



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

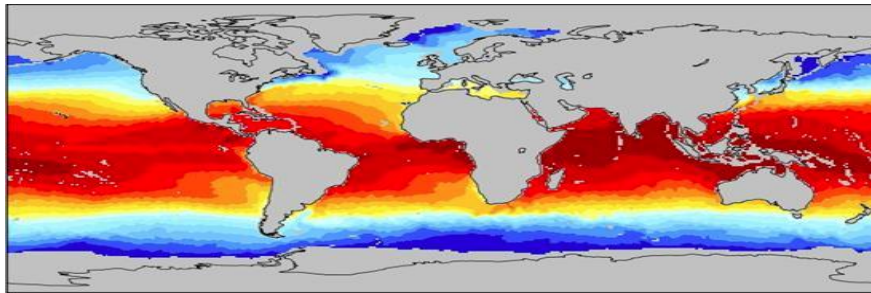
ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΟΥ

ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ-ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
«ΦΥΣΙΚΗΣ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ»

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**«Διερεύνηση της διαχρονικής μεταβλητότητας της επιφανειακής
θαλάσσιας θερμοκρασίας στο Ιόνιο πέλαγος»**



Μεταπτυχιακός φοιτητής: Γεώργιος Πρίφτης

Επιβλέπων καθηγητής: Κωνσταντίνος Καρτάλης

ΑΘΗΝΑ

ΜΑΡΤΙΟΣ 2014

Η παρούσα Διπλωματική Εργασία
εκπονήθηκε από τον **Γεώργιο Πρίφτη (Α.Μ. 201147)**
στα πλαίσια των σπουδών
για την απόκτηση του
Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης
που απονέμει το
Πρόγραμμα Μεταπτυχιακών Σπουδών
«Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας»

Εγκρίθηκε την 26^η Μαρτίου 2014 από την Εξεταστική Επιτροπή αποτελούμενη από τους:

Όνοματεπώνυμο	Βαθμίδα	Υπογραφή
1) Καρτάλης Κωνσταντίνος (Επιβλέπων Καθηγητής)	Αναπλ. Καθηγητής
2) Σαράντης Σοφιανός	Λέκτορας
3) Κεραμιτσόγλου Ιφιγένεια	Κύρια Ερευνήτρια ΙΑΑΔΕΤ/ΕΑΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το Ιόνιο πέλαγος είναι η κεντρική λεκάνη της Μεσογείου και έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης πολλών ωκεανογραφικών μελετών από τον 19^ο αιώνα. Σημαντικές μεταβολές στις ιδιότητες του νερού (όπως η θερμοκρασία), τόσο χωρικά όσο και χρονικά (εποχιακά) εμφανίζονται ως αποτέλεσμα της επίδρασης τοπικών ανέμων και της εισόδου ψυχρών και μικρότερης αλατότητας νερών του Ατλαντικού. Προκειμένου να ερευνηθεί η ετήσια και εποχιακή μεταβλητότητα της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (Sea Surface Temperature-SST) στην περιοχή του Ιονίου πελάγους χρησιμοποιήθηκαν 25 χρόνια μηνιαίων δεδομένων (1985-2009) από τον δορυφορικό αισθητήρα Advanced Very High Radiometer Resolution-Sea Surface Temperature (AVHRR-SST), των δορυφόρων NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration).

Η ανάλυση της χρονοσειράς δείχνει ότι κατά τους καλοκαιρινούς μήνες η επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία παρουσιάζει μεγαλύτερη μεταβλητότητα σε σχέση με τους χειμερινούς. Από την ανάλυση της χρονοσειράς ορίζεται μια τάση $0.037\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$, με την μέγιστη θερμοκρασία $20.66\text{ }^{\circ}\text{C}$ το καλοκαίρι του 2003. Η ανάλυση EOF (Empirical Orthogonal Functions) που εφαρμόστηκε στην χρονοσειρά οδηγεί στην ενίσχυση της σπουδαιότητας του εποχικού κύκλου (εξηγεί 99.11% της συνολικής διακύμανσης), ο οποίος υπέρκαλύπτει την σημαντικότητα των υπόλοιπων συνιστώσεων. Η eof ανάλυση για τις μέσες ετήσιες τιμές SST της χρονοσειράς δείχνει ότι για την πρώτη συνιστώσα οι κυριότερες διακυμάνσεις εμφανίζονται στο νοτιοανατολικό Ιόνιο και είναι συνδεδεμένες με τις διακυμάνσεις στην ένταση του αντικυκλώνα του Πέλοπα και τις μικρότερες στην δυτική λεκάνη λόγω της εισόδου νερών του Ατλαντικού ωκεανού μέσω του στενού της Σικελίας. Οι δυο υπόλοιπες συνιστώσες σχετίζονται με την ένταση του ανέμου και την κυκλοφορία, ειδικότερα με τον αντικυκλώνα του βόρειου Ιονίου. Η συσχέτιση των κλιματικών δεικτών NAO (North Atlantic Oscillation), SO (Southern Oscillation), IM (Indian Monsoon) τόσο με τον μέσον όρο των χειμερινών μινών όσο και με τα modes της eof ανάλυσης δεν είναι σημαντική, εκτός από το τρίτο mode με τον δείκτη του NAO το οποίο οφείλεται στις διακυμάνσεις του ανέμου.

ABSTRACT

The Ionian Sea is the central basin of the Mediterranean Sea and has been the subject of many oceanographic studies since the 19th century. Substantial changes in water properties (such as temperature), both spatially and temporally (seasonal) occur as a result of the effect of the local wind forcing and by the inflow of cool and less saline Atlantic water. In order to study the yearly and seasonal variability of the sea surface temperature (SST) in the Ionian basin, 25 years (1985-2009) of monthly SST data were used, acquired from Advanced Very High Radiometer (AVHRR) on board NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration) satellites.

The observations indicate that the variability is greater in the summer months than in the winter. The trend of the mean annual of the SST of the basin, in the upper layer of the Ionian Sea, has been found $0.039^{\circ}\text{C}/\text{yr}$, with a maximum value of the SST in the summer of 2003, at 20.66°C . The EOF (Empirical Orthogonal Functions) analysis of the time series strengthens the importance of the seasonal cycles (explains the 99.11% of the variability), overlapping the significance of the other modes. The EOF has been also calculated for the mean annual SST which reveals that most of the explained variability appeared in the southeastern Ionian basin for the first mode, due to the fluctuations of the anticyclone of Pelops and less in the west basin due to the inflow of the Atlantic water through the straits of Sicily. The correlation of the climatic variables NAO (North Atlantic Oscillation), IM (Indian Monsoon), SO (Southern Oscillation) with both the winter mean values of the SST and the modes of the eof analysis is not significant, except from the third modes of the mean annual eof with the NAO index, which is explained due to the wind forcing.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Η παρούσα διπλωματική εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών, «Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας», του Τμήματος Φυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών, υπό την επίβλεψη του Καθηγητή κ. Κωνσταντίνου Καρτάλη. Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον κύριο Κωνσταντίνο Καρτάλη για την ευκαιρία που μου έδωσε να ασχοληθώ με ένα αντικείμενο που ανταποκρίνεται απολύτως στα επιστημονικά μου ενδιαφέροντα καθώς και για την συμπαράστασή του καθ' όλη την διάρκεια εκπόνησης. Επίσης ευχαριστώ τα υπόλοιπα μέλη της τριμελούς επιτροπής, ιδιαίτερα τον Καθηγητή κ. Σαράντη Σοφιανό για την αποτελεσματική συνεργασία και συμβολή του στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων και την Ερευνήτρια του Εθνικού Αστεροσκοπείου Δρ. Ιφιγένεια Κεραμιτσόγλου για τις συμβουλές της.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω την κα. Μαρουλιώ Χανιώτη από την Inforest Research για την παροχή άδειας για το λογισμικό ENVI-IDL, το οποίο ήταν απαραίτητο για την ολοκλήρωση της εργασίας. Στην συνέχεια ευχαριστώ ιδιαίτερα τον Δρ. Θεμιστοκλή Χρόνη για την εξαιρετική συνεργασία που είχαμε, και ελπίζω να έχουμε στο μέλλον. Μέσα στον τελευταίο χρόνο ήταν πάντα διαθέσιμος να ασχοληθεί με κάθε απορία μου εντός και εκτός των πλαισίων της παρούσας εργασίας.

Ευχαριστίες θα ήθελα δώσω στην Δρ. Νεκταρία Αδακτύλου για την υποστήριξή της καθ' όλη την διάρκεια εκτέλεσης της εργασίας. Θερμά ευχαριστώ τους συμφοιτητές μου από το Εργαστήριο Τηλεπισκόπησης, Τάσο Πολύδωρο, Θάλεια Μαυράκου, καθώς και τους Νίκο Μπαρμπαρέσο, Μάκη Κόντο και Πάνο Μούσχουρα για την συμπαράσταση και επικοινωνία που είχαμε όλο το διάστημα, αλλά και σε όλους όσους συνέβαλαν στην ομαλή πορεία της εργασίας.

Σε αυτό το σημείο θέλω να αναφέρω ανθρώπους, εκτός του στενού ακαδημαϊκού περιβάλλοντος που υπήρξαν σημαντικοί πόλοι στην ζωή μου, προσδίδοντας την

απαιτούμενη ισορροπία. Θέλω να ευχαριστήσω αρχικά την σχολική μου παρέα, που ήταν, και ελπίζω να είναι δίπλα μου και στο μέλλον, παρά την μεγάλη απόσταση που θα μας χωρίζει. Βέβαια το μεγαλύτερο ευχαριστώ το οφείλω στους γονείς μου για την διαχρονική συμπαράστασή τους και την ηθική και υλική στήριξη των επιλογών μου και στον αδερφό μου για την δύναμη και το κουράγιο να συνεχίζω κάθε προσπάθειά μου.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

I.	Εισαγωγή.....	10
II.	Δορυφορική Τηλεπισκόπηση.....	12
	A. Βασικές έννοιες τηλεπισκόπησης.....	12
	B. Ατμοσφαιρικά παράθυρα.....	14
	C. Συστήματα τηλεπισκόπησης.....	14
III.	Υπόβαθρο.....	19
	A. Περιοχή μελέτης.....	19
	B. Κυκλοφορία.....	21
	C. Καιρός.....	22
	D. Επιφανειακή Θαλάσσια Θερμοκρασία...24	
	1. Μέτρηση SST.....	24
	2. SST στην Μεσόγειο.....	26
	E. Κλιματικές Ανωμαλίες.....	29
	1. NAO.....	29
	2. Μουσώνας της Ινδίας.....	32
	3. ENSO.....	33
	F. Δορυφόροι NOAA.....	35
IV.	Δεδομένα και μέθοδοι.....	38
	A. Υπολογισμός SST.....	38
	B. Ανάλυση EOF.....	39
V.	Επεξεργασία-Αποτελέσματα.....	41

VI.	Συμπεράσματα.....	59
VII.	Παράρτημα.....	61
VIII.	Βιβλιογραφία.....	65

I. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Το Ιόνιο Πέλαγος είναι η κεντρική λεκάνη της Μεσογείου θάλασσας. Αποτελεί την μεταβατική λεκάνη μεταξύ της δυτικής Μεσογείου και της θάλασσας της Λεβαντίνης, πηγή ιδιαίτερα αλμυρών νερών τα οποία ρέουν από την Μεσόγειο προς τον Ατλαντικό ωκεανό. Λόγω του γεωγραφικού πλάτους, το Ιόνιο βρίσκεται σε μια μεταβατική ζώνη, όπου η μεταβλητότητα μέσου γεωγραφικού πλάτους και τροπικού είναι εξίσου σημαντική. Απόρροια αυτής της μεταβλητότητας είναι ότι το βόρειο τμήμα εμφανίζει δυτικό παράκτιο κλίμα, ενώ το νότιο τμήμα χαρακτηρίζεται από υποτροπικό-έρημο κλίμα. Ειδικότερα εκτίθεται στον μουσώνα της Νότιας Αφρικής το καλοκαίρι και στο υψηλό σύστημα της Σιβηρίας τον χειμώνα. Το νότιο τμήμα επηρεάζεται κυρίως από το καθοδικό ρεύμα της Halley κυκλοφορίας, ενώ το νότιο τμήμα συνδέεται με την μέσου γεωγραφικού πλάτους διακύμανση, η οποία επηρεάζεται από το NAO (North Atlantic Oscillation). Μια σημαντική συνέπεια είναι ότι το Ιόνιο και γενικότερα η Μεσόγειος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση αλλαγών στην ένταση και την έκταση παγκοσμίου κλίμακας συστημάτων, όπως το NAO, ENSO (El Nino-Southern Oscillation) και τους μουσώνες. Λόγω έντονων εποχιακών μεταβολών, το Ιόνιο έχει γίνει αντικείμενο ερευνών για την συλλογή δεδομένων σχετικά με την δομή του. Πιο πρόσφατα, η τηλεπισκόπηση, χρησιμοποιώντας δορυφορικά δεδομένα, προσφέρει την δυνατότητα μετρήσεων της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας (SST-Sea Surface Temperature) σε συνοπτική κλίμακα κατά την διάρκεια του έτους, παρέχοντας έτσι έναν τεράστιο όγκο δεδομένων για ανάλυση. Η χρήση υπέρυθρων ραδιόμετρων (Advance Very High Resolution Radiometer-AVHRR), όργανα τα οποία είναι τοποθετημένα πάνω στους πολικής τροχιάς NOAA (National Oceanic Atmosphere Administration) δορυφόρους, παρέχουν παγκόσμια κάλυψη δεδομένων SST.

