



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ  
ΣΧΟΛΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΤΜΗΜΑ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ

ΔΙΑΤΜΗΜΑΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ  
ΣΠΟΥΔΩΝ

«ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗ ΠΑΡΑΚΤΙΩΝ ΠΕΡΙΟΧΩΝ»



*Η Ηλιακή Ακτινοβολία στην Ανατολική  
Μεσόγειο: Παρατηρήσεις και Εκτιμήσεις*

Κουτσού Γεωργία

Φυσικός

Επιβλέπουσα: Λέκτορας, Ελένη Ανθή Τράγου

Μυτιλήνη 2006

## Ευχαριστίες

Για την πραγματοποίηση αυτής της μελέτης, ευχαριστώ θερμά τη Λέκτορα του Τμήματος Επιστημών της Θάλασσας του Πανεπιστημίου Αιγαίου, *Δρ. Ελένη Ανθή Τράγου* για την προθυμία της και την πολύτιμη βοήθεια και καθοδήγησή της στη συγγραφή της εργασίας μου και καθ' όλη τη διάρκεια της μελέτης, τον Επίκουρο καθηγητή του εν λόγω Τμήματος *Δρ. Ζερβάκη Βασίλη* για την καθοριστική συμβολή του σε θέματα που αφορούν στον ποιοτικό έλεγχο των δεδομένων μας καθώς και τον αναπληρωτή καθηγητή *Δρ. Καραμπά Θεοφάνη* για τη συμμετοχή του στην εξεταστική επιτροπή. Ακόμα, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους υπευθύνους του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσιών Ερευνών για την παροχή των δεδομένων και ιδιαίτερω τον κ. *Συμεωνίδα Χαράλαμπο* για τις πολύτιμες οπτικές παρατηρήσεις όσον αφορά στη νεφοκάλυψη αλλά και τη συντήρηση του μετεωρολογικού σταθμού. Τέλος, ευχαριστώ θερμά την οικογένεια μου και τους φίλους και συμφοιτητές μου για την πολύτιμη συμπαράστασή τους.

## Περίληψη

Αντικείμενο μελέτης της εργασίας αυτής αποτελεί η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Ειδικότερα, ελέγχεται η δυνατότητα εφαρμογής του αλγορίθμου του R.K.Reed (1977) στην περιοχή αυτή, συγκρίνοντας απευθείας μετρήσεις της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, που λαμβάνονται στη θάλασσα από το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», κατά τη διάρκεια των ερευνητικών ταξιδιών του το έτος 2000, με τις τιμές που προκύπτουν από τον αλγόριθμο για τις αντίστοιχες ημέρες. Η επεξεργασία των δεδομένων και η διαδικασία του ποιοτικού ελέγχου, δεν υπέδειξαν συστηματικές πηγές σφαλμάτων, όπως είναι η επίδραση του καπνού από το φουγάρο στους αισθητήρες ηλιακής ακτινοβολίας και ο διατοιχισμός του σκάφους. Η μέση διαφορά μεταξύ των παρατηρήσεων και των αντίστοιχων εκτιμήσεων του αλγορίθμου ανέρχεται σε 18.2% με τις τιμές των εκτιμήσεων να είναι συστηματικά μικρότερες των παρατηρήσεων. Ως εκ τούτου η ηλιακή ακτινοβολία φαίνεται να υποεκτιμάται από τον αλγόριθμο του R.K. Reed, ενώ δεν εξάγεται κάποιο ασφαλές συμπέρασμα, όσον αφορά στην επίδραση της νεφοκάλυψης ή της εποχικότητας στον αλγόριθμο.

## Abstract

Direct measurements of solar radiation were recorded over the Eastern Mediterranean during several cruises aboard R/V "AEGEAN" in the year 2000 and were used in order to be compared with estimated solar radiation from the empirical formula of R. K. Reed (1977). Although qualitative control did not indicate systematic sources of errors, such as the effect of ship's funnel or the pitch and roll of the ship, the mean difference between observations and estimated values amounts to 18.2%. In order to investigate this bias, the data were analyzed according to the cloud cover index and the time of the year. The results reveal that the formula systematically underestimates insolation, while is quite independent of the season and the cloud cover index.

	σελ.
<b>ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ</b>	ii
<b>ΠΕΡΙΛΗΨΗ</b>	iii
<b>ΠΙΝΑΚΑΣ ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΩΝ</b>	iv
<b>ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ</b>	vi
<b>ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ</b>	vi
<b>ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ</b>	vii
<b>1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ</b>	1
<b>2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ</b>	
2.1. Η ηλιακή ακτινοβολία	4
2.2. Η διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα έδαφος – ατμόσφαιρα	5
2.3. Το ενεργειακό ισοζύγιο στην επιφάνεια της θάλασσας	6
2.4. Η επίδραση των νεφών	8
<b>3. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ</b>	
3.1. Παραμετροποίηση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας	11
3.2. Ο αλγόριθμος του R.K.Reed (1977)	16
<b>4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ</b>	20
<b>5. ΕΡΓΑΛΕΙΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ</b>	
5.1. Δεδομένα- Μετρήσεις	23
5.2. Επεξεργασία Δεδομένων	27
5.2.1. Τα δεδομένα νεφοκάλυψης	28
5.2.2. Ποιοτικός Έλεγχος	31
5.2.2.α. Αφαίρεση ακραίων τιμών.	31
5.2.2.β. Δια-βαθμονόμηση των δύο αισθητήρων	32
5.2.2.γ. Έλεγχος επίδρασης του καπνού από το φουγάρο	34
5.2.2.δ. Η επίδραση του διατοιχισμού του σκάφους	42
5.3. Αποτελέσματα του Ποιοτικού Ελέγχου	45
<b>6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ</b>	49
<b>7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ- ΣΥΖΗΤΗΣΗ</b>	54

<b>8. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ</b>	57
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 1</b>	60
Α. Οριζόντιες Συντεταγμένες	
Β. Ισημερινές Συντεταγμένες	
Γ. Συντελεστής Συσχέτισης	
<b>ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ 2</b>	64
Α. Προγράμματα στη γλώσσα προγραμματισμού Matlab 6.5	
Β. Πίνακες Κωδικών Ship	

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΠΙΝΑΚΩΝ

	σελ.
<b>Πίνακας 3.1.</b> Οι εξισώσεις που υπεισέρχονται στον υπολογισμό των συντελεστών στον τύπο των Seckel & Beaudry.	14
<b>Πίνακας 5.1.</b> Καταγεγραμμένες μεταβλητές.	25
<b>Πίνακας 5.2.</b> Ημέρες καταγραφής ανά μήνα και έτος.	27
<b>Πίνακας 5.3.</b> Ποσοστά ταχυτήτων ανά μήνα.	37
<b>Πίνακας 6.1.</b> Ημέρες για τις οποίες πραγματοποιήθηκε η σύγκριση με τον αλγόριθμο του R.K.Reed.	49

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΣΧΗΜΑΤΩΝ

	σελ.
<b>Σχήμα 5.1.</b> Η συνολική κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης.	29
<b>Σχήμα 5.2.</b> Η κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης για τους μήνες Μάρτιο-Απρίλιο-Μάιο.	30
<b>Σχήμα 5.3.</b> Η κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης για τους μήνες Ιούλιο-Αύγουστο-Σεπτέμβριο.	30
<b>Σχήμα 5.4.</b> Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, πριν και μετά την αφαίρεση των ακραίων τιμών.	32
<b>Σχήμα 5.5.</b> Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, μετά και τη διαβαθμονόμηση τους.	33
<b>Σχήμα 5.6.</b> Μηνιαία (4/2000) και ημερήσια (2/4/2000) μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι δύο αισθητήρες.	34
<b>Σχήμα 5.7.</b> Η συσχέτιση των τιμών προσανατολισμού του αισθητήρα διεύθυνσης της Aanderaa με τις τιμές του GPS, για τον μήνα Απρίλιο του 2000 για όλες τις τιμές της ταχύτητας του πλοίου.	36
<b>Σχήμα 5.8.</b> Η συσχέτιση των τιμών προσανατολισμού του αισθητήρα διεύθυνσης της Aanderaa με τις τιμές του GPS, για τους μήνες Μάιο, Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο του 2000 για όλες τις τιμές της ταχύτητας του πλοίου.	38
<b>Σχήμα 5.9.</b> Η συνολική μεταβλητότητα μεταξύ των δύο οργάνων όπως εξελίσσεται με την αύξηση της ταχύτητας του πλοίου.	39

<b>Σχήμα 5.10.</b> Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, μετά και την αφαίρεση τιμών που τυχόν επηρεάζονται από τον καπνό του φουγάρου.	41
<b>Σχήμα 5.11.</b> Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, πριν ληφθεί υπόψη μια πιθανή επίδραση του καπνού από το φουγάρο.	42
<b>Σχήμα 5.12.</b> Η τυπική απόκλιση των μετρήσεων έκαστου αισθητήρα, όταν ο φαινόμενος άνεμος είναι πλευρικός, σε σχέση με την ταχύτητα του πραγματικού ανέμου.	44
<b>Σχήμα 5.13.</b> Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας μετά το πέρας της επεξεργασίας.	48
<b>Σχήμα 6.1.</b> Σύγκριση μεταξύ των τιμών που προκύπτουν από τον αλγόριθμο του R.K Reed (1977), με τις τιμές που κατέγραψαν οι αισθητήρες του σκάφους.	51
<b>Σχήμα 6.2.</b> Ο λόγος εκτιμήσεις/ μετρήσεις σε σχέση με την ημέρα του χρόνου.	52
<b>Σχήμα 6.3.</b> Ο λόγος εκτιμήσεις/ μετρήσεις σε σχέση με τη νεφοκάλυψη.	53

## ΚΑΤΑΛΟΓΟΣ ΕΙΚΟΝΩΝ

	σελ.
<b>Εικόνα 2.1.</b> Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας.	7
<b>Εικόνα 2.2.</b> Μεταβολή της λευκαύγειας ή ανακλαστικότητας των νεφών με την αύξηση της ζενίθιας γωνίας του ηλίου.	9
<b>Εικόνα 4.1.</b> Μεσόγειος Θάλασσα.	21
<b>Εικόνα 5.1.</b> Τα σημεία μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τους αισθητήρες του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ».	24
<b>Εικόνα 5.2.</b> Χαρακτηριστικά και μορφή των οργάνων μέτρησης της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας.	24
<b>Εικόνα 5.3.</b> Το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» κατά τη διάρκεια ερευνητικού ταξιδιού, ανοιχτά της χερσονήσου του Άθω.	26
<b>Εικόνα 6.1.</b> Οι περιοχές, όπου ταξίδεψε το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» για τις μέρες εκείνες που πραγματοποιείται η σύγκριση των μετρήσεων με τις εκτιμήσεις από τον αλγόριθμο του Reed.	50

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μεταβολή που παρατηρείται στο κλίμα κυρίως τα τελευταία χρόνια και οφείλεται είτε στην εσωτερική μεταβλητότητα του κλιματικού συστήματος, είτε σε φυσικούς και ανθρωπογενείς παράγοντες, συνιστά αντικείμενο τόσο κοινωνικού, όσο και επιστημονικού ενδιαφέροντος. Έτσι, από τη μια πλευρά η επιστημονική κοινότητα τις τελευταίες δεκαετίες επιδίδεται σε μια διαρκή προσπάθεια βελτίωσης των αριθμητικών μοντέλων, που χρησιμοποιούνται στην ποσοτικοποίηση των επιδράσεων - επιπτώσεων της κλιματικής αλλαγής στο περιβάλλον του πλανήτη (SCOR Working Group 110, 2000), από την άλλη πλευρά η κοινωνία σχεδιάζει νέες διαχειριστικές πολιτικές και αναζητά βιώσιμες λύσεις, με πρώτο στόχο να μετριάσει και δεύτερο να αντιμετωπίσει αυτές τις αλλαγές.

Το ενεργειακό ισοζύγιο της Γης, δηλαδή η ισορροπία ανάμεσα στη συνολικά εισερχόμενη και εξερχόμενη ακτινοβολία, αποτελεί το ρυθμιστικό παράγοντα για το κλίμα στον πλανήτη. Κομμάτι αυτής της διεργασίας με καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση του κλίματος είναι και η ενέργεια που ανταλλάσσεται μεταξύ ατμόσφαιρας – θάλασσας και συνίσταται στη μικρού και μεγάλου μήκους κύματος εισερχόμενη και εξερχόμενη αντίστοιχα ηλιακή ακτινοβολία, στην ενέργεια εξάτμισης - συμπύκνωσης (*latent heat*) και τη μεταφορά ενέργειας δια αγωγής (*sensible heat*). Τα τελευταία χρόνια δε, έχει σημειωθεί σημαντική πρόοδος, όσον αφορά στις γνώσεις μας για τις επιφανειακές ροές ενέργειας, ενώ οι έρευνες γύρω από τις αλληλεπιδράσεις ατμόσφαιρας – θάλασσας έχουν βελτιώσει σημαντικά τα μαθηματικά μοντέλα που υπολογίζουν αυτές τις ροές.

Στην εργασία αυτή το ενδιαφέρον μας εστιάζεται στην εκτίμηση της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, μια περιοχή, η οποία βρίσκεται κοντά σε μεγάλες πηγές ανθρωπογενών (αστικά κέντρα νοτίου και κεντρικής Ευρώπης) και φυσικών αιωρούμενων σωματιδίων (*aerosols*) (έρημος Σαχάρα) και επηρεάζεται σημαντικά από αυτές (Gilman & Garrett, 1994, Kubilay et al, 1999, Κοζακ et al, 2004, Vrekoussis et al, 2005). Πιο συγκεκριμένα, σκοπός μας είναι να ελέγξουμε τη δυνατότητα εφαρμογής του αλγορίθμου του R. K. Reed (1977) στον υπολογισμό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή αυτή. Άλλωστε, η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, αποτελεί σημαντικό στοιχείο στα μοντέλα θαλάσσιας, ωκεάνιας και ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας ως συνοριακή συνθήκη, καθώς και στη διαμόρφωση των θαλάσσιων μαζών



(Tragou & Lascaratos, 2003), ενώ παίζει καθοριστικό ρόλο στη δυναμική και τη διαμόρφωση του κλίματος, δεδομένου ότι τα φαινόμενα που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα επηρεάζουν άμεσα το θαλάσσιο περιβάλλον και αντίστροφα (Schiano M.E. et al, 1993).

Ο έλεγχος αυτός πραγματοποιείται συγκρίνοντας απευθείας μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας από τη θάλασσα, όπως τις παίρνουμε από το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», με τις αντίστοιχες τιμές που μας δίνει ο αλγόριθμος. Μια τέτοια έρευνα πραγματοποιείται για πρώτη φορά για την Ανατολική Μεσόγειο, ενώ αξιοσημείωτο είναι το γεγονός ότι οι τιμές που διαθέταμε μέχρι σήμερα για την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας για την περιοχή, προέρχονταν είτε από μετρήσεις σε παράκτιους σταθμούς, είτε από δορυφορικά δεδομένα.

Αν και όπως θα δούμε στη συνέχεια υπάρχει μεγάλος αριθμός εμπειρικών σχέσεων (Kimball-1928, Berliand -1960, Laevastu -1960, Tabata -1964, Lumb -1964 κ.α.) που υπολογίζει τη μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, εντούτοις ο αλγόριθμος του R.K.Reed εφαρμόζεται με αρκετά μεγάλη ακρίβεια τόσο σε μικρά, όσο και σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (R.K. Reed,1977, Dobson & Smith, 1988) αλλά και στην περιοχή τη Μεσογείου που μας ενδιαφέρει (Schiano et al, 1993, Gilman & Garrett, 1994, Schiano, 1996, Poulos et al, 1997, Castellari et al, 1998, Angelucci et al, 1998, Tragou & Lascaratos, 2003). Επίσης, εφαρμόζεται ευρέως για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας σε βάσεις δεδομένων που χρησιμοποιούνται για κλιματικές έρευνες (Da Silva et al, 1994, Josey e al, 2000).

Στη συνέχεια της εργασίας παρουσιάζονται αρχικά οι φυσικές διεργασίες που περιγράφουν τη διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα ατμόσφαιρας – θάλασσας, ενώ γίνεται εκτενής αναφορά στις εμπειρικές σχέσεις που υπολογίζουν την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της θάλασσας, καθώς και στα αποτελέσματα της εφαρμογής του αλγορίθμου του R.K. Reed από παλαιότερες έρευνες. Ακολουθεί η επεξεργασία των μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας, οι οποίες προέρχονται από ένα σύστημα δύο πυρανομέτρων και ελέγχονται οι πιθανές πηγές σφαλμάτων που είναι δυνατόν να επηρεάζουν τα δεδομένα μας. Έπειτα, κατά την εφαρμογή της φόρμουλας του R.K.Reed (1977):

$$Q_s = Q_{cs} (1 - 0.62 \cdot C + 0.0019 \cdot a),$$

για τον υπολογισμό της μέσης ημερήσιας τιμής της ηλιακής ακτινοβολίας σε ανέφελο ουρανό ( $Q_{cs}$ ), χρησιμοποιούμε τον τύπο των Seckel & Beaudry (1973), ενώ το ύψος του ηλίου ( $a$ ) (βλέπε Παράρτημα 1.A) υπολογίζεται με τη βοήθεια μαθηματικού τύπου στον οποίο δίνουμε το γεωγραφικό πλάτος και την ημέρα του χρόνου. Οι τιμές της

νεφοκάλυψης (C) προέκυψαν από οπτικές παρατηρήσεις πάνω στο σκάφος, όπως αυτές εστάλησαν στην Ε.Μ.Υ.. Τελικά, συγκρίνουμε τις μέσες ημερήσιες τιμές της ακτινοβολίας που προκύπτουν από τις καταγραφές των οργάνων με αυτές από τον αλγόριθμο του Reed για τις αντίστοιχες μέρες και ακολουθεί η ανάλυση των αποτελεσμάτων και η εξαγωγή συμπερασμάτων με γνώμονα τα αποτελέσματα των παλαιότερων ερευνών.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2. ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

### 2.1 Η ηλιακή ακτινοβολία

Ο ήλιος είναι ένας μέσος αστέρας του γαλαξία μας με διάμετρο  $1.42 \cdot 10^6$  Km, που βρίσκεται σε απόσταση  $150 \cdot 10^6$  Km από τη γη. Κάθε τετραγωνικό εκατοστό της ηλιακής επιφάνειας εκπέμπει 6.2 kW ακτινοβολίας (Kraus E., Businger J., 1994), από τα οποία ένα πολύ μικρό ποσοστό φτάνει στη γήινη επιφάνεια. Παρόλα αυτά, ο ήλιος αποτελεί βασική πηγή ενέργειας και διατήρησης της ζωής στον πλανήτη, ενώ είναι η σημαντικότερη αιτία της δημιουργίας των ανέμων και των ωκεάνιων ρευμάτων.

Η ηλιακή ενέργεια που φτάνει στην επιφάνεια της γης αντιπροσωπεύει το 99,97% των αναγκών της (Σαχσαμάνογλου Χ., Μπλούτσος Α., 1998) και κατά το μεγαλύτερο μέρος της είναι ηλεκτρομαγνητικής φύσης, που οφείλεται στο φαινόμενο ακτινοβολίας μέλανος σώματος, αν και ένα μικρό ποσοστό, το οποίο επηρεάζει ελάχιστα την επιφανειακή θερμοκρασία, είναι σωματιδιακής φύσης και συνδέεται με τους ηλιακούς ανέμους<sup>1</sup> (Hartmann D, 1994).

Ο ήλιος εκπέμπει σε ένα ευρύ φάσμα ακτινοβολιών με μήκη κύματος που κυμαίνονται από τα 150nm έως τα 4000nm περίπου. Το 9% της ακτινοβολίας αντιστοιχεί στο υπεριώδες τμήμα του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος ( $\lambda < 400\text{nm}$ ), το 44% στο ορατό τμήμα ( $400\text{nm} < \lambda < 740\text{nm}$ ) και το υπόλοιπο 47% στο υπέρυθρο ( $\lambda > 740\text{nm}$ ) (Σαχσαμάνογλου Χ., Μπλούτσος Α., 1998). Η συνολικά εκπεμπόμενη ισχύς απ' όλη την επιφάνειά του και σε όλο το πλάτος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, καλείται ηλιακή φωτεινότητα (*solar luminosity*-  $L_0$ ) και είναι ίση με  $3.9 \times 10^{26}$  W. Δεδομένου ότι ο χώρος ανάμεσα στη γη και τον ήλιο είναι κενός και ότι η ενέργεια διατηρείται, η ποσότητα ενέργειας ανά μονάδα χρόνου, που φτάνει στη γη είναι ίση με τη φωτεινότητα. Θεωρώντας ότι η πυκνότητα ροής ενέργειας είναι ομοιόμορφη σε όλη την επιφάνεια του ηλίου και αν γράψουμε την πυκνότητα ροής σε οποιαδήποτε απόσταση  $d$  ως  $J_d$ , τότε:

$$L_0 = J_d 4\pi d^2 \quad (2.1)$$

<sup>1</sup> Ηλιακός άνεμος ονομάζεται η ροή πλάσματος (αέριο φορτισμένων σωματιδίων) από τα εξωτερικά στρώματα του ηλιακού στέμματος, προς το μεσοπλανητικό και στη συνέχεια μεσοαστρικό χώρο.

Ορίζουμε έτσι, ως ηλιακή σταθερά την πυκνότητα ροής της ενέργειας του ηλίου στη μέση απόσταση γης – ηλίου και είναι για  $d=1,5 \times 10^{11}$  m ίση με  $J_0=1367$  W/m<sup>2</sup>. Ακριβέστερες μετρήσεις έδειξαν ότι, στατιστικά, η ακριβής τιμή της ηλιακής σταθεράς πρέπει να είναι  $J_0=1367 \pm 7$  W/m<sup>2</sup>, ενώ επιπλέον έχουμε μια διακύμανση  $\pm 1$  W/m<sup>2</sup> κάθε 11 χρόνια περίπου λόγω της ηλιακής δραστηριότητας (Σαχσαμάνογλου Χ., Μακρογιάννης Τ., 1998).

## **2.2 Η διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα έδαφος – ατμόσφαιρα**

Τόσο η κατακόρυφη ροή της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, όσο και οι ανταλλαγές ενέργειας μεταξύ ατμόσφαιρας και επιφάνειας, αποτελούν καταλυτικούς παράγοντες στη διαμόρφωση του κλίματος.

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας, αν και εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος, την εποχή και την ημέρα του χρόνου, υπολογίζοντας το για όλη την επιφάνεια της γης, προκύπτει ότι είναι κατά μέσο όρο ίσο με 342 W/m<sup>2</sup> (Hartmann D., 1994, Clarke A. et al., 2001). Συμβολίζοντας την παραπάνω ποσότητα με  $Q_0$ , η σχέση που περιγράφει τη διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα είναι η εξής:

$$Q_0 = \underbrace{a \cdot (Q_{dir} + Q_{diff})}_1 + \underbrace{(1-a) \cdot (Q_{dir} + Q_{diff})}_2 + C_a + A_a + C_r + A_r \quad (2.2)$$

(Σαχσαμάνογλου Χ., Μπλούτσος Α., 1998), όπου η μεταβλητή  $a$  (*albedo*) εκφράζει την ανακλαστικότητα ή λευκαύγεια της επιφάνειας, τα  $Q_{dir}$  και  $Q_{diff}$  εκφράζουν το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της γης είτε απευθείας, είτε μετά από σκέδαση στα μόρια και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, ενώ τα  $C_a$ ,  $A_a$  και  $C_r$ ,  $A_r$  αποτελούν τα ποσά που απορροφώνται και ανακλώνται αντίστοιχα από τα νέφη και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας. Συνεπώς οι ποσότητες 1 και 2 όπως σημειώνονται στη σχέση (2.2) αντιστοιχούν στο ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που αντανακλάται και απορροφάται από το έδαφος ή τους ωκεανούς.

Ο πλανήτης συνολικά απορροφά το 70% της άμεσης ακτινοβολίας και αντανακλά το 30%. Τα ποσοστά απορρόφησης κατά τη διαδρομή της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα έχουν ως εξής: Το 3% απορροφάται στη στρατόσφαιρα από το όζον και το οξυγόνο, το 17 % στην τροπόσφαιρα κυρίως από τους υδρατμούς (13%) και τα νέφη (3%), ενώ το

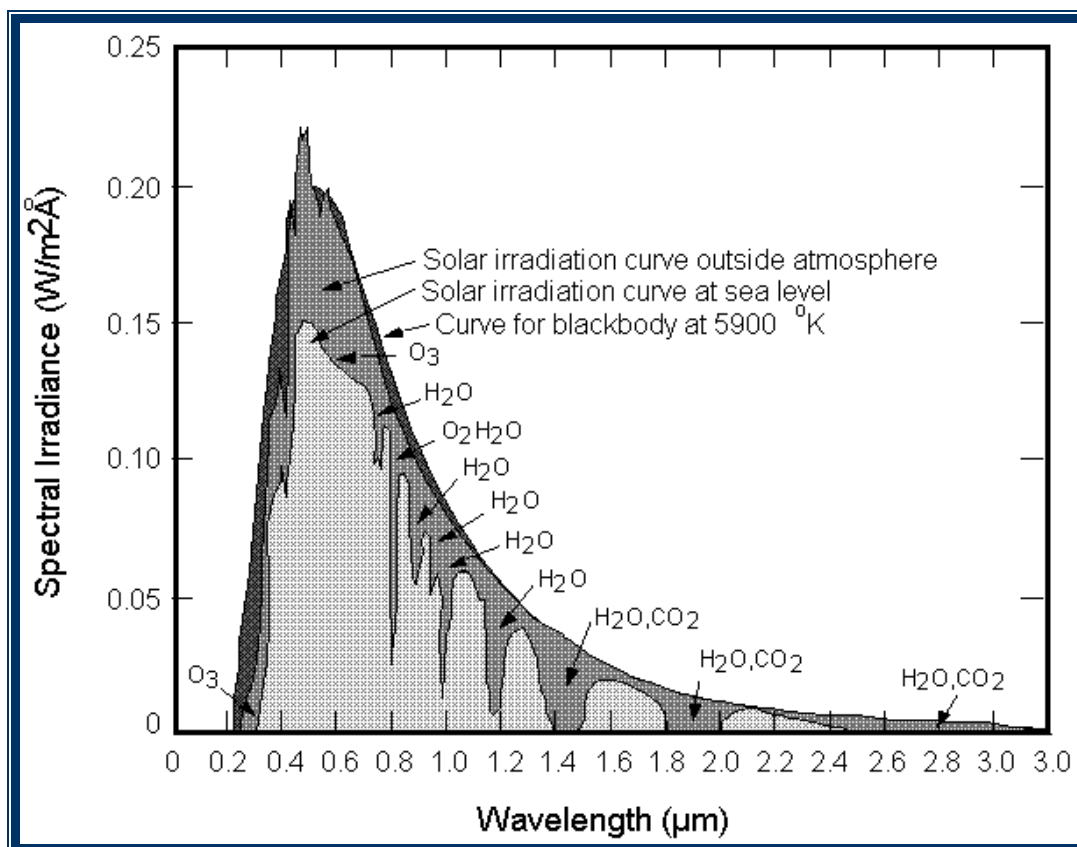
υπόλοιπο 1% μοιράζεται ανάμεσα στο διοξείδιο του άνθρακα, το οξυγόνο και το όζον(Hartmann D, 1994). Τελικά από την επιφάνεια απορροφάται το υπόλοιπο 50% (Hartmann D, 1994). Είναι σαφές λοιπόν, ότι η άμεση απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα είναι μικρή (30%), καθώς από το συνολικό ποσό ακτινοβολίας που απορροφά ο πλανήτης το μεγαλύτερο μέρος αυτής απορροφάται από την επιφάνεια (70%) και συνεπώς, κατά κύριο λόγο, από τους ωκεανούς

### **2.3 Το ενεργειακό ισοζύγιο στην επιφάνεια της θάλασσας**

Το ισοζύγιο της ενέργειας στην επιφάνεια της θάλασσα, προσδιορίζεται τόσο από την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας (ακτινοβολούσα μορφή ενέργειας), όσο και από την αέναη ανταλλαγή ποσοτήτων ενέργειας μεταξύ θάλασσας και ατμόσφαιρας, η οποία οφείλεται στην τυρβώδη ροή στην διεπιφάνεια θάλασσα-ατμόσφαιρα. Αναλυτικότερα, η ενέργεια στην επιφάνεια της θάλασσας είναι ίση με το αλγεβρικό άθροισμα της εισερχόμενης μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας -  $Q_s$  (*shortwave solar radiation*), της εξερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας -  $Q_b$  (*longwave solar radiation* or "*back*" *radiation*) καθώς και των ποσοτήτων της ενέργειας εξάτμισης-συμπύκνωσης -  $Q_e$  (*latent heat*) και της ενέργειας δια αγωγής -  $Q_h$  (*sensible heat*). Σχηματικά:

$$Q_t = Q_s - Q_b - Q_e - Q_h \quad (2.3)$$

Δεδομένου ότι αντικείμενο της εργασίας αποτελεί η μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, δεν θα γίνει περαιτέρω ανάλυση των υπολοίπων μορφών ενέργειας. Έτσι, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία όπως προαναφέραμε υφίσταται απορρόφηση, σκέδαση και ανάκλαση από τα σωματίδια και τα μόρια της ατμόσφαιρας. Η ατμόσφαιρα είναι μερικώς διαφανής στην υπεριώδη και υπέρυθρη ηλιακή ακτινοβολία, αφού από το όζον απορροφάται το υπεριώδες με μήκη κύματος μικρότερα των 0.29μm και από το οξυγόνο, τους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα υπέρυθρη ακτινοβολία με μήκη κύματος μεταξύ 0.7 και 4.0μm (Kraus E., Businger J., 1994). Όσον αφορά στο φάσμα του ορατού, διέρχονται από την ατμόσφαιρα χωρίς καμία απορρόφηση ακτινοβολίες από 0.4μm - 0.68μm, ένα εύρος ακτινοβολιών το οποίο αντιπροσωπεύει το 60% της ενέργειας που εκπέμπεται από τον ήλιο(Kraus E., Businger J., 1994).



