83,09 %) των τιμών COT ανήκει στην περιοχή από 0 έως 5, ενώ ένα ποσοστό 8,56 % των τιμών κυμαίνεται από 5 έως 10 (Σχήμα 3.5). Ωστόσο, φαίνεται ότι σε αυτήν την περίπτωση υπάρχουν λίγο περισσότερες μεγαλύτερες τιμές (μεγαλύτερες από 10). Πιο συγκεκριμένα, το ποσοστό αυτό είναι ίσο με 8,35 %, ενώ στη προηγούμενη περίπτωση ήταν 7,3 %.



Σχήμα 3.4. Διαχρονική μεταβολή των τιμών του οπτικού πάχους των νεφών (COT) 20-λέπτου από τον εμπειρικό αλγόριθμο για την περιοχή της Lampedusa, για τη χρονική περίοδο 2007-2014.



Σχήμα 3.5. Ιστόγραμμα κατανομής των εκατοστιαίων σχετικών συχνοτήτων των τιμών οπτικού πάχους COT 20-λέπτου του αλγορίθμου για την περιοχή της Lampedusa για την περίοδο 2007-2014 (τα ποσοστά αναφέρονται σε ένα σύνολο 1370 ημερών).



Σχήμα 3.6. Διαχρονική μεταβολή των ημερησίων ροών ηλιακής ακτινοβολίας επιφανείας SSR στη νήσο Lampedusa, με χρήση δεδομένων COT 20-λέπτου του αλγορίθμου, για την περίοδο 2007-2014.

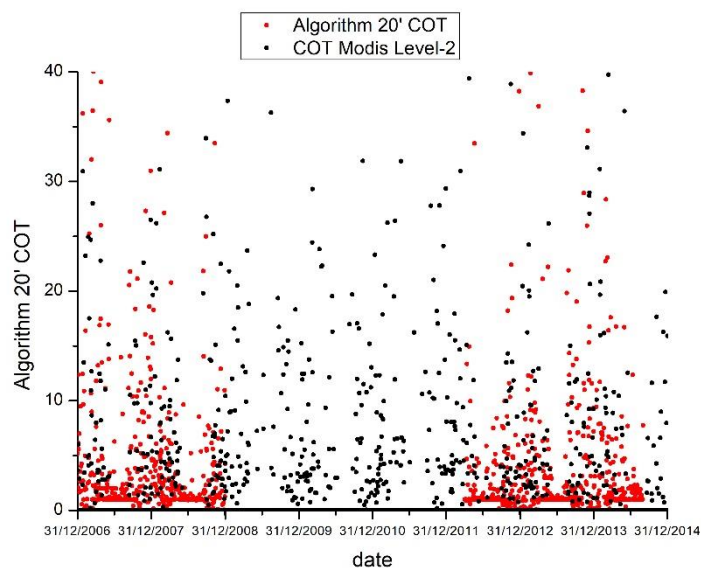
Χρησιμοποιώντας τις 20-λεπτες τιμές COT του αλγορίθμου στο RTM, εξήχθησαν υπολογίσθηκαν οι ροές ηλιακής ακτινοβολίας SSR για 1370 ημέρες, οι οποίες παρουσιάζονται στο Σχήμα 3.6. Και πάλι, οι τιμές κυμαίνονται μεταξύ περίπου 400 και 1000 W/m^2 , όπως και στις προηγούμενες περιπτώσεις. Η μέση τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας που υπολογίστηκε για τη χρονική περίοδο αυτή είναι 714,48 W/m^2 , η απόλυτη μέγιστη τιμή είναι 1032,77 W/m^2 , ενώ η ελάχιστη είναι 157,16 W/m^2 . Σε έξι περιπτώσεις η τιμή των ροών φτάνει χαμηλότερα από 300 W/m^2 .

3.2 Σύγκριση μεταξύ COT και SSR Μοντέλου-MODIS και Μοντέλου-αλγορίθμου

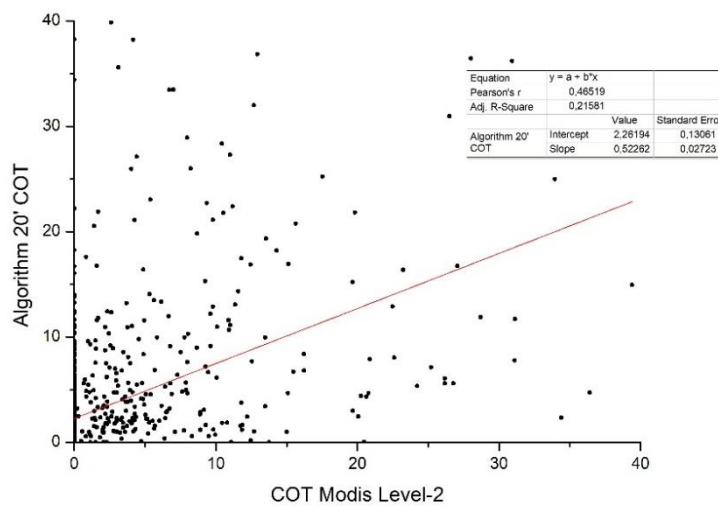
Έγινε πρώτα προσπάθεια να συγκριθούν και να αξιολογηθούν οι δύο σειρές αποτελεσμάτων του μοντέλου, δηλαδή ροών ακτινοβολίας SSR που υπολογίσθηκαν με χρήση δεδομένων COT από το MODIS και τον αλγόριθμο, καθώς και των αντίστοιχων δεδομένων COT, καθώς αυτός είναι ο παράγοντας κατά τον οποίο διαφέρουν οι δύο σειρές αποτελεσμάτων μεταξύ τους.

Στη συνέχεια επιχειρήθηκε σύγκριση μεταξύ των δεδομένων οπτικών παχών νεφών από το όργανο MODIS και των αντίστοιχων εικοσάλεπτων οπτικών παχών του αλγορίθμου, κατά την ώρα διέλευσης του δορυφόρου Terra από την Lampedusa. Στο Σχήμα 3.7 παρουσιάζονται σε κοινό διάγραμμα COT-t οι χρονοσειρές των δύο συγκρινόμενων σειρών δεδομένων οπτικού πάχους νεφών, για τα έτη 2007-2014. Όπως και στην προηγούμενη Ενότητα, στο Σχήμα αυτό απαλείφθηκαν οι τιμές COT άνω του 40. Στο Σχήμα 3.7 φαίνεται ότι κυριαρχούν σχετικά χαμηλές τιμές οπτικού πάχους νεφών. Οι τιμές μεταξύ 0 και 10 αντιπροσωπεύουν το 92,8 % των συνολικών τιμών, ενώ το αντίστοιχο ποσοστό μεταξύ 0 και 5 είναι 86,8 %.

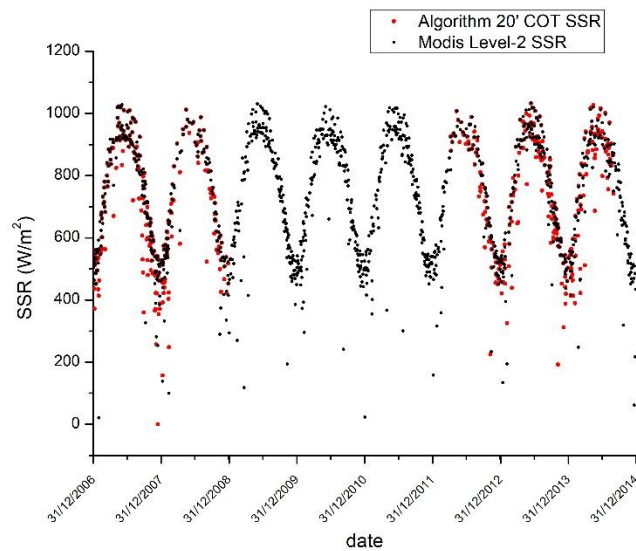
Στη συνέχεια υπολογίστηκε στο Σχήμα 3.8 η γραμμική συσχέτιση των τιμών COT MODIS-αλγόριθμου, η οποία δεν είναι αρκετά καλή (συντελεστής συσχέτισης Pearson $r = 0,46$). Επίσης, η διαφορά μεταξύ των δύο μέσων τιμών (Mean Bias) είναι ίση με 1,40 (ή 78 % σε σχέση με την μέση τιμή COT του MODIS).