Μια χρονοσειρά 25 ετών εξετάζεται σε αυτή την εργασία με δεδομένα που ανακτήθηκαν από τον δορυφόρο NOAA και πιο συγκεκριμένα από το όργανο AVHRR (4 km χωρική ανάλυση).

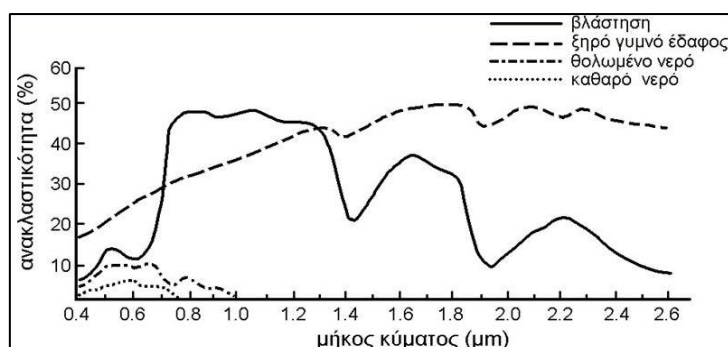
Αυτή η εργασία είναι οργανωμένη σε έξι ενότητες. Η δεύτερη ενότητα παρέχει ένα αναλυτικό υπόβαθρο σχετικά με την περιοχή ενδιαφέροντος, τόσο από γεωγραφική θέση όσο και από τον γενικότερο καιρό που επικρατεί στην περιοχή αυτή κατά την διάρκεια του έτους. Η τρίτη ενότητα ασχολείται με τα μέσα για την ανάκτηση των δεδομένων καθώς και τις μεθόδους που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάλυση τους. Τα αποτελέσματα των μεθόδων για την χρονοσειρά από το 1985 έως το 2009 (25 χρόνια) παρουσιάζονται στο πέμπτο κεφάλαιο.

II. ΔΟΡΥΦΟΡΙΚΗ ΤΗΛΕΠΙΣΚΟΠΗΣΗ

A. Βασικές έννοιες της τηλεπισκόπησης

Ο όρος τηλεπισκόπηση ή τηλεανίχνευση (remote sensing) χρησιμοποιείται για τη περιγραφή της διαδικασίας λήψης πληροφοριών για ένα αντικείμενο, μια περιοχή ή φαινόμενο, με τη χρήση ανιχνευτικών συσκευών που δε βρίσκονται σε επαφή με το αντικείμενο παρατήρησης. Η δορυφορική τηλεπισκόπηση (satellite remote sensing), αναφέρεται στη καταγραφή δεδομένων από ανιχνευτές οι οποίοι φέρονται από δορυφόρους. Οι αισθητήρες των δορυφορικών συστημάτων ανιχνεύουν και καταγράφουν την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία που είτε ανακλάται ή εκπέμπεται από κάποια επιφάνεια σε διάφορες φασματικές περιοχές. Η ακτινοβολία που καταγράφουν οι δορυφορικοί αισθητήρες έχει διαμορφωθεί από την αλληλεπίδραση της με την επιφάνεια και την ατμόσφαιρα της γης και συνεπώς μεταφέρει πληροφορίες για τις χημικές και φυσικές ιδιότητες τη επιφάνειας και της ατμόσφαιρας (Καρτάλης και Φείδας, 2006).

Χρησιμοποιώντας τις βασικές αρχές της τηλεπισκόπησης, μπορούν να μελετηθούν από απόσταση τα αντικείμενα με τα χαρακτηριστικά τους γνωρίσματα καθώς κάθε υλικό παρουσιάζει ξεχωριστή κατανομή της ανακλώμενης, εκπεμπόμενης ή απορροφούμενης ακτινοβολίας σε σχέση με το μήκος κύματος λ . Η μελέτη της φασματικής αυτής απόκρισης δίνει τη δυνατότητα για διάκριση του αντικειμένου από κάποιο άλλο και για αξιολόγηση της πληροφορίας σχετικά με το σχήμα, το μέγεθος, τις φυσικές ή χημικές ιδιότητες του. Η μορφή της καμπύλης της φασματικής απόκρισης ενός αντικειμένου σε σχέση με το μήκος κύματος λ ονομάζεται φασματική ταυτότητα ή φασματική υπογραφή (spectral signature) του αντικειμένου και είναι μοναδική για κάθε ένα (Μερτίκας, 1999). Η εικόνα II-1 παρουσιάζει τις φασματικές υπογραφές τριών βασικών επιφανειών.



Εικόνα II-1 Φασματικές υπογραφές των βασικών επιφανειών (Καρτάλης και Φείδας, 2006)

Η ακτινοβολία που εκπέμπεται από μια πηγή καθορίζεται, κυρίως, από τα εξής:

- **Ειδική ένταση ακτινοβολίας, I_λ .** Αυτή ορίζεται από το ποσό της ενέργειας dE_λ ακτινοβολία μήκους κύματος λ που βρίσκεται στο κέντρο μιας στοιχειώδους περιοχής του φάσματος $d\lambda$, η οποία διέρχεται σε χρόνο dt από μια επιφάνεια dA , κατά μία διεύθυνση μέσα σε στερεά γωνία $d\Omega$. Η ένταση της ακτινοβολίας δίνεται από την σχέση:

$$I_\lambda = \frac{dE_\lambda}{dt d\Omega d\lambda dA \text{ συν}\theta} \quad (1.1)$$

όπου θ η ζενίθια γωνία. Μονάδα μέτρησης είναι $Wm^{-2}\Omega^{-1}\mu m^{-1}$.

- **Ροή ακτινοβολίας, F_λ ,** η οποία ορίζεται από το ποσό της ενέργειας dE_λ ακτινοβολίας μήκους κύματος λ που διέρχεται από μια επιφάνεια dA σε χρόνο dt , από όλες τις διευθύνσεις. Αυτή δίνεται από την σχέση:

$$F_\lambda = \int I_\lambda \text{ συν}\theta d\Omega \quad (Wm^{-2}\mu m^{-1}) \quad (1.2)$$

- **Η ολική ροή ακτινοβολίας, F ,** εκφράζει τη ροή ακτινοβολίας που διέρχεται από μία επιφάνεια dA σε όλα τα μήκη κύματος. Δίνεται από την ολοκλήρωση της σχέσης 1.2, για όλα τα μήκη κύματος λ , δηλαδή:

$$F = \int F_{\lambda} d\lambda \quad (1.3)$$

Για τις πηγές ακτινοβολίας ισχύουν οι ακόλουθοι ορισμοί:

- **Μέλαν σώμα** είναι το υποθετικό σώμα του οποίου η ένταση ακτινοβολίας της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας, σε κάθε μήκος κύματος και σε κάθε θερμοκρασία, είναι η μέγιστη δυνατή. Το μέλλαν σώμα απορροφά πλήρως την ακτινοβολία όλων των μήκων κύματος και είναι ιότροπη πηγή.
- **Ικανότητας εκπομπής ϵ_{λ}** ενός πραγματικού σώματος για ένα ορισμένο μήκος λ , ορίζεται από το πηλίκο της έντασης ακτινοβολίας I_{λ} που εκπέμπει το σώμα σε θερμοκρασία T , προς την ένταση ακτινοβολίας $I_{\lambda(M)}$ του ίδιου μήκους κύματος που εκπέμπει το μέλλαν σώμα στην ίδια θερμοκρασία, δηλαδή

$$\epsilon_{\lambda} = \frac{I_{\lambda}}{I_{\lambda(M)}} \quad (1.4)$$

Με την ολοκλήρωση της σχέσης 1.4 ως προς λ και με όρια από το 0 έως το ∞ , υπολογίζεται η ολική ικανότητα εκπομπής $\epsilon_{ολ}$ του σώματος που δίνεται από την σχέση:

$$\epsilon_{ολ} = \int_0^{\infty} \epsilon(\lambda) d\lambda = \frac{F}{F_M} \quad (1.5)$$

Η ακτινοβολία που καταγράφουν οι δορυφορικοί αισθητήρες, έχει υποστεί αρκετές επιδράσεις κατά τη διαδρομή της μέσα από το σύστημα γης – ατμόσφαιρας. Γενικά, η επίδραση της ύλης στην ακτινοβολία εξαρτάται από πολλούς παράγοντες. Οι σημαντικότεροι αυτών, όπως η φυσική κατάσταση της ύλης (στερεά, υγρή ή αέρια) και το μήκος κύματος της ακτινοβολίας, καθορίζουν και το είδος της επίδρασης π.χ. σκέδαση,

απορρόφηση ή ανάκλαση. Το είδος της επίδρασης εξαρτάται από την φασματική περιοχή της διαδιδόμενης ακτινοβολίας, όπως φαίνεται στην εικόνα Π-2.

Για την ακτινοβολία που εκπέμπει ένα μέλαν σώμα ισχύουν οι εξής νόμοι:

- **Νόμος του Planck**, ο οποίος δίνει τη σχέση της ειδικής έντασης ακτινοβολίας του μέλανος σώματος με την θερμοκρασία του T και το μήκος κύματος λ της ακτινοβολίας.

Ο νόμος του Planck εκφράζεται από την σχέση:

$$I_{\lambda(M)} = \frac{c_1}{\lambda^5 \left(e^{\frac{c_2}{\lambda T}} - 1 \right)} \quad (1.5)$$

όπου c_1 και c_2 σταθερές.

- **Νόμος των Stefan-Boltzman**. Ο νόμος αυτός δίνει την ολική ροή ακτινοβολίας μέλανος σώματος F_M σε σχέση με την θερμοκρασία του T και εκφράζεται από τη σχέση:

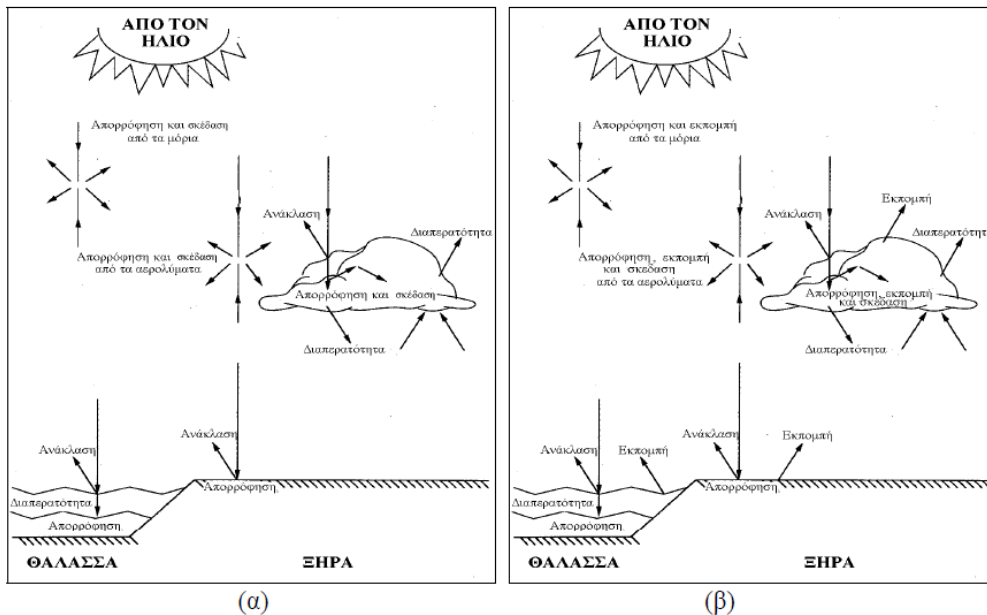
$$F_M = \sigma T^4 \quad (1.7)$$

όπου $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ η σταθερά του Stefan-Boltzman και T η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin της πηγής. Η ολική ροή F της ακτινοβολίας ενός πραγματικού σώματος σε θερμοκρασία T και με ολική ικανότητα εκπομπής $\varepsilon_{ολ}$, δίνεται από την σχέση:

$$F = \varepsilon_{ολ} F_M = \varepsilon_{ολ} \sigma T^4 \quad (1.8)$$

Η προηγούμενη σχέση μας πληροφορεί ότι όσο πιο θερμό είναι ένα σώμα τόσο περισσότερο ακτινοβολεί. Γνωρίζοντας την ολική ροή ακτινοβολίας F ή την ολική ροή ακτινοβολίας σε μια συγκεκριμένη περιοχή του φάσματος και την αντίστοιχη ολική ικανότητα εκπομπής $\varepsilon_{ολ}$, τότε η θερμοκρασία T , που βρίσκεται από την επίλυση της εξίσωσης 1.8 ως προς T ονομάζεται θερμοκρασία λαμπρότητας. Η επίλυση της 1.7 ως προς T καθορίζει τη θερμοκρασία που θα είχε

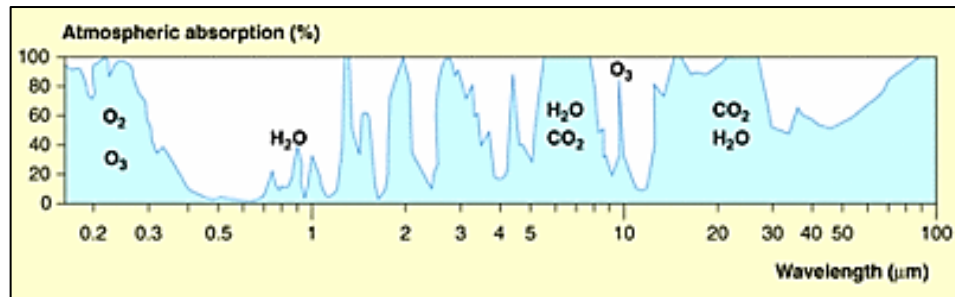
το σώμα αν ήταν μέλαν. Η θερμοκρασία αυτή καλείται ισοδύναμη θερμοκρασία λαμπρότητας μέλανος σώματος.