**Εικόνα 2.1. Το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας**  
 (Πηγή:<http://science.nasa.gov/headlines/images/sunbathing/sunspectrum.htm>)

Η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διέλευσή της από την ατμόσφαιρα, εξαρτάται από τη θέση του ηλίου και πιο συγκεκριμένα από το ύψος του (βλέπε Παράρτημα 1.A). Όταν ο ήλιος βρίσκεται σε μικρή γωνία σε σχέση με τον ορίζοντα σκεδάζεται μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας, αφού η τελευταία διανύει μεγαλύτερη απόσταση μέσα στην ατμόσφαιρα. Ένα μέρος της σκεδαζόμενης ακτινοβολίας εξέρχεται από την ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο φτάνει στην επιφάνεια και αποτελεί κατά κύριο λόγο την αποκαλούμενη διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία.

Τέλος, η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια τη θάλασσας ανακλάται πίσω στην ατμόσφαιρα, ενώ ένα μέρος της που ανήκει κυρίως στο ορατό απορροφάται από τη θάλασσα. Η ανακλαστικότητα της επιφάνειας, η οποία ορίζεται ως το πηλίκο της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα, αυξάνει καθώς αυξάνεται η γωνία πρόσπτωσης, γεγονός που συμβαίνει όταν ο ήλιος είναι χαμηλά στον ουρανό και η θάλασσα είναι ήρεμη. Στην αντίθετη περίπτωση, όπου έχουμε κυματισμούς, όταν ο ήλιος είναι χαμηλά συναντά την επικλινή επιφάνεια των κυμάτων με αποτέλεσμα η γωνία πρόσπτωσης να μειώνεται και κατά συνέπεια να μειώνεται και η ανακλαστικότητα της επιφάνειας. Στην περίπτωση αυτή

η ανακλαστικότητα αυξάνεται με ταυτόχρονη μείωση της απορρόφησης, προς το μεσημέρι όπου ο ήλιος βρίσκεται ψηλά.

## **2.4 Η επίδραση των νεφών**

Στο σημείο αυτό και πριν αναφερθούμε εκτενέστερα στην επίδραση των νεφών στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία και γενικότερα στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη και το κλίμα, κρίνεται σκόπιμο να γίνει μια σύντομη αναφορά στα γενικά χαρακτηριστικά των νεφών.

Τα νέφη, αποτελούνται είτε από σταγονίδια νερού, είτε από σωματίδια πάγου και σχηματίζονται από τη συμπύκνωση των υδρατμών της ατμόσφαιρας (Hartmann D, 1994). Αν και βρίσκονται σε διαρκή εξέλιξη και παρουσιάζουν μεγάλη ποικιλία μορφών, είναι δυνατό να καθοριστεί περιορισμένος αριθμός χαρακτηριστικών μορφών νεφών που παρατηρούνται. Έτσι, ταξινομούνται με βάση τη θέση και πιο συγκεκριμένα το ύψος στο οποίο βρίσκονται, καθώς και τη μορφή τους, σε:

1. **ανώτερα νέφη**, με ύψος πάνω από 6km, κατηγορία στην οποία ανήκουν τα *Cirrus*, *Cirrocumulus* και *Cirrostratus*

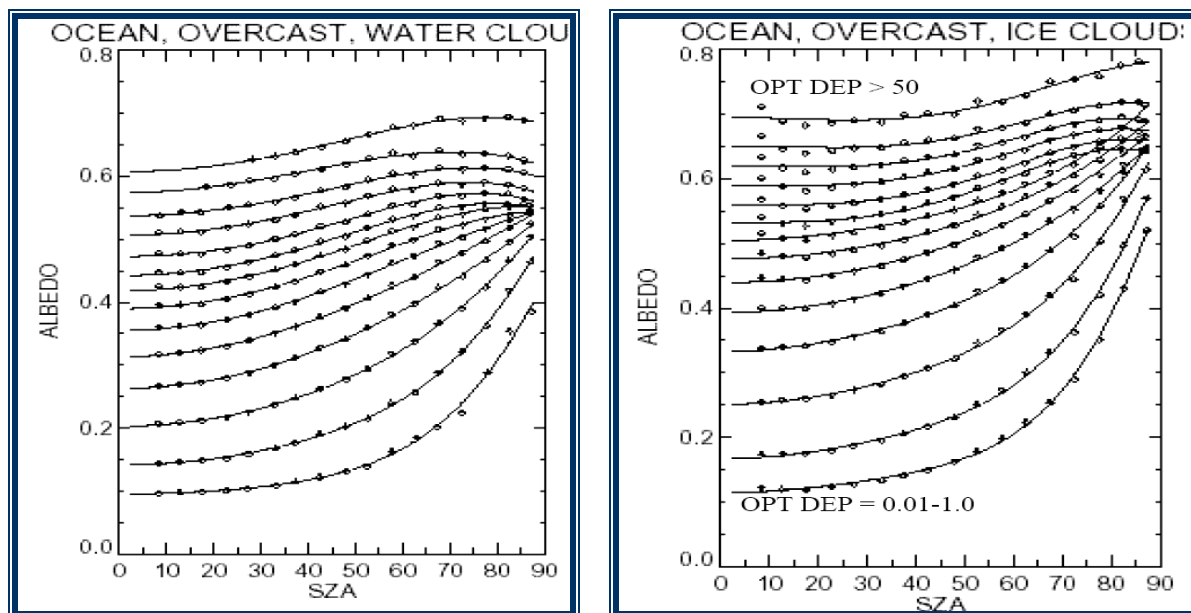
2. **μέσα νέφη**, με ύψος μεταξύ 2 και 6km, όπου ανήκουν τα *Altostratus* και *Altostratus* και

3. **κατώτερα νέφη**, με ύψος κάτω των 2km, όπου ανήκουν τα *Stratus*, *Stratocumulus*, *Nimbostratus* καθώς και τα *Cumulus* και *Cumulonimbus*, τα οποία παρουσιάζουν σημαντική κατακόρυφη ανάπτυξη.(K.N. Liou, 1992).

Τα νέφη επηρεάζουν σημαντικά τόσο την εισερχόμενη, όσο και την εξερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία ανακλώντας την πρώτη και απορροφώντας τη δεύτερη. Η φύση αυτής της αλληλεπίδρασης εξαρτάται από τη συνολική ποσότητα, το μέγεθος και το σχήμα των σταγόνων ή των σωματιδίων αλλά και τη χωρική τους κατανομή (Hartmann D, 1994).

Μια πιο εύκολη και απλουστευμένη προσέγγιση στο πρόβλημα της επίδρασης των νεφών είναι η παραδοχή της ομοιόμορφης και απεριόριστης οριζόντιας κατανομής τους. Στην περίπτωση αυτή η ανακλαστικότητά τους, αυξάνει καθώς αυξάνεται η ποσότητα των σταγονιδίων νερού, μέχρι κάποια οριακή τιμή πάνω από την οποία όσο και να αυξηθεί η ποσότητα των σταγονιδίων και πυκνώσουν τα νέφη δεν υπάρχει περαιτέρω μεταβολή της ανακλαστικότητάς τους. Παράλληλα, για σταθερή ποσότητα σταγονιδίων νερού, η ανακλαστικότητα των νεφών είναι μεγαλύτερη για τα μικρότερα σταγονίδια.

Δεύτερο παράγοντα επηρεασμού της ανακλαστικότητας των νεφών αποτελεί η ζενίθια γωνία του ηλίου. Ειδικότερα, με την αύξηση αυτής αυξάνει και η νεφική ανακλαστικότητα, ενώ για τις μεγαλύτερες γωνίες παρατηρούνται εντονότερες διακυμάνσεις της.



**Εικόνα 2.2. Μεταβολή της λευκαύγειας ή ανακλαστικότητας των νεφών με την αύξηση της ζενίθιας γωνίας του ηλίου.**

**(Πηγή: [asd-www.larc.nasa.gov/ceres/STM/2002\\_01/Boghosian.pdf](http://asd-www.larc.nasa.gov/ceres/STM/2002_01/Boghosian.pdf)).**

Σύμφωνα με δορυφορικές παρατηρήσεις τα νέφη μειώνουν της εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία κατά  $50 \text{ W/m}^2$ , καθώς αυξάνουν την ανακλαστικότητα τους από 15-30% (Κ.Ν. Λιου, 1992).

Τέλος, η επίδραση των νεφών στην ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται και από την ύπαρξη αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα καθώς τα τελευταία δρουν ως πυρήνες συμπύκνωσης. Έτσι, οι όλο και μεγαλύτερες συγκεντρώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων (aerosols) στην ατμόσφαιρα τις τελευταίες δεκαετίες, συντελούν στον εμπλουτισμό των νεφών με νεφοσταγόνες καθώς συμπυκνώνεται μεγαλύτερο ποσοστό υδρατμών. Συνέπεια της δράσης των aerosols αποτελεί η αύξηση της ανακλαστικότητας των νεφών, με ταυτόχρονη μείωση της διάρκειας ζωής τους, αφού μειώνεται το μέγεθος των σταγονιδίων και κατακρημνίζονται (Twomey S.,1991). Μετρήσεις αποδεικνύουν ότι η ένταση της ακτινοβολίας μειώνεται κατά  $1-2 \text{ W/m}^2$ , αν και στην περιοχή της Μεσογείου αναμένονται διακυμάνσεις μεγαλύτερες από  $10 \text{ W/m}^2$ .



## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΚΗ ΕΡΕΥΝΑ

### 3.1 Παραμετροποίηση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας

Ήδη από τις αρχές του 20<sup>ου</sup> αιώνα, στους επιστημονικούς κύκλους άρχισε να διαφαίνεται η ανάγκη για μαθηματικό φορμαλισμό στον υπολογισμό της εντάσεως της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας, που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας. Άλλωστε για πολλά χρόνια, όπως αναφέρει και ο R. K. Reed (1977), «η εισροή ακτινοβολίας στους ωκεανούς αποτέλεσε τροχοπέδη στον προσδιορισμό του θερμικού τους ισοζυγίου». Πράγματι, αν και υπήρξαν σημαντικές προσπάθειες, όπως θα δούμε παρακάτω για τον προσδιορισμό της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας, εντούτοις η έλλειψη δεδομένων προς σύγκριση και επιβεβαίωση των υπολογισμών καθιστούσε εντέλει μόνο θεωρητική, χωρίς πρακτική εφαρμογή, την όλη προσπάθεια.

Σύμφωνα με τον R.K. Reed (1977), το 1928 ο **Kimball** πρότεινε τη γραμμική μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας, που διέρχεται την ατμόσφαιρα και φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, σε σχέση με τη νεφοκάλυψη, όπως φαίνεται και από την παρακάτω σχέση:

$$Q_s = Q_{cs}(1 - 0.71 \cdot C) \quad (3.1).$$

Τα  $Q_s$  και  $Q_{cs}$  είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας με νεφοσκεπή και ανέφελο ουρανό αντίστοιχα και  $C$  είναι το ποσοστό της νεφοκάλυψης. Τριάντα περίπου χρόνια αργότερα (1960), όπως αναφέρεται στην ίδια πηγή, οι **T.G. Berliand** και **Laevastu** πρότειναν δύο μη γραμμικές σχέσεις μεταβολής της ηλιακής ακτινοβολίας σε συνάρτηση με τη νεφοκάλυψη ( $C$ ) και το ύψος του ηλίου ( $a$ ) μέσα στην ατμόσφαιρα, οι οποίες είναι αντίστοιχα:

$$Q_s = Q_{cs}(1 - a \cdot C + 0.38 \cdot C^2) \quad (3.2)$$

και

$$Q_s = Q_{cs}(1 - 0.60 \cdot C^3) \quad (3.3),$$

ενώ το 1964 ο **Tabata** προτείνει τη γραμμική μείωση της εισερχόμενης ακτινοβολίας ανάλογα με το ποσοστό νεφών ( $C$ ) και το ύψος του ηλίου ( $a$ ), η οποία εκφράζεται από τη σχέση:

$$Q_s = Q_{cs} (1 - 0.716 \cdot C + 0.0252 \cdot a) \quad (3.4).$$

Την ίδια χρονιά ο **Lumb** δημιουργεί οκτώ διαφορετικούς αλγόριθμους για τον υπολογισμό της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που αντιστοιχούν σε διαφορετικές συνθήκες νεφοκάλυψης. Ο τύπος του Lumb, υπολογίζει την ηλιακή ακτινοβολία σε ωριαία βάση και είναι :

$$Q_s = S \cdot J_o (a + b \cdot S) \quad (3.5),$$

όπου  $S$  είναι η μέση ωριαία τιμή του συνημίτονου της ζενίθιας γωνίας του ηλίου,  $J_o$  η ηλιακή σταθερά και  $a$ ,  $b$  συντελεστές, οι οποίοι παίρνουν τιμές ανάλογα με τις συνθήκες νεφοκάλυψης (Schiano et al, 1993).

Το 1977 ο **R.K.Reed** στην εργασία του «*On estimating insolation over the ocean*», δημοσιεύει τον αλγόριθμο που προτείνει για τον υπολογισμό της έντασης της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας. Χρησιμοποιώντας δεδομένα από παράκτιους σταθμούς καταλήγει σε μια εμπειρική σχέση, η οποία όπως και στην περίπτωση του Tabata εκφράζει τη μείωση της ακτινοβολίας ανάλογα με το ποσοστό των νεφών και το ύψος του ηλίου και είναι:

$$Q_s = Q_{cs} (1 - 0.62 \cdot C + 0.0019 \cdot a) \quad (3.6),$$

όπου όπως έχει ήδη αναφερθεί το  $Q_{cs}$  είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας σε ανέφελο ουρανό,  $C$  η τιμή της νεφοκάλυψης όπως προέκυψε από οπτικές παρατηρήσεις σε δέκατα και  $a$  το ύψος του ηλίου στις 12μ.μ.(noon solar elevation).

Δεδομένου ότι η θολερότητα (*turbidity*) της ατμόσφαιρας πάνω από τη θάλασσα παρουσιάζει πολύ μικρές μεταβολές, η ένταση της εισερχόμενης ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια ( $Q_{cs}$ ) σε ανέφελο ουρανό είναι δυνατόν να υπολογιστεί με τη βοήθεια μαθηματικού τύπου. Για το λόγο αυτό ο R.K.Reed (1977) χρησιμοποιεί τον μαθηματικό τύπο των **Seckel & Beaudry** (1973) (καλείται και "*Smithsonian formula*"). Ο τύπος

αυτός αποτελεί αρμονική αναπαράσταση των τιμών που αναφέρονται στη βάση δεδομένων 'Smithsonian Meteorological Tables', η εξαγωγή των τιμών της οποίας βασίζεται στις μαθηματικές σχέσεις του List (1958). Ο List υπολόγισε το συνολικό ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας σε ανέφελο ουρανό διακρίνοντάς την στην απευθείας και σκεδαζόμενη συνιστώσα της (Schiano, 1996). Έτσι, η απευθείας συνιστώσα είναι ίση με:

$$Q_{DIR} = Q_0 \cdot \tau^{\sec z} \quad (3.7)$$

όπου  $\tau$  είναι ο συντελεστής μεταφοράς της ατμόσφαιρας που θεωρείται χωροχρονικά σταθερός και ίσος με 0.7,  $z$  η ζενίθια απόσταση του ηλίου (βλέπε Παράρτημα 1.A) και  $Q_0$  το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει σε μια οριζόντια μοναδιαία επιφάνεια στο όριο της ατμόσφαιρας και ολοκληρώνεται από την ανατολή έως τη δύση του ηλίου για να μας δώσει το συνολικό ποσό ακτινοβολίας στη διάρκεια μιας ημέρας (Da Silva et al, 1994). Συνεπώς είναι:

$$Q_0 = \int J_o \cdot \cos z \cdot dt \quad (3.8),$$

με  $J_o = 1353 \text{ W/m}^2$  την ηλιακή σταθερά και  $z$  τη ζενίθια απόσταση, η οποία εκφράζεται από τη σχέση:

$$\cos z = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cosh \quad (3.9).$$

Το  $\varphi$  στη σχέση 3.9 είναι το γεωγραφικό πλάτος, ενώ το  $\delta$  η απόκλιση του ηλίου (βλέπε Παράρτημα 1.B), που λαμβάνει προσεγγιστικά την τιμή του Greenwich στις 12 το μεσημέρι και  $h$  η ωριαία γωνία (Da Silva et al, 1994).

Η συνιστώσα που φτάνει μετά από σκέδαση στην επιφάνεια υπολογίζεται από τον τύπο:

$$Q_{DIFF} = \frac{1}{2} [(1 - A) \cdot Q_0 - Q_{DIR}] \quad (3.10),$$

όπου ο όρος  $A$  που εμφανίζεται εδώ είναι ο συντελεστής απορρόφησης του όζοντος και των υδρατμών και είναι ίσος με 0.09. Οι Seckel & Beaudry βασιζόμενοι στις παραπάνω

σχέσεις κατέληξαν τελικά στον εμπειρικό τύπο που δίνει το συνολικό ποσό που φτάνει στην επιφάνεια και είναι:

$$Q_{cs} = A_0 + A_1 \cos \varphi + B_1 \sin \varphi + A_2 \cos 2\varphi + B_2 \sin 2\varphi \quad (3.11).$$

Οι συντελεστές  $A_{0,1,2}$  και  $B_{1,2}$  εξαρτώνται από το γεωγραφικό πλάτος, ενώ το  $\varphi$  από την ημέρα του χρόνου  $t$  και είναι  $\varphi = (t - 21) \cdot (360/365)$ . Για τις δύο ζώνες που περικλείονται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών από 20° Νότια έως 40° Βόρεια του Ισημερινού και από 40° έως 60° Βόρεια, οι τιμές των συντελεστών είναι τριγωνομετρικές συναρτήσεις και πολυώνυμα δευτέρου βαθμού αντίστοιχα ως προς το γεωγραφικό πλάτος ( $L$ ), όπως φαίνεται από τον πίνακα που ακολουθεί.

**Πίνακας 3.1 Οι εξισώσεις που υπεισέρχονται στον υπολογισμό των συντελεστών στον τύπο των Seckel & Beaudry**

	<b>Γ.Π.: 20° S - 40° N</b>	<b>Γ.Π.: 40° N - 60° N</b>
<b>A<sub>0</sub></b>	$-15.82+326.87\cos L$	$342.61-1.97L-0.018L^2$
<b>A<sub>1</sub></b>	$9.63+192.44\cos(L+90)$	$52.08-5.86L+0.043L^2$
<b>A<sub>2</sub></b>	$-0.64+7.80\sin 2(L-45)$	$1.08-0.47L+0.011L^2$
<b>B<sub>1</sub></b>	$-3.27+108.70\sin L$	$-4.80+2.46L-0.017L^2$
<b>B<sub>2</sub></b>	$-0.50+14.42\cos 2(L-5)$	$-38.79+2.43L-0.034L^2$

Σύμφωνα λοιπόν, με τον R.K.Reed (1977), ο αλγόριθμος αυτός είναι δυνατό να εφαρμοστεί τόσο σε μικρά, όσο και σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, όταν η νεφοκάλυψη είναι ίση και μεγαλύτερη από 3/10. Στην περίπτωση δε, που είναι μικρότερη από 2/10, προτείνεται να μη λαμβάνεται υπόψη η επίδραση των νεφών στην μείωση της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας γιατί τότε ο αλγόριθμος δίνει μεγαλύτερη τιμή από ό,τι σε συνθήκες ανέφελου ουρανού, ενώ όταν ο ουρανός καλύπτεται μόνο από *cirrus*, αρκεί η μείωση της έντασης της ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας σε ανέφελο ουρανό κατά 5%. Τα σφάλματα των μετρήσεων για μέσες μηνιαίες τιμές δεν ξεπερνούν το 10% ενώ για μέσες εβδομαδιαίες τιμές είναι κοντά στο ±20%.

Ωστόσο, τα τελευταία χρόνια αναφέρονται στη διεθνή βιβλιογραφία και μια σειρά από μαθηματικές σχέσεις που υπολογίζουν την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, οι οποίες έχουν περισσότερο «τοπικό χαρακτήρα», καθώς

προκύπτουν από δεδομένα ακτινοβολίας και νεφοκάλυψης συγκεκριμένων γεωγραφικών περιοχών. Έτσι, ενδεικτικά αναφέρουμε τον αλγόριθμο του **M.M. Ali** (1989), για την περιοχή του Ινδικού ωκεανού κοντά στον Ισημερινό, η οποία προέκυψε στη διάρκεια μελέτης του ρόλου της εισερχόμενης μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας στην διαμόρφωση της επιφανειακής θερμοκρασίας, και είναι:

$$Q_s = Q_{abp} - 0.2 \cdot C \cdot Q_{avp} \quad (3.12).$$

Το  $Q_{abp}$  είναι η ακτινοβολία που απορροφάται συνολικά από το σύστημα ατμόσφαιρας - ωκεανού, το  $Q_{avp}$  η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο όριο της ατμόσφαιρας και το  $C$  το ποσοστό της νεφοκάλυψης. Η σχέση αυτή εφαρμόζεται με μεγάλη ακρίβεια για τη σχετικά νεφελώδη τροπική περιοχή του Ινδικού κατά την περίοδο των θερινών μουσώνων, με εξαίρεση τις περιοχές διαυγούς ουρανού όπου υπάρχει μικρή υπερεκτίμηση της ακτινοβολίας (περίπου 10%), δεν προκύπτει όμως η δυνατότητα εφαρμογής του σε μεγαλύτερο εύρος περιοχών.

Ομοίως, οι Niemelä *et al* το 2001 προτείνουν μια νέα παραμετροποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας, η οποία προέκυψε από δεδομένα ακτινοβολίας και νεφοκάλυψης στην περιοχή Jokioinen της Φινλανδίας και συμπεριλαμβάνει τόσο το συνολικό ποσό νεφοκάλυψης  $C$ , όσο και το ποσό των χαμηλών νεφών  $C_{low}$  και των «άλλων νεφών»  $C_{oth}$  όπως χαρακτηριστικά αναφέρονται (η ποσότητα των τελευταίων προκύπτει από τη διαφορά του συνολικού ποσού των νεφών μείον αυτού των χαμηλών νεφών -  $C_{oth} = C - C_{low}$ ). Η σχέση αυτή είναι:

$$Q_s = \left( 1 - C \left[ \frac{4.7 - 2.24 \cdot C_{low}}{C + 10^{-3}} \right] + 0.31 \cdot C_{low}^{2.46} + 0.73 \cdot C_{oth}^{4.7} \right) Q_{cs} \quad (3.13)$$

και σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μελέτης εφαρμόζεται με πολύ μεγάλη ακρίβεια στην ευρύτερη περιοχή των Jokioinen και Sodankyla της Φινλανδίας, χωρίς όμως να προκύπτει η γενικότερη εφαρμογή της και σε ευρύτερη ζώνη γεωγραφικών πλατών.

### **3.2 Εφαρμογή του αλγορίθμου του R.K.Reed (1977)**

Στην εργασία αυτή, όπως έχει ήδη αναφερθεί, ερευνούμε την δυνατότητα εφαρμογής και την αξιοπιστία του αλγορίθμου του R.K. Reed (1977), για τον υπολογισμό της εντάσεως της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, συγκρίνοντας τις εκτιμήσεις του αλγορίθμου με τις απευθείας μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας στη θάλασσα. Επισημαίνεται ότι είναι η πρώτη φορά που πραγματοποιούνται μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από τη θάλασσα στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, δίνοντάς μας τη δυνατότητα για μια τέτοια έρευνα στην περιοχή.

Αντίθετα, στην Δυτική Μεσόγειο η έρευνα αυτή έγινε το 1996 από την M.E. Schiano, με πολύ ικανοποιητικά αποτελέσματα, καθώς το σφάλμα των εκτιμήσεων σε σχέση με τις μετρήσεις δεν ξεπερνούσε τα  $5\text{W/m}^2$ . Η περαιτέρω μελέτη απέδειξε ότι ο τύπος του R.K.Reed υπερεκτιμά την ακτινοβολία σε συνθήκες ανέφελου ουρανού, λόγω της μεγάλης συγκέντρωσης υδρατμών και αιωρούμενων σωματιδίων στην ατμόσφαιρα αλλά και λόγω της υπερεκτίμησης της ηλιακής ακτινοβολίας σε ανέφελο ουρανό από τον τύπο των Seckel & Beaudry (Οι τιμές για τα  $J_0$ ,  $\tau$  και  $A$  είναι οι ίδιες που αναφέρονται στις σχέσεις 10 και 11), ενώ υπάρχει μικρή υποεκτίμηση, όταν ο ουρανός είναι νεφοσκεπής (M.E. Schiano, 1996).

Οι M.E.Schiano et al (1993), κατά τη διάρκεια μελέτης των αλληλεπιδράσεων ατμόσφαιρας-θάλασσας στην Τυρρηνική θάλασσα, στο πλαίσιο του πειράματος TEMPO (Tyrrhenian Multi-Platform Observations Experiment) συγκρίνουν απευθείας μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας που ελήφθησαν κατά τη διάρκεια ερευνητικών ταξιδιών στη Δυτική Μεσόγειο, με τους αλγορίθμους των Lumb (1964) και Reed (1977). Τα αποτελέσματα αποδεικνύουν ότι και οι δύο «φόρμουλες» υποεκτιμούν την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία για νεφοσκεπή ουρανό, αν και ο τύπος του Lumb επιβεβαιώνει καλύτερα τα πειραματικά δεδομένα. Αντίθετα, σε συνθήκες διαυγούς ουρανού ο τύπος του Reed είναι πιο κοντά στα πειραματικά δεδομένα. Και στις δύο περιπτώσεις πάντως, οι μέσες διαφορές μεταξύ των μετρήσεων και των εμπειρικών τύπων δεν ξεπερνούν το 3%.