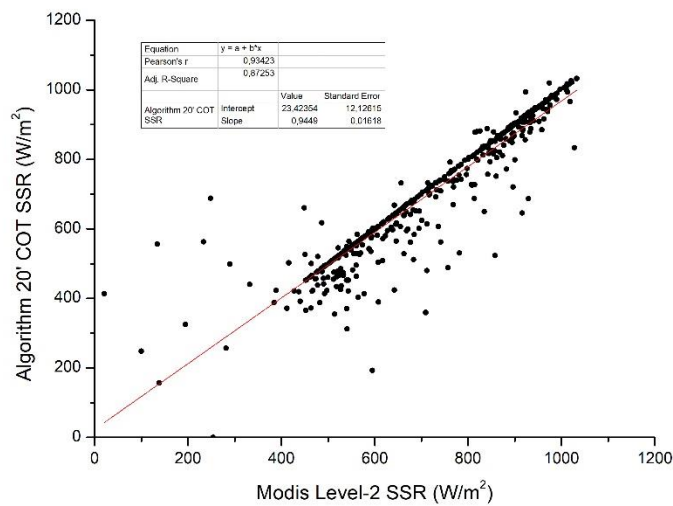
Σχήμα 3.7. Κατανομή τιμών οπτικού πάχους COT (≤ 40) για τη χρονική περίοδο 2007-2014. Με μαύρο χρώμα φαίνονται οι τιμές COT του MODIS, ενώ με κόκκινο χρώμα φαίνονται οι τιμές COT του αλγορίθμου.



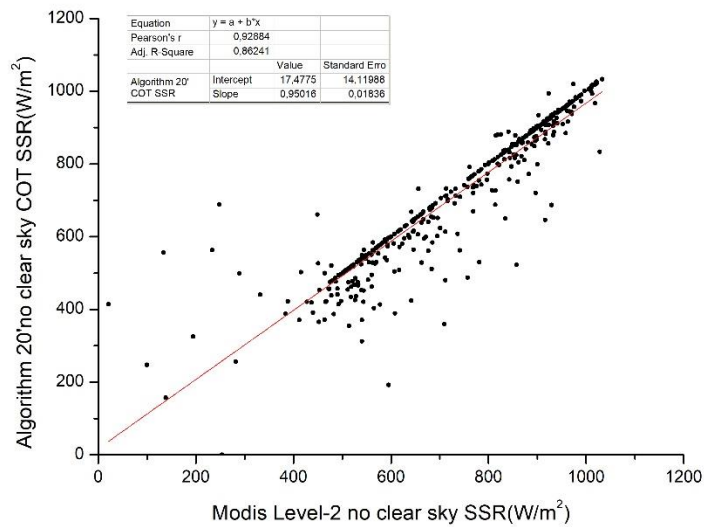
Σχήμα 3.8. Διάγραμμα διάχυσης των τιμών οπτικού πάχους COT MODIS και των 20λεπτων τιμών οπτικού πάχους COT του αλγορίθμου της περιόδου 2007-2014.



Σχήμα 3.9. Χρονικές κατανομές των ροών ακτινοβολίας SSR όπως τις υπολόγισε το μοντέλο για τη χρονική περίοδο 2007-2014 (με μαύρο μετρήσεις με COT MODIS, με κόκκινο μετρήσεις με COT αλγορίθμου).



Σχήμα 3.10. Διάγραμμα διάχυσης των τιμών ηλιακής ακτινοβολίας επιφάνειας SSR για οπτικό πάχος νεφών MODIS-αλγορίθμου(20 λεπτά), για την περίοδο 2007-2014.



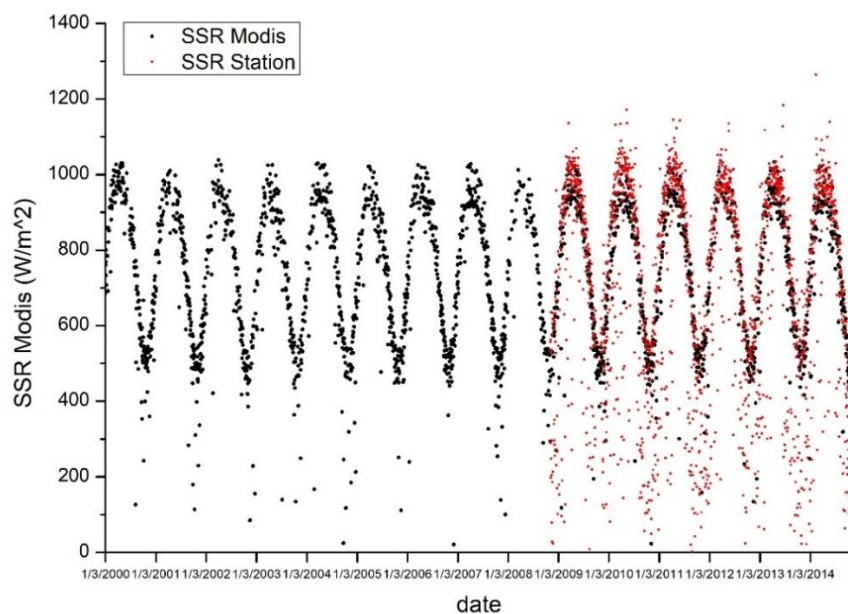
Σχήμα 3.11. Διάγραμμα διάχυσης των τιμών ηλιακής ακτινοβολίας επιφάνειας SSR για οπτικό πάχος νεφών MODIS-αλγορίθμου(20 λεπτά), για την περίοδο 2007-2014. Από το γράφημα παραλείπονται ροές που προέκυψαν από οπτικά πάχη 0 (no clear sky).

Στο Σχήμα 3.9 φαίνεται ότι υπάρχει κοινή εποχική διακύμανση των τιμών SSR των δύο σειρών δεδομένων. Οι τιμές SSR, όπως φαίνεται κυμαίνονται από 400 W/m² έως 1000 W/m², περίπου, με τις μέγιστες τιμές κατά τους θερινούς μήνες και τις ελάχιστες τους χειμερινούς. Σύμφωνα με το Σχήμα 3.10, η συσχέτιση των τιμών ροών ηλιακής ακτινοβολίας, με χρήση αυτή τη φορά 20λεπτων τιμών οπτικού πάχους νεφών του αλγορίθμου, όπως και στη προηγούμενη περίπτωση της χρήσης ημερήσιων δεδομένων COT του αλγορίθμου, είναι επίσης πολύ ικανοποιητική.

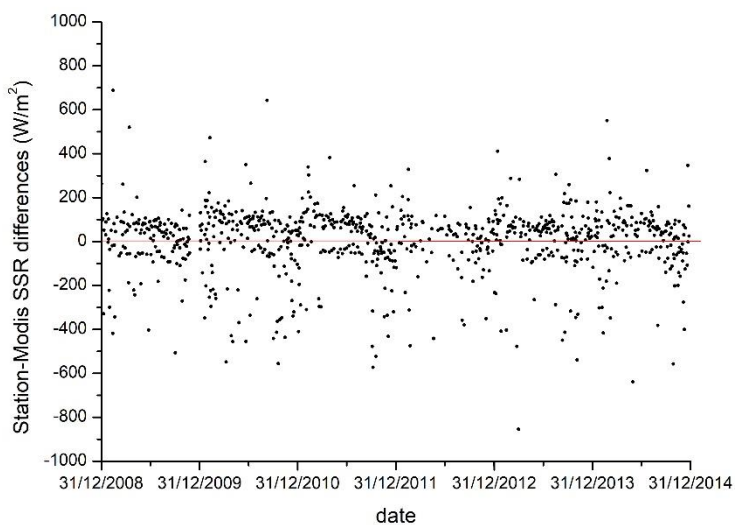
Τα αποτελέσματα ροών ακτινοβολίας SSR που προέκυψαν με δεδομένα COT του MODIS και τα αντίστοιχα με 20-λεπτα δεδομένα COT του αλγορίθμου, παρουσιάζουν υψηλή συσχέτιση μεταξύ τους, καθώς ο συντελεστής συσχέτισης Pearson έχει τιμή $r = 0,93$ (Σχήμα 3.10). Η μέση απόκλιση των τιμών είναι ίση με 12,12 W/m² ή 1,67 % (σε σχέση με τη μέση τιμή SSR με δεδομένα COT MODIS). Στο Σχήμα 3.11, συγκρίνονται οι ροές SSR χωρίς ξανά, να συνυπολογιστούν και οι τιμές από μηδενικά οπτικά πάχη νεφών.. Προέκυψε και εδώ υψηλός συντελεστής συσχέτισης Pearson ($r=0,93$).