Εικόνα Π-2 Οι πιο σημαντικές αλληλεπιδράσεις μεταξύ της ακτινοβολίας α) στο ορατό φάσμα β) στο υπέρυθρο φάσμα και της επιφάνειας της γης, της ατμόσφαιρας και των νεφών. (Καρτάλης και Φείδας, 1999)

Β. Τα ατμοσφαιρικά παράθυρα

Τα αέρια της ατμόσφαιρας απορροφούν την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία σε συγκεκριμένες περιοχές του φάσματος που ονομάζονται **ζώνες απορρόφησης**. Οι κύριοι απορροφητές είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), το οξυγόνο (O_2), οι υδρατμοί (H_2O) και το όζον (O_3). Η ηλιακή ακτινοβολία υφίσταται μια μικρή απορρόφηση στο υπεριώδες από το οξυγόνο και το όζον, και στο υπέρυθρο από τους υδρατμούς, το όζον και το διοξείδιο του άνθρακα (Εικόνα Π-3).



Εικόνα Π-3 Απορρόφηση της ακτινοβολίας από τα συστατικά της ατμόσφαιρας.

Όπως φαίνεται κι από την εικόνα Π-3, μεταξύ των ζωνών απορρόφησης, εμφανίζονται κάποιες περιοχές (κυρίως στο υπέρυθρο) όπου η ατμόσφαιρα είναι σχεδόν διαφανής. Αυτές οι περιοχές του φάσματος που εμφανίζουν μικρή ατμοσφαιρική απορρόφηση, ονομάζονται ατμοσφαιρικά παράθυρα και αποδεικνύονται πολύ χρήσιμα στη δορυφορική τηλεπισκόπηση, καθώς αν δεν υπήρχαν, θα ήταν αδύνατη η χρήση των δορυφορικών ανιχνευτών.

C. Συστήματα τηλεπισκόπησης

Τα βασικά συστήματα τηλεπισκόπησης είναι δύο:

1. **Τα παθητικά συστήματα** καταγραφής και ανίχνευσης / ραδιόμετρα (sensors) καταγράφουν ακτινοβολία η οποία είτε εκπέμπεται από τον παρατηρούμενο στόχο λόγω της θερμοκρασίας του (θερμικό υπέρυθρο) είτε ανακλάται πάνω στην επιφάνειά του (ηλιακή ακτινοβολία). Τα συστήματα αυτά ανιχνεύουν το τμήμα του φάσματος που εκτείνεται από την περιοχή των πολύ μικρών κυμάτων της υπεριώδους ακτινοβολίας ($\lambda < 0,4 \mu\text{m}$) ως και την περιοχή του απώτερου υπέρυθρου ($0,38 \mu\text{m} < \lambda < 1000 \mu\text{m}$). Ανάλογα με την εφαρμογή επιλέγεται και η αντίστοιχη φασματική περιοχή. Υπάρχουν διαθέσιμοι αισθητήρες για όλο το φάσμα, αλλά δεν χρησιμοποιούνται όλοι στη δορυφορική τηλεπισκόπηση, λόγω της ατμοσφαιρικής απορρόφησης που συμβαίνει σε κάποιες περιοχές. Η περιοχή φάσματος που αξιοποιείται είναι στα μήκη κύματος από $0,4 \mu\text{m}$ ως $12 \mu\text{m}$ (ορατό ως θερμικό υπέρυθρο).

2. **Τα ενεργητικά συστήματα** χρησιμοποιούν τη δική τους πηγή ακτινοβολίας την οποία κατευθύνουν προς το στόχο, αυτή στη συνέχεια ανακλάται σ' αυτόν, επιστρέφει και καταγράφεται από το σύστημα. Το επιστρεφόμενο σήμα, όμως, έχει υποστεί αλλοίωση που εξαρτάται μεταξύ άλλων από τις ιδιότητες της επιφάνειας. Κατ' αυτό τον τρόπο, επιτυγχάνεται η αναγνώριση και μελέτη σωμάτων και φαινομένων στην επιφάνεια της γης αλλά και στην ατμόσφαιρα. Το μεγαλύτερο πλεονέκτημα των ενεργητικών συστημάτων είναι η επιχειρησιακή τους δυνατότητα να χρησιμοποιούνται ημέρα και νύχτα κάτω απ' όλες σχεδόν τις καιρικές συνθήκες (Καρτάλης και Φείδας,2006).

Βασικό χαρακτηριστικό των δορυφορικών αισθητήρων αποτελεί η διακριτική ικανότητα. Αυτή διακρίνεται σε:

- **Χωρική διακριτική ικανότητα (spatial resolution).** Είναι η ικανότητα του ανιχνευτή να διακρίνει πολύ κοντινά αντικείμενα ή πληροφορίες στην εικόνα. Ποσοτικά ισούται με τη μικρότερη απόσταση που μπορούν να έχουν δύο αντικείμενα ώστε να διαχωρίζονται. Οι τιμές της αναφέρονται πάντα στο ίχνος του δορυφόρου στην επιφάνεια της γης.
- **Χρονική διακριτική ικανότητα (temporal resolution).** Σχετίζεται με τη συχνότητα λήψης δεδομένων για την ίδια γεωγραφική περιοχή. Η χρονική διακριτική ικανότητα εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά της τροχιάς του δορυφόρου και κυμαίνεται από λίγα λεπτά για τους γεωστάσιμους δορυφόρους μέχρι μερικές εβδομάδες για του δορυφόρους πολικής τροχιάς.
- **Ραδιομετρική διακριτική ικανότητα (radiometric resolution).** Ορίζεται ως η ευαισθησία του ανιχνευτή να καταγράφει διαφορές στην ισχύ του σήματος δηλαδή διαφορές στην ένταση της ανακλώμενης ή εκπεμπόμενης από την επιφάνεια της γης ακτινοβολίας. Η ραδιομετρική διακριτική ικανότητα είναι σημαντική καθώς η πραγματική πληροφορία που περιέχεται στα δορυφορικά δεδομένα καθορίζεται από τις ραδιομετρικές τιμές που καταγράφει ο αισθητήρας.

Φασματική διακριτική ικανότητα (spectral resolution): Σχετίζεται με το εύρος των περιοχών του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος στις οποίες πραγματοποιεί καταγραφές ένας πολυφασματικός ανιχνευτής και με τον αριθμό των καναλιών που χρησιμοποιούνται.

Για την μελέτη του θαλάσσιου περιβάλλοντος χρησιμοποιούνται δορυφορικοί αισθητήρες που ανήκουν στην κατηγορία τόσο των παθητικών όσο και των ενεργητικών ανιχνευτών. Πολυφασματικά ραδιόμετρα περιβαλλοντικών δορυφόρων, όπως το AVHRR του NOAA και το AATSR (Advanced Along-Track Scanning Radiometer) του ENVISAT (Environmental Satellite), μπορούν να δώσουν, με μεγάλη γεωγραφική κάλυψη και χωρική ανάλυση της τάξης του 1 km, δεδομένα για παραμέτρους όπως η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας. Ειδικά όργανα για την καταγραφή των θαλασσίων παραμέτρων, όπως το χρώμα της θάλασσας και η θαλάσσια κυκλοφορία, έχουν αναπτυχθεί και τεθεί σε τροχιά με αποστολές αφιερωμένες στην μελέτη των ωκεανών. Χαρακτηριστικά αναφέρονται το SeaWifs (Sea-Viewing Wide Field-of-View Sensor) του OrbView-2, το MERIS (Medium Resolution Imaging Spectoradiometer) του ENVISAT, το MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectoradiometer) του EOS και το GLI (Global Imager) του ADEOS II, τα οποία χαρακτηρίζονται από υψηλή φασματική ραδιομετρική ικανότητα, γεγονός που επιτρέπει την παρατήρηση μιας σειράς βιοφυσικών και βιοχημικών παραμέτρων των ωκεανών.

Όργανο	Μήκη κύματος	Φασματική περιοχή	Χωρ. Διακρ. Ικαν.	Εύρος κάλυψης	Εφαρμογές
AVHRR/3	0.58-0.68 μm	κόκκινο	1.1 km	3000 km	Μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας, παγοκάλυψη
	0.72-1.00 μm	εγγύς IR			
	1.58-1.64 μm	μέσο IR			
	3.55-3.93 μm	μέσο IR			
	10.30-11.30 μm	θερμικό IR			
	11.50-12.50 μm	θερμικό IR			**
ATSR-2	0.65 μm	κόκκινο	1x1 km	500 km	Μετρήσεις επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας, παγοκάλυψη
	0.85 μm	εγγύς IR	1x1 km		
	1.27 μm	εγγύς IR	1x1 km		
	1.6 μm	εγγύς IR	1x1 km		
	3.7 μm	μέσο IR	1x1 km		
	11 μm	θερμικό IR	1x1 km		
	12 μm	θερμικό IR	1x1 km		
SeaWiFS	23.8, 36.5 GHz	μικροκύματα	20 km	1500-2800 km	Μετρήσεις χρώματος των ωκεανών και εφαρμογές στη βιολογία
	0.402-0.422 μm	ιώδες	1.1 km τοπικά και 4.4 km παγκόσμια		
	0.433-0.453 μm	ιώδες			
	0.48-0.5 μm	μπλε			
	0.5-0.52 μm	μπλε			
	0.545-0.565 μm	πράσινο			
	0.66-0.68 μm	κόκκινο			
0.745-0.785 μm	εγγύς IR				
GLI	0.845-0.885 μm	εγγύς IR		1600 km	Χρώμα ωκεανών, επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας
	23 κανάλια	ορατό-εγγύς IR	250 m		
	7 κανάλια	IR	250 m – 1 km		
MERIS	9 κανάλια	μέσο IR	1 km		***
		θερμικό IR			
MODIS	15 κανάλια σε εύρος 0.4-1.05 μm	ορατό-εγγύς IR	300-1200 m	1150 km	Μετρήσεις βιοφυσικών και βιοχημικών παραμέτρων των ωκεανών

MODIS	36 κανάλια σε εύρος 0.4-14.4 μm	ορατό-θερμικό IR	250 – 1000 m	2300 km	Μετρήσεις βιοφυσικών και βιοχημικών παραμέτρων των ωκεανών