Οι Dobson & Smith το 1988 μελετώντας τη «συμπεριφορά» 5 διαφορετικών εμπειρικών σχέσεων (Budyko formula, Lumb model, Lind model, Hybrid model, Reed model), ως προς δεδομένα δεκαετίας που ελήφθησαν από μετεωρολογικούς σταθμούς ποντισμένους στον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό Ωκεανό, παρατηρούν υπερεκτίμηση της ακτινοβολίας από τον αλγόριθμο του Reed για τους σταθμούς του Ατλαντικού ( $12\text{ W/m}^2$ ) και πολύ μικρή υποεκτίμηση για τον σταθμό του Ειρηνικού ( $1\text{ W/m}^2$ ), γεγονός που αποδίδεται στις διαφορετικές συνθήκες νεφοκάλυψης και ανακλαστικότητας των νεφών.

Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν και οι υπόλοιπες εμπειρικές σχέσεις αν και ο αλγόριθμος του Reed δίνει τα πιο ακριβή αποτελέσματα.

Οι Garrett et al το 1993 χρησιμοποιώντας τα δεδομένα COADS (Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set)<sup>2</sup> για τα έτη 1945-1989, εφάρμοσαν τον αλγόριθμο του Reed, υπολογίζοντας την μέση μηνιαία τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας σε ανέφελο ουρανό από τον εμπειρικό τύπο των Seckel & Beaudry (1973). Τα αποτελέσματα αυτής της μελέτης καταδεικνύουν την υπερεκτίμηση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά  $20 \text{ W/m}^2$  είτε λόγω συστηματικών σφαλμάτων που παρουσιάζει ο αλγόριθμος για χαμηλά επίπεδα νέφωσης είτε διότι δεν λαμβάνεται υπόψη η δράση των αιωρούμενων σωματιδίων.

Έτσι, το 1994 στην εργασία των Gilman & Garrett διαπιστώνεται ότι η υπερεκτίμηση της ακτινοβολίας της τάξης του 6% ( $13 \text{ W/m}^2$ ) οφείλεται αφενός στη χαμηλή νέφωση, όπου το 4% αναφέρεται στα σφάλματα που εισάγουν οι μέσες μηνιαίες τιμές νεφοκάλυψης (δεδομένου ότι στον αλγόριθμο του Reed εισάγονται μέσες ημερήσιες τιμές), αφετέρου στη δράση των aerosols. Μάλιστα αν και τα aerosols μεταβάλλονται χρονικά και χωρικά, προσεγγιστικά με τη χρήση μοντέλων (*radiative transfer models*), διαπιστώνεται ότι τα τελευταία μειώνουν την ηλιακή ακτινοβολία κατά  $6 \text{ W/m}^2$ , οπότε για να υπάρχει συμφωνία των μετρήσεων με τις εκτιμήσεις του αλγορίθμου, προτείνεται μείωση του συντελεστή μεταφοράς ( $\tau$ ) κατά 5% για το χρονικό διάστημα Μαΐου – Οκτωβρίου.

Στην ίδια τιμή με τους Gilman & Garrett, όσον αφορά στην ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της θάλασσας και χρησιμοποιώντας τα ίδια δεδομένα (COADS), καταλήγουν και οι Castellari et al (1998). Οι διαφορά τους έγκειται στο γεγονός ότι οι πρώτοι χρησιμοποιούν τον τύπο των Seckel & Beaudry (1973), ενώ οι δεύτεροι απευθείας τον τύπο του List, στον υπολογισμό του  $Q_{cs}$  (ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της θάλασσας σε συνθήκες διαυγούς ουρανού), επιβεβαιώνοντας τους Rosati και Miyacoda (1988), οι οποίοι αναφέρονται στην συμφωνία των αποτελεσμάτων μεταξύ των δύο εμπειρικών σχέσεων.

Οι Angelucci et al το 1997 μελετώντας το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας στην περιοχή της Μεσογείου για τα έτη 1987-1988, εφαρμόζοντας τον αλγόριθμο του Reed με διαφορετικά δεδομένα [ECMWF data set

---

<sup>2</sup> Τα COADS αποτελούν μια παγκόσμια βάση δεδομένων ωκεανογραφικών και ατμοσφαιρικών παραμέτρων (επιφανειακή θερμοκρασία, υγρασία, πιέσεις, άνεμοι, κυματισμοί, νεφοκάλυψη), [<http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/coads/>]. Η παρατήρηση και καταγραφή τους ξεκίνησε το 1784 και συνεχίζεται μέχρι σήμερα (η στατιστική τους επεξεργασία και εξαγωγή μέσω μηνιαίων τιμών, εκίνησε το 1800) και αποτελούν μια κοινή προσπάθεια των NSF'S- NCAR (National Science Foundation's National Centre for Atmospheric Research) και NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) [[http://dss.ucar.edu/pub/COADS\\_intro.html](http://dss.ucar.edu/pub/COADS_intro.html)].

(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, UK) & NCEP data set (National Center for Environmental Predictions, Washington DC, USA)] καταλήγουν σε υψηλότερες τιμές, σε σχέση με τις προηγούμενες μελέτες. Η διαφορά αυτή πιθανότατα οφείλεται σε διορθώσεις αστρονομικών μεγεθών που υπεισέρχονται στην εμπειρική σχέση του List (1958), η οποία χρησιμοποιείται εδώ για τον υπολογισμό της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας σε ανέφελο ουρανό.

Τέλος, οι Tragou & Lascaratos το 2003 χρησιμοποιούν τον αλγόριθμο του Reed, για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας χρησιμοποιώντας τα δεδομένα UWM/COADS<sup>3</sup> (University of Wisconsin – Milwaukee/ COADS) όπου και σε αυτή την περίπτωση η ηλιακή ακτινοβολία σε ανέφελο ουρανό στην επιφάνεια, υπολογίζεται απευθείας από τον αλγόριθμο του List (1958):

$$Q_{cs} = \frac{1}{2} \cdot Q_0 [\tau^{\frac{1}{\cos z}} + (1 - A)],$$

όπου  $Q_0 = J_0 \cdot \cos z$ , η ηλιακή ακτινοβολία στο όριο της ατμόσφαιρας (για τον υπολογισμό της, λαμβάνεται η ηλιακή σταθερά  $J_0 = 1370 \text{ W/m}^2$ ),  $\tau = 0.7$  ο συντελεστής μεταφοράς,  $z$  η ζενίθια γωνία του ηλίου και  $A = 0.09$  ο συντελεστής απορρόφησης, ενώ η σύγκριση πραγματοποιείται με δεδομένα από παράκτιους μετεωρολογικούς σταθμούς. Τα αποτελέσματα της μελέτης αυτής καταδεικνύουν για άλλη μια φορά, ότι ο αλγόριθμος υπερεκτιμά την ηλιακή ακτινοβολία το καλοκαίρι, πιθανότατα λόγω της ανεπάρκειας του να περιγράψει την ακτινοβολία που φτάνει στη θάλασσα, όταν η νεφοκάλυψη είναι μικρότερη από 3/8 αλλά και λόγω της ύπαρξης υδρατμών και aerosols και την υποεκτιμά το χειμώνα.

Συμπερασματικά λοιπόν, θα λέγαμε ότι στο σύνολο των εργασιών ο αλγόριθμος του Reed υπερεκτιμά την ηλιακή ακτινοβολία ιδιαίτερα για τους θερινούς μήνες, σε άλλες περιπτώσεις λιγότερο και σε άλλες περισσότερο, κυρίως διότι δεν λαμβάνεται υπόψη η χωροχρονική μεταβολή των συγκεντρώσεων των αιωρούμενων σωματιδίων, δεδομένου ότι η τελευταία παραμετροποιείται με μια χωροχρονικά σταθερή τιμή του συντελεστή μεταφοράς. Ωστόσο, κλείνοντας την ενότητα αυτή, πρέπει επίσης να τονιστεί ιδιαίτερα ότι, με εξαίρεση την εργασία της Schiano (1996) όπου υπολογίζονται οι μέσες ημερήσιες τιμές ηλιακής ακτινοβολίας με μετρήσεις που έχουν ληφθεί από τη θαλάσσια περιοχή της Μεσογείου κατά τη διάρκεια ερευνητικών ταξιδιών, στις περισσότερες εργασίες που αναφέρθηκαν, υπολογίζονται οι μέσες μηνιαίες τιμές, οι οποίες προέκυψαν από τη χρήση ιστορικών παρατηρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας από επίγειους μετεωρολογικούς σταθμούς.

<sup>3</sup> Τα UWM/COADS αποτελούν μια συντονισμένη προσπάθεια βελτίωσης της βάσης δεδομένων COADS από τους ερευνητές των University of Wisconsin – Milwaukee και Ocean Laboratory Center (OCL- National Oceanographic Data Center (NODC)), για τα έτη 1945-1989 [<http://www.nodc.noaa.gov/OC5/asmdesm.html>]



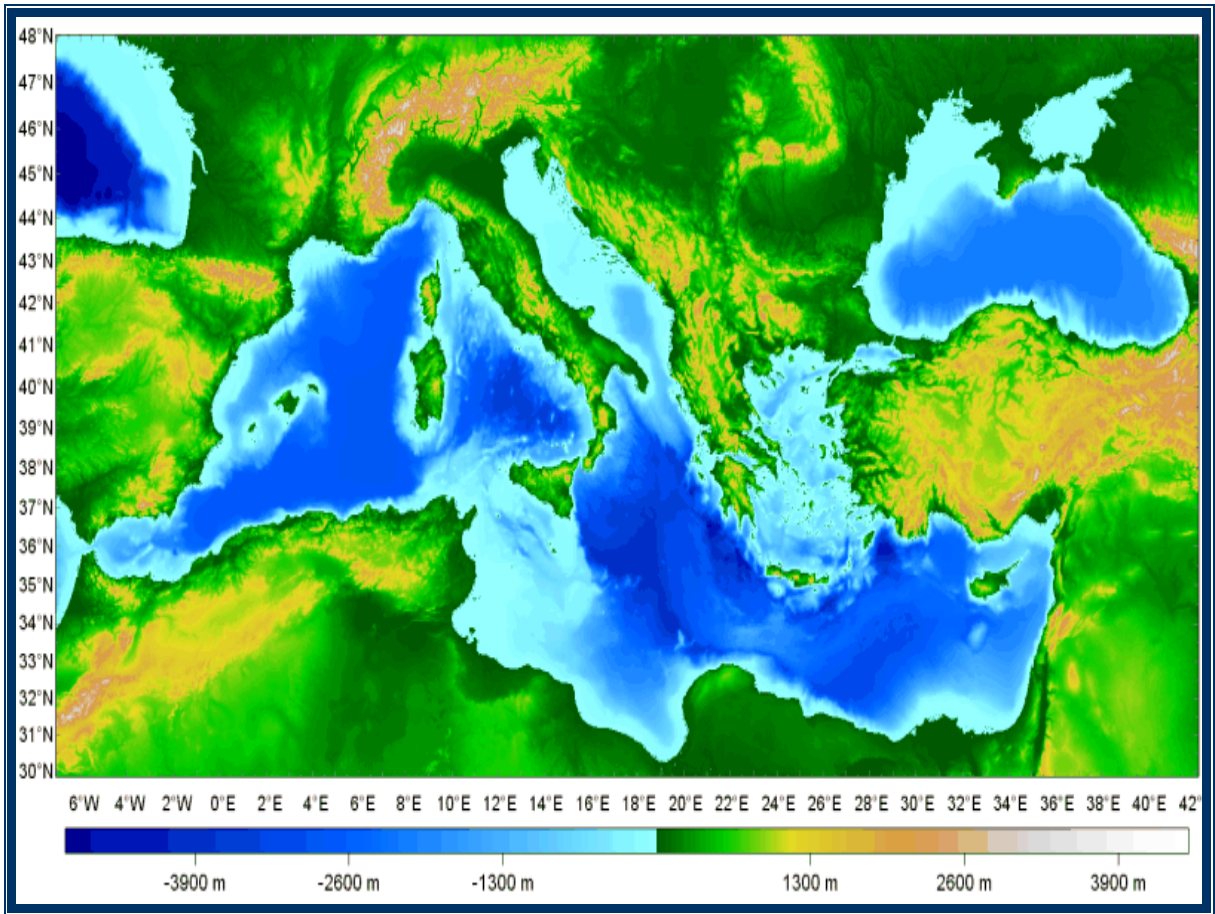
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4. ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η Μεσόγειος θάλασσα είναι το αποτέλεσμα σημαντικών γεωλογικών διεργασιών, καθώς προέρχεται από την αρχαία θάλασσα «*Tήθυς*», η οποία χώριζε την Ευρασιατική από την Αφρικανική πλάκα. Σήμερα, η «*Mare Nostrum*» για τους Ρωμαίους, αποτελεί μια τυπική διηπειρωτική θάλασσα με μήκος 4000km, μέσο πλάτος 1000km και μέσο βάθος στα 1500m, που περιλαμβάνεται μεταξύ της Ευρώπης προς Βορρά, της Αφρικής προς Νότο και της Ασίας προς Ανατολή. Στα δυτικά επικοινωνεί με τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του Στενού του Γιβραλτάρ, ενώ Ανατολικά συνδέεται με την Ερυθρά θάλασσα μέσω της Διώρυγας του Σουέζ και με τη Μαύρη θάλασσα μέσω των στενών των Δαρδανελίων και του Βοσπόρου.

Το στενό και ρηχό θαλάσσιο τμήμα μεταξύ της Σικελίας και της Τυνησίας, επιτρέπει τη χωρική διάκριση της Μεσογείου σε δύο λεκάνες, τη Δυτική και την Ανατολική. Η ανατολική Μεσόγειος, η οποία αποτελεί και το αντικείμενο μελέτης της παρούσας εργασίας, διακρίνεται με βάση τη μορφολογία του βυθού σε επιμέρους λεκάνες: τη Θάλασσα της Λεβαντίνης, το Αιγαίο και το Ιόνιο πέλαγος, στα οποία εστιάζεται κατά κύριο λόγο το ενδιαφέρον μας, τον Κόλπο της Σίντρα στα Βόρεια της Λιβύης και την Αδριατική Θάλασσα.

Το Ιόνιο Πέλαγος εκτείνεται ανατολικά της Ιταλικής χερσονήσου και βρέχει τις ακτές της δυτικής Ελλάδας. Επικοινωνεί με την Αδριατική μέσω του Στενού του Οτράντο και με το Αιγαίο μέσω του Κορινθιακού κόλπου και του στενού θαλάσσιου τμήματος μεταξύ Πελοποννήσου, Κυθήρων και Κρήτης. Στην περιοχή του Ιονίου παρατηρείται και το μέγιστο βάθος της μεσογειακής λεκάνης που φτάνει στα 5000m. Το Αιγαίο Πέλαγος εκτείνεται στο βορειοανατολικό άκρο της ανατολικής Μεσογείου και περικλείεται μεταξύ των ακτών της Τουρκίας ανατολικά, της ηπειρωτικής Ελλάδας βόρεια και δυτικά και της Κρήτης προς Νότο. Τέλος, η θάλασσα της Λεβαντίνης αποτελεί το νοτιοανατολικό άκρο της Μεσογείου και περικλείεται από τις νοτιοανατολικές ακτές της Τουρκίας από το Βορρά, τις ακτές του Λιβάνου, της Συρία και του Ισραήλ ανατολικά και της Αιγύπτου στο Νότο.

Το κλίμα της περιοχής χαρακτηρίζεται ως τυπικό Μεσογειακό και μπορεί να διακριθεί σε δύο περιόδους, μια θερμή, ξηρή με ήπιους ανέμους από το Μάιο έως το Σεπτέμβριο και μια ψυχρή, με πολλές βροχοπτώσεις και ισχυρούς ανέμους από το Νοέμβριο έως το Μάρτιο, ενώ ο Απρίλιος και ο Οκτώβριος χαρακτηρίζονται ως ενδιάμεσοι μήνες (Poulos E.S. et al, 1996).



**Εικόνα 4.1. Μεσόγειος Θάλασσα**

Κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου αρκτικές και πολικές αέριες μάζες από τον Ατλαντικό ή τη βόρεια Ευρώπη μεταφέρονται στην περιοχή της Μεσογείου, όπου γρήγορα εξασθενούν λόγω της σημαντικά υψηλότερης επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας. Οι συνθήκες αστάθειας που επικρατούν σε συνδυασμό με τα ορειογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής δημιουργούν ισχυρές βροχοπτώσεις την περίοδο αυτή (Gilman & Garrett, 1994). Καθώς όμως η θάλασσα θερμαίνεται και ο ατμοσφαιρικός αέρας γίνεται περισσότερο ευσταθής, οι βροχοπτώσεις μειώνονται από το Μάρτιο έως τον Ιούνιο, οπότε και ακολουθεί μακρά περίοδος ξηρασίας (Gilman & Garrett, 1994).

Ωστόσο, στην περιοχή της Μεσογείου επικρατούν και ισχυροί τοπικοί άνεμοι, οι οποίοι μεταφέρουν σημαντικές ποσότητες τόσο ανθρωπογενών, όσο και φυσικών αιωρούμενων σωματιδίων (aerosols). Πράγματι, στους ανέμους *Mistral* (μαϊστρος, βόρειος άνεμος που πνέει προς τη Μεσόγειο από την περιοχή τη Γαλλίας - ΒΔ), *Bora* (βόρειος άνεμος που πνέει από την ηπειρωτική Ιταλία) και *Etesians* (μελτέμια, βόρειος άνεμος από την ανατολική Ευρώπη - ΒΑ) οφείλεται η μεταφορά αιωρούμενων σωματιδίων

από τα μεγάλα βιομηχανικά κέντρα της Ευρώπης, ενώ ο *Levante* (λεβάντες, ανατολικός άνεμος - A) και ο *Scirocco* (σιρόκος, νότιος άνεμος - N,NA) μεταφέρουν μεγάλες ποσότητες σκόνης από τη Σαχάρα και τις έρημους της Μέσης Ανατολής πάνω από τη Μεσόγειο και κυρίως πάνω από την Ανατολική Μεσόγειο (Gilman & Garrett, 1994). Μετρήσεις αποδεικνύουν ότι τα ανθρωπογενή αιωρούμενα σωματίδια παρουσιάζουν μεγαλύτερες συγκεντρώσεις κατά την περίοδο Μαΐου – Οκτωβρίου και οι συγκεντρώσεις μεταβάλλονται αντιστρόφως ανάλογα με τη συχνότητα και την ποσότητα των βροχοπτώσεων, ενώ αντίθετα η σκόνη της Σαχάρας αποτελεί ένα έντονο και ταυτόχρονα απρόβλεπτο, σποραδικό φαινόμενο, με μικρή διάρκεια, το οποίο όμως επηρεάζει σημαντικά την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια στη λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου (Gilman & Garrett, 1994).

Όσον αφορά τώρα πιο συγκεκριμένα στην περιοχή του Αιγαίου, από το οποίο έχουμε και τις περισσότερες μετρήσεις, η μέση ετήσια θερμοκρασία κυμαίνεται μεταξύ 16° C με 19.5° C, ενώ ο όγκος των βροχοπτώσεων από 400mm έως 700mm ετησίως, με μέση ετήσια τιμή της σχετικής υγρασίας που φτάνει στο 65-75% (Poulos E.S. et al, 1996). Μεγαλύτερος όγκος βροχών παρατηρείται στο ανατολικό Αιγαίο, όπου όμως κατά τους καλοκαιρινούς μήνες έχουμε και τη μεγαλύτερη ξηρασία (Poulos E.S. et al, 1996). Οι άνεμοι που πνέουν στην περιοχή είναι κατά τους χειμερινούς μήνες κυρίως βόρειοι και φτάνουν στην περιοχή του Αιγαίου μέσω των κοιλάδων του ποταμού Αξιού (Βαρδάρης), του Στρυμόνα και του Έβρου (Theocharis & Georgoroulos, 1993), ενώ περιστασιακά πνέουν νότιοι - νοτιοδυτικοί άνεμοι, οι οποίοι είναι συχνότεροι την άνοιξη και το καλοκαίρι (Poulos E.S. et al, 1996). Χαρακτηριστική είναι επίσης η εμφάνιση για τους μήνες Μάιο έως Σεπτέμβριο των μελτεμιών (*Etesians*), που φτάνουν στη μεγαλύτερη έντασή τους κατά τους μήνες Ιούλιο και Αύγουστο. Τέλος το μέσο ετήσιο ποσό εξάτμισης υπολογίζεται σύμφωνα με τα αποτελέσματα αεροδυναμικών μοντέλων σε 4.2mm/d, ενώ προκύπτει ότι οι διακυμάνσεις της συμπίπτουν με αυτές της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας, των βροχοπτώσεων και των ανέμων, με το ελάχιστο να εμφανίζεται την άνοιξη και το φθινόπωρο και το μέγιστο το Φεβρουάριο και τον Ιούλιο ή Αύγουστο.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5. ΕΡΓΑΛΕΙΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

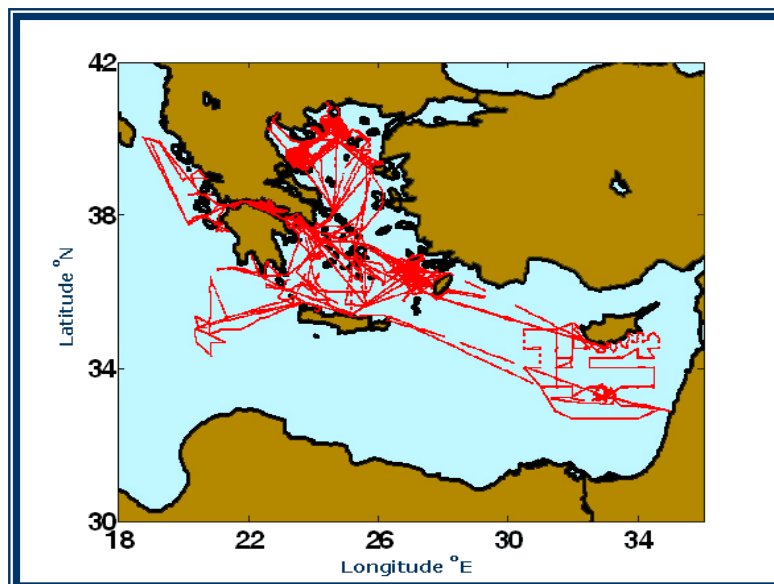
### **5.1 Όργανα και Μετρήσεις**

Για τις ανάγκες της παρούσας εργασίας, όπως είναι φανερό, απαιτείται η καταγραφή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας. Για το λόγο αυτό, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα άμεσων μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας, οι οποίες πραγματοποιήθηκαν για πρώτη φορά στις Ελληνικές θάλασσες κατά τη διάρκεια ερευνητικών ταξιδιών του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», τόσο στον Ελλαδικό χώρο όσο και την Ανατολική Μεσόγειο από το Δεκέμβριο του 1999, οπότε και άρχισε να λειτουργεί ο μετεωρολογικός σταθμός του σκάφους, έως τον Απρίλιο του 2005. Τα σημεία όπου πραγματοποιήθηκαν οι παρατηρήσεις παρουσιάζονται στην Εικόνα 5.1 και αντιστοιχούν σε μεγάλο βαθμό, στη διαδρομή την οποία ακολούθησε το σκάφος. Μεγαλύτερος όγκος καταγραφών παρατηρείται στο Βόρειο και Νοτιοανατολικό Αιγαίο, τον Κορινθιακό και Σαρωνικό κόλπο, καθώς επίσης και στη θαλάσσια περιοχή ανοιχτά του Θερμαϊκού κόλπου.

Τα δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας, προέρχονται από ένα σύστημα δύο αισθητήρων ηλιακής ακτινοβολίας (πυρανόμετρα), Aanderaa (Solar Radiation Sensor 2770) (Εικόνα 5.2), τα οποία μετρούν την ένταση της ολικής (άμεσης και διάχυτης) εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, με μήκη κύματος από 0.3 έως 2.5 $\mu\text{m}$ . Ο αισθητήρας αυτών των οργάνων είναι μια επίπεδη θερμοστήλη χαλκού - κονσταντάνης, που είναι καλυμμένη από ειδικό μαύρο επίχρισμα (Parson's black lacquer) με απορροφητική ικανότητα ανεξάρτητη του μήκους κύματος. Η επιχρισμένη πλευρά του αισθητήρα καλύπτεται από διαφανή ημισφαιρική επιφάνεια, η οποία αποτελεί φίλτρο με συγκεκριμένη φασματική ζώνη διελύσεως (Σαχσαμάνογλου Χ., Μπλούτσος Α., 1998), στην περίπτωση μας 0.3 – 2.5  $\mu\text{m}$ , όπως προαναφέρθηκε.

Οι παράγοντες που επηρεάζουν κατά κύριο λόγο την ακρίβεια των οργάνων είναι η συχνότητα και αξιοπιστία της βαθμονόμησης, η θερμότητα που αναπτύσσει ο γυάλινος θόλος, η σταθερότητα του ανιχνευτή θερμότητας καθώς και η ημιτονοειδής απόκρισή του οργάνου. Οι κατασκευαστές δίνουν ακρίβεια της τάξης του 1% για μεταβολές της θερμοκρασίας από -20° C έως 40° C και για την ημιτονοειδή απόκριση, για ένα εύρος του ύψους του ηλίου από 0° έως 70°. Οι αισθητήρες έχουν χρόνο απόκρισης 60sec, η δε

ακρίβεια καταγραφής τους είναι μεγαλύτερη από  $\pm 20\text{W/m}^2$  και παρουσιάζουν διακριτότητα  $4\text{W/m}^2$ . Τα όργανα είναι τοποθετημένα σε ύψος 10m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας και μάλιστα κατά τέτοιο τρόπο, ώστε να επηρεάζονται όσο το δυνατόν λιγότερο από τη δομή του σκάφους, γεγονός που σημαίνει, ότι δεν καλύπτονται ταυτόχρονα από τη σκιά του ιστού.



**Εικόνα 5.1 Τα σημεία μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας από τους αισθητήρες του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ».**



Εύρος: **0-2000W/m<sup>2</sup>**  
Ακρίβεια: **Καλύτερη από  $\pm 20\text{W/m}^2$**   
Μήκη κύματος: **0.3 - 2.5  $\mu\text{m}$**   
Διακριτότητα: **4W/m<sup>2</sup>**  
Τύπος Εξόδου: **VR22, halfbridge**  
Γραμμικότητα: **>  $\pm 1\%$**   
Χρόνος απόκρισης: **60 sec**  
Υλικό γυάλινου θόλου:  
**Borosilicate**  
Υλικό οργάνου: **Aluminum 6061T, anodized 10 - 15 $\mu$**   
Διάμετρος θόλου: **50 mm**  
Βάρος: **400 gr**  
Ύψος οργάνου: **138 mm**

**Εικόνα 5.2 Χαρακτηριστικά και μορφή των οργάνων μέτρησης της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας. (Πηγή: <http://www.aanderaa.com/>)**

Ταυτόχρονα με την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, από το μετεωρολογικό σταθμό του σκάφους καταγράφονται η σχετική υγρασία, η ατμοσφαιρική πίεση, η ατμοσφαιρική θερμοκρασία, η ταχύτητα και διεύθυνση του πραγματικού ανέμου καθώς επίσης και η διεύθυνση στην οποία κινείται το σκάφος από την πυξίδα της Aanderaa (Buoy Orientation Sensor 2864). Παράλληλα, διαθέτουμε τις τιμές που αφορούν στην ταχύτητα και διεύθυνση του σκάφους από το GPS καθώς και τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη, όπου κινείται αυτό κατά τη διάρκεια των ερευνητικών ταξιδιών του. Τα παραπάνω δεδομένα παρουσιάζονται αναλυτικότερα στον Πίνακα 5.1. που ακολουθεί.