3.3 Σύγκριση μεταξύ SSR μοντέλου με χρήση COT MODIS και μετρήσεων Σταθμού

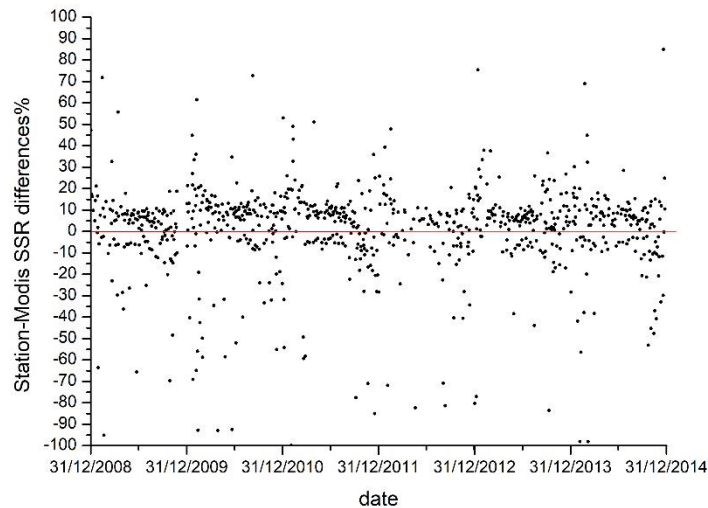
Στην ενότητα αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της αξιολόγησης των υπολογιζόμενων με το μοντέλο ροών της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας SSR με χρήση δορυφορικών δεδομένων οπτικού πάχους των νεφών (COT-MODIS), μέσω συγκρίσεων με αντίστοιχες μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας του σταθμού. Όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενη ενότητα, οι τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους, έχουν εξαχθεί από τα πυρανόμετρα Erppley PSP (περίοδος 2009-2011) και Kipp & Zonen CMP21 (περίοδος 2012-2014) του Σταθμού ENEA της Lampedusa. Τα όργανα αυτά μέτρησαν ροές ακτινοβολίας ανά λεπτό για 1942 ημέρες. Από τις τιμές αυτές επιλέχθηκαν εκείνες οι οποίες μετρήθηκαν την ώρα κατά την οποία ο δορυφόρος Terra διέρχεται πάνω από την περιοχή της Lampedusa. Υπενθυμίζεται ότι οι υπολογισμοί SSR του μοντέλου πραγματοποιήθηκαν για τους χρόνους διέλευσης του δορυφόρου πάνω από τη νήσο Lampedusa, για τους οποίους και ήταν διαθέσιμα όλα τα δορυφορικά δεδομένα εισαγωγής του RTM.



Σχήμα 3.12. Χρονοσειρά των ροών της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (SSR) στο έδαφος της Lampedusa από ,α) υπολογισμούς του μοντέλου με χρήση δεδομένων COT MODIS για την περίοδο 2000-2014 (μαύρο χρώμα), β) μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας του Σταθμού ENEA της Lampedusa για την περίοδο 2009-2014 (κόκκινο χρώμα).



Σχήμα 3.13. Χρονοσειρά απόλυτων διαφορών μεταξύ ημερησίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας SSR μετρήσεων του Σταθμού ENEA και αντίστοιχων τιμών SSR του μοντέλου, για την περίοδο 2009-2014.



Σχήμα 3.14. Χρονοσειρά ποσοστιαίων επί τοις εκατό (%) διαφορών μεταξύ ημερησίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας SSR μετρήσεων του Σταθμού ENEA και αντίστοιχων τιμών SSR του μοντέλου, για την περίοδο 2009-2014.

Από το Σχήμα 3.12 μπορούμε να παρατηρήσουμε αρκετά μεγάλη επικάλυψη των τιμών των δυο χρονοσειρών. Οι μετρήσεις σε αρκετές περιπτώσεις έχουν μέγιστες τιμές κατά το θέρος που ξεπερνούν τις αντίστοιχες τιμές του μοντέλου, καθώς αυτές φθάνουν ή και ξεπερνούν σε ορισμένες περιπτώσεις τα 1100 W/m^2 , την στιγμή που το μοντέλο υποεκτιμά τις ροές ακτινοβολίας, καθώς δεν υπολογίζει τιμές πάνω από τα 1040 W/m^2 . Κατά τη χειμερινή περίοδο οι παρατηρούμενες τιμές μετρήσεων SSR που είναι μικρότερες των 400 W/m^2 είναι πολλές περισσότερες από τις αντίστοιχες τιμές που υπολόγισε το μοντέλο. Επίσης οι μέση τιμή των μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας του σταθμού είναι $708,62 \text{ W/m}^2$, ενώ η μέση τιμή του μοντέλου είναι $720,45 \text{ W/m}^2$ (για την περίοδο 2009-2014). Άρα, υπάρχει μία συνολική μικρή υπερεκτίμηση των τιμών από το μοντέλο, που είναι ίση με $21,73 \text{ W/m}^2$ ή $3,01 \%$.

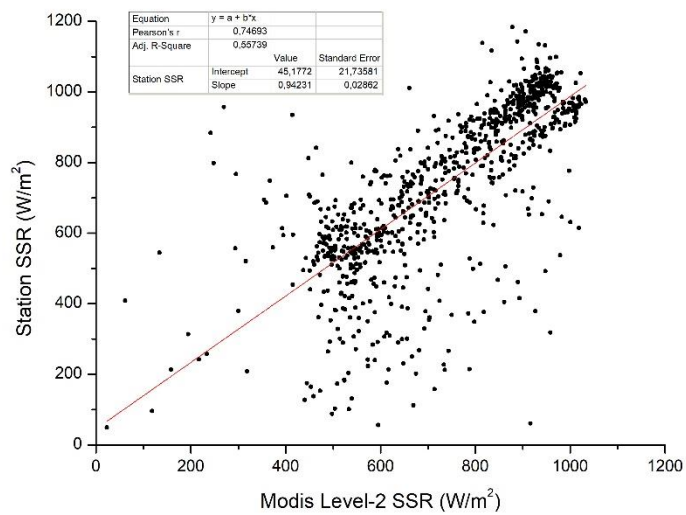
Στο Σχήμα 3.13 παρουσιάζονται οι διαφορές μεταξύ των ημερήσιων επίγειων μετρήσεων ροών ηλιακής ακτινοβολίας του Σταθμού και των υπολογισμένων ροών ηλιακής ακτινοβολίας του μοντέλου με χρήση δεδομένων COT-MODIS. Παρατηρείται ότι οι διαφορές μεταξύ των δύο σειρών SSR είναι κατά κόρον θετικές, όμως υπάρχουν και αρνητικές διαφορές. Πιο συγκεκριμένα, θετικές είναι οι διαφορές σε ποσοστό $61,09 \%$ του συνόλου των ημερών, ενώ αρνητικές είναι διαφορές στο υπόλοιπο $38,91 \%$. Αυτό σημαίνει πως συνήθως οι μετρήσεις του Σταθμού είναι

μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές ακτινοβολίας που υπολογίζει το μοντέλο, για τις ίδιες ώρες διέλευσης του δορυφόρου. Η μέση τιμή των απόλυτων διαφορών είναι $2,70 \text{ W/m}^2$, ή $-11,82 \%$, με τυπική απόκλιση $156,68 \text{ W/m}^2$ (Origin Analysis). Στο Σχήμα 3.13 φαίνεται ότι οι διαφορές κυμαίνονται κυρίως από -150 έως $+150 \text{ W/m}^2$ περίπου ($80,60 \%$). Μάλιστα, ένα μεγάλο τμήμα των τιμών των διαφορών (ποσοστό $65,97 \%$) έχει μέγεθος και μικρότερο των $\pm 100 \text{ W/m}^2$. Το αντίστοιχο ποσοστό για διαφορές μικρότερες των $\pm 50 \text{ W/m}^2$ είναι $29,27 \%$. Στο Σχήμα 3.13 φαίνεται πως οι διαφορές των ροών SSR είναι μεγαλύτερες κατά τη χειμερινή περίοδο και μικρότερες κατά την εαρινή. Καθώς τη καλοκαιρινή περίοδο η νέφωση είναι περιορισμένη, το αποτέλεσμα αυτό φαίνεται λογικό.