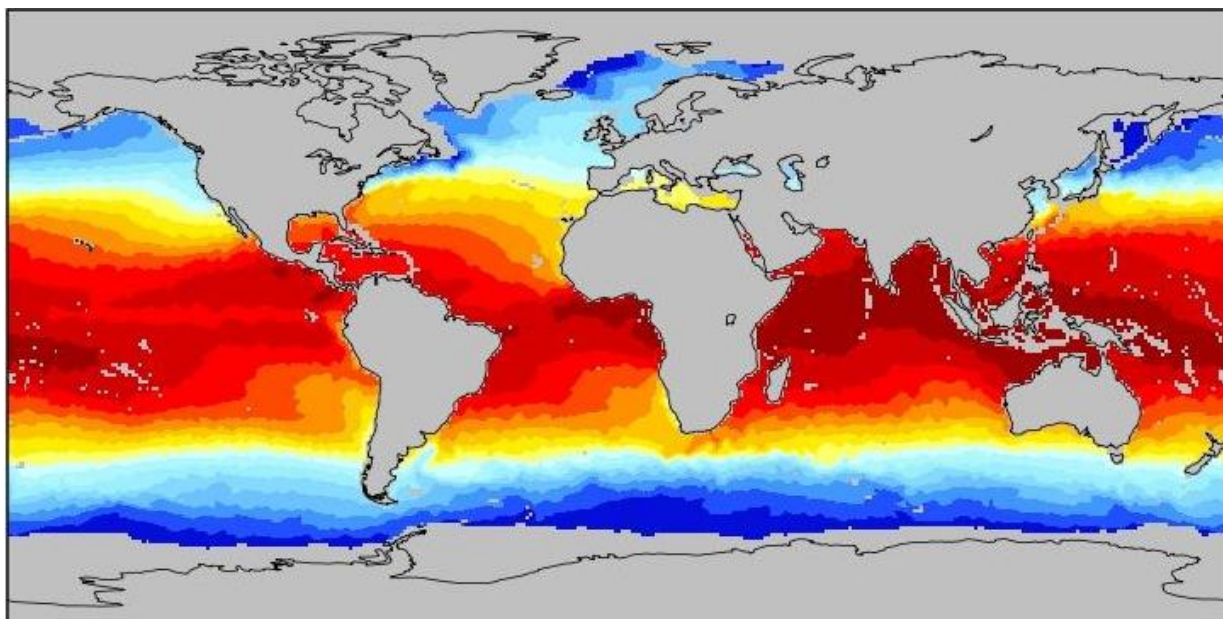
Πίνακας 1 Χαρακτηριστικά των βασικών δορυφορικών πολυφασματικών ραδιομέτρων για την μελέτη του θαλάσσιου περιβάλλοντος

Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας (SST) αποτελεί σημαντικό παράγοντα για τον υπολογισμό του ενεργειακού ισοζυγίου, για την κυκλοφορία στην ατμόσφαιρα και τους ωκεανούς και κατά επέκταση για τον καιρό, το κλίμα κ.α. Το πλεονέκτημα της δορυφορικής τηλεπισκόπησης έναντι των άλλων συμβατικών μετρήσεων (π.χ. από πλοία) είναι ότι προσφέρει τη χωρική κατανομή της SST με μεγάλη χωρική και χρονική ανάλυση όταν η πραγματοποίηση επιτόπιων μετρήσεων είναι αδύνατη. Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας μπορεί να καταγραφεί τέσσερις ή και περισσότερες φορές την ημέρα. Μειονέκτημα των δορυφορικών μετρήσεων είναι ότι η SST που καταγράφουν αναφέρεται μόνο στο 1 mm της επιφάνειας της θάλασσας και φυσικά η αδυναμία μετρήσεων παρουσία νεφών ή ομίχλης. Για την καταγραφή της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας επιλέγονται δυο ή περισσότερα κανάλια στο τμήμα του

υπέρυθρου φάσματος που εκπέμπει έντονα από τη γη και διαπερνά με μικρή απορρόφηση την ατμόσφαιρα. Συνήθως χρησιμοποιούνται πολύφασματικά δεδομένα από ραδιόμετρα όπως:

- Τα δεδομένα AVHRR με 1.1 km χωρική διακριτική ικανότητα από την σειρά των δορυφόρων NOAA.
- Τα δεδομένα ATSR-2 του ευρωπαϊκού δορυφόρου ERS-2 και του AATSR του δορυφόρου ENVISAT με 1 km χωρική διακριτική ικανότητα και σχετικά μεγάλη φασματική διακριτική ικανότητα στο υπέρυθρο.

Τα δεδομένα AVHRR χρησιμοποιούνται συστηματικά σε παγκόσμια κλίμακα για τον υπολογισμό της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας καθώς ο αισθητήρας AVHRR έχει μεγαλύτερο εύρος σάρωσης από τον ATSR-2. Η χαρτογράφηση της SST δίνει την δυνατότητα αποτύπωσης της ωκεάνιας κυκλοφορίας.



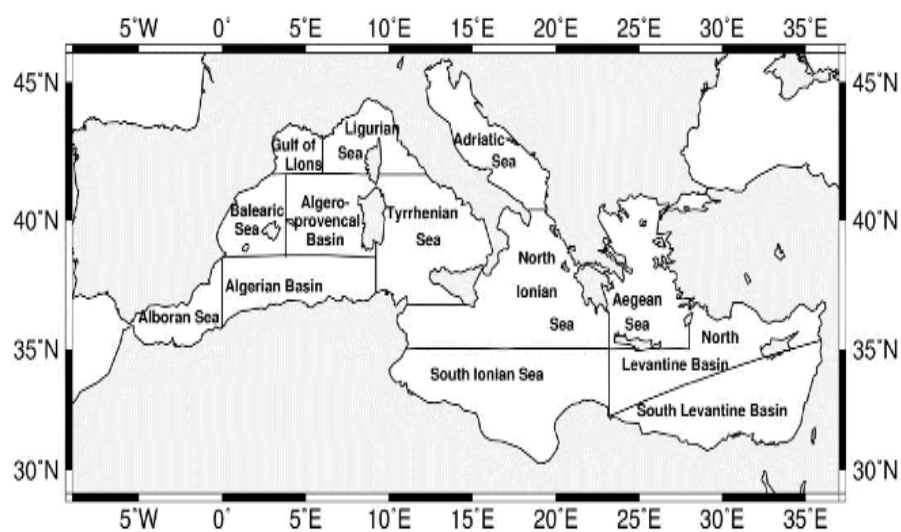
Εικόνα II-4 Η εικόνα έχει προκύψει από τα δεδομένα SST του AVHRR για τον Απρίλιο του 2009. (http://cioss.coas.oregonstate.edu/scow/avhrr_sst.html)

III. ΥΠΟΒΑΘΡΟ

Αυτό το κεφάλαιο περιγράφει την γεωγραφία, την κυκλοφορία, τον καιρό και τα επιφανειακά χαρακτηριστικά του Ιονίου πελάγους, καθώς και τις ατμοσφαιρικά φαινόμενα που επηρεάζουν τον παγκόσμιο καιρό και το κλίμα.

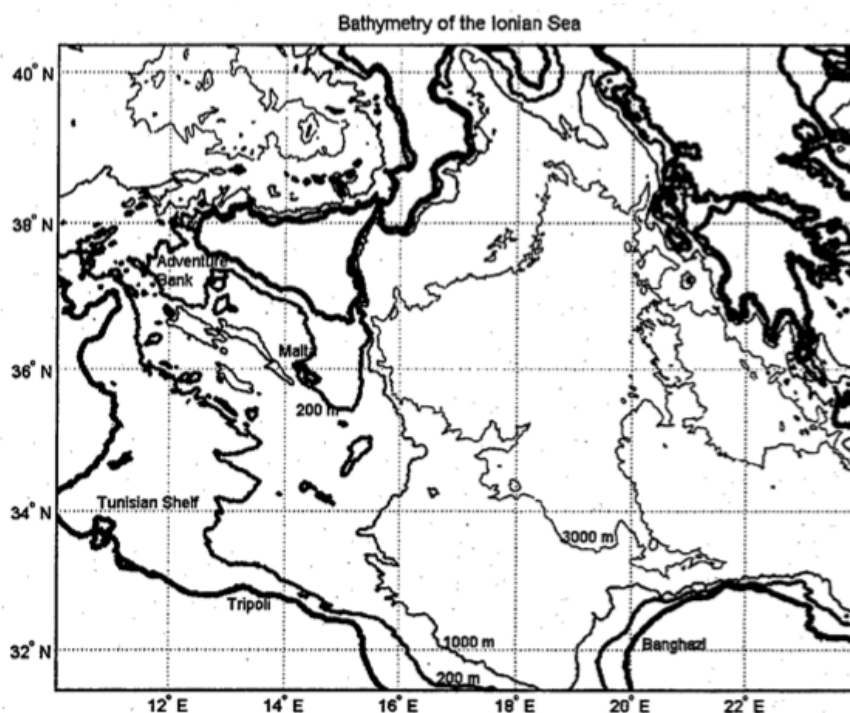
A. Περιοχή μελέτης

Η Μεσόγειος θάλασσα (Εικόνα III-1) περικλείεται από τα παράλια της Νότιας Ευρώπης, της Βόρειας Αφρικής και της δυτικής Ασίας. Με μέσο βάθος 1500 μέτρα, διαιρείται σε ανατολική και δυτική λεκάνη με κέντρο τα στενά της Σικελίας, χωρίζοντας την Ευρωπαϊκή από την Αφρικανική ήπειρο. Η Μεσόγειος συνδέεται με τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του στενού του Γιβραλτάρ, την Μαύρη θάλασσα μέσω των Δαρδανελίων και με την Κόκκινη θάλασσα μέσω της διώρυγας του Σουέζ. Η εναλλαγή νερού με αυτές τις εξωτερικές θάλασσες είναι μικρή· παρόλα αυτά η μεταφορά νερού από τον Ατλαντικό ωκεανό είναι ιδιαίτερου επιστημονικού ενδιαφέροντος καθώς πυκνά και αλμυρά νερά που εξέρχονται μέσω των στενών του Γιβραλτάρ επηρεάζουν την θερμοαλατική κυκλοφορία στον βόρειο Ατλαντικό ωκεανό (Candela 2001).



Εικόνα III-1. Μεσόγειος θάλασσα, οριοθετώντας τις μεγαλύτερες λεκάνες και τα στενά (Matthias Tomczak 2003).

Το Ιόνιο πέλαγος είναι μια μεγάλη ημί-κλειστη βαθιά λεκάνη της ανατολικής Μεσογείου. Ορισμένο από τα στενά της Σικελίας, του Οτράντο και τον διάυλο της Κρήτης, το Ιόνιο πέλαγος συνδέει μεταξύ τους την Λεβαντίνη, την Αδριατική και το Τυρρηνικό Πέλαγος. Στα στενά της Σικελίας οι ηπειρωτικές υφαλοκρυπίδες της Ευρώπης και της Αφρικής συνδυάζονται για να δημιουργήσουν βάθος 400 μέτρων. Κάτω από το άκρο της Σικελίας, από την Μάλτα κινούμενοι νότια προς την Τυνησία και από τα παράλια της Αφρικής κινούμενοι ανατολικά, ο βυθός παίρνει κλίση προς το μεγαλύτερο βάθος της λεκάνης του Ιονίου, περίπου 3800 μέτρα στο κέντρο της. Συνεχίζοντα ανατολικά, ο βυθός μειώνεται σε βάθος, στα περίπου 200 μέτρα, μεταβαίνοντας στον διάυλο της Κρήτης. Ξεκινώντας από τα στενά του Οτράντο, στο νότιο τμήμα της Αδριατικής και κινούμενοι νότια προς τις Αφρικανικές ακτές, το βάθος γρήγορα μειώνεται στα 2500 μέτρα και στην συνέχεια αυξάνεται βαθμιαία στο βάθος των 3800 μέτρων. Κινούμενοι νότια από το κέντρο του Ιονίου πελάγους, το βάθος μειώνεται βαθμιαία μέχρι τις ακτές της Αφρικής.



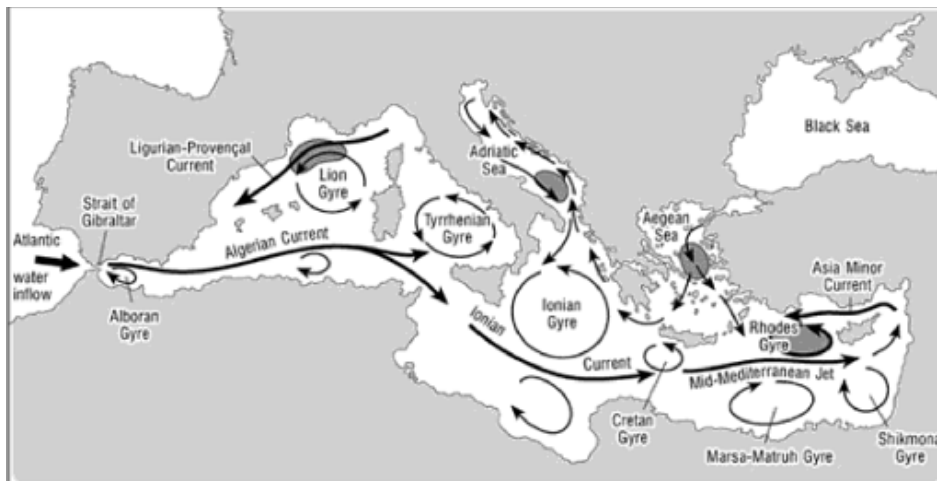
Εικόνα III-2. Βαθυμετρία του Ιονίου Πελάγους
(Malanotte-Rizzoli 1997).