**Πίνακας 5.1 Καταγεγραμμένες μεταβλητές**

<b>Μεταβλητές</b>	<b>Μεγέθη</b>	<b>Μονάδες</b>
<b>date</b>	Ημερομηνία καταγραφής	dd/mm/yyyy
<b>time</b>	Ώρα καταγραφής	UTC
<b>lon</b>	Γεωγραφικό μήκος	Μοίρες ανατολικά του Greenwich
<b>lat</b>	Γεωγραφικό πλάτος	Μοίρες βόρεια του Ισημερινού
<b>sspeed</b>	Ταχύτητα πλοίου (GPS)	m/sec
<b>sdir</b>	Διεύθυνση πλοίου (GPS)	Μοίρες δεξιόστροφα ως προς το Βορρά
<b>twspeed</b>	Ταχύτητα πραγματικού ανέμου	m/sec
<b>twgust</b>	Ριπή του ανέμου	m/sec
<b>twdir</b>	Διεύθυνση πραγματικού ανέμου	Μοίρες δεξιόστροφα ως προς το Βορρά
<b>sdira</b>	Διεύθυνση πλοίου (Aanderaa)	Μοίρες δεξιόστροφα ως προς το Βορρά
<b>rh</b>	Σχετική υγρασία	%
<b>slp</b>	Ατμοσφαιρική πίεση	mmHg
<b>sat</b>	Ατμοσφαιρική θερμοκρασία	°C
<b>sr1</b>	Μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία (αισθητήρας 1)	W/m <sup>2</sup>

<b>sr2</b>	Μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία (αισθητήρας 2)	$W/m^2$
------------	---	---------

Όσον αφορά στο ποσοστό κάλυψης του ουρανού από νέφη, εκτιμάται οπτικά από τον αξιωματικό υπηρεσίας κ. Χαράλαμπο Συμεωνίδη, παρατηρητή του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ». Είναι λοιπόν προφανές, ότι είναι ιδιαίτερα δύσκολη η ποσοτικοποίηση της παρατήρησης και εξαρτάται σε κάθε περίπτωση από την αντικειμενικότητα και εμπειρία του παρατηρητή. Οι τιμές, οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για τη νεφοκάλυψη αποκωδικοποιήθηκαν από τα μετεωρολογικά τηλεγραφήματα του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» προς την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία και κατόπιν υπολογίστηκε η μέση ημερήσια τιμή της νεφοκάλυψης.



**Εικόνα 5.3 Το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» κατά τη διάρκεια ερευνητικού ταξιδιού, ανοιχτά της χερσονήσου του Άθω.**

Το σύνολο των ημερών που έγιναν μετρήσεις ανέρχεται σε 497 ημέρες, με το μεγαλύτερο όγκο καταγραφών να πραγματοποιείται το 2000 και 2001 και ημερήσια συχνότητα καταγραφής ενός, δύο και πέντε λεπτών. Πιο αναλυτικά, ο αριθμός των ημερών ανά μήνα και έτος παρουσιάζεται στον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 5.2), από τον οποίο είναι φανερό ότι το μεγαλύτερο μέρος των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε κατά την Άνοιξη και το Φθινόπωρο.

**Πίνακας 5.2 Ημέρες καταγραφής ανά μήνα και έτος**

Έτος							
Μήνας	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005
Ιανουάριος	-	-	2	2	1	6	-
Φεβρουάριος	-	-	6	11	13	8	1
Μάρτιος	-	3	12	15	6	3	15
Απρίλιος	-	24	8	11	7	8	6
Μάιος	-	25	13	8	6	7	-
Ιούνιος	-	1	11	9	2	13	-
Ιούλιος	-	22	6	9	5	6	-
Αύγουστος	-	11	10	3	-	2	-
Σεπτέμβριος	-	16	15	11	9	7	-
Οκτώβριος	-	14	11	3	5	11	-
Νοέμβριος	-	11	10	-	1	9	-
Δεκέμβριος	5	5	7	1	6	3	-

## **5.2 Επεξεργασία δεδομένων**

Η επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε στο σύνολό της με τη χρήση της γλώσσας προγραμματισμού MATLAB 6.5 (Όλα τα προγράμματα που χρησιμοποιήθηκαν παρατίθενται αναλυτικά στο Παράρτημα 2Α). Χαρακτηριστικό πλεονέκτημα της συγκεκριμένης γλώσσας προγραμματισμού αποτελεί η έκφραση-απεικόνιση των δεδομένων με τη μορφή πινάκων, διευκολύνοντας, εκτός των άλλων, την επίλυση προγραμματιστικών προβλημάτων που αφορούν πίνακες και διανύσματα, σε αντίθεση με άλλες γλώσσες (π.χ. FORTRAN), οι οποίες 'λειτουργούν' με βαθμωτά μεγέθη. Στη συνέχεια, παρατίθενται αναλυτικά τα βήματα, που ακολουθήθηκαν έως το τελικό στάδιο, όπου πραγματοποιείται η σύγκριση των τιμών της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως



αυτές προκύπτουν από την απευθείας μέτρησή της στην επιφάνεια της θάλασσας από το σταθμό του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», με τις εκτιμήσεις από το μαθηματικό τύπο του Reed.

### **5.2.1 Τα δεδομένα νεφοκάλυψης**

Πριν περάσουμε στην μελέτη και τον ποιοτικό έλεγχο των δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας από τους δύο αισθητήρες του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», θα ήταν σκόπιμο να αναφερθούμε στα δεδομένα νεφοκάλυψης που διαθέτουμε, όπως αυτά καταγράφηκαν από τον παρατηρητή του σκάφους.

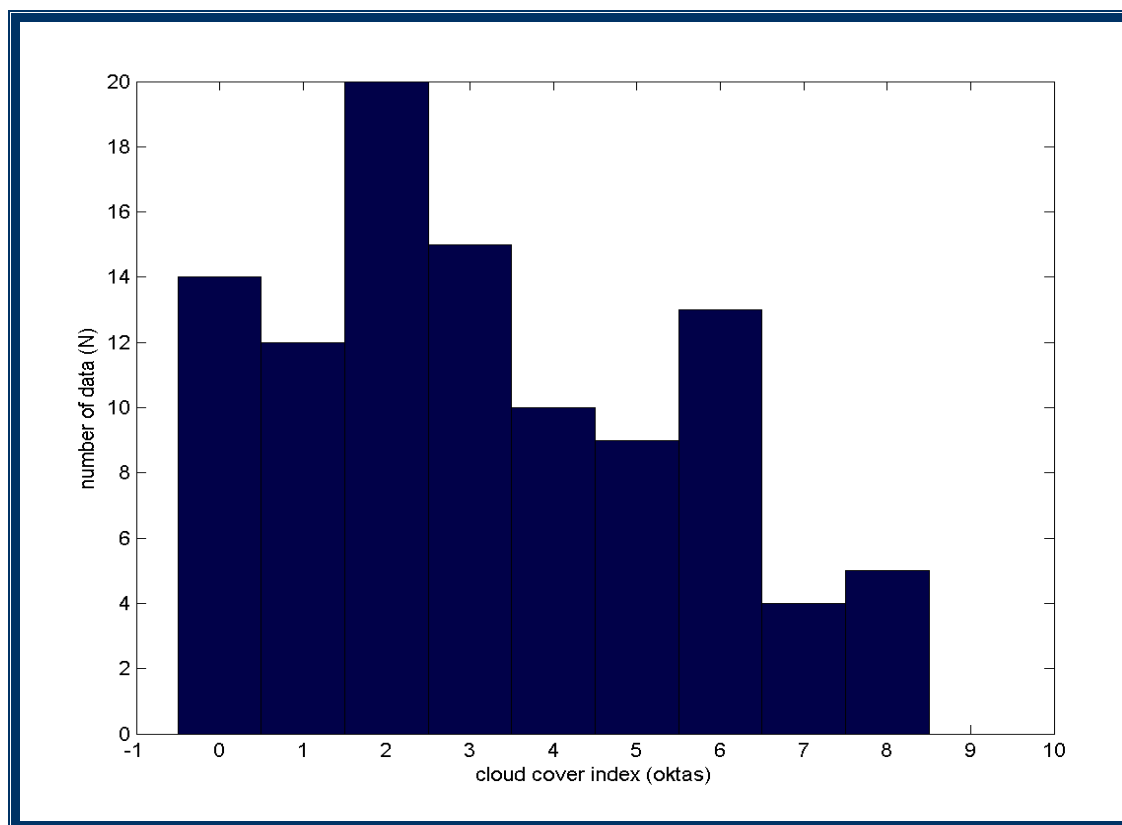
Έτσι, παρατηρήσεις του ποσοστού κάλυψης του ουρανού από νέφη πραγματοποιήθηκαν κατά το χρονικό διάστημα Ιανουαρίου - Μαΐου και Ιουλίου - Σεπτεμβρίου του 2000, με ημερήσια συχνότητα τριών ωρών από τις 6 π.μ. έως τις 6 μ.μ., όπου στο σύνολό τους δεν ξεπερνούν τις 102 παρατηρήσεις. Συνεπώς, το μικρό μέγεθος των δεδομένων νεφοκάλυψης που διαθέτουμε, δεν μας επιτρέπει να εφαρμόσουμε τον αλγόριθμο του R.K.Reed για το σύνολο των ετών 1999 έως 2005, για τα οποία διαθέτουμε δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας, παρά μόνο για το έτος 2000. Γι αυτό το λόγο εξάλλου και η επεξεργασία των δεδομένων ακτινοβολίας, εστιάζεται στους προαναφερθέντες μήνες του 2000.

Για την επεξεργασία των τιμών της νεφοκάλυψης, δημιουργήθηκε το πρόγραμμα *d\_cloud.m*, από το οποίο παίρνουμε το μήνα, την ημέρα και ώρα που πραγματοποιήθηκε η μέτρηση της τελευταίας, το γεωγραφικό μήκος και πλάτος, ενώ αφαιρούνται οι τιμές εκείνες της νεφοκάλυψης που δίνονται με το κωδικό νούμερο 9 και αντιστοιχούν σε συνθήκες που ο ουρανός δεν είναι ορατός λόγω ομίχλης ή άλλου φαινομένου (Πίνακες Κωδικών Ship, Γ.Ε.Α-Ε.Μ.Υ) (βλέπε Παράρτημα 2.B). Τελικά, υπολογίζουμε τις μέσες ημερήσιες τιμές για τη νεφοκάλυψη, η κατανομή των οποίων φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί (Σχήμα 5.1).

Το ποσοστό των παρατηρήσεων που πραγματοποιήθηκαν σε ανέφελο ουρανό ανέρχεται σε 6.86%. Για κάλυψη του ουρανού από 0 έως 2/8 το ποσοστό είναι ίσο με 34.31%, ενώ για ένα εύρος 3/8 έως 5/8, όπου έχουμε διεσπαρμένα χαμηλά νέφη, το ποσοστό είναι 25.49%. Τέλος, το 16.67% των μετρήσεων της εισερχόμενης ακτινοβολίας πραγματοποιήθηκε σε συνθήκες κάλυψης 6/8 έως 7/8, όπου συνήθως παρατηρούνται μέσα και ανώτερα νέφη.

Προκύπτει λοιπόν από τα παραπάνω, ότι το μεγαλύτερο ποσοστό των μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας έγινε σε συνθήκες νεφοκάλυψης μικρότερες από 3/8, γεγονός που είναι πιθανό να εισάγει σφάλματα στις εκτιμήσεις του αλγορίθμου για την ηλιακή

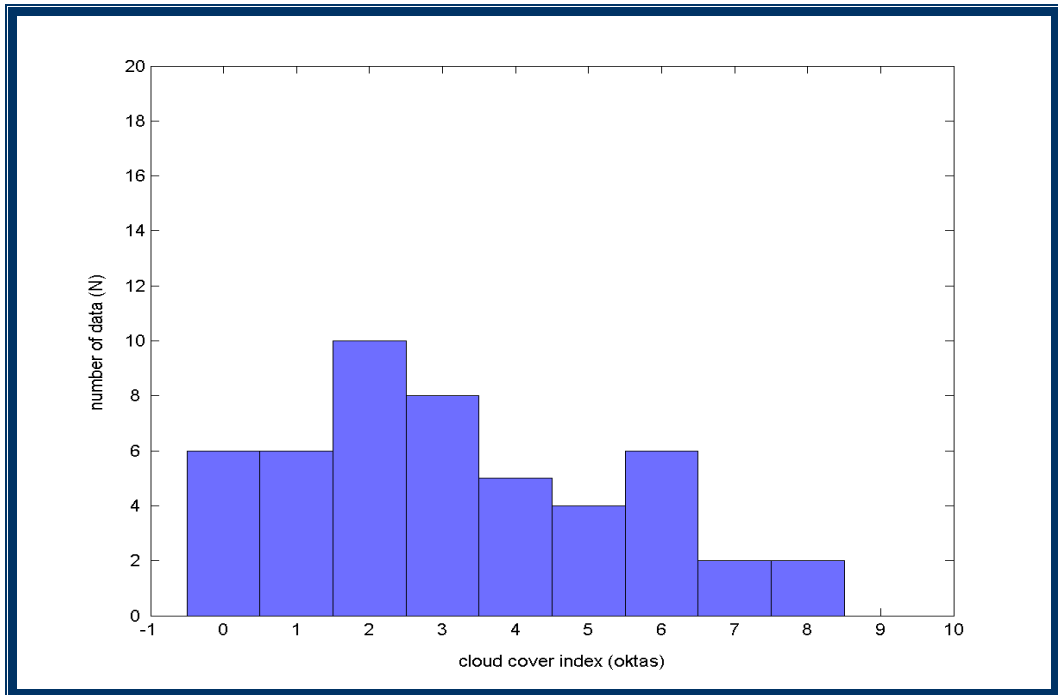
ακτινοβολία, δεδομένου ότι ο αλγόριθμος του Reed δεν δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα σε πολύ χαμηλά ποσοστά νέφωσης (παράγραφος 3.1).



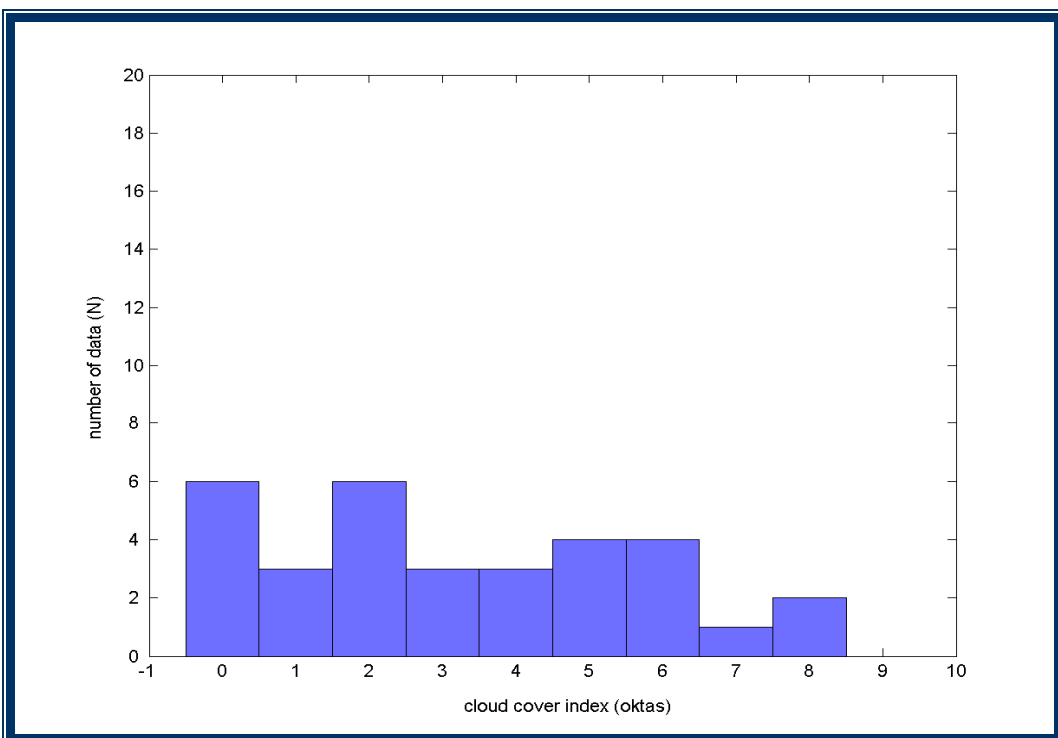
**Σχήμα 5.1 Η συνολική κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης.**

Στα σχήματα 5.2. και 5.3 που ακολουθούν φαίνονται αναλυτικότερα ο αριθμός των μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν και τα ποσοστά νεφοκάλυψης που καταγράφηκαν για τους μήνες Μάρτιο-Απρίλιο-Μάιο και Ιούλιο-Αύγουστο-Σεπτέμβριο αντίστοιχα, όπου όπως μπορούμε να δούμε έχουμε μεγαλύτερο όγκο μετρήσεων τους 'χειμερινούς' μήνες (Μάρτιο – Απρίλιο – Μάιο) έναντι των 'καλοκαιρινών' (Ιούλιο – Αύγουστο – Σεπτέμβριο). Από τα ραβδογράμματα ακόμα γίνεται σαφές ότι, κατ' αναλογία με τα παραπάνω, τα ποσοστά νεφοκάλυψης που είναι μικρότερα από 3/8, είναι περισσότερα για τους χειμερινούς μήνες σε σχέση με τους καλοκαιρινούς. Κατά συνέπεια, πιθανολογείται η ύπαρξη μεγαλύτερων αποκλίσεων μεταξύ των μετρήσεών μας και των εκτιμήσεων που δίνει ο αλγόριθμος του Reed τις αντίστοιχες ημέρες γι' αυτούς τους μήνες έναντι των καλοκαιρινών, λόγω της ανεπάρκειας του αλγορίθμου να περιγράψει την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια για τα χαμηλά ποσοστά νεφοκάλυψης. Τέλος, να συμπληρώσουμε ότι δεν είναι

δυνατό να έχουμε ολοκληρωμένη εικόνα της συμπεριφοράς του αλγορίθμου για νεφοσκεπείς ημέρες, εξαιτίας του πολύ μικρού δείγματος που διαθέτουμε γι' αυτές τις ημέρες .



**Σχήμα 5.2. Η κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης για τους μήνες Μάρτιο – Απρίλιο - Μάιο.**



### **Σχήμα 5.3. Η κατανομή των παρατηρήσεων σύμφωνα με το ποσοστό νεφοκάλυψης για τους μήνες Ιούλιο – Αύγουστο – Σεπτέμβριο.**

#### **5.2.2 Ποιοτικός έλεγχος**

##### **α. Αφαίρεση των ακραίων τιμών**

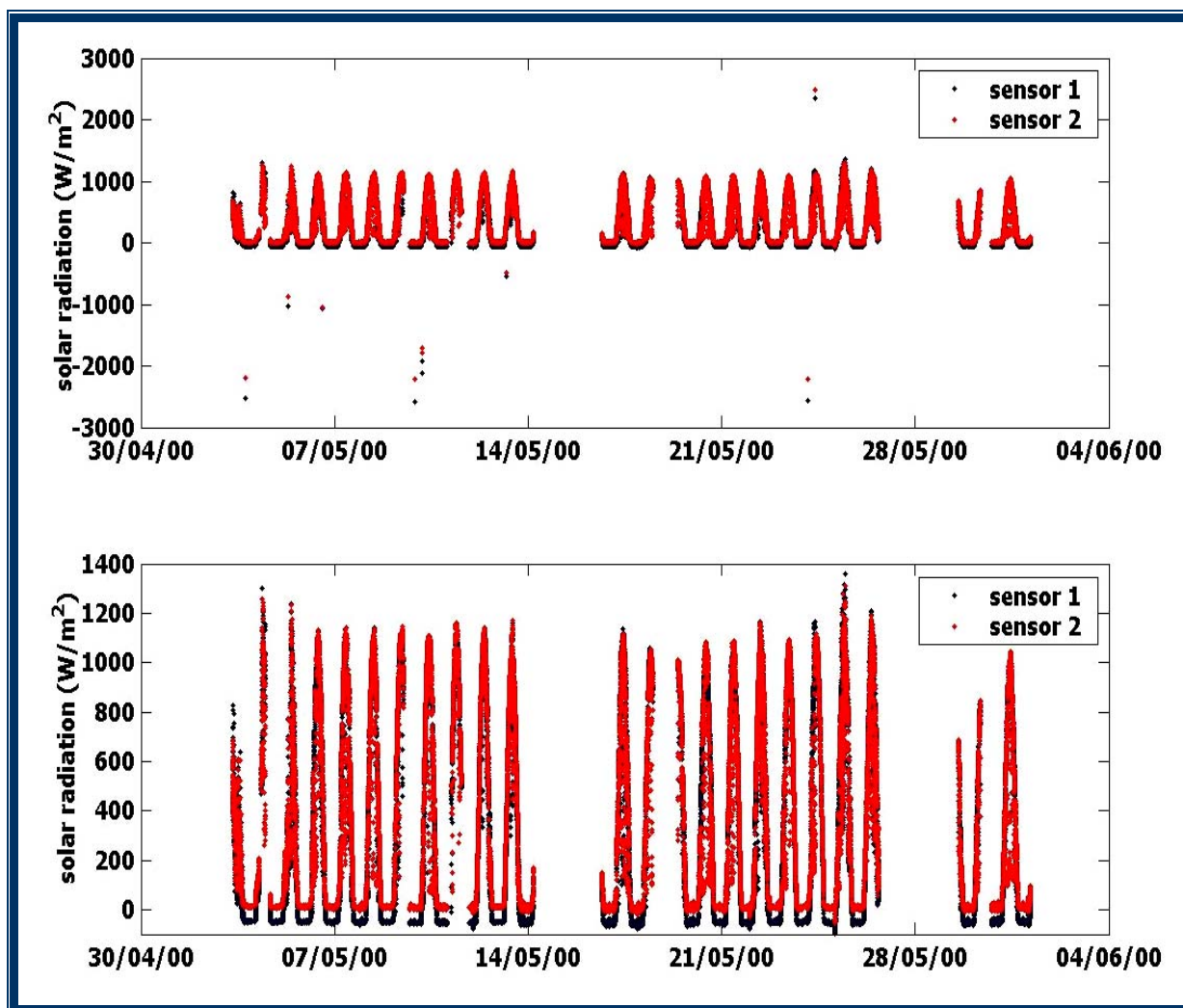
Στο πρώτο στάδιο επεξεργασίας, δημιουργούμε το πρόγραμμα *meteo.m*, με το οποίο γίνεται η ανάγνωση των δεδομένων μας. Σύμφωνα με το πρόγραμμα αυτό, τα δεδομένα τοποθετούνται κατά χρονολογική σειρά, λαμβάνοντας υπόψη τόσο την ημερομηνία, όσο και την ώρα, ενώ έπεται ένας πρώτος ποιοτικός έλεγχος αφαιρώντας τις τιμές των παραμέτρων, οι οποίες είτε δεν ευσταθούν από φυσικής απόψεως, είτε βρίσκονται έξω του εύρους μετρήσεως των οργάνων.

Έτσι, ορίζουμε ως κατώτατο όριο της επιφανειακής ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας τους  $-10^{\circ}\text{C}$  και αφαιρούμε τις τιμές των παραμέτρων που αναφέρονται σε θερμοκρασίες χαμηλότερες από την προαναφερθείσα. Ομοίως, για τις τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας, παρόλο που δεν μπορούν να είναι αρνητικές, θέτουμε ως τιμή κατωφλίου τα  $-60\text{W/m}^2$ , διότι αφενός η ακρίβεια του οργάνου είναι στα  $\pm 20\text{W/m}^2$ , αφετέρου η τιμή αυτή μας δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα εξαιρώντας σίγουρα εσφαλμένες μετρήσεις. Παράλληλα, θέτουμε ως ανώτατο όριο τα  $1400\text{W/m}^2$ , δεδομένου ότι οι αισθητήρες μας έχουν εύρος από  $0 - 2000\text{W/m}^2$  και η παραπάνω τιμή σύμφωνα με δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν, δεν αποκόπτει σημαντικές - χρήσιμες τιμές, παρά μόνο τιμές που αποτελούν σίγουρα σφάλματα.

Στο σημείο αυτό, να σημειώσουμε ότι ταυτόχρονα με το πρόγραμμα *meteo.m* που μας δίνει χρονοσειρές για ολόκληρο το έτος, δημιουργήθηκαν, με σκοπό την ευκολότερη παρατήρηση και λεπτομερέστερη ανάλυση των δεδομένων μας, τα προγράμματα *meteo\_YM.m* και *meteo\_YMD.m*, τα οποία μας δίνουν χρονοσειρές δεδομένων για ένα μήνα και μια ημέρα αντίστοιχα. Έτσι, στο γράφημα που ακολουθεί μπορούμε να δούμε ενδεικτικά για το μήνα Μάιο του 2000, την πρωτογενή μορφή των δεδομένων μας όπως τα πήραμε από το σκάφος, όπου είναι φανερή η ύπαρξη ακραίων τιμών, καθώς και τη μορφή που παίρνουν μετά από την πρώτη αυτή επεξεργασία που υφίστανται.

Όπως μπορούμε να δούμε από τις γραφικές παραστάσεις αν και θα έπρεπε να ταυτίζονται οι καταγραφές των δύο αισθητήρων τουλάχιστον κατά τη διάρκεια της νύχτας, ωστόσο υπάρχει μεταξύ τους μια μέση διαφορά της τάξης των  $50\text{W/m}^2$ , μεγαλύτερη από

το όριο ακρίβειας του οργάνου. Για το λόγο αυτό, κρίνεται απαραίτητη η διαδικασία της διαβαθμονόμησης (intercalibration) των δύο αισθητήρων.