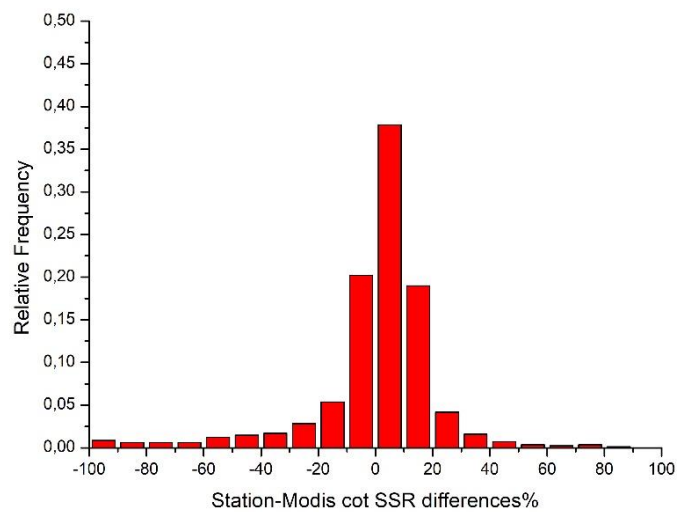
Στο Σχήμα 3.14 παρουσιάζονται οι επί τις εκατό διαφορές (%) των δύο σειρών SSR, όπου φαίνεται ότι η πλειοψηφία τους (ποσοστό $55,05 \%$) κατανέμεται από -10% έως 10% . Το αντίστοιχο ποσοστό για διαφορές μικρότερες του 20% είναι $78,16 \%$ ενώ ένα ικανό ποσοστό ($21,37 \%$) είναι και μικρότερο από 5% . Και πάλι βρίσκεται ότι βασικά το μοντέλο υποεκτιμά την SSR σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις.

Επιπλέον, η σύγκριση μεταξύ των δύο σειρών τιμών της SSR ολοκληρώθηκε με την κατασκευή του διαγράμματος διάχυσης τιμών (scatterplot), που παρέχεται στο Σχήμα 3.15. Στα ζεύγη των τιμών (συνολικά 861 ζεύγη) εφαρμόστηκε η μέθοδος γραμμικής παλινδρόμησης και υπολογίστηκε ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης Pearson r . Βρέθηκε μία καλή γραμμική συσχέτιση των υπολογισμένων τιμών ακτινοβολίας και των παρατηρούμενων μετρήσεων (συντελεστής συσχέτισης $r = 0,75$). Η καλή επίδοση του μοντέλου επιβεβαιώνεται και από την υψηλή τιμή της κλίσης της ευθείας γραμμικής παρεμβολής μεταξύ των δύο σειρών SSR, η οποία βρέθηκε να είναι ίση με $0,94$ (υποεκτίμηση της SSR από το μοντέλο), καθώς και την επίσης μικρή τιμή της διατομής ($45,2 \text{ W/m}^2$, ή $6,37\%$ της μέσης τιμής της SSR των μετρήσεων). Η μέση τυπική απόκλιση των διαφορών είναι ίση με $156,68 \text{ W/m}^2$, ή $22,11 \%$ της μέσης τιμής της SSR των μετρήσεων.

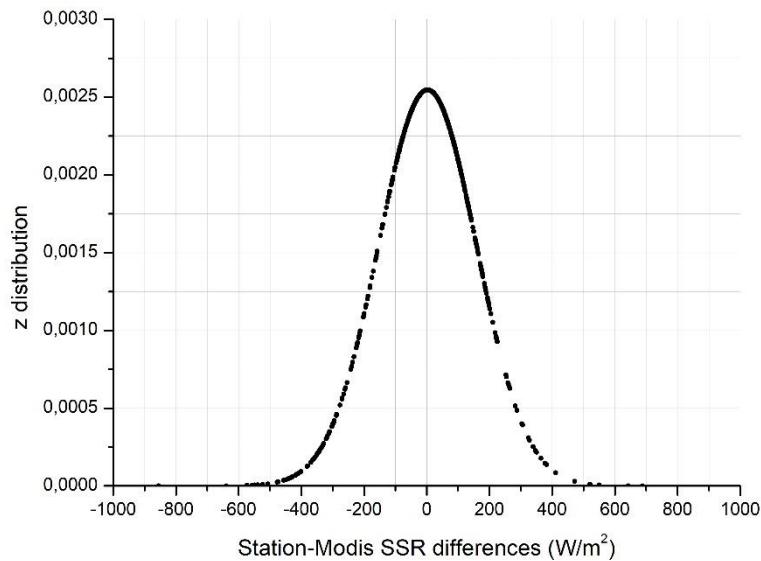
Τα αποτελέσματα αυτά αποδεικνύουν την ικανοποιητική επίδοση του μοντέλου για τον υπολογισμό της επιφανειακής ηλιακής ακτινοβολίας SSR στη νήσο Lampedusa, με χρήση δορυφορικών δεδομένων MODIS (συμπεριλαμβανομένων και των δεδομένων οπτικών παχών των νεφών, COT). Αντίστοιχη καλή επίδοση του μοντέλου με χρήση των ίδιων δορυφορικών δεδομένων έχει βρεθεί και για την Κρήτη (Benas et al., 2011) και για τα Ιωάννινα (Λαόσογλου, 2016), γεγονός που αποδεικνύει τη γενικά καλή ικανότητα του μοντέλου, να αναπαράγει σωστά θεωρητικά την ακτινοβολία SSR σε διαφορετικά περιβάλλοντα.



Σχήμα 3.15. Διάγραμμα διάχυσης των τιμών της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας SSR, από υπολογισμούς του μοντέλου με χρήση δεδομένων COT MODIS και από μετρήσεις του Σταθμού ENEA (περίοδος 2009-2014).



Σχήμα 3.16. Ιστόγραμμα κατανομής σχετικών συχνοτήτων των % διαφορών των ροών SSR μεταξύ μετρήσεων Σταθμού ENEA και υπολογισμών του μοντέλου με χρήση δεδομένων οπτικού πάχους νεφών του MODIS.



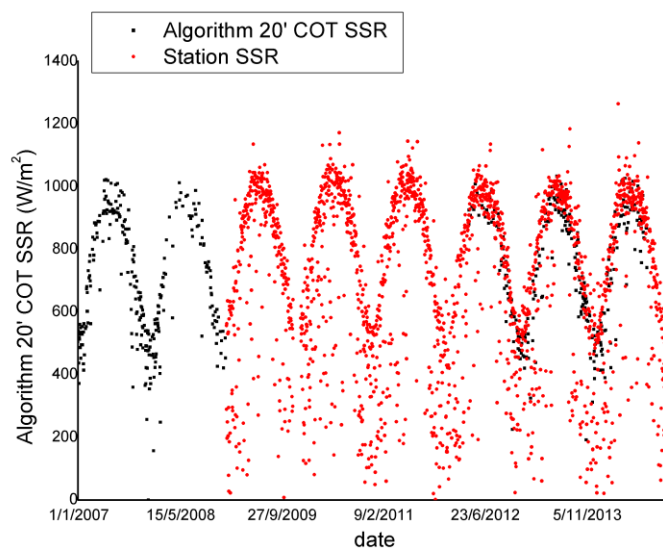
Σχήμα 3.17. Ιστογράμμα κατανομής συχνοτήτων των απόλυτων διαφορών ροών ακτινοβολίας SSR μεταξύ μετρήσεων Σταθμού ENEA και υπολογισμών μοντέλου με χρήση δεδομένων οπτικού πάχους νεφών του MODIS.

Τα παραπάνω ευρήματα επιβεβαιώνονται και από τα Σχήματα 3.16 και 3.17, όπου παρουσιάζονται τα ιστογράμματα κατανομής συχνοτήτων, σχετικών (Σχήμα 3.16) και απόλυτων (Σχήμα 3.17), μεταξύ των τιμών SSR των μετρήσεων και του μοντέλου. Είναι εμφανής η κανονική κατανομή (τύπου Gauss) (Σχήμα 3.17), με το κέντρο των τιμών να βρίσκεται πολύ κοντά στο μηδέν (μέση τιμή $2,75 \text{ W/m}^2$ και τυπική απόκλιση $156,42 \text{ W/m}^2$), αλλά, όπως φαίνεται ξεκάθαρα στο Σχήμα 3.16, να εμπίπτει στις θετικές διαφορές (υποεκτίμηση του μοντέλου). Οι τιμές αυτές είναι πολύ κοντά στις παραπάνω τιμές, που προκύπτουν από την ανάλυση του Origin (μέση τιμή $2,70 \text{ W/m}^2$, τυπική απόκλιση $156,68 \text{ W/m}^2$).