B. Κυκλοφορία

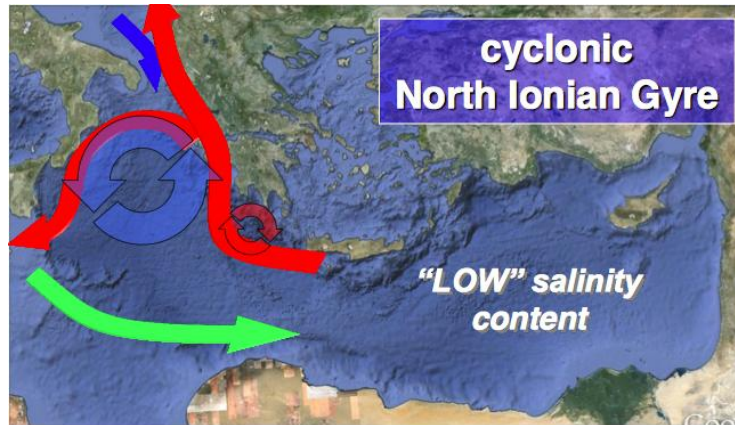
Ως συγκεντρωτική λεκάνη, η Μεσόγειος θάλασσα παρέχει μια μεγάλη εξωτερική ροή ιδιαίτερα αλμυρών νερών προς τον Ατλαντικό ωκεανό μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η ετήσια εξάτμιση του νερού είναι μεγαλύτερη από τα ποσά βροχόπτωσης. Οι τρεις κύριες πηγές νερού είναι η ροή που εκβάλλει από την Αδριατική, την Μαύρη θάλασσα και τα ψυχρά νερά από τον Ατλαντικό ωκεανό, τα οποία ρέουν κοντά στην επιφάνεια μέσω του στενού του Γιβραλτάρ. Τα ψυχρά νερά του Ατλαντικού ($T=15^{\circ}\text{C}$, $S=36.2\text{psu}$) ρέουν ανατολικά σχηματίζοντας το ρεύμα της Αλγερίας. Πριν εισέλθουν στην ανατολική Μεσόγειο, τα νερά του Ατλαντικού κινούνται αρχικά μέσω της δυτικής Μεσογείου και στην συνέχεια από τα στενά της Σικελίας, όπου ονομάζονται τροποποιημένα νερά του Ατλαντικού (MAW), (Malanotte-Rizzoli 1997).

Καθώς η εξάτμιση είναι μεγαλύτερη από την βροχόπτωση στην Μεσόγειο, η ροή του νερού εξαρτάται από διαφορές της πυκνότητας μεταξύ των επιφανειακών και υπόγειων νερών. Τα πυκνότερα νερά βυθίζονται στην στήλη νερού δημιουργώντας μια μεγάλης κυκλοφορίας μεταφορά θερμότητας. Εξαιτίας αυτής της κυκλοφορίας τα νερά που προέρχονται από τον Ατλαντικό ωκεανό κινούνται στην επιφάνεια της Μεσογείου ενώ τα πιο αλμυρά νερά εκβάλλουν στον Ατλαντικό κάτω από τα εισερχόμενα στην λεκάνη της Μεσογείου (Matthias Tomczak 2003). Τα κυριότερα ρεύματα που οδηγούν την θερμοαλατική κυκλοφορία στην Μεσόγειο καθώς και οι περιοχές δημιουργίας των ενδιάμεσων και βαθιών νερών εντοπίζονται στην εικόνα III-3. Αναλυτικότερα το Ιόνιο ως κεντρική λεκάνη της Μεσογείου αποτελεί την διόδο τόσο των εισερχόμενων νερών του Ατλαντικού όσο και των εξερχόμενων νερών του Αιγαίου και της Λεβαντίνης από και προς το Γιβραλτάρ. Στην λεκάνη του Ιονίου εναλλάσσονται τα κυκλωνικά και αντικυκλωνικά συστήματα κυκλοφορίας με αποτέλεσμα το θαλάσσιο ρεύμα του Ιονίου να ακολουθεί διαφορετικές πορείες εισερχόμενο ή εξερχόμενο από την λεκάνη. Η επιφανειακή θαλάσσια κυκλοφορία του Ιονίου κυρίως επικρατείται από το ρεύμα του Ατλαντικού-Ιονίου, το οποίο σχηματίζεται από τα ψυχρά νερά του Ατλαντικού που ρέουν προς το ανατολικό Ιόνιο μέσω του στενού της Σικελίας. Ο αντικυκλώνας που επικρατεί στο βόρειο

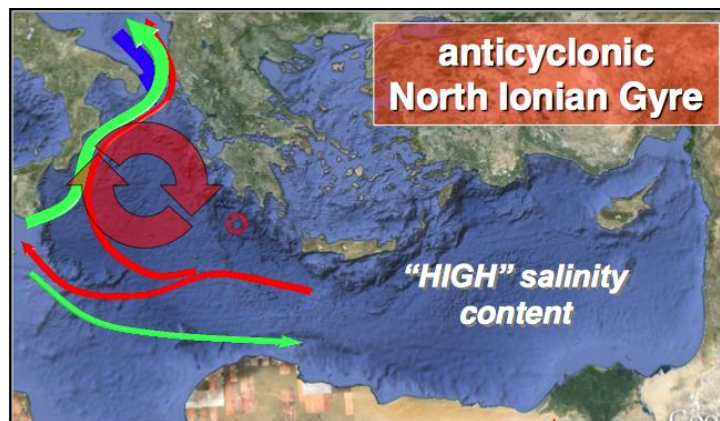
Ιόνιο έχει ως αποτέλεσμα το ρεύμα του Ιονίου να κινείται βόρειο παράλληλα στις ακτές της νότιας Ιταλίας μέχρι τη είσοδο της Αδριατικής, όπου στην συνέχεια κατευθύνεται νότια κατά μήκος των ακτών της Ελλάδας. Συνεχίζοντας νοτιότερα το AIS (Atlantic-Ionian Stream) ρέει γύρω από τον ψυχρό κυκλώνα της Κρήτης, στα νοτιοδυτικά παράλια της Κρήτης. Ο θερμός αντικυκλώνας του Πέλοπα, στην νοτιοδυτική Πελοπόννησο, και ο ψυχρός κυκλώνας της Κρήτης είναι μεταβατικής φύσης και το καλοκαίρι εξασθενούν λόγω της δημιουργίας ενός ισχυρού θερμοκλινούς (Matteoda and Glenn, 1996). Τελικά το AIS γίνεται νότιο ρεύμα που ονομάζεται «Mid-Mediterranean Jet (MMJ)» πριν ακολουθήσει το ρεύμα νότια της Κρήτης και κινηθεί προς την Λεβαντίνη. Οι εναλλαγές στην θαλάσσια κυκλοφορία του Ιονίου παρουσιάζονται στις εικόνες III-4, III-5.



Εικόνα III-3. Επιφανειακή θαλάσσια κυκλοφορία στην Μεσόγειο (Roussenon 1995). (Pickard 1990) Οι γραμμοσκιασμένες περιοχές ορίζουν τον σχηματισμό ενδιάμεσων και βαθιών νερών.



Εικόνα III-4. Η θαλάσσια κυκλοφορία στο Ιόνιο την περίοδο που επικρατεί κυκλωνική ροή. (M. Gacic, 2010)



Εικόνα III-5. Η θαλάσσια κυκλοφορία στο Ιόνιο την περίοδο που επικρατεί αντικυκλωνική ροή. (M. Gacic,2010)

B. Καιρός

Το χαρακτηριστικό της Μεσογείου, η εξάτμιση να είναι μεγαλύτερη της βροχόπτωσης, συμβαίνει κυρίως λόγω των επικρατέστερων ξηρών βορειοδυτικών ανέμων και του υψηλού ποσοστού καθαρού ουρανού (Pickard,1990; Phillipe,1982). Στην δυτική Μεσόγειο, βόρειοι-βορειοδυτικοί άνεμοι (Μαϊστρος) φυσούν κοντά στις ακτές της

Γαλλίας φτάνοντας ταχύτητες έως 70 μίλια την ώρα και διαρκώντας από μερικές μέρες έως μια εβδομάδα. Αυτοί οι ψυχροί και ξηροί άνεμοι μπορούν να φτάσουν έως τα στενά της Σικελίας και την ανατολική Μεσόγειο. Η άνοιξη (Απρίλιος, Μάιος και Ιούνιος) χαρακτηρίζεται κυρίως από ήπιους ανέμους (Philippe 1982; Marullo 1999). Το καλοκαίρι (Ιούλιος, Αύγουστος και Σεπτέμβριος) επικρατούν ισχυροί βόρειοι άνεμοι (Ετήσιοι άνεμοι ή Μελτέμια) πάνω από το ανατολικό Αιγαίο και ανατολικοί άνεμοι κατά μήκος των βόρειων Αφρικανικών ακτών. Οι άνεμοι αυξάνουν σε ένταση το φθινόπωρο (Οκτώβριο, Νοέμβριο και Δεκέμβριο), μεταβαίνοντας από ανατολικούς το καλοκαίρι, σε δυτικούς τον χειμώνα. Στο Αιγαίο και την Αδριατική θάλασσα, οι βόρειοι άνεμοι γίνονται ασταθής, και μεταβάλλονται σε νότιους ανέμους (Σιρόκος). Οι νότιοι άνεμοι είναι είτε πολύ ξηροί είτε πολύ υργοί, και φυσούν κυρίως την άνοιξη και το φθινόπωρο (Huxley, 1962).

B. Επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία

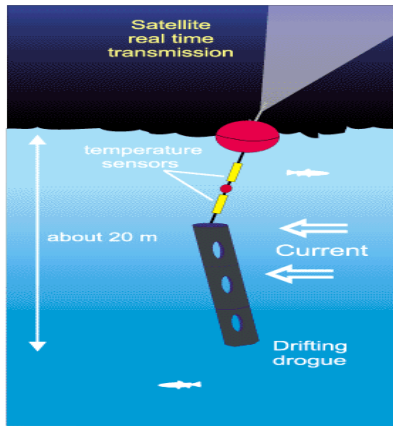
1. Μέτρηση από δορυφόρους

Η επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία ως μια μεταβλητή που ελέγχει την θερμότητα, την ορμή, και τις ροές αερίων μεταξύ την θάλασσας και της ατμόσφαιρας ήταν πάντα σημαντική για τους επιστήμονες. Είναι επίσης η ευκολότερη ωκεανογραφική παράμετρος για την παρατήρηση, η οποία εκτός από την σύνδεση των ροών θερμότητας μεταξύ θάλασσας και ατμόσφαιρας, σχετίζεται άμεσα και με ανθρώπινες ανησυχίες. Για παράδειγμα η αλιεία μπορεί να ενισχυθεί με την γνώση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας. Αρχικά η μέτρηση γινόταν από πλοία μέσω του νερού που αντλούσαν για να παγώνουν τις μηχανές τους. Όμως η μέτρηση αυτή είχε πολλά σφάλματα καθώς δεν μετρούσαν την επιφανειακή θερμοκρασία, αλλά εκείνη σε βάθος μέχρι 5 μέτρων. Με την έλευση των δορυφόρων, χρησιμοποιήθηκαν θαλάσσιες πλατμόρφες (drifting buoys, εικόνα III-4) προκειμένου να γίνει βαθμονόμηση και επικύρωση των δορυφορικών μετρήσεων. Λόγω της μεγάλης εκπομπής, η θάλασσα θεωρείται ως ένα «μάυρο σώμα». Αυτή η μεγάλου μήκους κύματος θερμική εκπομπή είναι ανάλογη με την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία (skin SST) διότι είναι η μόνη που αλληλεπιδρά με την

υπερκείμενη ατμόσφαιρα. Οι μετρήσεις των ραδιομέτρων στα υπέρυθρα μήκη κύματος γίνονται στα πρώτα 5 και 10 μm της επιφάνειας της θάλασσας με αποτέλεσμα να επηρεάζονται από τα θαλάσσια κύματα. Όταν αυτό συμβεί το SST χρειάζεται 3-6 s για να επανέλθει στην αρχική του κατάσταση, που σημαίνει ότι η μέτρησή του θεωρείται συνεχής. Αυτό το λεπτό επιφανειακό στρώμα πάχους 5-10 μm είναι το μοριακό σύνορο μεταξύ της τύρβης της θάλασσας και της ατμόσφαιρας. Η μέτρηση του επιφανειακού αυτού στρώματος μπορεί να γίνει μόνο ραδιομετρικά είτε από ραδιόμετρα που είναι τοποθετημένα στα πλοία (εικόνα III-5), τα οποία όμως σε ισχυρούς ανέμους επηρεάζονται από το σπρί της θάλασσας και άρα οι μετρήσεις είναι ελάχιστες, είτε από δορυφόρους, οι μετρήσεις των οποίων χρειάζονται διόρθωση διότι επηρεάζονται από την ύπαρξη της ατμόσφαιρας. Τα πρώτα παρέχουν πληροφορίες για την βαθμονόμηση του SST από τους δορυφόρους.