**Σχήμα 5.4.** Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, πριν και μετά την αφαίρεση των ακραίων τιμών.

### **β. Δια-βαθμονόμηση των αισθητήρων**

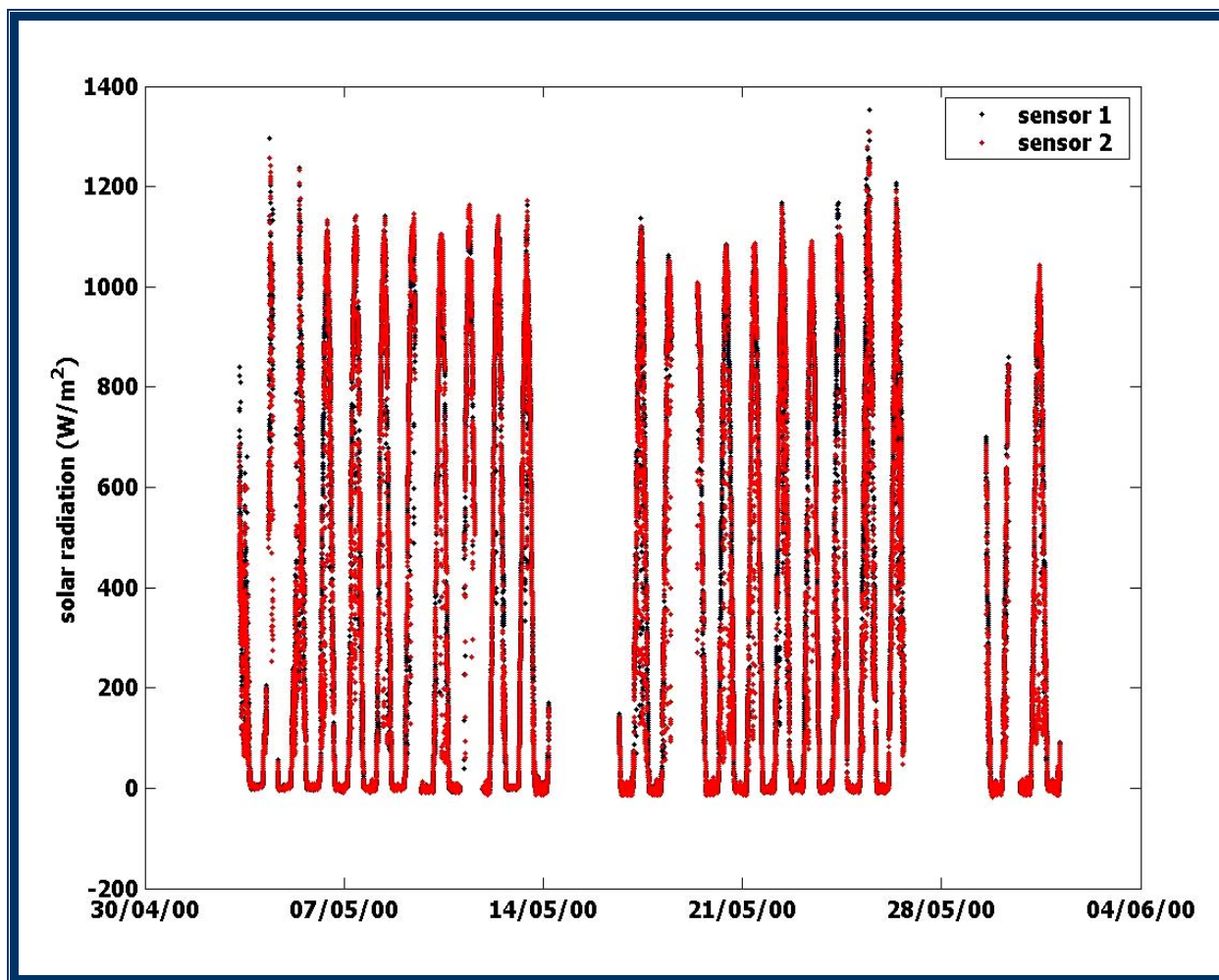
Για να υπάρχει απόλυτη αξιοπιστία όσον αφορά στις μετρήσεις που παίρνουμε από τους δύο αισθητήρες, ώστε να αποκλείσουμε με βεβαιότητα μια πηγή συστηματικών σφαλμάτων θα πρέπει να γίνεται βαθμονόμηση των οργάνων πριν και μετά από κάθε ταξίδι του σκάφους (Schiano, 1996). Στην περίπτωση την οποία μελετάμε και σύμφωνα πάντα με τις αναφορές τις οποίες διαθέτουμε μηχανική ή αντικειμενική βαθμονόμηση των οργάνων, δηλαδή έλεγχος της σωστής λειτουργίας του οργάνου με τη βοήθεια είτε πρότυπου πυρανομέτρου, είτε κατάλληλης διάταξης, πραγματοποιήθηκε μόνο κατά το

έτος 1999, οπότε και τοποθετήθηκαν τα συγκεκριμένα όργανα στο σκάφος (Ζερβάκης Β., Βλάχος Δ.,1999). Συνεπώς, ενδέχεται στις μετρήσεις μας να υπεισέρχονται συστηματικά σφάλματα.

Για να μειώσουμε στο μέγιστο δυνατό τα πιθανά αυτά σφάλματα προχωράμε σε διαβαθμονόμηση των δύο αισθητήρων, η οποία πραγματοποιείται μέσα από το πρόγραμμα meteo.m, θέτοντας τα δύο παρακάτω κριτήρια:

1. Οι διαφορές των μέγιστων ημερήσιων τιμών της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας να μην ξεπερνούν τα  $20\text{W/m}^2$ , τιμή η οποία εκφράζει το περιθώριο σφάλματος των οργάνων και
2. Η καταγραφόμενη ηλιακή ακτινοβολία να μηδενίζεται και για τους δύο αισθητήρες κατά τη διάρκεια της νύχτας.

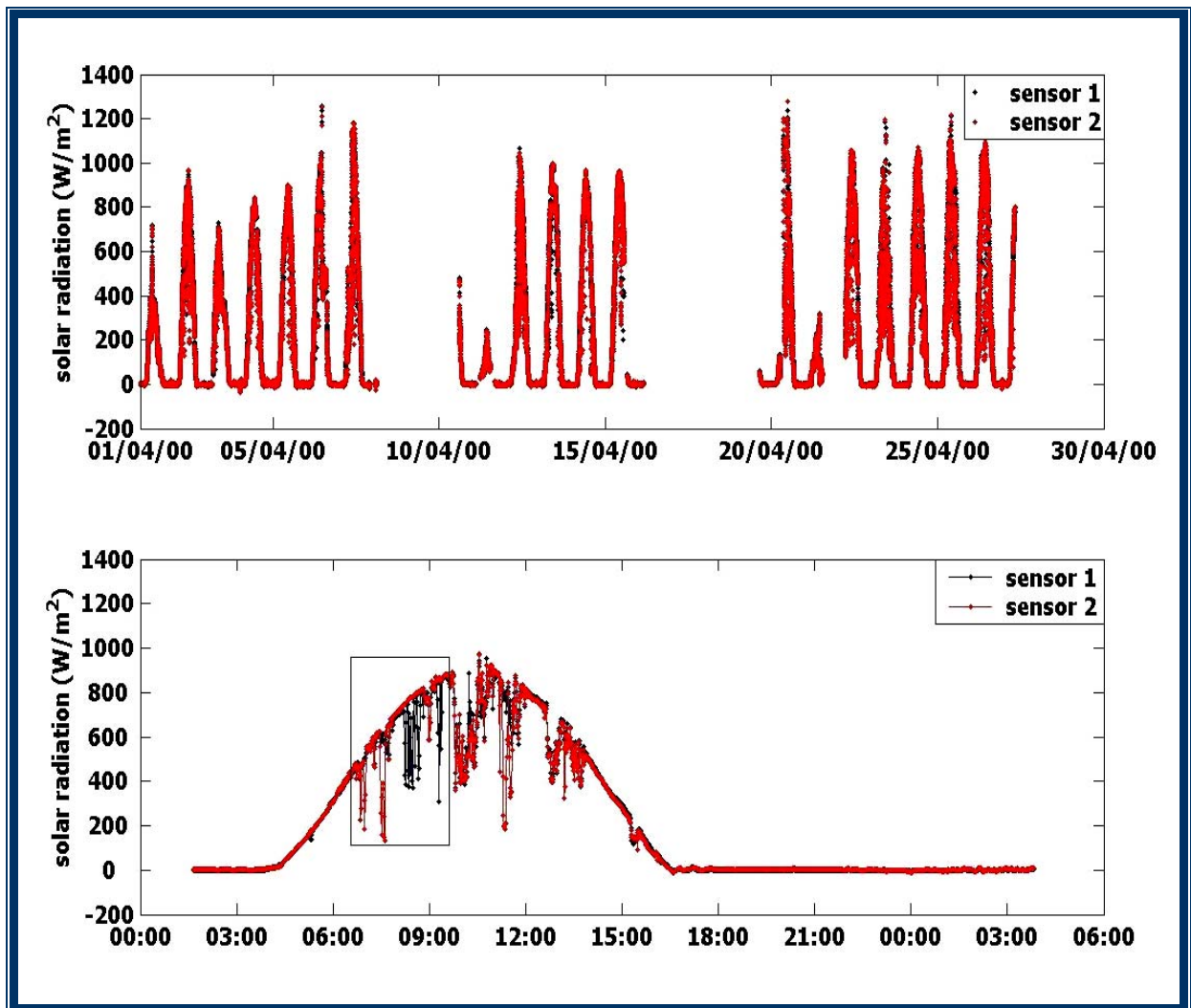
Η μορφή των χρονοσειρών που παίρνουμε από τους δύο αισθητήρες για το Μάιο του 2000 μετά και τη διαβαθμονόμηση φαίνεται στο Σχήμα 5.5., όπου όπως μπορούμε να δούμε οι μετρήσεις των δύο αισθητήρων συμφωνούν κατά η διάρκεια της νύχτας



**Σχήμα 5.5. Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, μετά και τη διαβαθμονόμηση τους.**

**γ. Έλεγχος επίδρασης του καπνού από το φουγάρο**

Μελετώντας την μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας για μεμονωμένες μέρες, παρατηρήθηκαν σημαντικές αποκλίσεις μεταξύ των μετρήσεων των δύο αισθητήρων, με τον ένα αισθητήρα να καταγράφει σημαντικές διαδοχικές πτώσεις της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας, τη στιγμή που ο δεύτερος κατέγραφε κανονικά την σταδιακή της αύξηση έως ότου πάρει τη μέγιστη τιμή της το μεσημέρι. Στο γράφημα που ακολουθεί (Σχήμα 5.6), μπορούμε να δούμε σχηματικά τη μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας που καταγράφουν οι δύο αισθητήρες για το μήνα Απρίλιο του 2000 καθώς επίσης και για τη 2<sup>α</sup> Απριλίου του 2000, όπου στο πλαίσιο που σημειώνεται στη δεύτερη γραφική παράσταση, φαίνεται καθαρά η απόκλιση που υπάρχει μεταξύ των δύο καταγραφών.



### **Σχήμα 5.6. Μηνιαία (4/2000) και ημερήσια (2/4/2000) μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι δύο αισθητήρες.**

Παρόμοια απόκλιση μεταξύ των δύο χρονοσειρών παρατηρήθηκε σε μεγάλο αριθμό ημερών, γεγονός που δεν είναι δυνατό να εξηγηθεί φυσικά, καθώς ούτε τα δεδομένα της νεφοκάλυψης συνηγορούν προς μια φυσική εξήγηση. Κατά συνέπεια, το ενδιαφέρον μας στρέφεται στην επίδραση του καπνού από το φουγάρο πάνω στους αισθητήρες, γεγονός που απαιτεί τον υπολογισμό του φαινόμενου ανέμου.

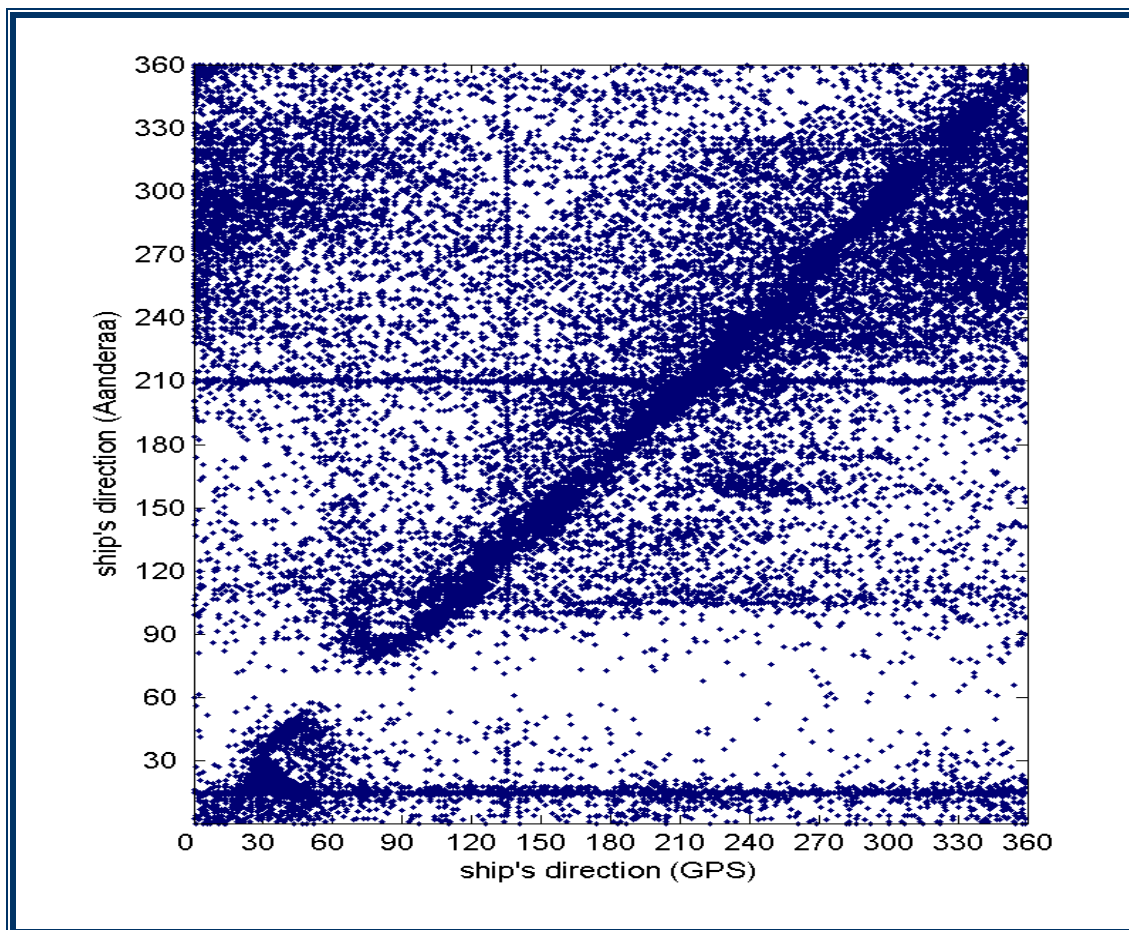
Προς την κατεύθυνση αυτή σημαντική βοήθεια αποτέλεσε η γραπτή έκθεση των κ.κ. Β. Ζερβάκη και Δ. Βλάχου για τη βαθμονόμηση του αισθητήρα της διεύθυνσης του μετεωρολογικού σταθμού του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», το 1999. Στην έκθεση αυτή, ο βασικός στόχος ήταν ο υπολογισμός του πραγματικού ανέμου ως προς το Βορρά (μέτρο και κατεύθυνση), ως το διανυσματικό άθροισμα της ταχύτητας του σκάφους όπως τη δίνει το GPS και της ταχύτητας του φαινόμενου ανέμου, ο οποίος μετράται από το μετεωρολογικό σταθμό του σκάφους, ως προς το ίδιο σημείο αναφοράς. Όμως, η διεύθυνση του φαινόμενου ανέμου ως προς το Βορρά αποτελεί το αλγεβρικό άθροισμα της διεύθυνσης του σκάφους ως προς το Βορρά και της διεύθυνσης του ανέμου ως προς την πλώρη του σκάφους, μεγέθη τα οποία μετρώνται από τους αισθητήρες προσανατολισμού και διεύθυνσης της Aanderaa αντίστοιχα. Έτσι, κατά τη βαθμονόμηση του αισθητήρα προσανατολισμού, ώστε να επιτευχθεί ο σωστός υπολογισμός της παραπάνω ποσότητας (φαινόμενος άνεμος ως προς το Βορρά) και συγκρίνοντας τα αποτελέσματα που έδινε ο αισθητήρας με αυτά από το GPS για τη διεύθυνση του σκάφους προέκυψε κενό ή ανωμαλία ενδείξεων προσανατολισμού της πλώρης σε ένα εύρος 30 έως 80 μοίρες, το οποίο αποδόθηκε είτε σε βλάβη του οργάνου, είτε στην επίδραση της μεγάλης μεταλλικής μάζας του ιστού. Συνεπώς, το γεγονός αυτό απέκλειε για αυτές τις γωνίες την εκτίμηση της διεύθυνσης του φαινόμενου ανέμου.

Στην περίπτωση τώρα την οποία μελετάμε, διαθέτουμε μεν το μέτρο και τη διεύθυνση του πραγματικού ανέμου ως προς το Βορρά, όμως για τη σωστή εκτίμηση του φαινόμενου ανέμου ελέγχουμε κατά πόσο ο αισθητήρας προσανατολισμού της Aanderaa και το GPS συμπίπτουν στις μετρήσεις τους που αφορούν στη διεύθυνση του σκάφους ως προς το Βορρά. Ως εκ τούτου, παριστάνουμε γραφικά τη σχέση μεταξύ των δύο ποσοτήτων. Στο Σχήμα 5.7 βλέπουμε τη αυτή ενδεικτικά για το μήνα Απρίλιο του 2000.

Από το παρακάτω σχήμα, είναι φανερό η γραμμική σχέση της μορφής  $y=x$  που υπάρχει ανάμεσα στις δύο παραμέτρους, η οποία άλλωστε αναμενόταν, καθώς και οι δύο υπολογίζουν τη γωνία της διεύθυνσης του πλοίου δεξιόστροφα ως προς το Βορρά. Ακόμα, είναι εμφανές το κενό ή η ανωμαλία ενδείξεων που υπάρχει στην περίπτωση μας μεταξύ



40 και 90 μοιρών, η οποία όπως προείπαμε είναι πιθανό να προέρχεται από τη μεγάλη μεταλλική μάζα του ιστού που επηρεάζει τη βελόνα της πυξίδας στον αισθητήρα της Aanderaa



**Σχήμα 5.7. Η συσχέτιση των τιμών προσανατολισμού του αισθητήρα διεύθυνσης της Aanderaa με τις τιμές του GPS, για τον μήνα Απρίλιο του 2000 για όλες τις τιμές της ταχύτητας του πλοίου.**

Ωστόσο, ιδιαίτερο ενδιαφέρον παρουσιάζουν οι σταθερές τιμές που δίνει τόσο το GPS, όσο και ο αισθητήρας διεύθυνσης της Aanderaa. Για το συγκεκριμένο μήνα που παριστάνεται στο σχήμα 5.7, όσον αφορά στο GPS, οι τιμές αυτές παρατηρούνται κυρίως όταν το πλοίο κινείται με πολύ χαμηλές ταχύτητες. Έτσι, η ευθεία  $x=sdir=130^\circ$  εξαλείφεται για ταχύτητες μεγαλύτερες από 0.75 m/sec ή 1.458 κόμβους (knots), επιβεβαιώνοντας το γεγονός ότι το GPS δεν είναι δυνατό να μας δώσει ασφαλή αποτελέσματα για πολύ μικρές ταχύτητες.

Όσον αφορά τώρα στις οριζόντιες ευθείες  $y=sdira=σταθ.$ , στην περίπτωση του Απριλίου παρουσιάζονται στις  $20^\circ$  και  $210^\circ$  μοίρες ( $y_1=sdir_1=20^\circ$  και  $y_2=sdir_2=210^\circ$ )

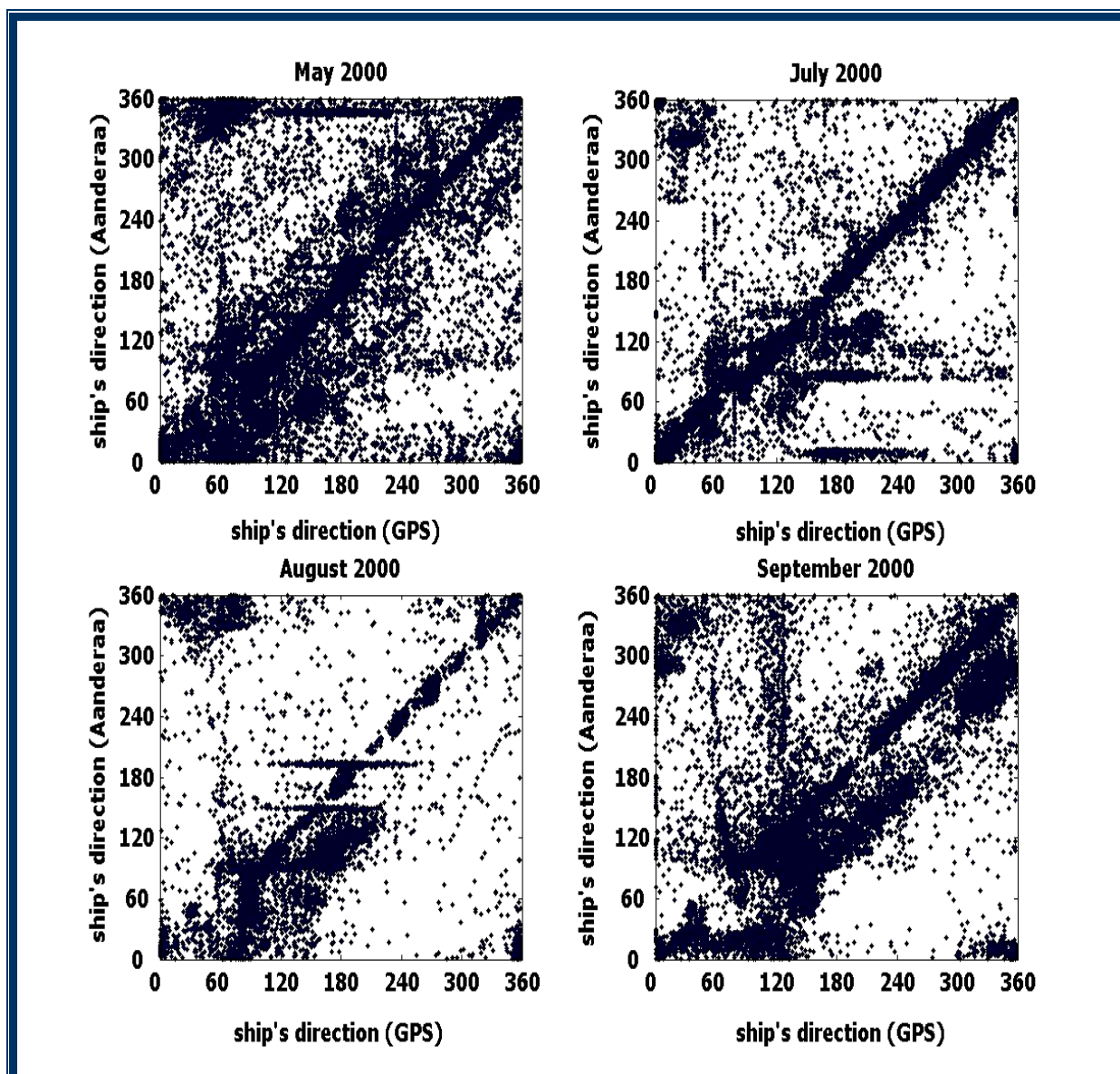
έχοντας διαφορά μεταξύ τους περίπου ίση με 180 μοίρες, ενώ εξαλείφονται όταν η ταχύτητα υπερβεί τα 0.5m/sec ή τους 0.972 κόμβους (knots). Στην προσπάθεια να εξηγήσουμε τη συμπεριφορά του αισθητήρα, με τη βοήθεια του προγράμματος *mapmedplt.m* φτιάχνουμε το χάρτη της Μεσογείου, πάνω στον οποίο παριστάνουμε τις διαδοχικές θέσεις του πλοίου, όπως αυτές προκύπτουν δίνοντας τα διαδοχικά γεωγραφικά μήκη και πλάτη που έχουμε από τα δεδομένα μας, οπότε έχουμε την πορεία του για το μήνα αυτό. Ταυτόχρονα βρίσκουμε εκείνες τις γεωγραφικές συντεταγμένες που αντιστοιχούν σε αυτές τις διευθύνσεις και παρατηρούμε ότι το σκάφος για τις μέρες εκείνες πραγματοποιούσε δειγματοληψίες, όποτε διέγραφε παράλληλες πορείες, καλύπτοντας την περιοχή των δειγματοληψιών.

Ωστόσο, για να επιβεβαιώσουμε τις παραπάνω εκτιμήσεις και να οδηγηθούμε σε ασφαλέστερα συμπεράσματα, προχωρούμε στην γραφική παράσταση των δύο παραμέτρων διεύθυνσης και για τους υπόλοιπους μήνες που μας ενδιαφέρουν (Σχήμα 5.8). Έτσι παρατηρούμε ότι για τους μήνες Μάιο, Ιούλιο και Αύγουστο το GPS σε γενικές γραμμές δεν δίνει σταθερές τιμές, ενώ για το Σεπτέμβριο παρατηρείται έντονη διασπορά των τιμών γύρω από την ευθεία  $y=x$ . Υπολογίζοντας τα ποσοστά των ταχυτήτων που είναι μεγαλύτερα από τα 3m/sec (6 κόμβους) και μικρότερα του 1m/sec (2 κόμβων) προκύπτουν τα παρακάτω:

**Πίνακας 5.3. Ποσοστά ταχυτήτων ανά μήνα**

<b>Ταχύτητα (m/sec)</b>	<b>Απρίλιος</b>	<b>Μάιος</b>	<b>Ιούλιος</b>	<b>Αύγουστος</b>	<b>Σεπτέμβριος</b>
<b>Ship's speed&lt;1</b>	58.04%	34.69%	14.79%	33.35%	42.50%
<b>1&lt;Ship's speed&lt;3</b>	14.50%	3.36%	4.82%	2.9%	4.32%
<b>Ship's speed&gt;3</b>	27.46%	61.95%	80.39%	63.74%	53.18%

Να σημειώσουμε εδώ, ότι επιλέχθηκε η ταχύτητα των 3 m/sec (6 κόμβων), διότι ισούται με το μισό της μέγιστης ταχύτητας που αναπτύσσει το πλοίο (12.5 κόμβοι), ενώ το 1m/sec (2 κόμβοι) αποτελεί μια αρκετά μικρή ταχύτητα. Πράγματι, από τον πίνακα 5.3 είναι φανερό ότι για τον Απρίλιο και το Σεπτέμβριο που έχουμε το μεγαλύτερο ποσοστό χαμηλών ταχυτήτων παρατηρούνται και οι μεγαλύτερες αποκλίσεις, ενώ για τον Ιούλιο που έχουμε το χαμηλότερο ποσοστό δεν έχουμε ούτε μεγάλη διασπορά γύρω από την ευθεία  $y=x$  αλλά ούτε και σταθερές τιμές για το GPS, καθώς μεταβάλλεται η διεύθυνση του καραβιού.

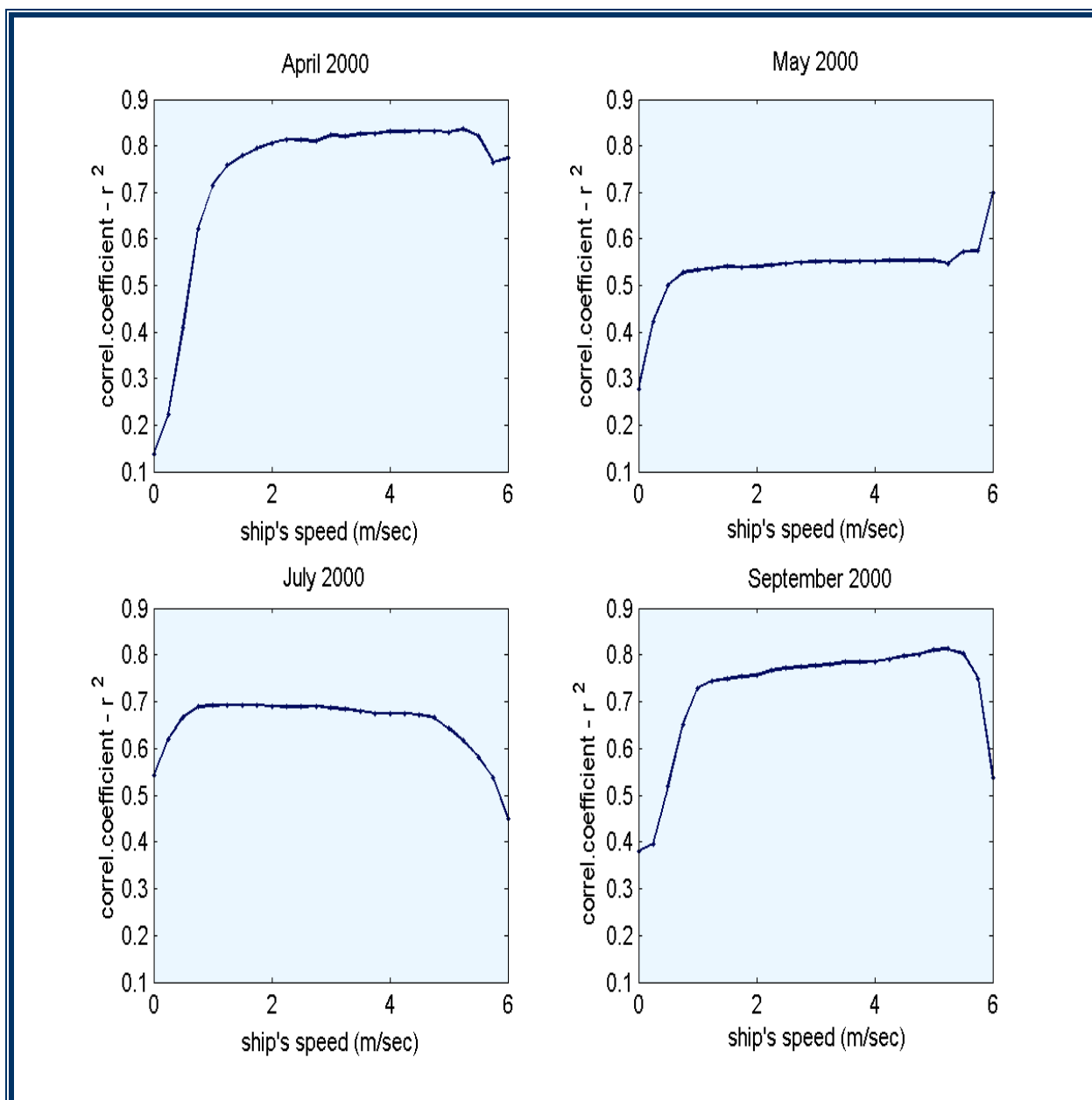


**Σχήμα 5.8. Η συσχέτιση των τιμών προσανατολισμού του αισθητήρα διεύθυνσης της Aanderaa με τις τιμές του GPS, για τους μήνες Μάιο, Ιούλιο, Αύγουστο και Σεπτέμβριο του 2000 για όλες τις τιμές της ταχύτητας του πλοίου.**

Επόμενο βήμα στην επεξεργασία και τον ποιοτικό έλεγχο των δεδομένων μας αποτελεί ο υπολογισμός του συντελεστή συσχέτισης (βλέπε Παράρτημα 1.Γ) μεταξύ των δύο παραμέτρων – της διεύθυνσης του πλοίου όπως τη δίνει το GPS και ο αισθητήρας διεύθυνσης της Aanderaa - θέτοντας κάθε φορά διαφορετική τιμή κατωφλίου για την ταχύτητα. Σκοπός μας είναι η εξαγωγή ασφαλέστερων συμπερασμάτων όσον αφορά στην ταχύτητα του πλοίου, πάνω από την οποία η τιμή της συσχέτισης σχεδόν σταθεροποιείται

στη μέγιστη τιμή της, οπότε και έχουμε την καλύτερη συσχέτιση μεταξύ των δεδομένων των δύο οργάνων.