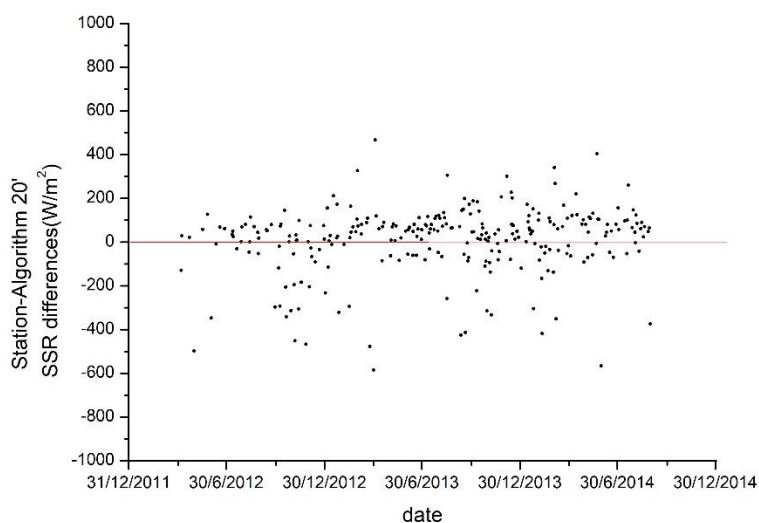
3.4 Σύγκριση μεταξύ SSR μοντέλου με χρήση 20-λεπτων COT αλγορίθμου και μετρήσεων Σταθμού

Στην ενότητα αυτή αρχικά παρουσιάζεται η χρονική κατανομή των ροών ακτινοβολίας που υπολόγισε το μοντέλο, με την χρήση των δεδομένων οπτικού πάχους COT που παρείχε ο αλγόριθμος. Αρχικά παρουσιάζονται σε κοινό διάγραμμα οι ροές ακτινοβολίας SSR τόσο των επίγειων μετρήσεων του σταθμού όσο και των υπολογισμένων τιμών του μοντέλου.

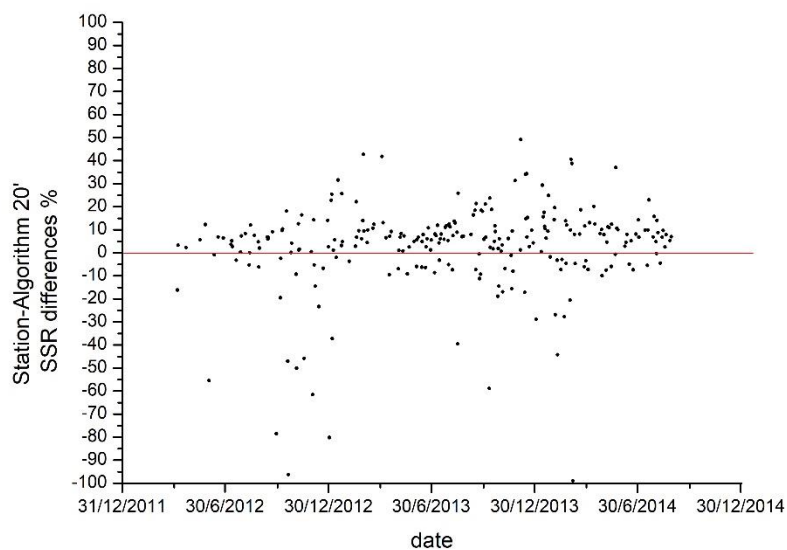
Η ροές ακτινοβολίας που υπολογίστηκαν, αυτή τη φορά με δεδομένα οπτικού πάχους 20-λεπτων ($\pm 10'$ από την ώρα διέλευσης του δορυφόρου), συγκρίνονται με την σειρά τους με τις αντίστοιχες ροές ακτινοβολίας του σταθμού.



Σχήμα 3.18. Χρονοσειρά των ροών της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (SSR) στο έδαφος της Lampedusa από ,α) υπολογισμούς του μοντέλου με χρήση 20-λεπτων δεδομένων COT αλγορίθμου για την περίοδο 2007-2014 (μαύρο χρώμα), β) μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας του Σταθμού ENEA της Lampedusa για την περίοδο 2009-2014 (κόκκινο χρώμα).



Σχήμα 3.19. Χρονοσειρά απόλυτων διαφορών μεταξύ ημερησίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας SSR μετρήσεων του Σταθμού ENEA και αντίστοιχων τιμών SSR του μοντέλου με 20-λεπτα COT αλγορίθμου, για την περίοδο 2012-2014.



Σχήμα 3.20. Χρονοσειρά ποσοστιαίων επί τοις εκατό (%) διαφορών μεταξύ ημερησίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας SSR μετρήσεων του Σταθμού ENEA και αντίστοιχων τιμών SSR του μοντέλου, για την περίοδο 2012-2014.

Όπως και προηγουμένως, έτσι και τώρα, παρατηρούμε αλληλοεπικάλυψη στα αποτελέσματα των ροών ακτινοβολίας κατά την περίοδο 2012-2014.

Παρατηρούμε επίσης την μεγάλη διαφορά των τιμών των δύο σειρών δεδομένων ακτινοβολίας, ιδιαίτερα στις χαμηλές τους τιμές. Οι μετρήσεις του Σταθμού πολύ συχνά κατά την χειμερινή περίοδο πέφτουν αρκετά χαμηλότερα των 400 W/m^2 , ενώ οι τιμές που προκύπτουν από το μοντέλο σε εξαιρετικά λίγες περιπτώσεις πέφτουν χαμηλότερα. Κατά τους θερινούς μήνες, παρατηρείται στο Σχήμα 3.18 ότι οι μετρήσεις του Σταθμού σε αρκετές περιπτώσεις είναι μεγαλύτερες από τις τιμές του μοντέλου, καθώς ξεπερνούν τα 1000 W/m^2 . Η μέση τιμή των μετρήσεων του Σταθμού για την περίοδο 2012-2014 είναι $705,98 \text{ W/m}^2$, ενώ η μέση τιμή του μοντέλου είναι $740,49 \text{ W/m}^2$.

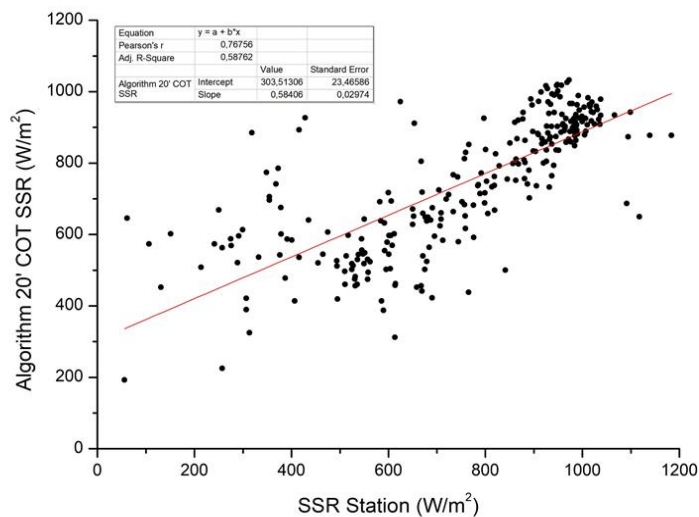
Στο Σχήμα 3.19 παρουσιάζονται οι απόλυτες διαφορές μεταξύ των ημερήσιων επίγειων μετρήσεων ροών ηλιακής ακτινοβολίας του Σταθμού και των υπολογισμένων ροών ηλιακής ακτινοβολίας του μοντέλου με χρήση δεδομένων 20-λεπτών CO_T αλγορίθμου. Το μεγαλύτερο πλήθος των διαφορών είναι θετικές, σε ποσοστό 66,79 %, ενώ σαφώς λιγότερες είναι οι αρνητικές διαφορές, σε ποσοστό 33,21 %. Οι μετρήσεις του Σταθμού λοιπόν και στην προκειμένη περίπτωση είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες τιμές ακτινοβολίας που υπολογίζει το μοντέλο, για τις ίδιες ώρες διέλευσης του δορυφόρου. Η μέση τιμή των απόλυτων διαφορών είναι $8,99 \text{ W/m}^2$ ή 12,04 %, και η τυπική απόκλιση είναι $154,88 \text{ W/m}^2$ (Origin Analysis). Οι διαφορές που κυμαίνονται από -150 W/m^2 έως $+150 \text{ W/m}^2$ έχουν ένα ποσοστό 79,33 %. Το ποσοστό των διαφορών μικρότερων από $\pm 100 \text{ W/m}^2$ είναι 64,20 %, ενώ μικρότερων των $\pm 50 \text{ W/m}^2$ είναι 28,78 %. Η εποχικότητα των διαφορών σε αυτή την περίπτωση δεν είναι ξεκάθαρη, όπως ήταν στην προηγούμενη ενότητα.