Ένα άλλο είδος πλατφόρμων είναι οι παρασυρόμενες σημαδούρες από την ροή του νερού, οι οποίες μετρούν την θερμοκρασία μεταξύ 0.5 και 1.5 μέτρων κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας που είναι γνωστή ως «bulk temperature». Αυτό είναι αποτέλεσμα της επίδρασης των κυμάτων στην επιφάνεια. Εάν θεωρήσουμε το προφίλ της θερμοκρασίας στο στρώμα της θάλασσας κοντά στην επιφάνεια (εικόνα III-6), παρατηρούμε ότι η «skin» θερμοκρασία είναι πάντα λίγο ψυχρότερη από την θερμοκρασία κάτω από αυτό το επίπεδο. Την νύχτα αυτή η θερμοκρασία ακριβώς κάτω από το ψυχρό λεπτό στρώμα είναι ισόθερμη για μερικά μέτρα. Σε αυτή την περίπτωση η «bulk» θερμοκρασία μπορεί να μετρηθεί σε οποιοδήποτε βάθος έως τα 5 μέτρα. Κατά την διάρκεια της ημέρας, όμως, η ακτινοβολία από τον ήλιο είναι ικανή να θερμάνει αρκετά το λεπτό ψυχρό στρώμα ώστε η θερμοκρασία να είναι μεγαλύτερη από το ισόθερμο στρώμα κάτω από το θερμό ημερίσιο στρώμα. Γνωστό ως «θερμό στρώμα SST» είναι δυνατόν να δημιουργηθεί μόνο κατά την διάρκεια της ημέρας υπό συνθήκες καθαρού ουρανού όταν το επιφανειακό λεπτό στρώμα θερμαίνεται. Η σχέση μεταξύ «skin» και «bulk» θερμοκρασίας εξαρτάται από δύο παράγοντες: τον άνεμο και την ροή θερμότητας. Σε χαμηλή ροή θερμότητας η διαφορά θερμοκρασίας μειώνεται καθώς η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι η αυξημένη ανάμειξη λόγω του ανέμου ομογενοποιεί το ανώτερο στρώμα,

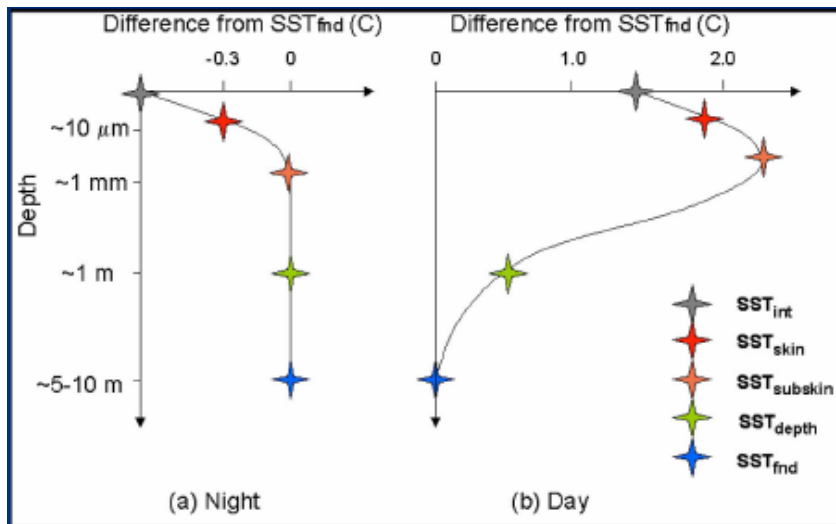
ταυτοποιώντας την «skin» θερμοκρασία με την «bulk». Κατά την αυξημένη ροή θερμότητας, όμως, η διαφορά μεγαλώνει με την αύξηση της ταχύτητας του ανέμου.



Εικόνα III-4. Drifting buoy



Εικόνα III-5. Ραδιόμετρο μέτρησης SST



Εικόνα III-6. Μετρήσεις SST

2. SST στην Μεσόγειο

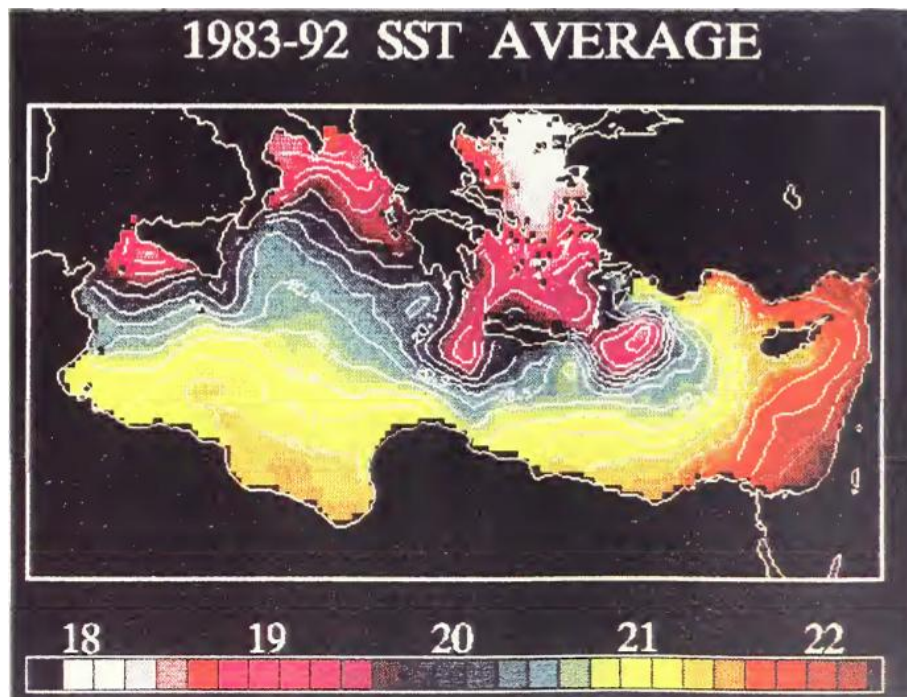
Οι τιμές επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας στην Μεσόγειο αντικατοπτρίζουν μια ισορροπία που χαρακτηρίζεται από υψηλά ποσά εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας κατά την διάρκεια εκτεταμένων υψηλών συστημάτων (καθαρός καιρός) που επικρατούν το καλοκαίρι και σημαντική απώλεια θερμότητας κατά την εξάτμιση. Ως αποτέλεσμα η

επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας αυξάνεται προς τα ανατολικά και νότια της Μεσογείου. Οι τιμές τον χειμώνα κυμαίνονται στους 10°C περίπου στην βόρειο-δυτική Μεσόγειο και στους 15°C στην νότιο-ανατολική Μεσόγειο, ενώ οι καλοκαιρινές τιμές κυμαίνονται στους 21°C και 26°C αντίστοιχα. Οι θερμότερες εποχές είναι από τον Ιούλιο έως τον Αύγουστο και οι ψυχρότερες από τον Φεβρουάριο έως τον Μάρτιο. Στην εικόνα Π-7 παρουσιάζεται η μέση επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας για την περίοδο 1983-1992 (Rasmusson 1982).

Η επίφανειακη θερμοκρασία θάλασσας (SST) του Ιονίου χαρακτηρίζεται από ισχυρή εποχιακή διακύμανση. Το θερμικό επιφανειακό μέτωπο του Ιονίου χαρακτηρίζεται από ζωνική κατανομή του SST μεταξύ Νοεμβρίου και Απριλίου, μεταβαίνοντας κατά την διάρκεια του Μαΐου σε μεσημβρινή κτανομή του SST (Marullo 1999; Manzella 1990). Η μεσημβρινή κατανομή του SST επικρατεί από τον Ιούνιο μέχρι τον Σεπτέμβριο, πριν από μια γρήγορη μετάβαση σε ζωνική κατανομή του SST που συμβαίνει τον Οκτώβρη.

Οι δορυφορικές μετρήσεις από τους Phileppe και Harang (1982), χρησιμοποιώντας δεδομένα από τον Απρίλιο του 1979 έως τον Μάρτιο του 1981, δείχνουν ότι τον Μάιο επικρατούν μόνο ασθενή μέτωπα θερμοκρασίας, λόγω της επιρροής της ψύξης από την χειμερινή περίοδο. Μεγάλα μέτωπα θερμού νερού παρατηρούνται όταν μικρής έντασης άνεμοι συνδυάζονται με ημερίσια επιφανειακή θέρμανση. Κατά την διάρκεια του καλοκαιριού, η στρωμάτωση της θερμοκρασίας είναι ισχυρή και το ρεύμα της Αφρικής μαζί με ισχυρά μέτωπα θερμοκρασίας δημιουργούν ανάβλυση στην περιοχή νότια της Σικελίας. Λόγω των επικρατούμενων δυτικών ανέμων, η ανάβλυση συνεχίζεται έως την αρχή του χειμώνα (G. M. R. Manzella 1990). Στην νότια Αδριατική και στα στενά του Οτράντο, βόρειοι και βορειοανατολικοί άνεμοι προκαλούν ανάβλυση (M. Gačić 1997). Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τα ρεύματα να κινούνται σε τυχαίες πορείες αντί να ακολουθούν την συνηθισμένη βόρεια κυκλοφορία τους (Poulain 1999). Ακόμα, στις αφρικανικές ακτές η ανάβλυση συμβαίνει όταν οι άνεμοι πνέουν από τα ανατολικά. Η άνοιξη είναι μια μεταβατική περίοδος για την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας. Οι άνεμοι που πνέουν από τα ανατολικά το καλοκαίρι έως τα τέλη του Σεπτέμβρη και του Οκτώμβρη, το χειμώνα πνεούν με αντίθετη κατεύθυνση (από τα δυτικά). Τα μέτωπα της

επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας εντοπίζονται κυρίως στον μεσημβρινό. Στο Ιόνιο, τα μέτωπα εντοπίζονται κατά μήκος την ιταλικής χερσονήσου. Τον χειμώνα τα μέτωπα της θερμοκρασίας αποτελούνται από αντικυκλωνικές δίνες, με ζωνικούς ανέμους που συνδέονται με την ροή του AIS (Atlantic Ionian Stream) στα στενά της Σικελίας (S. Marullo 1999) (Philippe 1982). Δυο σχεδόν μόνιμα χαρακτηριστικά συστήματα βρίσκονται κοντά στο Ιόνιο. Αυτά είναι ο κυκλώνας της Κρήτης στα ανοιχτά της νοτιοδυτικής Κρήτης και ο αντικυκλώνας του Πέλοπα ανοιχτά από την νοτιοδυτική ακτή της Ελλάδας.



Εικόνα III-7. Μέση επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας για την χρονική περίοδο 1983-1992 (S. Marullo 1999), (Heinz Wanner 2001)

B. Κλιματικές ανωμαλίες

1. NAO

Η Βορειοατλαντική κύμανση (North Atlantic Oscillation) είναι ένα από τα παλαιότερα γνωστά μετεωρολογικά μοτίβα, ένα κλιματικό φαινόμενο που επηρεάζει το κλίμα της Ευρώπης και όχι μόνο. Ο βασικός τρόπος λειτουργίας είναι μετακίνηση αερίων μαζών μεταξύ του Αρκτικού και υποτροπικού Ατλαντικού ωκεανού. Η κύμανση αυτή είναι ένα πολύπλοκο κλιματικό φαινόμενο, μια ανακατανομή στη διαφορά της ατμοσφαιρικής πίεσης μεταξύ της υποτροπικής ζώνης των Αζορών (ομάδα νησιών της Πορτογαλίας, 1500 χιλιόμετρα δυτικά της Λισαβόνας) χαρακτηριζόμενη από ένα βαρομετρικό κέντρο υψηλής πίεσης, και της Αρκτικής πάνω από την Ισλανδία, χαρακτηριζόμενη από ένα βαρομετρικό χαμηλής πίεσης.