Για το λόγο αυτό δημιουργούμε το πρόγραμμα *correlation\_coeff.m*, με το οποίο, αφού αρχικά αφαιρούμε τις τιμές των παραμέτρων που βρίσκονται μεταξύ 40 και 90 μοιρών, στη συνέχεια υπολογίζουμε τον συντελεστή συσχέτισης κάθε φορά για ένα εύρος ταχυτήτων 0.25 m/sec και παριστάνουμε γραφικά τη σχέση αυτή (Σχήμα 5.9).



**Σχήμα 5.9. Η συνολική μεταβλητότητα μεταξύ των δύο οργάνων όπως εξελίσσεται με την αύξηση της ταχύτητας του πλοίου.**

Όπως προκύπτει από τις γραφικές παραστάσεις, μεγαλύτερη συσχέτιση παρατηρείται κατά τους μήνες Απρίλιο και Σεπτέμβριο όπου ο συντελεστής συσχέτισης σταθεροποιείται κοντά στην τιμή 0.8, έπεται ο μήνας Ιούλιος με μέγιστη τιμή 0.7 και τελευταίος ακολουθεί ο μήνας Μάιος με τη χαμηλότερη συσχέτιση μεταξύ των τιμών του GPS και του οργάνου προσανατολισμού της Aanderaa. Ωστόσο, το ενδιαφέρον μας επικεντρώνεται στην τιμή της ταχύτητας κάτω από την οποία δεν είναι ασφαλή τα συμπεράσματά μας όσον αφορά στις μετρήσεις της διεύθυνσης του πλοίου και κατά συνέπεια του φαινόμενου ανέμου. Σύμφωνα λοιπόν, με τις γραφικές παραστάσεις η τιμή του συντελεστή συσχέτισης σταθεροποιείται πάνω από τα 2m/sec.

Όμως, ενδιαφέρον παρουσιάζει η απότομη μεταβολή του συντελεστή συσχέτισης όταν το πλοίο κινείται με μεγάλες ταχύτητες και πιο συγκεκριμένα με ταχύτητα άνω των 5m/sec. Όπως φαίνεται και από το σχήμα 5.9 στους περισσότερους μήνες έχουμε μικρότερη συσχέτιση των μετρήσεων των δύο οργάνων, εκτός από το Μάιο που έχουμε αύξηση, γεγονός που θα μπορούσε να αποτελέσει ένα κριτήριο αποδοχής ή όχι των μετρήσεων μας. Μάλιστα δεδομένου ότι το GPS δίνει σωστά αποτελέσματα, όταν το πλοίο κινείται με μεγάλη ταχύτητα, θα λέγαμε ότι το πρόβλημα εντοπίζεται στο όργανο της Aanderaa. Παρόλα αυτά δεν μπορούμε να καταλήξουμε με σιγουριά στα παραπάνω συμπεράσματα, καθώς το μέγεθος του δείγματος γι' αυτές τις ταχύτητες είναι πολύ μικρό και η πτώση του συντελεστή είναι πιθανότερο να οφείλεται στα ελάχιστα δεδομένα που διαθέτουμε, ενδεικτικό ότι το σκάφος στο μεγαλύτερο μέρος των ταξιδιών του κινείται αργά, λόγω των δειγματοληψιών που πραγματοποιούνται. Συνεπώς, απορρίπτουμε μόνο τις ταχύτητες που είναι κάτω από 2m/sec.

Για να υπολογίσουμε τελικά το φαινόμενο άνεμο<sup>4</sup> δημιουργούμε τα δύο προγράμματα *apparentwind.m* και *apparentwindbow.m*, όπου με το πρώτο βρίσκουμε το φαινόμενο άνεμο ως συνάρτηση της ταχύτητας του πλοίου και του πραγματικού ανέμου ως προς το Βορρά ενώ με το δεύτερο πρόγραμμα υπολογίζεται ο φαινόμενος άνεμος ως προς την πλώρη του καραβιού.

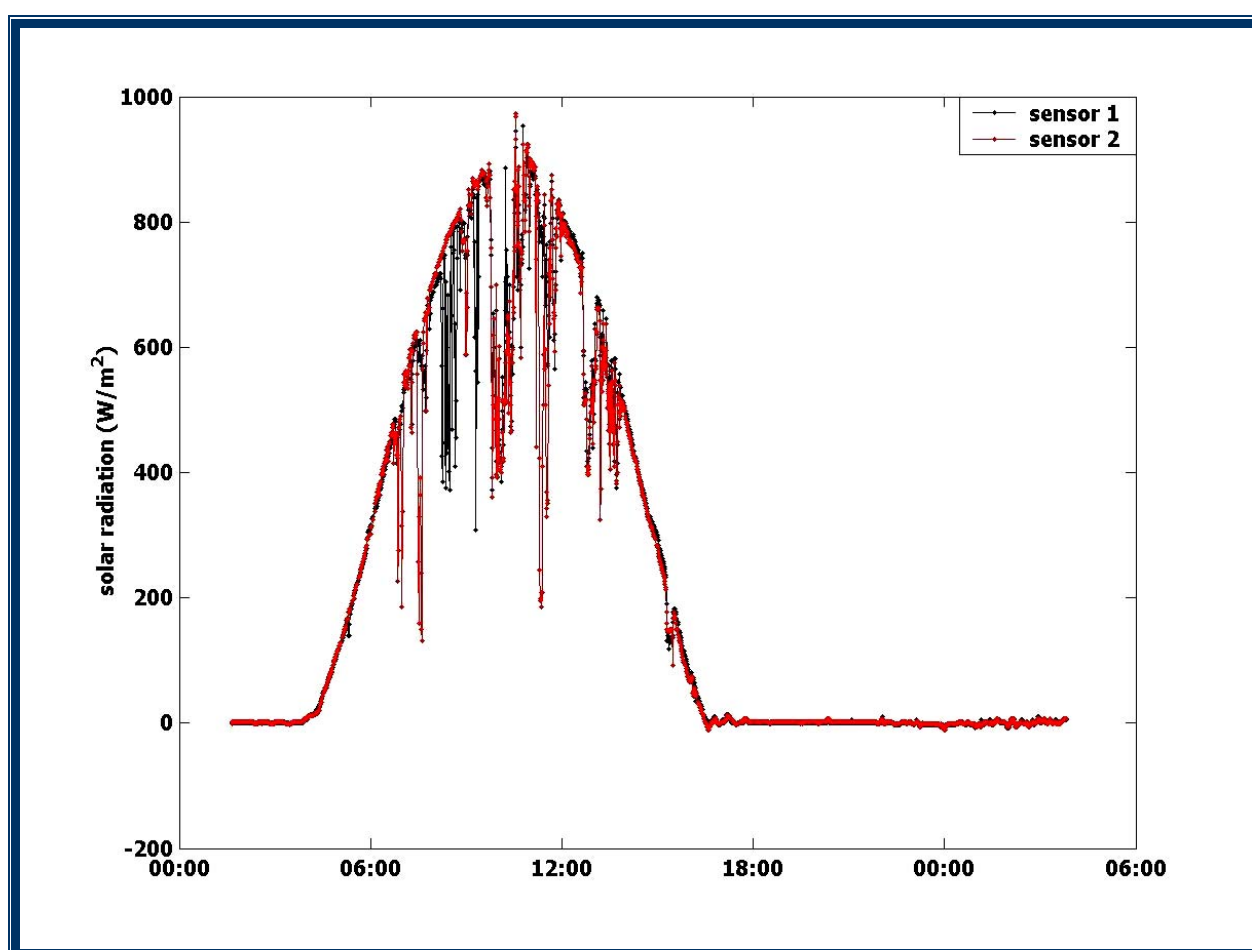
Στη συνέχεια υποθέτουμε ότι εάν ο φαινόμενος άνεμος έρχεται από ένα εύρος γωνιών 150° – 210° ως προς την πλώρη και με βάση τη θέση των δύο αισθητήρων ως προς το φουγάρο του πλοίου (το φουγάρο βρίσκεται στο μέσον περίπου του πλοίου και κατά μήκος του άξονά του, ενώ οι δύο αισθητήρες είναι τοποθετημένοι συμμετρικά του άξονα προς την πλώρη), το τελευταίο είναι δυνατό να επηρεάζει τον έναν από τους δύο

---

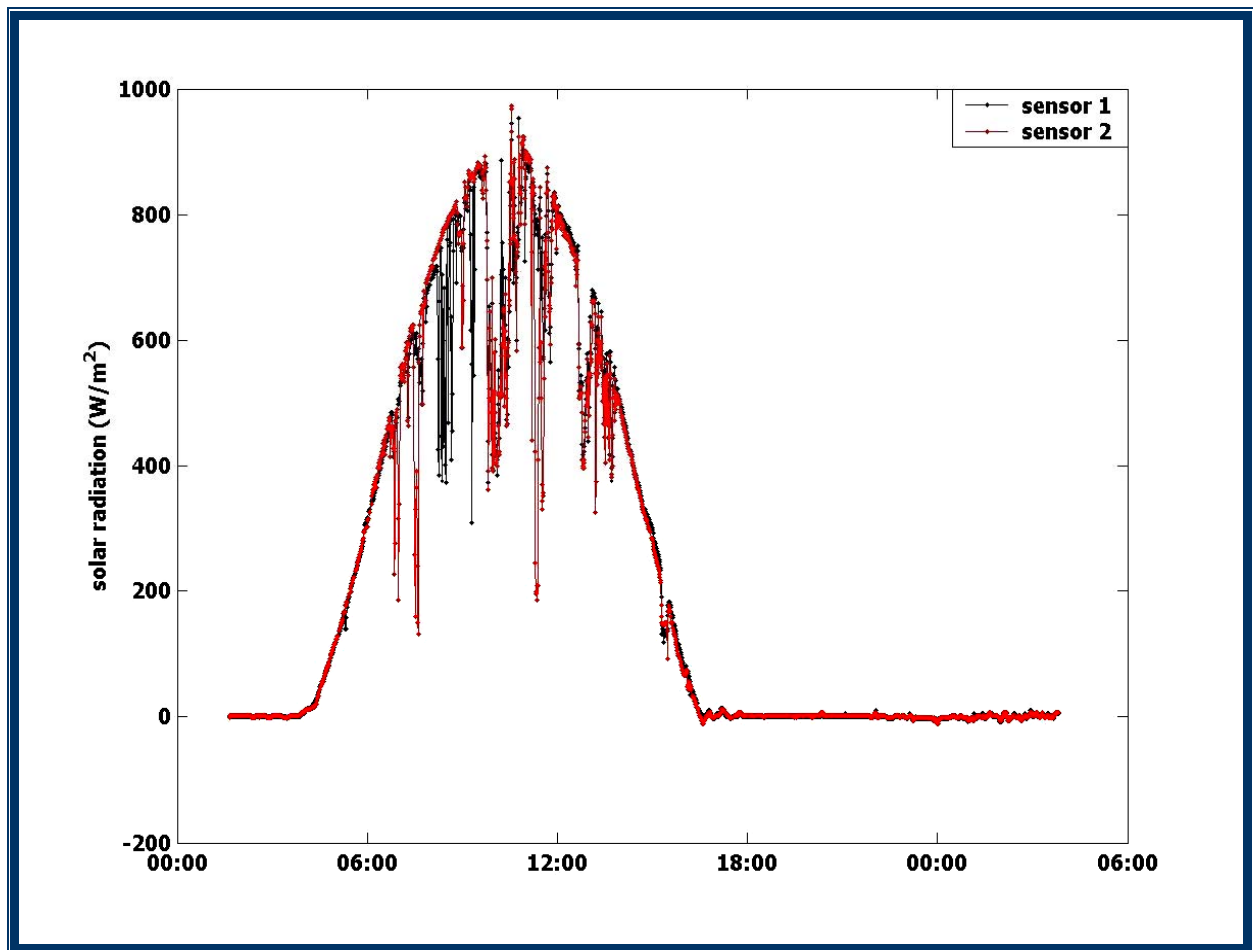
<sup>4</sup> Το διανυσματικό άθροισμα της ταχύτητας του φαινόμενου ανέμου και της ταχύτητας του σκάφους ισούται με το διάνυσμα της ταχύτητας του πραγματικού ανέμου.

αισθητήρες. Έτσι, αφαιρούμε τις τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας που μας δίνουν οι αισθητήρες για αυτό το εύρος γωνιών του φαινόμενου ανέμου.

Στη γραφική παράσταση που ακολουθεί (Σχήμα 5.10) παριστάνονται οι μεταβολές που καταγράφουν πλέον οι δύο αισθητήρες μετά και την επεξεργασία που περιγράφηκε, για τη 2<sup>η</sup> Απριλίου του 2000. Όπως μπορούμε να δούμε από το παρακάτω σχήμα (Σχήμα 5.10) σε σχέση και με το σχήμα 5.11 όπου παριστάνεται η ίδια ημέρα πριν ληφθεί υπόψη η επίδραση του φουγάρου στους αισθητήρες, είναι φανερό ότι δεν υπάρχει κάποια σαφής βελτίωση των χρονοσειρών μας. Οι δύο αισθητήρες εξακολουθούν να παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές στις καταγραφές της ηλιακής ακτινοβολίας.



**Σχήμα 5.10. Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, μετά και την αφαίρεση τιμών που τυχόν επηρεάζονται από τον καπνό του φουγάρου.**



**Σχήμα 5.11. Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως την καταγράφουν οι αισθητήρες, πριν ληφθεί υπόψη μια πιθανή επίδραση του καπνού από το φουγάρο.**

#### **δ. Η επίδραση του διατοιχισμού του σκάφους**

Μια επιπλέον πηγή σφάλματος στη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας με τη χρήση των πυρανομέτρων αποτελεί και η σταθερότητα της επιφάνειας πάνω στην οποία τα εν λόγω όργανα είναι τοποθετημένα. Είναι σαφές ότι για να έχουμε σωστές μετρήσεις απαιτείται τα όργανα να τοποθετούνται σε επιφάνειες οριζόντιες, οι οποίες δεν υφίστανται δονήσεις ή ταλαντώσεις (Σαχσαμάνογλου Χ. , Μπλούτσος Α.,1998), διότι δεδομένου ότι ο αισθητήρας του οργάνου λαμβάνει ακτινοβολίες που καλύπτουν στερεά γωνία ίση με 180°, δηλαδή «βλέπει» ένα πλήρες ημισφαίριο, στην περίπτωση κατά την οποία η επιφάνεια όπου τοποθετήθηκε γέρνει προς τη μία ή την άλλη κατεύθυνση, ο αισθητήρας χάνει ένα ποσοστό της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ ταυτόχρονα λαμβάνει ηλιακή ακτινοβολία που ανακλάται από την επιφάνεια της θάλασσας. Καθώς η ανακλώμενη

ακτινοβολία έχει μικρότερη ένταση από την εισερχόμενη, είναι προφανές ότι θα έχουμε απώλειες στις μετρήσεις του οργάνου.

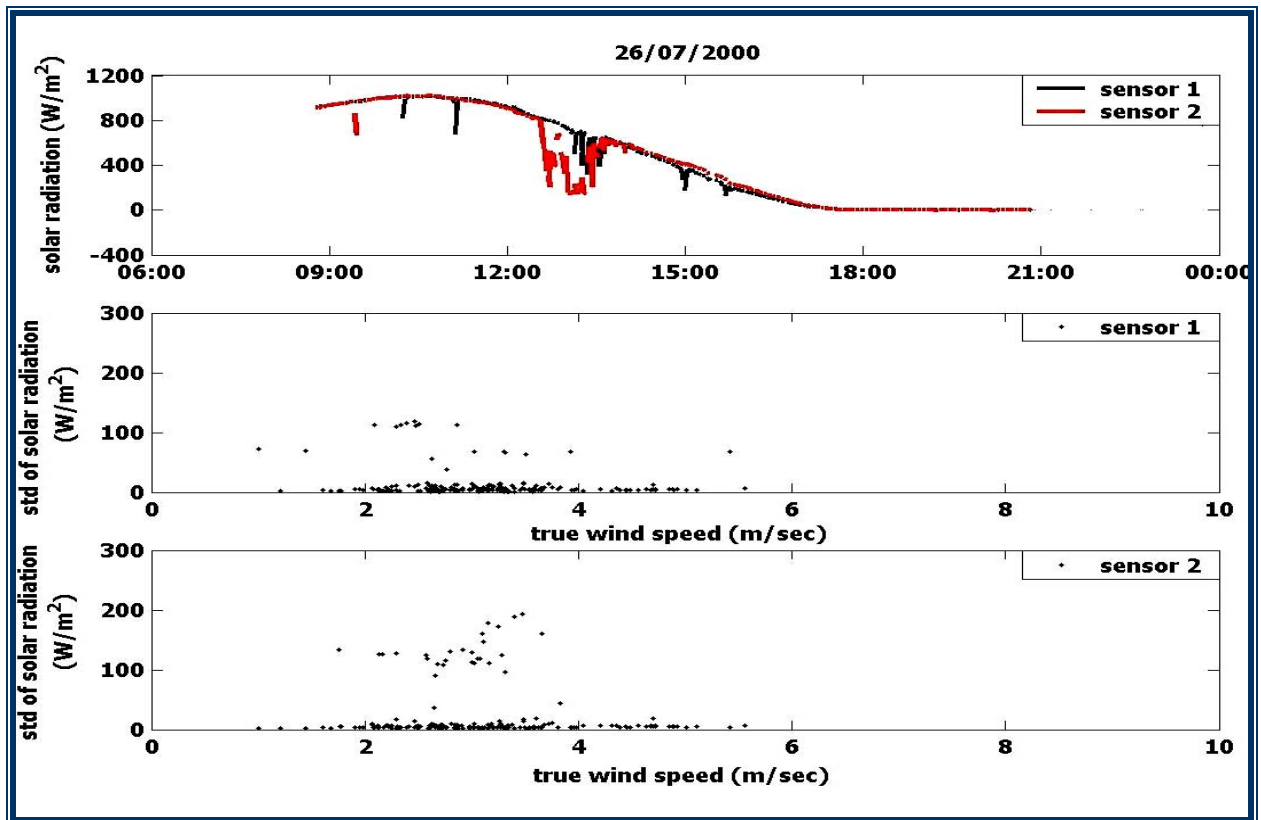
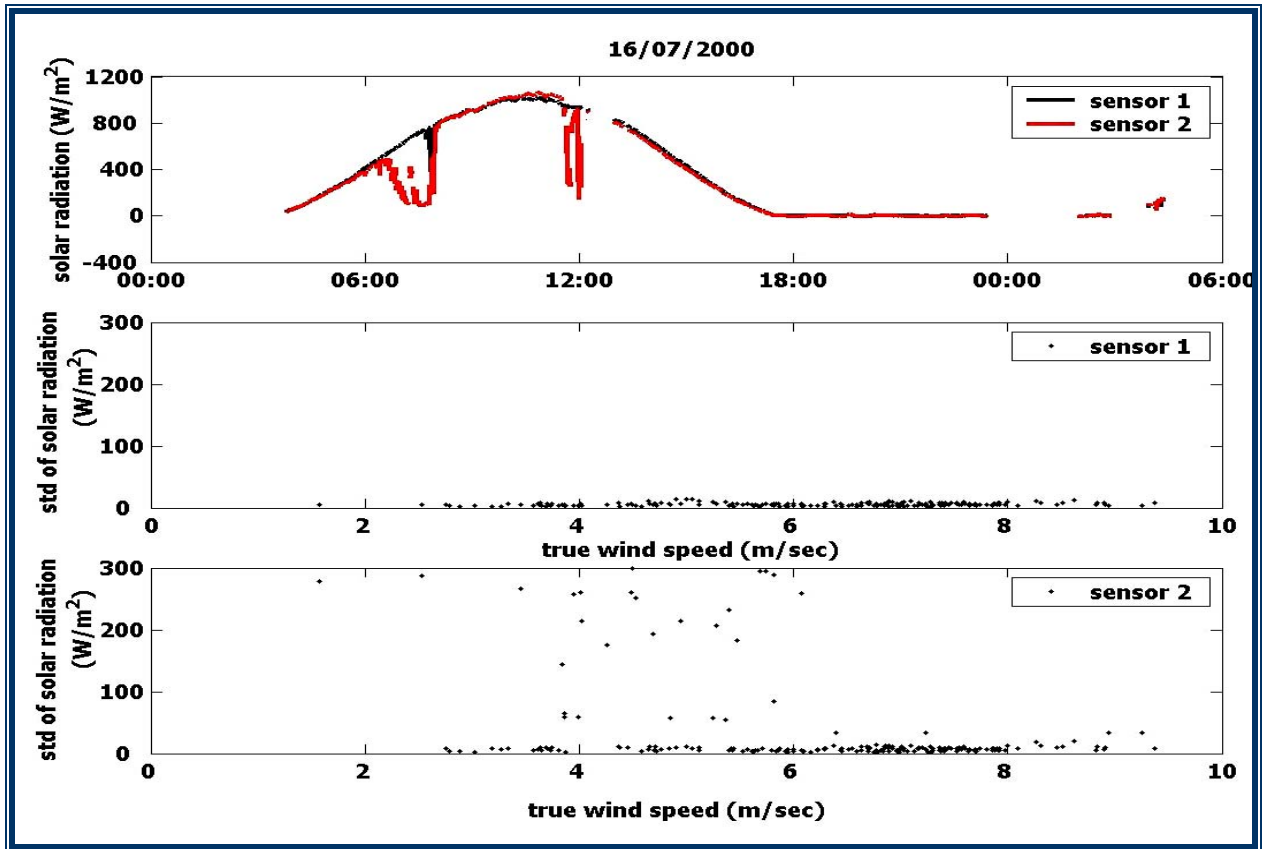
Όμως στην περίπτωση την οποία μελετάμε, η σταθερότητα της επιφάνειας δεν είναι τις περισσότερες φορές εφικτή, λόγω των παλινδρομικών κινήσεων του σκάφους (pitch and roll) ή της κλίσης που μπορεί να πάρει κατά την αλλαγή της θέσης του ως προς τον άνεμο (SCOR Working Group 110, 2000). Μάλιστα, για δεδομένη γωνία κλίσης της επιφάνειας που είναι τοποθετημένα τα πυρανόμετρα, το μέγεθος του σφάλματος εξαρτάται από τη νεφοκάλυψη, το γεωγραφικό πλάτος, την εποχή, την ημέρα και ώρα της ημέρας (SCOR Working Group 110, 2000).

Στόχος μας λοιπόν είναι να ελέγξουμε κατά πόσο οι αποκλίσεις που παρουσιάζουν οι δύο αισθητήρες στις καταγραφές της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, συνδέονται με την ταχύτητα του πραγματικού ανέμου, αφού ο τελευταίος αποτελεί την πηγή δημιουργίας των κυματισμών και κατά συνέπεια ευθύνεται για την ένταση των παλινδρομικών κινήσεων του σκάφους. Βέβαια, ο άνεμος που «καταλαβαίνει» το σκάφος και κάποιος παρατηρητής που βρίσκεται επάνω σ' αυτό είναι ο φαινόμενος, οπότε για τον έλεγχο του διατοιχισμού του σκάφους μας ενδιαφέρει ο πλευρικός φαινόμενος άνεμος, η ένταση του οποίου όμως εξαρτάται από την ένταση του πραγματικού ανέμου.

Έτσι, επιλέγουμε μέρες με ανέφελο ουρανό, ώστε να αποκλείσουμε ως πηγή πιθανών αποκλίσεων των δύο καταγραφών την ύπαρξη νεφών και ελέγχουμε τη μεταβολή της τυπικής απόκλισης για ένα εύρος 10 καταγραφών (10 λεπτά) ηλιακής ακτινοβολίας που αντιστοιχούν σε πλευρικό φαινόμενο άνεμο από  $60^\circ - 120^\circ$  και  $240^\circ - 300^\circ$ , για κάθε αισθητήρα ξεχωριστά, σε συνάρτηση με την ταχύτητα του πραγματικού ανέμου. Στο σημείο αυτό αξίζει να σημειωθεί, ότι αρχικά υπολογίζεται η τυπική απόκλιση στο σύνολο των τιμών που βρίσκονται γύρω από το maximum της καμπύλης, ώστε να έχουμε μικρό εύρος τιμών ηλιακής ακτινοβολίας, δηλαδή η πρώτη με την τελευταία τιμή να είναι γειτονικές. Όμως η μεγάλη μείωση των τιμών, μας επιβάλλει να γίνει ο έλεγχος σε όλο το εύρος της καμπύλης.

Παριστάνοντας γραφικά τη σχέση αυτή (Σχήμα 5.12.), παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει κάποια σαφής αυξητική τάση της τυπικής απόκλισης με την αύξηση της ταχύτητας, ώστε να μπορούμε με βεβαιότητα να αποδώσουμε τις διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας μεταξύ των δύο αισθητήρων στον διατοιχισμό του σκάφους. Ενδεικτικά, για τις 16 και 26 Ιουλίου του 2000, όπως φαίνεται και από το σχήμα, μεγάλες τυπικές αποκλίσεις παρατηρούνται για διαφορετικές ταχύτητες και όχι απαραίτητα για τις μέγιστες ταχύτητες με τις οποίες πνέει ο άνεμος.





Σχήμα 5.12. Η τυπική απόκλιση των μετρήσεων έκαστου αισθητήρα, όταν ο φαινόμενος άνεμος είναι πλευρικός, σε σχέση με την ταχύτητα του πραγματικού ανέμου.