Στο Σχήμα 3.20 παρουσιάζονται οι ποσοστιαίες επί τις εκατό % διαφορές των ροών SSR. Φαίνεται πως η ποσοστιαία διαφορά κυμαίνεται κι εδώ όπως προηγουμένως, κυρίως από -10% έως +10% (σε ποσοστό 56,83 %). Αυτό δείχνει πως τις περισσότερες περιπτώσεις ημερών, οι τιμές των δύο σειρών έχουν μικρή διαφορά μεταξύ τους, με τις τιμές του Σταθμού να είναι ελαφρώς μεγαλύτερες αυτών του μοντέλου. Αυτό φαίνεται και στο Σχήμα 3.22, όπου επικρατούν οι στήλες των θετικών ποσοστιαίων διαφορών, με μεγαλύτερη συχνότητα αυτή με διαφορές 0-10%. Έτσι φαίνεται πως και πάλι το μοντέλο υποεκτιμά την SSR σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις.

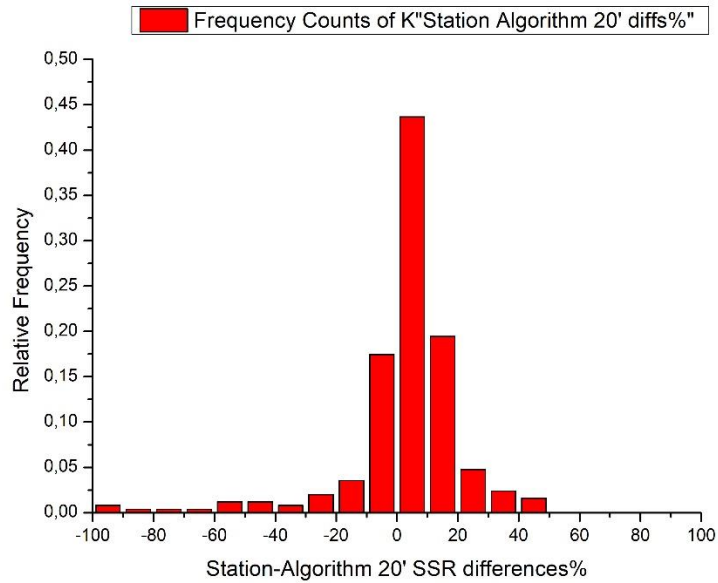
Στο Σχήμα 3.21 παρουσιάζεται η σύγκριση των δύο σειρών SSR για την περίοδο 2012-2014, με την κατασκευή του διαγράμματος διάχυσης τιμών (scatterplot). Τα ζεύγη των τιμών είναι 271, στα οποία εφαρμόστηκε η μέθοδος γραμμικής παλινδρόμησης και υπολογίστηκε ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης Pearson r.

Αυτός υπολογίστηκε σε $r = 0.76$. Η κλίση της ευθείας γραμμικής παρεμβολής είναι 0,58 (χαμηλότερη σε σχέση με την προηγούμενη ενότητα), ενώ η τιμή της διατομής είναι 303,51 W/m² ή 42,99 % της μέσης τιμής της SSR των μετρήσεων). Η μέση τυπική απόκλιση των διαφορών είναι ίση με 154,88 W/m², ή 21,93 % της μέσης τιμής της SSR των μετρήσεων.

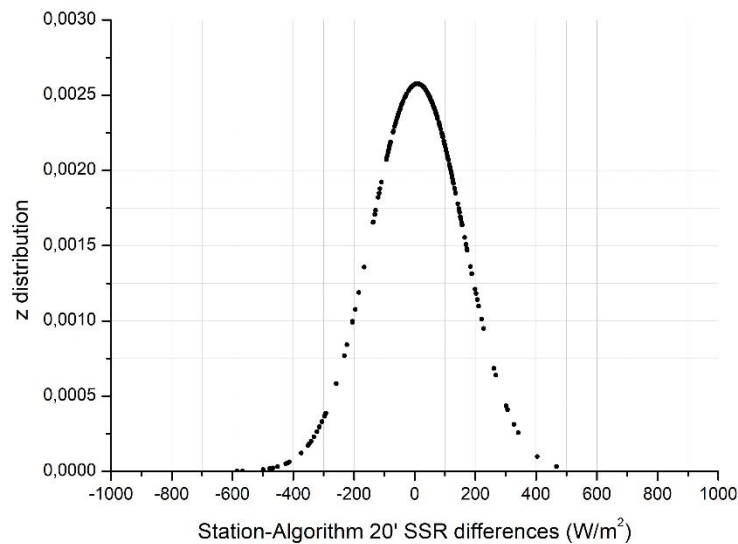
Η κανονική κατανομή των διαφορών των ροών παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.23, όπου γίνεται πιο ξεκάθαρα ορατό πως οι διαφορές βρίσκονται κυρίως από -150 έως +150 W/m² περίπου.



Σχήμα 3.21. Διάγραμμα διάχυσης των τιμών της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας SSR, από υπολογισμούς του μοντέλου με χρήση δεδομένων 20-λεπτών COT αλγορίθμου και από μετρήσεις του Σταθμού ENEA (περίοδος 2012-2014).



Σχήμα 3.22. Ιστόγραμμα κατανομής σχετικών συχνοτήτων των απόλυτων διαφορών των ροών SSR μεταξύ μετρήσεων σταθμού ENEA- υπολογισμένων μετρήσεων του μοντέλου με 20λεπτα COT του αλγορίθμου.



Σχήμα 3.23. Ιστόγραμμα κατανομής συχνοτήτων των απόλυτων διαφορών ροών ακτινοβολίας SSR μεταξύ μετρήσεων Σταθμού ENEA και υπολογισμών μοντέλου με χρήση δεδομένων 20λεπτων COT αλγορίθμου.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην παρούσα εργασία προσδιορίστηκε και μελετήθηκε το καθεστώς της ολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που διέπει τη νήσο Lampedusa στη κεντρική Μεσόγειο. Αυτό έγινε αποκλειστικά με χρήση δορυφορικών δεδομένων MODIS-L2 του δορυφόρου Terra, ενώ επιπλέον έγινε δοκιμαστική χρήση δεδομένων οπτικού πάχους νεφών (COT) από εμπειρικό αλγόριθμο που χρησιμοποιεί επίγειες μετρήσεις της εισερχόμενης στο έδαφος ηλιακής ακτινοβολίας (SSR) στη Lampedusa. Υπολογισμοί πραγματοποιήθηκαν με τη χρήση ενός προσδιοριστικού φασματικού μοντέλου διάδοσης ακτινοβολίας (RTM) που έχει αναπτυχθεί και χρησιμοποιηθεί στο παρελθόν για παρόμοιες μελέτες και σε άλλες περιοχές (Κρήτης και Ιωάννινα). Υπολογίσθηκαν ροές ηλιακής ακτινοβολίας για δεκαπέντε (15) έτη, από το 2000 έως το 2014 με τη χρήση δεδομένων MODIS, συμπεριλαμβανομένων αυτών για το οπτικό πάχος των νεφών. Οι υπολογισμοί των ροών ακτινοβολίας επαναλήφθηκαν, αυτή τη φορά με χρήση τοπικών δεδομένων οπτικού πάχους νεφών, για τα έτη 2007, 2008, 2012, 2013 και 2014, για τα οποία υπήρχαν δεδομένα του αλγορίθμου. Οι παραπάνω υπολογισμοί έγιναν, με βάση τη διαθεσιμότητα των δεδομένων για τις ώρες διέλευσης του δορυφόρου Terra που φέρει το όργανο MODIS πάνω από τη Lampedusa. Οι ώρες αυτές κυμαίνονται μεταξύ 11:20 και 13:00, τοπική ώρα. Οι τιμές των ροών ακτινοβολίας που υπολογίσθηκαν συγκρίθηκαν τόσο μεταξύ τους για την περίοδο 2012-2014, όσο και με επίγειες μετρήσεις του σταθμού της Lampedusa, του δικτύου ENEA. Ο σταθμός παρείχε τέτοιες κατάλληλες μετρήσεις για την περίοδο 2009-2014, από τις οποίες χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση οι τιμές για την χρονική περίοδο 2012-2014.