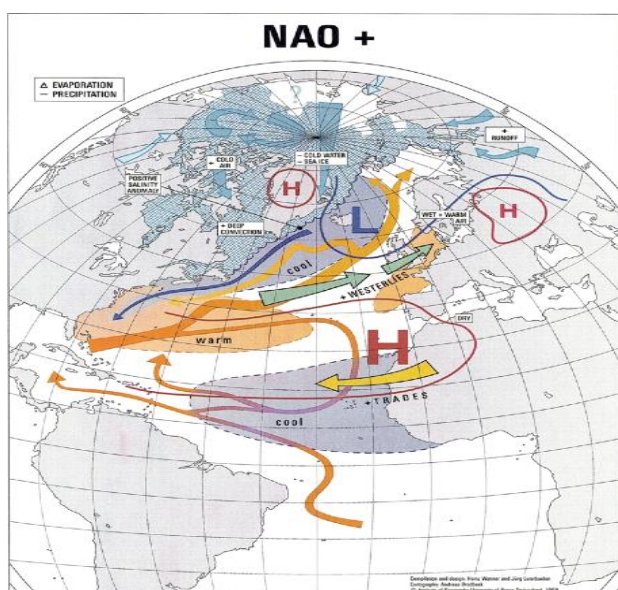
Η μέτρηση της κατάστασης του NAO είναι ένας δείκτης που ονομάζεται «North Atlantic Oscillation Index» (NAO index). Υπάρχουν διάφοροι τρόποι υπολογισμού του δείκτη, ανάλογα με την στατιστική ανάλυση των μετεωρολογικών παραμέτρων που χρησιμοποιούνται (Heinz Wanner 2001). Ο δείκτης της NAO που ορίστηκε από τον Hurrell (1995) για παράδειγμα, χρησιμοποιούσε δεδομένα από την Ισλανδία και την Πορτογαλία (Λισαβόνα): Τα δεδομένα της πίεσης στο επίπεδο της θάλασσας κανονικοποιούνται σε «κανονικές» πιέσεις, το οποίο ορίζεται μέσω της μέσης πίεσης στην επιφάνεια της θάλασσας ανά κάποια χρόνια. Η κανονικοποίηση δίνει την ανωμαλία της πραγματικής πίεσης σχετικά με την «κανονική». Οι κανονικοποιημένες πιέσεις της Ισλανδίας αφαιρούνται από τις κανονικοποιημένες πιέσεις στην Πορτογαλία. Ο δείκτης του NAO για παράδειγμα είναι θετικός, εάν επικρατούν μικρότερες από την κανονική πίεση πάνω από την Ισλανδία ή αντίστοιχα μεγαλύτερες από την κανονική πίεση πάνω από την Πορτογαλία ή και οι δύο (Hurrell, 2003).

Η ΝΑΟ χαρακτηρίζεται από δύο φάσεις, την θετική και την αρνητική. Οι μεγαλύτερες ανωμαλίες στην πίεση εμφανίζονται κατά τη διάρκεια των μηνών του χειμώνα. Ωστόσο κατά τη διάρκεια του χρόνου, το κυριότερο μοτίβο διακύμανσης χαρακτηρίζεται από ένα δίπολο επιφανειακής πίεσης στο οποίο αναγνωρίζεται η ΝΑΟ. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα (Δεκέμβριος – Φεβρουάριος), η ΝΑΟ εμφανίζεται με έναν ελαφρό Βορειοδυτικό προς Νοτιανατολικό προσανατολισμό. Το ότι το μοτίβο του διαστήματος που καταλαμβάνει η ΝΑΟ παραμένει πανομοιότυπο κατά τη διάρκεια του έτους δεν συνεπάγεται ότι έχει την τάση να παραμένει στην ίδια φάση για πολύ καιρό. Αντίθετα είναι πολύ ευμετάβλητο, έχοντας την τάση να αλλάζει φάση από τον ένα μήνα στον άλλον.

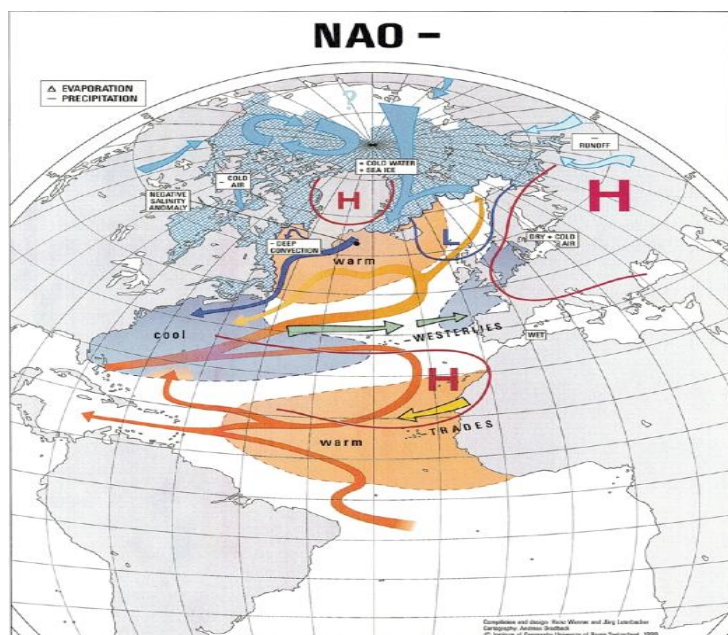
Κατά την διάρκεια αυτής που καλούν θετική ΝΑΟ (Εικόνα III-8), οι πιέσεις που επικρατούν στο υψηλό των Αζορών είναι ιδιαίτερα υψηλές και οι πιέσεις στο χαμηλό της Ισλανδίας χαμηλότερες από τα κανονικά επίπεδα. Και τα δύο συστήματα βρίσκονται στον βορρά. Αυτή η μεγάλη διαφορά πίεσης έχει ως συνέπεια την αύξηση της έντασης των δυτικών ανέμων μεταξύ 50° και 60° N. Οι δυτικοί αυτοί άνεμοι μεταφέρουν θερμότητα και υγρασία από τον Ατλαντικό ωκεανό στην Ευρωπαϊκή ήπειρο. Κατευθυνόμενοι από τα δυτικά προς τα ανατολικά με βόρεια κατεύθυνση, προκαλούν καταιγίδες και συχνές βροχοπτώσεις στην Βόρεια Ευρώπη και την Ισλανδία. Ως αποτέλεσμα οι χειμώνες είναι ζεστοί και ξηροί στην νότια Ευρώπη, ζεστοί και υγροί στην βόρεια, ενώ ψυχροί και ξηροί στην Γροιλανδία. Στην Μεσόγειο επικρατούν ψυχροί και ξηροί χειμώνες.

Ο αρνητικός δείκτης ΝΑΟ (εικόνα III-9) χαρακτηρίζεται από μειωμένη διαφορά πίεσης μεταξύ του χαμηλού της Ισλανδίας και του υψηλού των Αζορών. Και τα δύο συστήματα εντοπίζονται νοτιότερα. Πιο κρύες συνθήκες επικρατούν στην βόρειοανατολική Αμερική και την βόρεια Ευρώπη, κυρίως λόγω των πιο συχνών εισχωρήσεων αρκτικών αέριων μαζών. Η Βόρεια Αμερική έχει επιπλέον χιόνι, ενώ στην Ευρώπη επικρατούν λογότερες βροχοπτώσεις από το κανονικό επίπεδο. Η μειωμένη διαφορά πίεσης οδηγεί στην καταστολή των δυτικών ανέμων προκαλώντας καταιγίδες τον χειμώνα και λιγότερες πιθανότητες εμφάνισης ακραίων θερμοκρασιών, όπως π.χ. καύσωνες το καλοκαίρι,

εμφάνισει πάγου και μείωση βροχοπτώσεων. Οι καταιγίδες έχουν μια πιο νότια διεύθυνση προς την Μεσόγειο, κάτι που δημιουργεί αυξημένες βροχοπτώσεις στην Νότια Ευρώπη και την Βόρεια Αφρική. Για παράδειγμα οι χειμώνες στην Ευρώπη τα έτη 1996, 2009 και 2010, χαρακτηρίστηκαν από αρνητική φάση NAO και ήταν ασυνήθιστα κρύοι. Τις τελευταίες δεκαετίες και συγκεκριμένα απο το 1980 και μετά επικρατεί μια τάση προς τις θετικές τιμές του δείκτη στην οποία πιθανόν να οφείλονται οι αυξημένες θερμοκρασίες στην Ευρώπη. Ειδικότερα τους χειμώνες των ετών 1989,1993 και 1995 ο δείκτης NAO έχει τις μεγαλύτερες τιμές που έχουν καταγραφεί. Thomson et al. (2000) έδειξε ότι για τους χειμερινούς μήνες από το 1968 έως το 1997, η NAO είχε ως αποτέλεσμα την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας από 1.6°C έως 3.0°C στην Ευρασία. Υπήρχαν επίσης σημαντικές επιδράσεις στα ποσά θερμότητας του ωκεανού, στα θαλάσσια ρεύματα και στην θερμοαλατική κυκλοφορία (IPCC, 2007).



Εικόνα III-8. Θετική φάση NAO. Το χαμηλό της Ισλανδίας και το υψηλό των Αζορών είναι ανεπτυγμένα (L και H), καθώς και μικρότερης έκτασης υψηλά συστήματα πάνω από τις ηπείρους. Καθώς ο άνεμος κατευθύνεται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις, η μεγάλη διαφορά πίεσης ανάμεσα στο χαμηλό της Ισλανδίας και το υψηλό των Αζορών έχει ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη ισχυρότερων από τις κανόνικες συνθήκες δυτικών ανέμων προς την βόρεια Ευρώπη (πράσινα βέλη). Το υψηλό των Αζορών δίνει επίσης ισχυρότερους ανατολικούς ανέμους (κίτρινο βέλος) από την βόρεια Αφρική προς τον Ατλαντικό. Η ωκεάνια κυκλοφορία αποτελεί σημαντική επίδραση για το NAO (πορτοκαλί χρώμα για την θερμή μεταφορά, μπλέ χρώμα για την ψυχρή αντίστοιχα). (Heinz Wanner 2001)

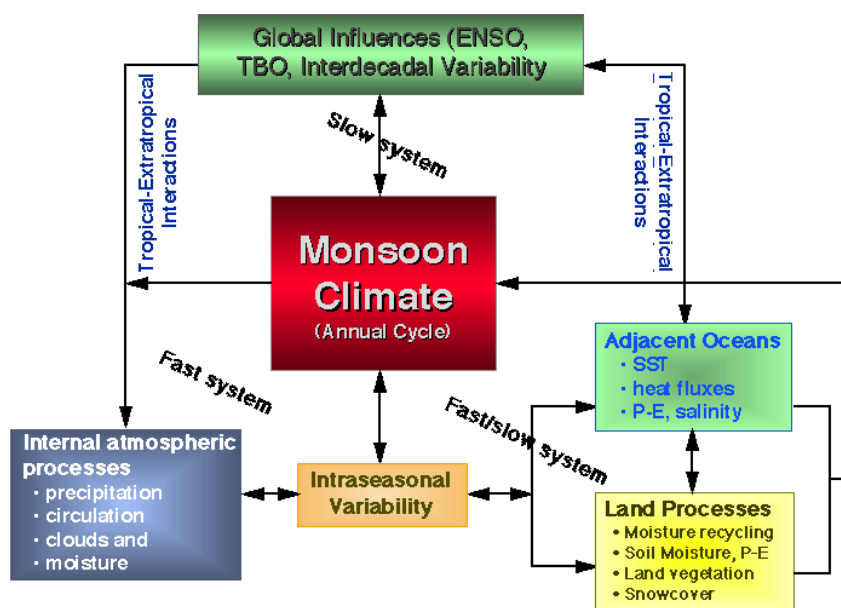


Εικόνα III-9. Αρνητική φάση NAO (Heinz Wanner 2001)

2. Μουσώνας της Ινδίας (Indian Monsoon)

Μουσώνας, εννοώντας εποχιακά, είναι το σύστημα ανέμου πάνω από την Ινδία και τις γειτονικές ωκεάνιες περιοχές, όπου επικρατεί νοτιοδυτικός άνεμος το μισό έτος και βορειοανατολικός τον υπόλοιπο χρόνο. Η εποχιακή αναστροφή της διεύθυνσης του ανέμου που λαμβάνει χώρα τον Μάιο μεταφέρει άφθονη υγρασία από τα ζεστά νερά του τροπικού ωκεανού προς την Ινδία μέσω νοτιοανατολικών ανέμων. Αυτή η εποχιακή αναστροφή είναι συνδεδεμένη με την θερμοκρασιακή αντίθεση μεταξύ της ινδικής ηπείρου και του ινδικού ωκεανού, λόγω διαφορετικής θερμοχωρητικότητας του εδάφους και της θάλασσας στην ηλιακή θέρμανση κατά τον Απρίλιο και τον Μάιο. Η αρχή του μουσώνα πάνω από την Ινδία περιέχει την εγκαθίδρυση ενός χαμηλού βαρομετρικού συστήματος που ονομάζεται «monsoon trough». Ο νοτιοανατολικός άνεμος που πνέει από τον νότιο Ινδικό ωκεανό τέμνει τον Ισημερινό και εκτρέπεται λόγω της δύναμης «Coriolis» σε νοτιοδυτικό άνεμο πάνω από την Ινδία. Οι ετήσιοι κύκλοι κλιματικών μεταβλητών, όπως η επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, η ωκεάνια κυκλοφορία και η βροχόπτωση μιας μεγάλης κλίμακας περιοχή, συμπεριλαμβανομένου του ινδικού και ειρηνικού ωκεανού, είναι σημαντικοί στον υπολογισμό του μέσου μουσώνα.