### **5.3 Αποτελέσματα του ποιοτικού ελέγχου**

Μετά το πέρας του ποιοτικού ελέγχου παρατηρείται κάποια βελτίωση των αρχικών μας χρονοσειρών, η οποία προέκυψε κατά κύριο λόγο από τη δια-βαθμονόμηση που πραγματοποιήθηκε για τους δύο αισθητήρες. Όσον αφορά δε στις περιπτώσεις κατά τις οποίες οι δύο αισθητήρες παρουσιάζουν σημαντικές ασυμφωνίες στις μετρήσεις τους, με τον ένα να διαγράφει σταδιακή αύξηση ή μείωση της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, τη στιγμή που ο δεύτερος καταγράφει διαδοχικές σημαντικές πτώσεις της, μετά την έρευνα που πραγματοποιήθηκε για τον έλεγχο της επίδρασης του φουγάρου αλλά και την επίδραση του διατοιχισμού του πλοίου στις μετρήσεις, δεν προέκυψε κάποια βελτίωση. Συνεπώς, δεν μπορούμε να ισχυριστούμε ότι το φουγάρο ή ο διατοιχισμός εισάγουν συστηματικά σφάλματα στις μετρήσεις μας.

Παρόλα αυτά, σύμφωνα με τους K.B Katsaros και J. E. DeVault (1986), το σφάλμα των μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας αυξάνεται καθώς αυξάνεται η ζενίθια γωνία του ηλίου και μάλιστα για κλίσεις του οργάνου έως  $10^\circ$  και γεωγραφικό πλάτος  $45^\circ$  Βόρεια ή Νότια είναι δυνατό να φτάσει έως το  $\pm 20\%$ . Βέβαια, αναφέρεται επίσης ότι το σφάλμα αυτό μειώνεται για μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, ενώ είναι πιθανό να υπάρχουν αλλά σφάλματα που προέρχονται από τις κινήσεις των οργάνων τα οποία δεν μελετώνται και είναι πιθανό να αντισταθμίζουν τα προηγούμενα κατά τον υπολογισμό των μέσων ημερησίων τιμών. Σύμφωνα δε με τους Mac Whorter και M.A. Weller R.A. (1990) μια μέση κλίση του οργάνου κατά  $10^\circ$  είναι δυνατό να εισάγει σφάλματα στη μέση ημερήσια τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνουν μέχρι και  $40\%$ , ενώ τα σφάλματα λόγω του διατοιχισμού του σκάφους αλλά και λόγω απόκρισης του οργάνου επηρεάζουν λιγότερο τις μετρήσεις. Και στις δύο περιπτώσεις προτείνεται η τοποθέτηση των οργάνων σε επιφάνειες ελεύθερης κίνησης, οι οποίες διατηρούνται πάντα οριζόντιες (gimbals).

Όμως, πιθανολογείται και η ύπαρξη άλλων σφαλμάτων, όπως για παράδειγμα οι ηλεκτρομαγνητικές παρεμβολές από τις κεραιές που βρίσκονται τοποθετημένες στο ίδιο σημείο του σκάφους, στο καλώδιο σύνδεσης αισθητήρα καταγραφέα, για τα οποία όμως δεν υφίσταται αξιόπιστος τρόπος ανίχνευσης και υπολογισμού. Ωστόσο, για την αποφυγή αυτών των σφαλμάτων που υπεισέρχονται στις μετρήσεις, προτείνεται είτε η τοποθέτηση του καταγραφέα κοντά στον αισθητήρα, είτε κατάλληλη εξωτερική θωράκιση του καλωδίου σύνδεσης αισθητήρα – καταγραφέα στην περίπτωση που υπάρχει μεγάλη απόσταση μεταξύ τους. (Σαχσαμάνογλου Χ., Μπλούτσος Α., 1998).

Ένας ακόμα παράγοντας που μπορεί να επηρεάζει τις μετρήσεις μας είναι η θερμοκρασία του θόλου. Σύμφωνα με τους Bush et al (2000) η μεταβλητότητα στη

θερμοκρασία του θόλου που χρησιμοποιείται για να προστατεύσει τον ανιχνευτή μπορεί να έχει επιπτώσεις στις παρατηρήσεις, οι οποίες μπορούν να φτάσουν έως και αρκετά  $W/m^2$ . Η επίδραση της θερμοκρασίας των θόλων στις μετρήσεις του πυρανομέτρου γίνεται φανερή από τις αρνητικές τιμές που δίνει το πυρανόμετρο για την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της νύχτας, όπου ο θόλος ψύχεται εκπέμποντας θερμότητα. Οι αρνητικές καταγραφές σύμφωνα με τη ίδια πηγή δεν ξεπερνούν τα  $10 W/m^2$  και μεταβάλλονται με το χρόνο. Έτσι ακόμα και όταν υπάρχει σταθερή, συχνή και αξιόπιστη βαθμονόμηση των οργάνων, υπάρχει ένα συστηματικό σφάλμα που επιδρά στις μετρήσεις. Παράλληλα, θα πρέπει να αναφέρουμε και στην καθαριότητα του θόλου από το αλάτι κυρίως ως μια πηγή σφαλμάτων (SCOR Working Group 110, 2000), αν και σύμφωνα με τις αναφορές που διαθέτουμε υπήρχε συχνή φροντίδα και καθαρισμός των οργάνων.

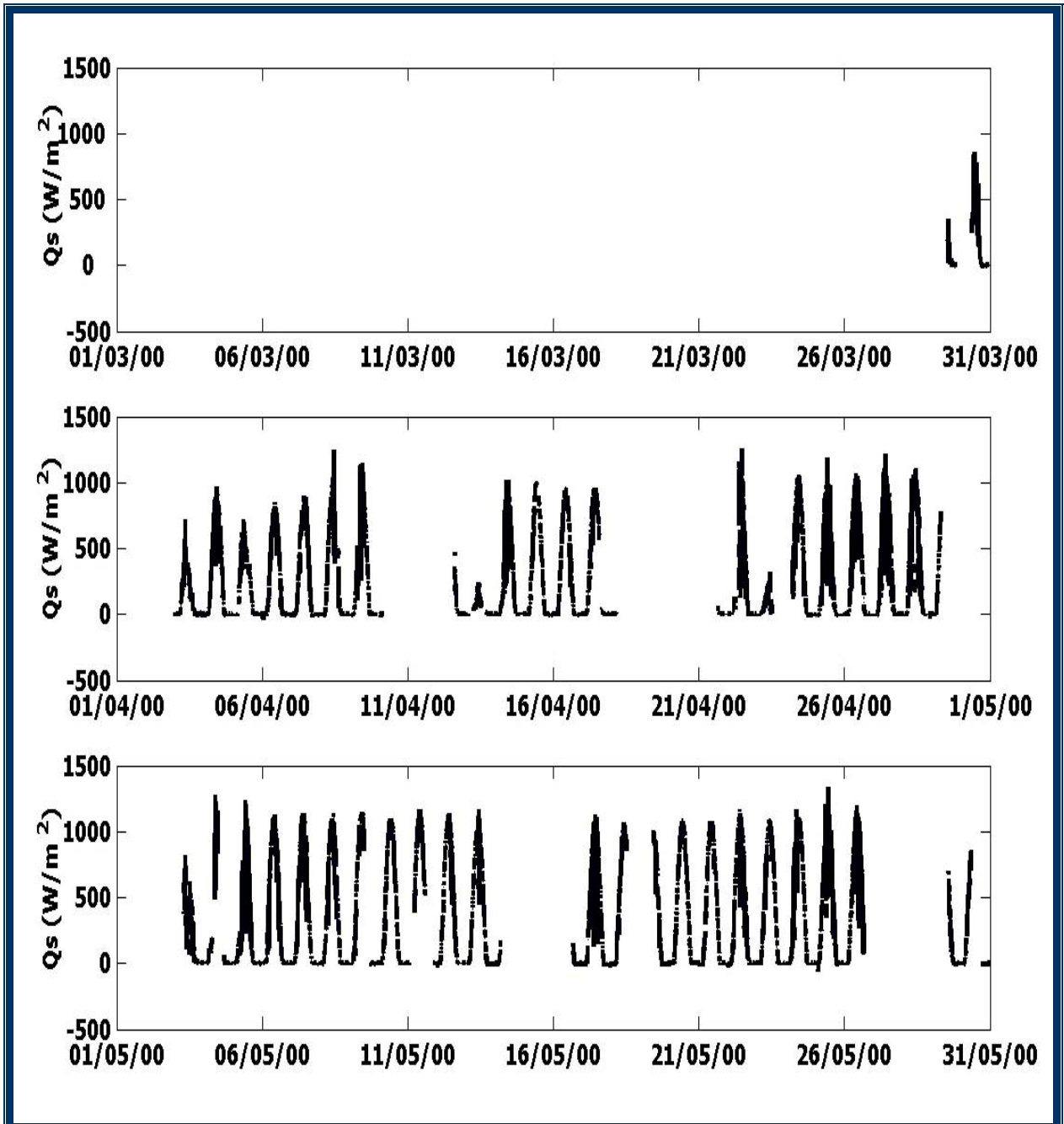
Στην περίπτωση λοιπόν ασυμφωνίας των δύο αισθητήρων, θεωρούμε ότι αυτή οφείλεται είτε σε κάποια τυχαία διακύμανση του ενός εκ των δύο οργάνων, είτε σε κάποιο εξωγενή μη φυσικό παράγοντα, όπως για παράδειγμα τη σκιά από το κατάρτι, οπότε δεν είναι δυνατό να επηρεάζει ταυτόχρονα και τους δύο αισθητήρες (Schiano et al.,1993; Schiano E.,1996). Έτσι, καταλήγουμε στην εξαγωγή μιας χρονοσειράς, έχοντας ως κριτήριο τη σχέση ανάμεσα στη διαφορά των τιμών που παίρνουμε από κάθε αισθητήρα ( $\Delta sr$ ) και τη μέση τιμή των τυπικών αποκλίσεων έκαστου αισθητήρα για μια περίοδο 12 λεπτών ( $mstd$ ).

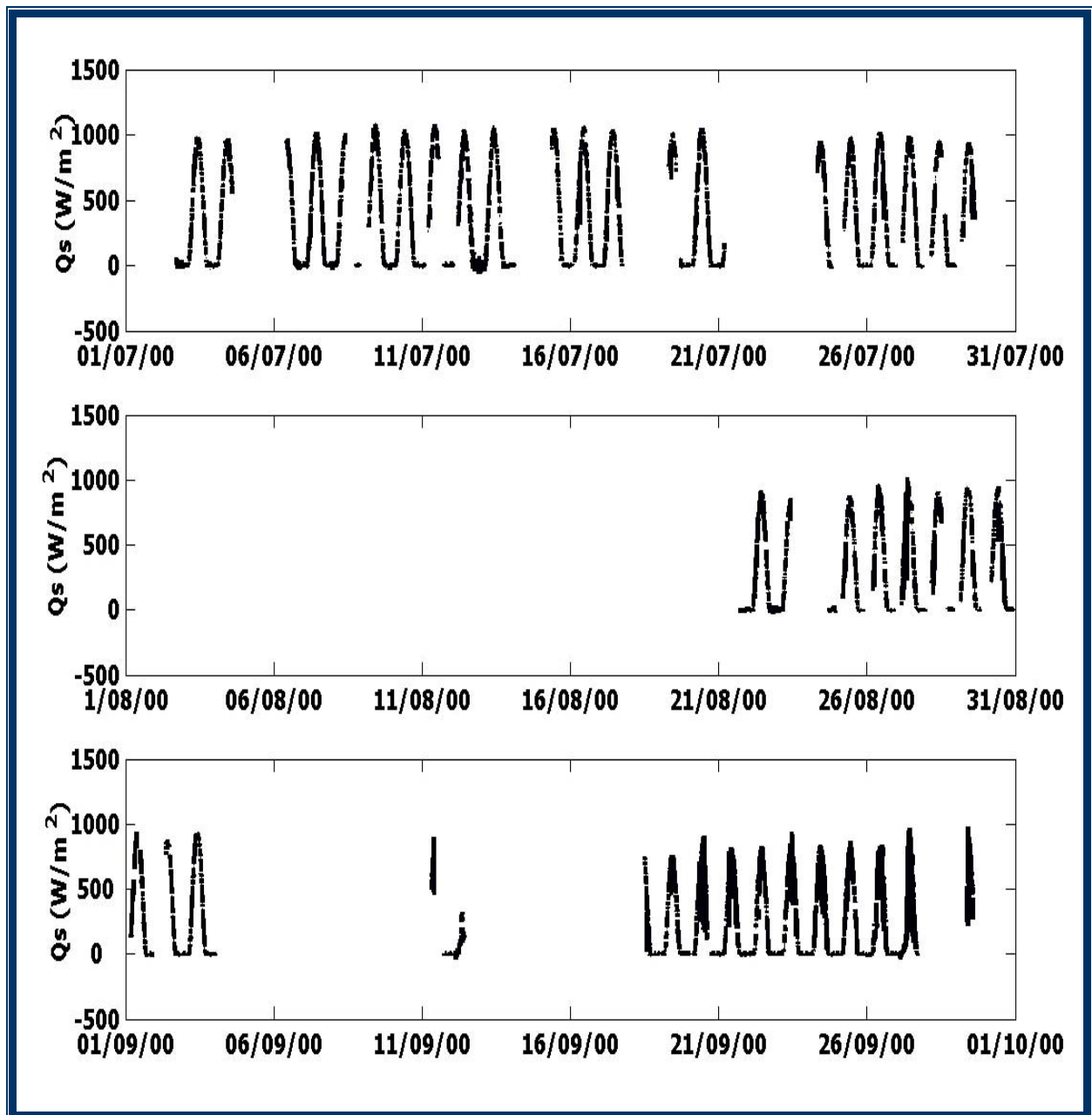
Αναλυτικότερα, για κάθε ζεύγος τιμών  $i$  της χρονοσειράς μας, υπολογίζουμε την τιμή της διαφοράς των δύο τιμών, δηλαδή  $\Delta sr_i = sr_{1i} - sr_{2i}$ . Στη συνέχεια για ένα "παράθυρο" 12 λεπτών, που σημαίνει για 12 τιμές (δεδομένου ότι έχουμε καταγραφές ανά λεπτό), όπου οι 6 τιμές προηγούνται και οι 5 έπονται της τιμής  $i$ , υπολογίζουμε την τυπική απόκλιση για κάθε αισθητήρα ξεχωριστά ( $Q_{1stdi}$  και  $Q_{2stdi}$ ) και βρίσκουμε τη μέση τιμή τους  $mstdi = (Q_{1stdi} + Q_{2stdi})/2$ . Διακρίνουμε, λοιπόν, δύο περιπτώσεις:

1. Εάν  $\Delta sr_i < mstdi$  τότε η τιμή της ακτινοβολίας που προκύπτει από συγκεκριμένο ζεύγος τιμών  $i$  θα είναι:  $Q_i = (sr_{1i} + sr_{2i})/2$ ,
2. Εάν  $\Delta sr_i > mstdi$  τότε η τιμή της ακτινοβολίας που προκύπτει από συγκεκριμένο ζεύγος τιμών  $i$  θα είναι:  $Q_i = \max(sr_{1i}, sr_{2i})$ , δηλαδή η μέγιστη τιμή μεταξύ των δύο.

Η διαδικασία που περιγράφηκε πραγματοποιείται για το σύνολο των δεδομένων μας μέσω του προγράμματος *ftime\_seriestest2.m*, από όπου και παίρνουμε την τελική μορφή της χρονοσειράς μας. Στα σχήματα που ακολουθούν (Σχήμα 5.13) φαίνεται η τελική μορφή των χρονοσειρών εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως αυτή προκύπτει μετά από την προπεριγραφείσα επεξεργασία.

Στο σημείο αυτό και πριν προχωρήσουμε θα ήταν σκόπιμο να αναφέρουμε ότι η επιλογή όσον αφορά στο παράθυρο των 12 λεπτών έγινε με βάση τις δοκιμές που πραγματοποιήθηκαν. Στις δοκιμές εξετάστηκαν τιμές από 4 έως και 20 λεπτά, αποδεικνύοντας ότι η τιμή των 12 λεπτών διορθώνει τις χρονοσειρές, ενώ ταυτόχρονα εκφράζει και τις τυχόν φυσικές διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας.





**Σχήμα 5.13. Η μεταβολή της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας μετά το πέρας της επεξεργασίας.**

Η επεξεργασία των δεδομένων μας πριν από την τελική τους σύγκριση με τις τιμές που παίρνουμε από την εφαρμογή του αλγόριθμου του Reed και αφού έχουμε δημιουργήσει την τελική μορφή των χρονοσειρών, ολοκληρώνεται με τον υπολογισμό των μέσων ημερήσιων τιμών της έντασης της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας μόνο για τις ημέρες εκείνες για τις οποίες ο αριθμός των καταγραφών καλύπτει πάνω από το 75% της διάρκειας της ημέρας. Στην τιμή αυτή καταλήξαμε μετά από δοκιμές αυστηρότερων ορίων, για τα οποία όμως ο αριθμός των δεδομένων μας μειωνόταν χαρακτηριστικά και δεν ήταν δυνατό να πραγματοποιηθεί περαιτέρω σύγκριση.

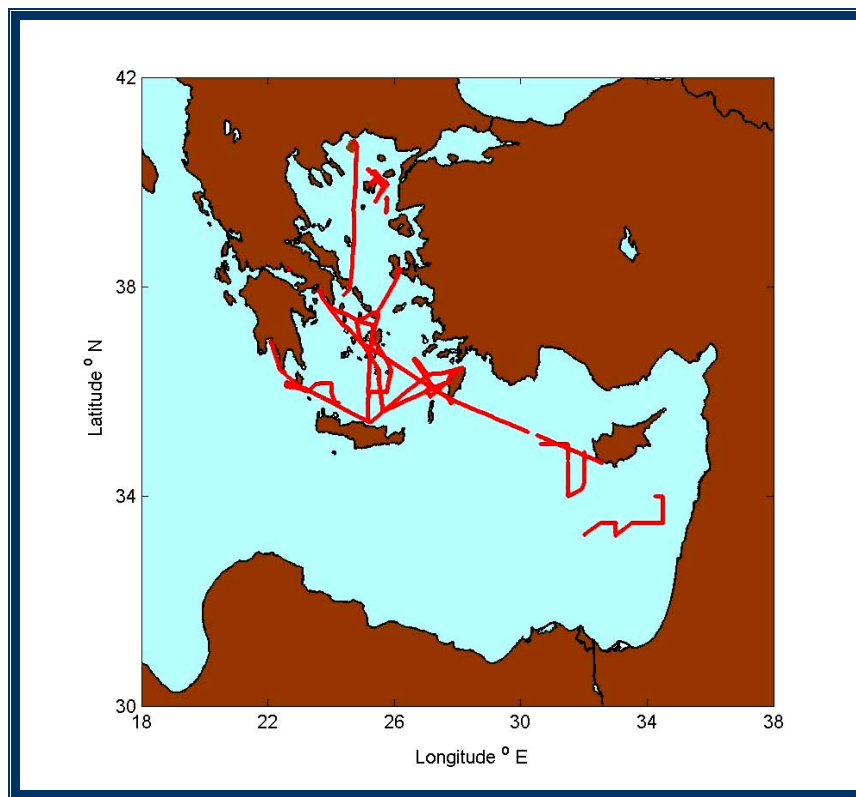
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6. ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Μετά την επεξεργασία των δεδομένων, που παίρνουμε από το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» και έχοντας υπολογίσει τις μέσες ημερήσιες τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας, πραγματοποιείται σύγκριση των τιμών αυτών με τις τιμές που μας δίνει ο αλγόριθμος του R.K.Reed (1977) για τις αντίστοιχες ημέρες. Οι τελευταίες όμως, δεν ξεπερνούν αριθμητικά τις 22, καθώς μόνο για τόσες ημέρες ήταν δυνατόν να υπολογιστούν οι μέσες ημερήσιες τιμές της εντάσεως της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας και ταυτόχρονα υπήρχαν δεδομένα για τη νεφοκάλυψη, τα οποία απαιτούνται στην εφαρμογή του αλγορίθμου του Reed. Γίνεται λοιπόν σαφές, ότι ο μικρός αριθμός του δείγματος αποτέλεσε σημαντικό περιοριστικό παράγοντα στην περαιτέρω ανάλυση των αποτελεσμάτων. Οι ημέρες για τις οποίες είναι δυνατή η σύγκριση, καταγράφονται αναλυτικά στον Πίνακα 6.1, ενώ οι περιοχές από τις οποίες έχουμε τις εν λόγω μετρήσεις φαίνονται στο χάρτη που ακολουθεί (Εικόνα 6.1).

**Πίνακας 6.1 Ημέρες για τις οποίες πραγματοποιήθηκε η σύγκριση με τον αλγόριθμο του R.K.Reed**

<b>Απρίλιος</b>	2/4/00, 5/4/00, 6/4/00, 13/4/00, 14/4/00
<b>Μάιος</b>	8/5/00, 10/5/00, 12/5/00, 13/5/00, 17/5/00, 20/5/00, 21/5/00, 22/5/00, 23/5/00, 24/5/00
<b>Ιούλιος</b>	3/7/00, 7/7/00, 10/7/00, 16/7/00, 20/7/00, 26/7/00
<b>Σεπτέμβριος</b>	3/9/00

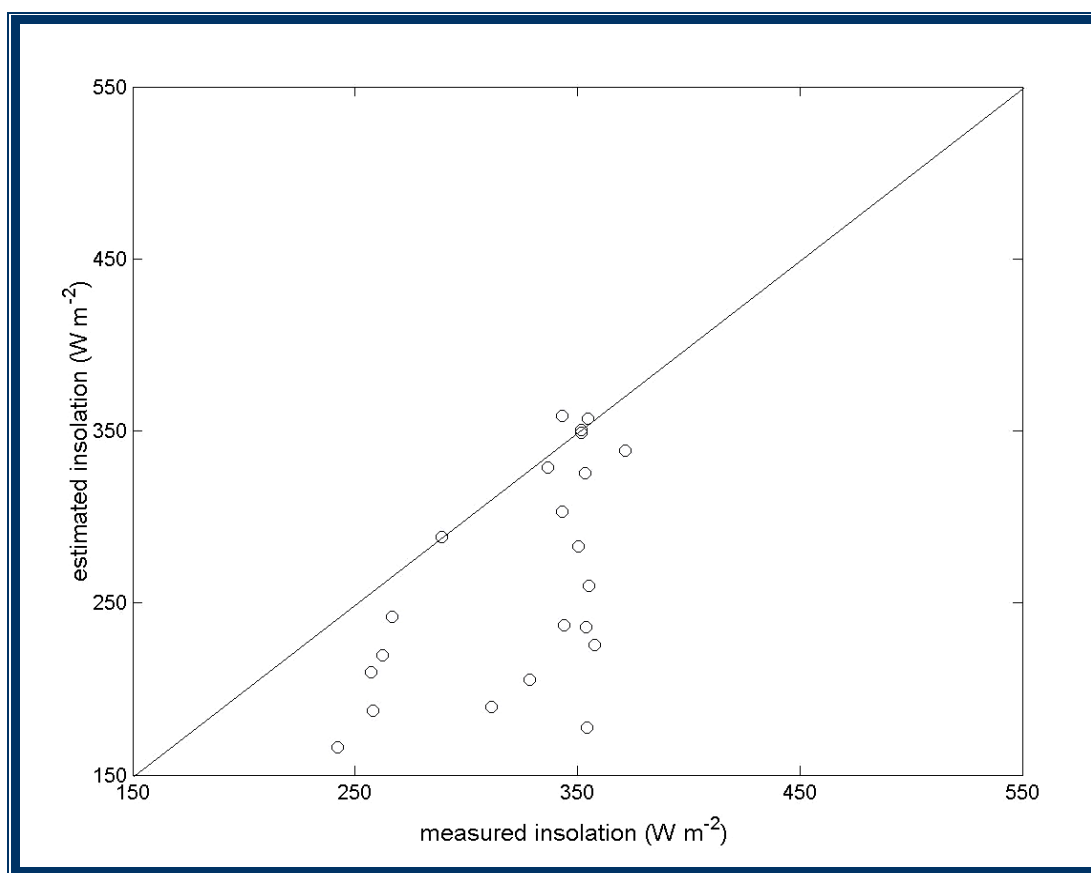
Όπως γίνεται αντιληπτό, δεν διαθέτουμε δεδομένα από όλη τη χρονιά, ώστε να μπορούμε να έχουμε μια πιο σαφή εικόνα της «συμπεριφοράς» του αλγορίθμου τόσο του καλοκαιρινούς, όσο και τους χειμερινούς μήνες, αντίθετα η σύγκριση των μετρήσεων με της εκτιμήσεις του αλγορίθμου γίνεται μόνο για τη θερμή περίοδο. Παράλληλα, δεν υπάρχει πλήρης και ομοιόμορφη κάλυψη της περιοχής μελέτης, αφού όπως φαίνεται και στην εικόνα οι μετρήσεις προς σύγκριση με τον αλγόριθμο του Reed, προέρχονται κυρίως από το Νότιο Αιγαίο.



**Εικόνα 6.1. Οι περιοχές, όπου ταξίδεψε το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ» για τις μέρες εκείνες που πραγματοποιείται η σύγκριση των μετρήσεων με τις εκτιμήσεις από τον αλγόριθμο του Reed.**

Παριστάνοντας γραφικά τη σχέση ανάμεσα στις μέσες ημερήσιες τιμές της εντάσεως της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που προκύπτουν από τις καταγραφές κατά τη διάρκεια των ερευνητικών ταξιδιών του σκάφους με αυτές που δίνει ο αλγόριθμος του Reed (Σχήμα 6.1), παρατηρούμε ότι μολονότι το δείγμα που διαθέτουμε είναι εξαιρετικά μικρό, ωστόσο υπάρχει κάποια συσχέτιση μεταξύ των δύο μεγεθών, η οποία όμως δεν ξεπερνά το 0.57. Ακόμα, μπορεί κανείς να παρατηρήσει ότι οι εκτιμήσεις του αλγορίθμου είναι σχεδόν στο σύνολό τους μικρότερες από τις μετρήσεις, γεγονός που αποδεικνύει ότι ο αλγόριθμος του Reed, υποεκτιμά την ηλιακή ακτινοβολία, κάτι που έρχεται αντίθεση με τις παλαιότερες έρευνες (Schiano et al, 1993, Gilman & Garrett, 1994, Schiano, 1996, Castellari et al, 1998), όπου ο αλγόριθμος υπερεκτιμά την ηλιακή ακτινοβολία. Το root-mean-squared error (RMSE) ισούται με  $78.87 \text{ W/m}^2$ , ενώ η μέση διαφορά μεταξύ των εκτιμήσεων και των μετρήσεων ανέρχεται σε  $59.004 \text{ W/m}^2$  (18.2%),

ξεπερνώντας το όριο ακρίβειας του οργάνου και συνεπώς των μετρήσεών του, το οποίο είναι  $\pm 20\text{W/m}^2$ .