Η ταξινόμηση των τιμών των χρησιμοποιημένων δεδομένων του οπτικού πάχους νεφών COT έδειξε ότι η πλειονότητα των τιμών του κυμαίνεται από μηδενικές τιμές έως 5. Αυτό συμβαίνει σε ποσοστό 86,9% των ημερών για τα δεδομένα του MODIS και σε ποσοστό 93,6% των ημερών για τα δεδομένα του αλγορίθμου. Το γεγονός αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα πως η μελέτη των ροών της επιφανειακής ηλιακής ακτινοβολίας γίνεται είτε για ανέφελο ουρανό, είτε για ουρανό με παρουσία λεπτών νεφών πάνω από την περιοχή της Lampedusa.

Η σύγκριση μεταξύ των τιμών ροών ακτινοβολίας SSR του μοντέλου που υπολογίσθηκαν με χρήση δεδομένων COT του οργάνου MODIS και των αντίστοιχων τιμών υπολογίσθηκαν από το μοντέλο με χρήση COT που εξήχθησαν από τον εμπειρικό αλγόριθμο, έδειξε μία καλή συσχέτιση, καθώς ο συντελεστής γραμμικής

συσχέτισης Pearson βρέθηκε ίσος με $r = 0,93$. Αυτό συνέβη παρά το γεγονός ότι η συσχέτιση των τιμών των δύο σειρών δεδομένων COT (MODIS και αλγορίθμου) δεν ήταν τόσο καλή. Αυτό δείχνει ότι οι τιμές του μέγεθος των υπολογιζόμενων ροών SSR δεν καθορίζονται από το οπτικό πάχος των νεφών, γεγονός που είναι λογικό αν ληφθεί υπόψη το μικρό μέγεθος των τιμών COT, που αναφέρθηκε στην προηγούμενη παράγραφο.

Η αξιολόγηση των υπολογισμών των επιφανειακών ροών ηλιακής ακτινοβολίας SSR του μοντέλου μέσω συγκρίσεών τους με αντίστοιχες επίγειες μετρήσεις των πυρανομέτρων του Σταθμού ENEA, έδειξε μία ικανοποιητική επίδοση του μοντέλου. Πιο συγκεκριμένα, η σύγκριση των ροών ακτινοβολίας SSR του μοντέλου με χρήση COT MODIS και των επίγειων μετρήσεων SSR έδειξε μία πολύ καλή ημερήσια/εποχική συνδιακύμανση, με ένα συντελεστής γραμμικής συσχέτισης Pearson ίσο με $r = 0,75$. Η υπολογισθείσα μέση απόκλιση (Bias) μεταξύ των δύο μέσων τιμών βρέθηκε ίση με $2,70 \text{ W/m}^2$, που κρίνεται μικρή και αντιστοιχεί στο $-11,82 \%$ της μέσης τιμής των μετρήσεων, ενώ η αντίστοιχη μέση τετραγωνική απόκλιση των διαφορών μεταξύ των δύο σειρών ροών, Root Mean Square Error (RMSE) είναι ίση με $156,68 \text{ W/m}^2$ ($22,11 \%$). Οι ανά ημέρα διαφορές μεταξύ των τιμών των δύο σειρών SSR βρέθηκαν να κυμαίνονται μεταξύ $\pm 150 \text{ W/m}^2$ ($80,60 \%$) και οι αντίστοιχες επί τις εκατό διαφορές κυρίως μεταξύ $\pm 20 \%$ (σε ποσοστό $78,16 \%$).

Αντίστοιχα καλά αποτελέσματα έδωσε και η σύγκριση μεταξύ των ροών ακτινοβολίας SSR του μοντέλου με χρήση COT αλγορίθμου (20-λεπτών τιμών) και των επίγειων μετρήσεων SSR του Σταθμού ENEA. Πιο συγκεκριμένα, ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης Pearson βρέθηκε ίσος με $r = 0,76$, δηλαδή ουσιαστικά ίσος με τον αντίστοιχο συντελεστή r της σύγκρισης μεταξύ των ροών SSR του μοντέλου με χρήση COT MODIS. Η αντίστοιχη μέση απόκλιση στην περίπτωση αυτή βρέθηκε ίση με $8,99 \text{ W/m}^2$ (ή $12,04 \%$), δηλαδή ελαφρώς μεγαλύτερη από την αντίστοιχη τιμή της προηγούμενης σύγκρισης και η τιμή της μέσης τετραγωνικής απόκλισης των διαφορών (RMSE) είναι ίση με $154,88 \text{ W/m}^2$ ($21,93 \%$), δηλαδή λίγο μικρότερη. Τέλος, οι ανά ημέρα διαφορές μεταξύ των τιμών των δύο σειρών SSR βρέθηκαν να κυμαίνονται μεταξύ $\pm 150 \text{ W/m}^2$ ($79,33 \%$) και οι αντίστοιχες επί τις εκατό διαφορές κυρίως μεταξύ $\pm 15 \%$ (σε ποσοστό $70,85 \%$).

Η ολοκλήρωση της παρούσας μελέτης κατέληξε στα ακόλουθα κύρια συμπεράσματα:

- 1) Το φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας (RTM) χρησιμοποιώντας δορυφορικά δεδομένα MODIS είναι ικανό να αναπαράγει την ενδοετήσια και διαχρονική κύμανση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος (SSR)

της νήσου Lampedusa στην Κεντρική Μεσόγειο, για την περίοδο μελέτης (2000-2014). Οι τιμές της ακτινοβολίας του μοντέλου κυμαίνονταν από περίπου 450 W/m² το χειμώνα έως και λίγο πάνω από 1000 W/m² το καλοκαίρι.

- 2) Οι ροές SSR που υπολογίστηκαν από το μοντέλο βρέθηκαν σε αρκετά καλή ποσοτική συμφωνία με τις επίγειες μετρήσεις των πυρανομέτρων του Σταθμού ENEA της Lampedusa. Αυτό επιβεβαιώθηκε με τον υπολογισμό διάφορων στατιστικών δεικτών, όπως ο συντελεστής συσχέτισης Pearson, η μέση απόκλιση (Bias), η μέση τετραγωνική απόκλιση των διαφορών (RMSE) και οι ανά ημέρα αποκλίσεις (απόλυτες και εκατοστιαίες). Βρέθηκε, ωστόσο, ότι οι υπολογισμοί του μοντέλου υποεκτιμούν την SSR σε σχέση με τις επίγειες μετρήσεις του Σταθμού (αν και λίγο, όπως προαναφέρθηκε).
- 3) Η επιτυχής σύγκριση μεταξύ των τιμών SSR μοντέλου-μετρήσεων βρέθηκε και στις δύο περιπτώσεις, δηλαδή για τις δύο σειρές SSR που υπολογίστηκαν με το μοντέλο RTM χρησιμοποιώντας είτε δορυφορικά δεδομένα οπτικού πάχους νεφών (COT) του MODIS είτε αυτά του εμπειρικού αλγορίθμου. Αυτό δείχνει ότι η χρήση τοπικών δεδομένων COT, προερχόμενων/εξαχθέντων από τοπικές μετρήσεις SSR, δε βελτιώνει την επίδοση των θεωρητικά υπολογιζόμενων ροών SSR, γεγονός που εξηγείται από το σχετικά μικρό μέγεθος των τιμών COT (<5) και από την αρκετά υψηλή ανάλυση (Level 2) των δορυφορικών δεδομένων COT) του MODIS.
- 4) Αυτά τα αποτελέσματα, που ουσιαστικά ελήφθησαν σε θαλάσσιο περιβάλλον (μικρό μέγεθος νήσου Lampedusa), επιβεβαιώνουν τη σχετική ικανότητα της συνδυαστικής χρήσης του μοντέλου RTM με σύγχρονα δορυφορικά δεδομένα, η οποία διαπιστώθηκε και σε διαφορετικά περιβάλλοντα της Μεσογείου, περισσότερο ηπειρωτικής φύσης (Ιωάννινα-Ήπειρος, Κρήτη). Έτσι επιβεβαιώνεται η δυνατότητα αποτελεσματικής και επιτυχούς χρήσης αυτών των εργαλείων για την αναπαραγωγή της SSR σε οποιασδήποτε φύσης περιβάλλοντα, είτε ηπειρωτικά είτε θαλάσσια, μάλιστα δε ιδιαίτερα σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο ή σε απομακρυσμένες θαλάσσιες περιοχές, όπου η αναπαραγωγή του καθεστώτος της SSR είναι πρακτικά αδύνατη με μετρήσεις.