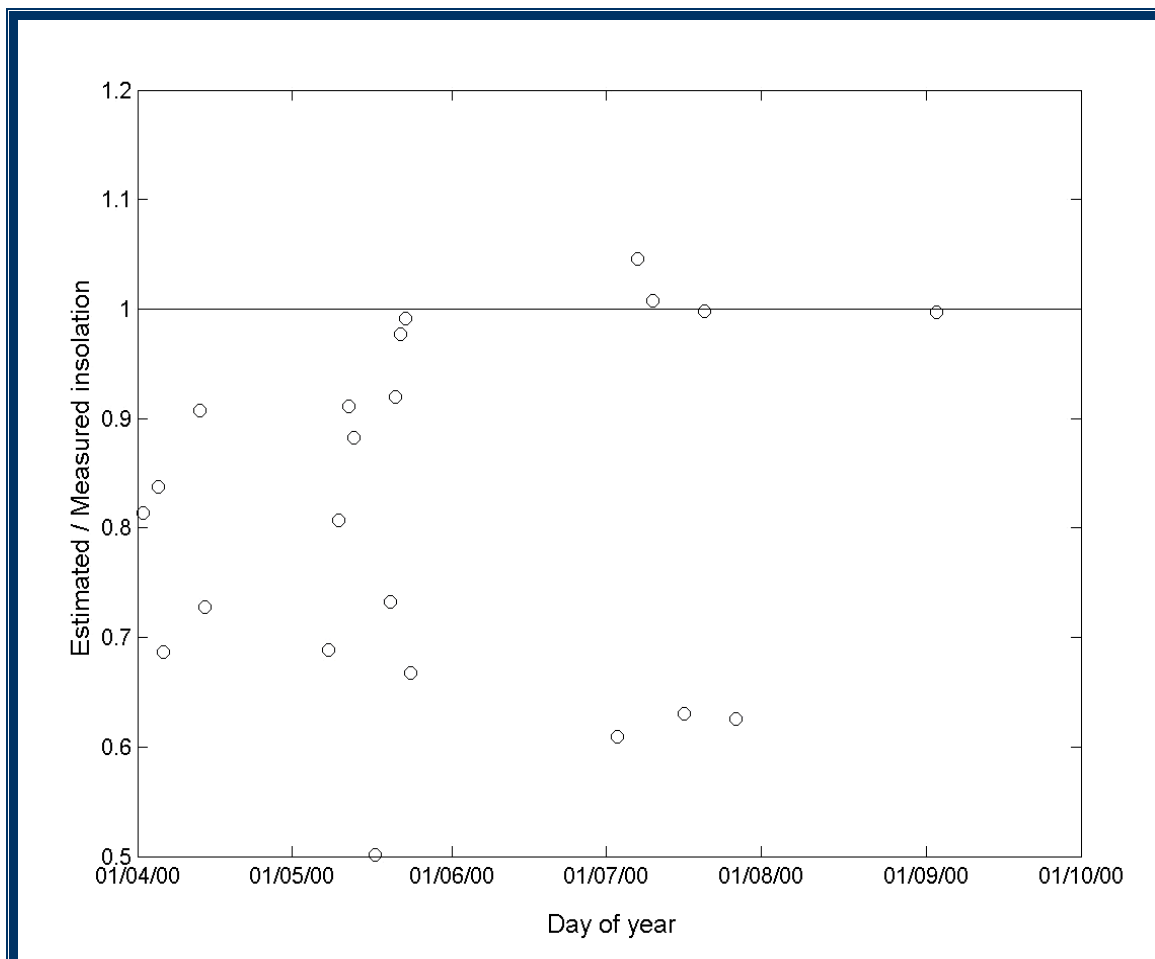
**Σχήμα 6.1. Σύγκριση μεταξύ των τιμών που προκύπτουν από τον αλγόριθμο του R.K Reed (1977), με τις τιμές που κατέγραψαν οι αισθητήρες του σκάφους.**

Ωστόσο στην προσπάθεια μας για ένα διεξοδικότερο έλεγχο των αποτελεσμάτων παριστάνεται γραφικά και ελέγχεται η σχέση ανάμεσα στο λόγο των εκτιμήσεων προς τις μετρήσεις σε συνάρτηση με την ημέρα του χρόνου και τη νεφοκάλυψη. Σημειώνουμε εδώ, ότι παλαιότερες μελέτες έχουν δείξει ότι είναι πιθανόν να υπάρχει διαφορετική συμπεριφορά του αλγόριθμου Reed ανάλογα με την εποχή, η οποία βέβαια αντιστοιχεί και σε διαφορετικές συνθήκες νέφωσης. Έχει βρεθεί μάλιστα, ότι υπάρχει υπερεκτίμηση της ηλιακής ακτινοβολίας το καλοκαίρι και μικρή υποεκτίμηση το χειμώνα.

Στο Σχήμα 6.2 μπορούμε να δούμε ότι η ηλιακή ακτινοβολία υπερεκτιμάται από τον αλγόριθμό μόνο για κάποιες τιμές τον Ιούλιο του 2000, ενώ ταυτόχρονα τον ίδιο μήνα βλέπουμε ότι υπάρχει σημαντική υποεκτίμηση, με τις εκτιμώμενες τιμές να είναι κατά 40% μικρότερες από τις μετρούμενες. Βέβαια, το 59% των τιμών του λόγου εκτιμήσεις/μετρήσεις είναι μεγαλύτερο του 0.8. Αντίθετα, η έρευνα των Schiano (1996) και



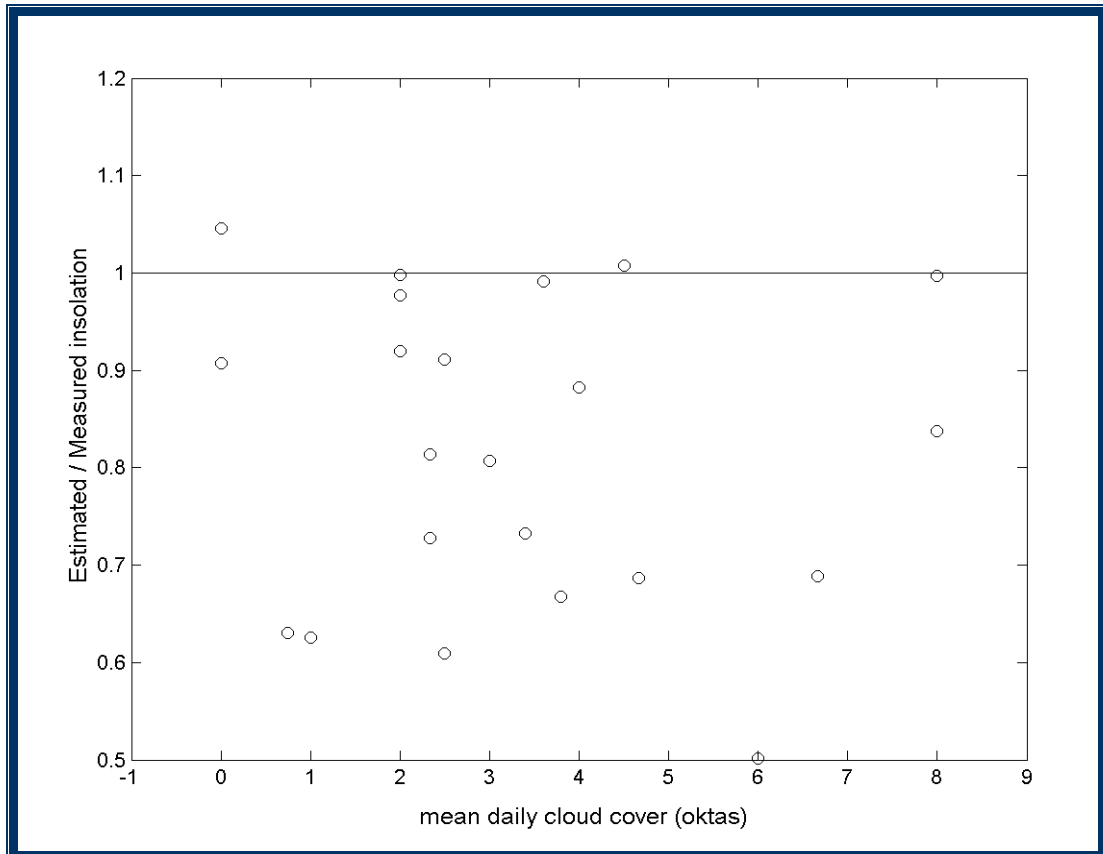
Tragou & Lascaratos (2003) καταδεικνύουν υπερεκτίμηση της ακτινοβολίας κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και υποεκτίμηση της κατά τους χειμερινούς αν και στην πρώτη περίπτωση, υπολογίζονται μέσες ημερήσιες τιμές, ενώ στη δεύτερη μέσες μηνιαίες τιμές.



**Σχήμα 6.2. Ο λόγος εκτιμήσεις/ μετρήσεις σε συνάρτηση με την ημέρα του χρόνου.**

Τέλος, στο Σχήμα 6.3 παριστάνεται γραφικά ο λόγος των εκτιμήσεων προς τις μετρήσεις σε συνάρτηση με τη μέση ημερήσια τιμή του ποσοστού των νεφών στον ουρανό, για τις αντίστοιχες ημέρες. Παλαιότερες μελέτες έχουν δείξει ότι η φόρμουλα Reed υπερεκτιμά την ηλιακή ακτινοβολία σε συνθήκες διαυγούς ουρανού ενώ την υποεκτιμά σε συνθήκες νεφοκάλυψης (π.χ. Tragou and Lascaratos, 2003). Όμως από το μικρό δείγμα δεδομένων μας δεν διαπιστώνεται κάποια συσχέτιση μεταξύ της νεφοκάλυψης και του λόγου εκτιμήσεις/ παρατηρήσεις. Γενικά, για τις περισσότερες τιμές του ποσοστού νεφοκάλυψης οι υπολογιζόμενες τιμές βάσει του αλγόριθμου Reed είναι μικρότερες από τις μετρούμενες εκτός από δύο, οι οποίες εμφανίζονται τον Ιούλιο και για

τελείως διαφορετικά ποσοστά νέφωσης (0 και 4-5 όγδοα), αν και σύμφωνα με τον R.K.Reed, ο αλγόριθμος θα έπρεπε να παρουσιάζει αδυναμία και να υπερεκτιμά συστηματικά την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει την επιφάνεια της θάλασσας για ποσοστά νέφωσης μικρότερα από 3/8. Το συμπέρασμα αυτό άλλωστε, έχει εξακριβωθεί και από τις παλαιότερες μελέτες που πραγματοποιήθηκαν στην περιοχή της Μεσογείου.



**Σχήμα 6.3. Ο λόγος εκτιμήσεις/ μετρήσεις σε σχέση με τη νεφοκάλυψη.**

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΚΑΙ ΣΥΖΗΤΗΣΗ

Ο υπολογισμός της ηλιακής ακτινοβολίας με τη χρήση αλγορίθμων, στους οποίους εισάγονται το ποσοστό της νεφοκάλυψης (από παρατηρήσεις πλοίων εθελοντικής παρακολούθησης) καθώς και αστρονομικές παράμετροι, αποτελεί βασικότατο εργαλείο για τον μακροπρόθεσμο υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας. Τα δεδομένα που προκύπτουν από την εφαρμογή των εν λόγω αλγορίθμων χρησιμοποιούνται ευρύτατα στη μελέτη των κλιματικών αλλαγών και πιο συγκεκριμένα στις έρευνες για το θερμικό ισοζύγιο της θάλασσας ή τη μεταβλητότητα της ηλιακής ακτινοβολίας και τα πιθανά αίτια που την προκαλούν.

Έτσι, σκοπός της παρούσας εργασίας ήταν να ελεγχθεί η συμπεριφορά του αλγορίθμου του R.K. Reed (1977) και κατά πόσο τελικά μπορεί αυτός να εφαρμοστεί για τον υπολογισμό της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας, στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου. Μετά την ανάλυση και τον ποιοτικό έλεγχο, όπου η διαβαθμονόμηση των δύο αισθητήρων βελτίωσε τις μετρήσεις, ενώ η επίδραση της σκίασης των αισθητήρων από τον καπνό του φουγάρου ή ο διατοιχισμός του πλοίου δεν φάνηκε να εισάγουν συστηματικά σφάλματα σε αυτές, προέκυψε ένα μικρό δείγμα της τάξης των 22 τιμών για τη σύγκριση των απευθείας μετρήσεων που πραγματοποιήθηκαν από το Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ», με τις αντίστοιχες τιμές που λαμβάνουμε από τον αλγόριθμο Reed.

Αν και το μέγεθος του τελικού δείγματος δεν επιτρέπει την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων ως προς τη συμπεριφορά του υπό έλεγχο αλγορίθμου, εντούτοις παρατηρούνται τα εξής:

- Τα αποτελέσματα καταρχήν, αποδεικνύουν σημαντική υποεκτίμηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τον αλγόριθμο για τους μήνες που πραγματοποιήθηκε η σύγκριση (Απρίλιο- Μάιο – Ιούλιο - Σεπτέμβριο), με μια μέση διαφορά ανάμεσα στις μετρήσεις και τις παρατηρήσεις που φτάνει σε ποσοστό 18.2%.
- Κατά δεύτερο λόγο, η εποχικότητα και το ποσοστό νέφωσης δεν φαίνεται να διαδραματίζουν κάποιο ιδιαίτερο ρόλο στη συμπεριφορά του αλγορίθμου, καθώς υπερεκτίμηση παρατηρήθηκε μόνο για δύο ημέρες τον μήνα Ιούλιο για τις οποίες παρατηρούνται τελείως διαφορετικά

ποσοστά νέφωσης (0 και 4-5 όγδοα), ενώ υπήρχαν και ημέρες του ίδιου μήνα, όπου οι εκτιμήσεις ήταν πολύ μικρότερες των μετρήσεων.

Συνεπώς, δεν μπορούν να εξαχθούν σαφή συμπεράσματα για τη συμπεριφορά του αλγορίθμου του R.K. Reed (1977) στην Ανατολική Μεσόγειο και να λεχθεί με βεβαιότητα ότι αυτός εφαρμόζεται ή όχι στην εν λόγω περιοχή.

Έχοντας όμως την πεποίθηση ότι ο αλγόριθμος εφαρμόζεται και στην περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου, δεδομένου ότι ανταποκρίνεται με αρκετά μεγάλη ακρίβεια στα δεδομένα της Δυτικής Μεσογείου, όπως προκύπτει από τις έρευνες της Schiano (1996), θεωρούμε ότι η αξιολόγηση των μετρήσεων, μέσω της σύγκρισης τους με μετρήσεις από παράκτιους σταθμούς αλλά και δορυφορικά δεδομένα, θα μας επιτρέψει να αξιοποιήσουμε καλύτερα τα υπάρχοντα δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας.

Παράλληλα, και προς την κατεύθυνση αυτή, σημαντικές πληροφορίες μπορεί να προσφέρει η χρήση μοντέλων – *radiative transfer models* – στα οποία εισάγουμε πλήθος παραμέτρων που περιγράφουν την περιοχή, όπως χαρακτηριστικά είναι η νεφοκάλυψη, η θερμοκρασία, η υγρασία, οι συγκεντρώσεις aerosols κ.α. Ταυτόχρονα τα ίδια μοντέλα δύνανται να εμπεριέχουν ακριβέστερες αστρονομικές μετρήσεις για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας στο όριο της ατμόσφαιρας (Matsoukas et al, 2005).

Επίσης, όσον αφορά στη νεφοκάλυψη, η αποκωδικοποίηση των δεδομένων νεφοκάλυψης, για όλα τα έτη λειτουργίας του μετεωρολογικού σταθμού, θα μας δώσει τη δυνατότητα εφαρμογής και ελέγχου του αλγορίθμου στο σύνολο των ετών λειτουργίας του μετεωρολογικού σταθμού. Παράλληλα, για τη μείωση των σφαλμάτων που υπεισέρχονται από τις οπτικές παρατηρήσεις της νεφοκάλυψης από ένα παρατηρητή, προτείνεται μελλοντικά, η ύπαρξη περισσότερων παρατηρητών επάνω στο σκάφος (ένας σε κάθε του πλευρά του σκάφους), ώστε να έχουμε όσο το δυνατόν καλύτερη κάλυψη του ουράνιου θόλου και συνεπώς αντικειμενικότερα αποτελέσματα. Βέβαια, στο σημείο αυτό να τονίσουμε ότι αντικειμενικότερη πηγή καταγραφής της νεφοκάλυψης είναι τα δορυφορικά δεδομένα, τα οποία με κατάλληλη επεξεργασία θα μπορούσαν να χρησιμοποιηθούν στους υπολογισμούς μας. Η χρήση τέτοιων δεδομένων θα μπορούσε να επεκτείνει την ανάλυσή μας σε μεγαλύτερο δείγμα, αλλά, στο στάδιο αυτό κρίθηκε σκόπιμο να αξιολογηθεί ο αλγόριθμος Reed βάσει των δεδομένων που λαμβάνονται από τον παρατηρητή του σκάφους και τα οποία εμπεριέχουν το σφάλμα του ανθρώπινου παράγοντα. Δηλαδή, για τους σκοπούς αυτής της μελέτης, τα ενδεχόμενα συστηματικά σφάλματα λόγω νεφοκάλυψης αντιστοιχούν στα σφάλματα που υπάρχουν στο υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας από τα δεδομένα των πλοίων εθελοντικής παρακολούθησης. Η

χρήση δεδομένων νεφοκάλυψης από δορυφορικές εικόνες αποτελεί αντικείμενο για περαιτέρω ανάλυση.

Όμως ένας ακόμα παράγοντας που παίζει καθοριστικό ρόλο στην αξιοπιστία των δεδομένων μας αποτελεί η βαθμονόμηση των οργάνων. Για το λόγο αυτό και για να μπορούμε να μιλάμε για υψηλότερης ποιότητας δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας, επιβάλλεται η συχνότερη βαθμονόμηση των οργάνων, ακόμη και πριν από κάθε ταξίδι του σκάφους, όπως προτείνεται και από την Schiano E. (1996).

Ακόμα, η χρήση δορυφορικών δεδομένων για τις συγκεντρώσεις των αιωρούμενων σωματιδίων και των υδρατμών, θα δώσει τη δυνατότητα διόρθωσης του συντελεστή μεταφοράς στην ατμόσφαιρα, δεδομένου ότι η σταθερή τιμή των 0.7, η οποία λαμβάνεται υπόψη στους υπολογισμούς των Seckel & Beaudry (1973) και List (1958) δεν είναι δυνατό να περιγράψει τις συνθήκες που επικρατούν στην ατμόσφαιρα της Ανατολικής Μεσογείου, καθώς οι συγκεντρώσεις των προαναφερθέντων μεταβάλλονται τόσο χρονικά όσο και χωρικά. Άλλωστε, η λεκάνη αυτή της Μεσογείου ανήκει στις περιοχές του πλανήτη που επηρεάζονται περισσότερο από τα aerosols (Gilman & Garrett, 1994), είτε αυτά είναι φυσικής προέλευσης (σκόνη της Σαχάρας) είτε ανθρωπογενούς προέλευσης (λόγω ύπαρξης μεγάλων αστικών κέντρων και βιομηχανικών περιοχών, κυρίως στη βόρεια πλευρά της Μεσογείου).

Τέλος, ακριβέστερες μετρήσεις των αστρονομικών παραμέτρων είναι δυνατό να επιφέρουν περαιτέρω βελτίωση των εκτιμήσεων του αλγορίθμου. Πράγματι, η τιμή της ηλιακής σταθεράς που εμπεριέχουν οι αλγόριθμοι των Seckel & Beaudry και List για την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της θάλασσας σε ανέφελο ουρανό είναι πιθανό να εισάγει σφάλματα στον υπολογισμό της προαναφερθείσας ποσότητας, καθώς λαμβάνεται ίση με  $1353 \text{ W/m}^2$ , αν και ακριβέστερες μετρήσεις αποδεικνύουν ότι είναι ίση με  $1367 \pm 7 \text{ W/m}^2$  (Σαχσαμάνογλου Χ., Μακρογιάννης Τ., 1998) και παρουσιάζει διακυμάνσεις τόσο λόγω εποχικότητας όσο και λόγω εξάρσεων και υφέσεων της ηλιακής δραστηριότητας.

Συμπερασματικά λοιπόν, η βελτίωση – διόρθωση των προαναφερθέντων παραγόντων, ο οποίοι είναι πιθανό να επηρεάζουν τις παρατηρήσεις μας καθώς και τις εκτιμήσεις του αλγορίθμου, σε συνδυασμό με την καλύτερη - πυκνότερη κάλυψη της υπό μελέτη περιοχής, μπορούν να μας δώσουν ακριβέστερη εικόνα της συμπεριφοράς του αλγορίθμου για την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου.

## BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Ali, M.M. 1989. *Role of Absorbed Solar Radiation on Indian Ocean Surface Temperature: A Case Study for Calm Winds Using Satellite Data*. Remote Sens. Environment **30**:107-111.
- Angelucci, M.G., N. Pinardi and S. Castellari. 1998. *Air-Sea fluxes from operational analysis fields: Intercomparison between ECMWF and NCEP Analyses over the Mediterranean area*. Phys. Chem. Earth **23**: 569-574.
- Bush, B.C., F. P. J. Valero, A. S. Simpson and L. Bignone. 2000. *Characterization of thermal effects in pyranometers: A data correction algorithm for improved measurement of surface insolation*. J. Atmos. Oceanic Technology **17 (2)**: 165-175.
- Castellari, S., N. Pinardi and K. Leaman. 1998. *A model study of air-sea interactions in the Mediterranean Sea*. Journal of Marine Systems **18**: 89-114.
- Clarke, A., J. Church and J. Gould. 2001. *Ocean Circulation and Climate: Ocean Processes and Climate Phenomena (Chapter 1.2)*. Academic Press.
- Dobson, F.W. and S.D Smith. 1988. *Bulk models of solar radiation at sea*. Q.J.R. Meteor. Soc. **114**: 165-182.
- Emery, J.W. and R.E. Thomson. 2004. *Data analysis methods in physical oceanography*. Elsevier.
- Garrett, C. and R. Outerbridge. 1993. *Interannual variability in Mediterranean heat and buoyancy fluxes*. Journal of Climate **6**: 900-910.
- Gilman, G. and C. Garrett. 1994. *Heat flux parameterizations for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget*. Journal of Geophysical Research **99**: 5119-5134.
- Hartmann, L. D. 1994. *Global Physical Climatology*. Academic Press, Orlando, Florida.
- Josey, S.A., E.C. Kent and P.K. Taylor. 2000. *The Southampton Oceanography Centre (SOC) Ocean – Atmosphere Heat, Momentum and Freshwater Flux Atlas*. Southampton Oceanography Centre, Southampton, U.K.
- Kraus, B.E. and A.J. Businger. 1994. *Atmosphere - Ocean Interaction*. Oxford University Press, New York.
- Katsaros, B.K. and E.J. DeVault. 1986. *On irradiance measurement errors at sea due to tilt of pyranometers*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, **3**: 740-745.
- Koçak, M., M. Nimmo, N. Kubilay and B. Herut. 2004. *Spatio-temporal aerosol trace metal concentrations and sources in the Levantine basin of the eastern Mediterranean*. Atmospheric Environment **38**: 2133-2144.

- Kubilay, N., S. Nickovic, C. Moulin and F. Dulac. 2000. *An illustration of the transport and deposition of mineral dust onto the eastern Mediterranean*. Atmospheric Environment **34**: 1293-1303.
- Liou, K.N. 1992. *Radiation and cloud processes in the atmosphere*. Oxford University Press, Oxford, New York.
- MacWhorter, A.M. and A.R. Weller. 1990. *Error in measurements of incoming shortwave radiation made from ships and buoys*. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology **8**: 108-117.
- Matsoukas, C., A.C. Banks, N. Hatzianastassiou, K.G. Pavlakis, D. Hatzidimitriou, E. Drakakis, P.W. Stackhouse and I. Vardavas. 2005. *Seasonal heat budget of the Mediterranean*. Journal of Geophysical Research **110**: 1-15.
- Niemalä, S., P. Räisänen and H. Savijärvi. 2001. *Comparison of surface radiative flux parameterizations Part II. Shortwave radiation*. Atmospheric Research **58**: 141-154.
- Poulos, E.S., G.P. Drakopoulos and B.M. Collins. 1997. *Seasonal variability in sea surface oceanographic conditions in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean): an overview*. Journal of Marine Systems **13**: 225-244.
- Reed, R.K. 1977. *On Estimating Insolation over the Ocean*. Journal of Physical Oceanography, **7**: 482-485.
- Rosati, A. and K. Miyacoda. 1988. A general circulation model for upper ocean simulation. Journal of Physical Oceanography **18,11**: 1601-1626.
- Schiano, M.E., R. Santoleri, F. Bignami, F. Leonardi, S. Marulo and E. Böhm. 1993. *Air-Sea interaction in the West Mediterranean Sea during the Tyrrhenian eddy multi-platform observations experiment*. Journal of Geophysical Research **98**: 2461-2474.
- Schiano, M.E. 1996. *Insolation over Mediterranean Sea: A comparison of direct measurements and Reed's formula*. Journal of Geophysical Research **101**: 3831-3838.
- SCOR Working Group 110. 2000. *Intercomparison and validation of ocean-atmosphere energy flux fields*. Final report of the Joint WCRP/SCOR Working Group on Air-Sea Fluxes. Editor P.K. Taylor [<http://www-pcmdi.llnl.gov/airseawg/>]
- Seckel, G.R. and F.H. Beaudry. 1973. *The radiation from sun and sky over the North Pacific Ocean (abstract)*, vol 54, Eos Trans. AGU, 54, 1114.
- Spiegel, R.M. 1996. *Schaum's outline of theory and problems of Probability and Statistics*, 21<sup>st</sup> edition, McGraw-Hill companies.
- Theocharis, A. and D. Georgopoulos, 1993. Dense water formation over Samothraki and Lemnos Plateaux in the north Aegean Sea (Eastern Mediterranean Sea). Continental Shelf Research **13(8/9)**: 919-939.
- Tragou, E. and A. Laskaratos. 2003. *Role of aerosols on the Mediterranean solar radiation*. Journal of Geophysical Research **108**: 7<sub>-1</sub> – 7<sub>-13</sub>.

Twomey, S. 1991. *Aerosols, clouds and radiation*. Atmos. Environment **25A(11)**: 2435-2442.

Vrekoussis, M., E. Liakakou, M. Κοζακ, N. Kubilay, K. Oikonomou, J. Sciare and N. Mihalopoulos. 2005. *Seasonal variability of optical properties of aerosols in the eastern Mediterranean*. Atmospheric Environment **39**: 7083-7094.

Wilks S.D. 1995. *Statistical methods in the atmospheric Sciences: an introduction*. Academic press, San Diego, California.

Βάρβογλης, Χ. και Ι.Χ. Σειραδάκης. 1994. *Εισαγωγή στη σύγχρονη αστρονομία*. Εκδόσεις Γαρταγάνη, Θεσ/νίκη.

Ζερβάκης Β. και Δ. Βλάχος. 1999. Τεχνική αναφορά για τη «Βαθμονόμηση του αισθητήρα διεύθυνσης του μετεωρολογικού σταθμού του Ω/Κ «ΑΙΓΑΙΟ».

Κολυβά-Μαχαίρα Φ. και Ε. Μπόρα-Σέντα. 1995: *Στατιστική-Θεωρία και Εφαρμογές*, Εκδόσεις ΖΗΤΗ, Θεσ/νίκη.

Σαχσαμάνογλου Χ.Σ. και Τ.Ι. Μακρογιάννης. 1998. *Γενική Μετεωρολογία*. Εκδόσεις ΖΗΤΗ Θεσ/νίκη.

Σαχσαμάνογλου Χ.Σ. και Α.Α Μπλούτσος. 1998. *Φυσική Κλιματολογία*. Εκδόσεις ΖΗΤΗ Θεσ/νίκη.

ΠΙΝΑΚΕΣ ΚΩΔΙΚΩΝ SHIP. Γενικό Επιτελείο Αεροπορίας (Γ.Ε.Α.), Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία - Διεύθυνση Ι - Ναυτική Μετεωρολογία.

### **Πηγές από το Διαδίκτυο**

1. [asd-www.larc.nasa.gov/ceres/STM/2002\\_01/Boghosian.pdf](http://asd-www.larc.nasa.gov/ceres/STM/2002_01/Boghosian.pdf)
2. [http://dss.ucar.edu/pub/COADS\\_intro.html](http://dss.ucar.edu/pub/COADS_intro.html)
3. <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/coads/>
4. <http://science.nasa.gov/headlines/images/sunbathing/sunspectrum.htm>
5. [http://www.shef.ac.uk/physics/people/vdhillon/teaching/phy105/phy105\\_equatorial.html](http://www.shef.ac.uk/physics/people/vdhillon/teaching/phy105/phy105_equatorial.html)
6. [http://searchsmb.techtarget.com/sDefinition/0,,sid44\\_gci838808,00.html-www.searchsmb.techtarget.com](http://searchsmb.techtarget.com/sDefinition/0,,sid44_gci838808,00.html-www.searchsmb.techtarget.com)