Στο μέλλον, μπορεί στο ίδιο μοντέλο να επιχειρηθεί η χρήση και άλλων δεδομένων προερχόμενων/εξαγόμενων από τοπικές μετρήσεις ακτινοβολίας, όπως για παράδειγμα νεφοκάλυψης. Οι μετρήσεις αυτές είναι διαθέσιμες και έχουν εξαχθεί στα πλαίσια συνεργασίας με την ερευνητική ομάδα του ENEA και πρόκειται να εισαχθούν στο μέλλον στο μοντέλο. Επίσης, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν και άλλου είδους υψηλής ανάλυσης δεδομένα νεφών και αερολυμάτων, καθώς και άλλων παραμέτρων,

για παράδειγμα ατμοσφαιρικών αερίων, ώστε να διερευνηθεί η δυνατότητα βελτίωσης των επιδόσεων των υπολογισμών των ροών ακτινοβολίας SSR του μοντέλου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Benas N.: A study of the impact of aerosols on the energy budget of the atmosphere using satellite measurements of climatic parameters and computer models. PhD Thesis, University of Crete, Herakleion, 2013.

Dafis S., Hatzianastassiou N., Meloni D., Pace G., Di Sarra A. G., Di Biagio C. (2015): Cloud-screening algorithm and determination of clear sky solar irradiance and cloud properties in island of Lampedusa. *COMECAP 2014*, Abstracts and e-contributions, Page 69, 2015

di Sarra, A., C. Di Biagio, D. Meloni, F. Monteleone, G. Pace, S. Pugnaghi, and D. Sferlazzo (2011), Shortwave and longwave radiative effects of the intense Saharan dust event of 25–26 March 2010 at Lampedusa (Mediterranean Sea), *J. Geophys. Res.*, 116, D23209, <https://doi:10.1029/2011JD016238>

Hatzianastassiou N., C. Matsoukas, D. Hatzidimitriou, C. Pavlakis, M. Drakakis, I. Vardavas (2004). Ten year radiation budget of the Earth: 1984–93, *Int. J. Climatol.* 24 1785-1802. <https://doi.org/10.1002/joc.1110>

Hatzianastassiou N., Katsoulis B., and Vardavas I.: Global distribution of aerosol direct radiative forcing in the ultraviolet and visible arising under clear skies. *Tellus*, 56B, 51-71, 2004a.

Meloni D., di Sarra A., Monteleone F., Pace G., Piacentino S., Sferlazzo D.M. (2008) Seasonal transport patterns of intense Saharan dust events at the Mediterranean island of Lampedusa. *Atmos. Res.* 88 134–148, <https://doi:10.1016/j.atmosres.2007.10.007>

Pace, G., di Sarra, A., Meloni, D., Piacentino, S., and Chamard, P. (2006) Aerosol optical properties at Lampedusa (Central Mediterranean). 1. Influence of transport and identification of different aerosol types, *Atmos. Chem. Phys.*, 6, 697-713, <https://doi:10.5194/acp-6-697-2006>

Trenberth, K.E., J.T. Fasullo, and J. Kiehl (2009) Earth's Global Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 311–324, <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2634.1>

Shunlin Liang, Alan H. Strahler, Charles Walthall (1999): Retrieval of Land Surface Albedo from Satellite Observations: A Simulation Study, [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1999\)038<0712:ROLSAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1999)038<0712:ROLSAF>2.0.CO;2)

Keith W. Oleson, Gordon B. Bonan, Crystal Schaaf, Feng Gao, Yufang Jin, Alan Strahler (2003): Assessment of global climate model land surface albedo using MODIS data, *Geophysical Research Letters*, <https://doi.org/10.1029/2002GL016749>

Vardavas M. I., Taylor W. F. (2011): Radiation and Climate: Atmospheric energy budget from satellite remote sensing, International Series of Monographs on Physics No. 138, Oxford University Press, Oxford

Vardavas M.I., Carver J.H. (1984): Solar and terrestrial parameterizations for radiative-convective models, *Planet. Space Sci.* 32 1307-1325, [10.1016/0032-0633\(84\)90074-6](https://doi.org/10.1016/0032-0633(84)90074-6)

Teruyuki Nakajima, Michael D. King (1990): Determination of the Optical Thickness and Effective Particle Radius of Clouds from Reflected Solar Radiation Measurements, Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland

Hartmann L. D.: Global physical climatology. Academic Press, USA, 1994

Benas N., Hatzianastassiou N., Matsoukas C., Fotiadi A., Mihalopoulos N., and Vardavas I.: Aerosol shortwave direct radiative effect and forcing based on MODIS Level 2 data in the Eastern Mediterranean (Crete). *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 12647-12662, 2011.

Hatzianastassiou N., Vardavas I.: The net radiation budget of the Northern Hemisphere. *Journal of Geophysical Research*, Vol.104, No.D22, Pages 27,341-27,359, 1999.

ShunlinLiang, HongliangFang, MingzhenChen, ChadJShuey, CharlieWalthall, CraigDaughtry, JeffMorissette, CrystalSchaaf, AlanStrahler(2002): Validating MODIS land surface reflectance and albedo products: methods and preliminary results, *Remote Sensing of Environment, Volume 83, Issues 1–2*, [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00092-5](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00092-5)

Marie Doutriaux-Boucher, Jean-Claude Buriez, Gerard Brogniez, LaurentC.Labonnote(2000):Sensitivity of retrieved POLDER directional cloud optical thickness to various ice particle models, Laboratoire 'Optique Atmospherique,Universite des Sciences et Technologies de Lille, Villeneuve d'Ascq, France, Anthony J. Baran U.K. Meteorological Office, Bracknell, Berkshire, United Kingdom

Claudia Di Biagio, Alcide di Sarra, Daniela Meloni, Francesco Monteleone, Salvatore Piacentino, and Damiano Sferlazzo (2009): Measurements of Mediterranean aerosol radiative forcing and influence of the single scattering albedo, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH, VOL. 114*, D06211, <https://doi.org/10.1029/2008JD011037>, 2009

J.C. Barnard, C.N. Long, E.I. Kassianov, S.A. McFarlane, J.M. Comstock, M. Freer and G.M. McFarquhar: Development and Evaluation of a Simple Algorithm to Find Cloud Optical Depth with Emphasis on Thin Ice Clouds, *The Open Atmospheric Science Journal*, 2008, 2, 46-55

Dimos D., Bais A. (2012): Cloud and atmospheric aerosol effects on the solar energy of Thessaloniki, MSc Thesis

Robert Alan Raschke, Stephen K. Cox:The Determination of Cloud Optical Depth from Multiple Fields of View Pyrheliometric Measurements, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado (1982)

Krzysztof M. Markowicz, Piotr J. Flatau, M. V. Ramana, P. J. Crutzen, V. Ramanathan(2002): Absorbing mediterranean aerosols lead to a large reduction in the solar radiation at the surface, <https://doi.org/10.1029/2002GL015767>

Y. Mintz: The sensitivity of numerical simulated climates to land surface conditions, NASA GSFC Laboratory for Atmospheric Sciences, Greenbelt, Maryland, *Land Surface Processes in Atmospheric General Circulation Models*, P.S Eagleson

S.Twomey (1976): Computations of the absorption of Solar Radiation by Clouds, Division of Cloud Physics,CSIRO, Epping, N.S.W., 2121 Australia

ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Φλόκας Α.: «Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας», Θεσσαλονίκη 1992
- Σαχσαμάνογλου Χ.Σ & Μπλούτσος Α.Α.: «Φυσική Κλιματολογία», Θεσσαλονίκη 1998
- Κατσούλης Β. Δ. & Χατζηαναστασίου Ν.: « Φυσική της Ατμόσφαιρας», Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, Ιωάννινα 2011.
- Κατσούλης Δ. Β. & Κασσωμένος Α. Π.: « Μαθήματα Φυσικής και Περιβάλλοντος», Πανεπιστήμιο Ιωαννίνων, Ιωάννινα 2009.
- Λαόσογλου (2016): Προσομοίωση της ολικής και υπεριώδους ηλιακής ακτινοβολίας στο λεκανοπέδιο Ιωαννίνων με αριθμητικό φασματικό μοντέλο διάδοσης ακτινοβολίας. Επαλήθευση του μοντέλου και μελέτη των παραγόντων επηρεασμού της ηλιακής ακτινοβολίας, Διπλωματική Εργασία