Η πρόβλεψη των ημερίσιων καιρικών φαινομένων στον τροπικό περιορίζεται σε 2-3 ημέρες. Παρόλα αυτά η εποχιακή μέση μουσωνική κυκλοφορία στον τροπικό είναι περισσότερο προβλέψιμος. Αυτό συμβαίνει διότι η χαμηλής συχνότητας συνιστώσα της τροπικής μεταβλητότητας εξαρτάται κατά κύριο λόγο από επιφανειακές οριακές δυνάμεις οι οποίες μεταβάλλονται αργά στο χρόνο σε σχέση με τα συστήματα καιρού (Charney 1981). Αυτές οι οριακές μεταβλητές περιέχουν την επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας, την επιφανειακή θερμοκρασία εδάφους, την υγρασία του εδάφους, την χιονοκάλυψη, κτλ. Μελέτες έχουν δείξει ότι οι μουσώνες της Ινδίας συνδέονται με μερικές τέτοιες επιφανειακές μεταβλητές όπως το SST του ε (A. S. Bamzai 1999)ιρηνικού (Eugene M. Rasmusson 1982), το SST του ινδικού ωκεανού (M. Rajeevan 1998), το LST (Rajeevan 1998) και την χιονοκάλυψη της Ευρασίας και των Ιμαλαίων (A. S. Bamzai 1999). Πιο συγκεκριμένα υπάρχει μια άμεση σχέση μεταξύ της χιονοκάλυψης της Ευρασίας τον χειμώνα με τον μουσώνα της Ινδίας, η οποία έχει μελετηθεί από αρκετούς ερευνητές και έχει αποδειχθεί ότι υπάρχει μια σημαντικά αρνητική συσχέτιση μεταξύ τους (Gilbert Thomas Walker 1923). Η αλληλεξάρτηση μεταξύ των υποσυστημάτων και του κλίματος των μουσώνων παρουσιάζεται στην εικόνα II-7.

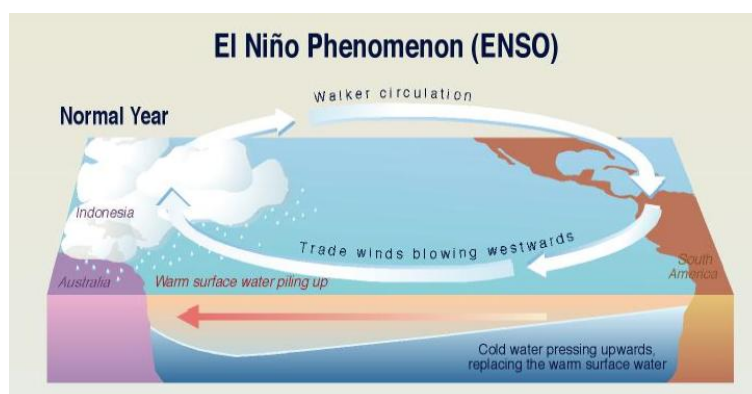


Εικόνα II-10. Οι συνιστώσες του μουσώνα της Ινδίας δείχνουν την αλληλεξάρτηση ανάμεσά τους (K. M. Lau).

3. El nino-Νότια κύμανση (ENSO)

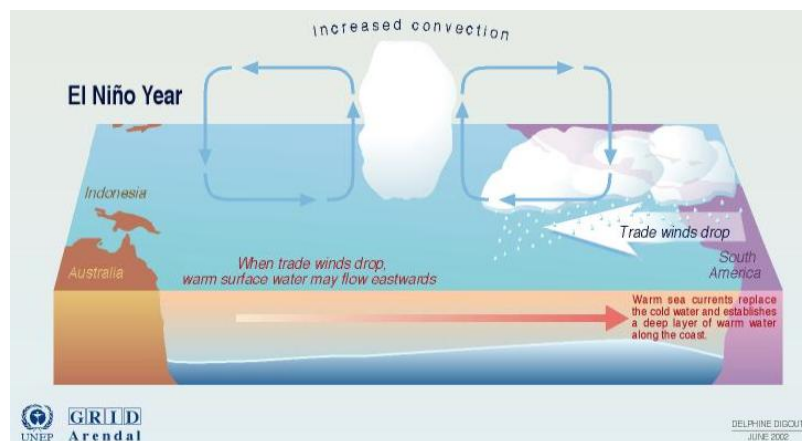
Το el nino και το la nina είναι δύο αντίθετες φάσεις του ατμοσφαιρικού φαινομένου, γνωστού ως El nino-Southern Oscillation (ENSO) κύκλος. Ο κύκλος αυτός περιγράφει τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας ανάμεσα στην θάλασσα και την ξηρά στον ανατολικό-κεντρικό Ειρηνικό ωκεανό. Το La Nina αναφέρεται ως η ψυχρή φάση του ENSO και το El Nino ως η θερμή φάση αντίστοιχα. Αυτές οι αποκλίσεις από τις φυσιολογικές επιφανειακές θερμοκρασίες μπορεί να έχουν μεγάλης κλίμακας επιδράσεις όχι μόνο στις θαλάσσιες διεργασίες, αλλά και στον παγκόσμιο καιρό και στο κλίμα. Οι φάσεις του El Nino και La Nina διαρκούν κατά μέσο όρο 9 έως 12 μήνες, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις η χρονική τους επέκταση μπορεί να διαρκέσει έως και μερικά χρόνια. Συνήθως αρχίζουν να σχηματίζονται μεταξύ του ιουνίου και του αυγούστου, φτάνοντας στην μέγιστη φάση τους μεταξύ Δεκεμβρίου και Απριλίου, και έπειτα φθίνουν μεταξύ Μαΐου και Ιουλίου του επόμενου έτους.

Κατά την διάρκεια φυσιολογικών συνθηκών στον Ειρηνικό ωκεανό (εικόνα II-8), όταν δεν επικρατεί το El Nino ή το La Nina, η ατμοσφαιρική πίεση είναι μεγαλύτερη στον ανατολικό Ειρηνικό σε σχέση με τον δυτικό. Επειδή ο άνεμος κινείται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις, οι αληγείς άνεμοι πνέουν από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Θερμά νερά συγκεντρώνονται στον δυτικό Ειρηνικό και η στάθμη της θάλασσας είναι υψηλότερη (κατά 30 cm) από τον δυτικό. Ανάβλυση ψυχρών νερών παρατηρείται στα δυτικά παράλια της νότιας Αμερικής.



Εικόνα II-11. Φυσιολογικές συνθήκες που επικρατούν στον Ειρηνικό ωκεανό.

Το El Niño είναι συνδεδεμένο με μια παγκόσμια ατμοσφαιρική κύμανση γνωστή ως Νότια Κύμανση (South Oscillation, SO). Κατά την διάρκεια επεισοδίων el nino χαμηλότερες από τις φυσιολογικές πιέσεις επικρατούν πάνω από τον ανατολικό τροπικό Ειρηνικό ωκεανό (Darwin) και υψηλότερες από τις επικρατούμενες φυσιολογικές πιέσεις πάνω από την Ινδονησία και την βόρεια Αυστραλία (Tahiti). Αυτό το σύστημα πιέσεων έχει ως αποτέλεσμα ασθενέστερους από τους φυσιολογικούς επιφανειακούς ανατολικούς ανέμους στον Ισημερινό. Αυτές οι συνθήκες χαρακτηρίζουν την θερμή φάση του SO, η οποία αναφέρεται ως ένα ENSO επεισόδιο.



Εικόνα II-12. Συνθήκες που επικρατούν κατά την διάρκεια του ENSO.

B. Οι δορυφόροι NOAA

Το όργανο Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) είναι ένας αισθητήρας που είναι εγκατεστημένος στους δορυφόρους NOAA της οικογένειας πλατφόρμων πολικής τροχιάς (POES). Τα προϊόντα του SST έχουν κατασκευαστεί χρησιμοποιώντας τα κανάλια 3, 4 και 5 του AVHRR από τον NOAA NESDIS (National Environmental Satellite, Data, and Information Service) από τα τέλη του 1981. Η χρονοσειρά από το Pathfinder SST αποτελεί την μεγαλύτερη και συνεχή παγκόσμια ωκεάνια φυσική παράμετρο από μετρήσεις από το διάστημα. Τα τελευταία χρόνια παρέχονται δεδομένα για την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία από τις 24 Αυγούστου 1985 έως τις 31 Δεκεμβρίου 2009. Τα δεδομένα του Pathfinder SST που μελετήθηκαν εξάγονται από τους NOAA-9 (4/1/1985 - 07/11/88 και 14/9/94 – 21/01/95), NOAA-11 (8/11/88 – 13/9/94), NOAA-14 (22/1/95 – 11/10/2000), NOAA-16 (12/10/2000 – 31/12/02), NOAA-17 (01/01/2003 – 04/06/2005), και NOAA-18 (05/06/05 – 31/12/09) δορυφόρους. Οι δορυφόροι σαρώνουν την Γη 14 φορές την ημέρα σε ύψος 833 km από την επιφάνειά της με αποτέλεσμα να έχουμε μεγάλο πλήθος δεδομένων ενώ για πολλές περιοχές υπάρχουν δεδομένα από περισσότερους από έναν δορυφόρους την ημέρα. Η νέα σειρά δορυφόρων NOAA τίθεται σε τροχιά νωρίτερα σχετικά με τους προγενέστερους ώστε όταν κάποιος επιχειρησιακός δορυφόρος δυσλειτουργεί να αντικαθίσταται άμεσα. Όλοι οι δορυφόροι NOAA είναι ηλιοσύγχρονοι, εννοώντας ότι ο δορυφόρος περνά πάνω από κάθε περιοχή πάντοτε την ίδια τοπική ηλιακή ώρα, σε προκαθορισμένα χρονικά διαστήματα (δύο φορές την ημέρα για τους μετεωρολογικούς δορυφόρους). Αυτό έχει ως συνέπεια οι δορυφόροι να διέρχονται πάνω από τον Ισημερινό την ίδια τοπική ώρα σε κάθε τροχιά τους.

Ο πρώτος AVHRR αισθητήρας ήταν ένα τεσσάρων καναλιών ραδιόμετρο. Ο επόμενος (AVHRR/2) είχε 5 κανάλια, ενώ ο πιο πρόσφατος αισθητήρας AVHRR/3 ο οποίος χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά στον NOAA-15 ανακτά δεδομένα και σε ένα έκτο κανάλι στα 1.6 μm.

Channel number	Resolution at nadir	Wavelength (um)	Typical use
1	1.09 km	0.58-0.68	Daytime cloud
2	1.09 km	0.725-1.00	Land-water
3A	1.09 km	1.58-1.64	Snow, ice detect
3B	1.09 km	3.55-3.93	SST
4	1.09 km	10.30-11.30	SST
5	1.09 km	11.50-12.50	SST

Πίνακας 1. Δορυφόροι NOAA και φασματικά κανάλια

IV. ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΟΙ

Στην παρούσα εργασία εξετάστηκε η χρονοσειρά μηνιαίων τιμών Pathfinder SST για 25 έτη, από το 1985 έως το 2009. Τα δεδομένα ανακτήθηκαν από το GHRSSST (Group for High Resolution Sea Surface Temperature) και το US Oceanographic Data Center και αφορούν νυχτερινές μετρήσεις, με χωρική ανάλυση είναι 4 km, έτσι ώστε να μην επηρεάζονται από την ηλιακή ακτινοβολία. Ο αλγόριθμος για τον υπολογισμό του SST που χρησιμοποιείται από το GHRSSST είναι βασισμένος σε μη-γραμμική συνάρτηση των υπέρυθρων καναλιών του AVHRR με επίγειες μετρήσεις του SST από πλατφόρμες μέσω παλινδρόμησης. Ο Marullo (2006) υπολόγισε ότι η ελάχιστη μέση διαφορά μεταξύ του Pathfinder SST και των in-situ δεδομένων από μετρήσεις σε βάθος τριών μέτρων είναι κοντά στο μηδέν για την Μεσόγειο, με μέσο τετραγωνικό σφάλμα περίπου 0.5°C. Όμοια ο Skliris (2011) υπολόγισε αρκετά μεγάλο συντελεστή συσχέτισης ($r = 0.82$, $p < 0.01$) για ετήσιες τιμές δηλώνοντας μια ισχυρή σχέση ανάμεσα στις δυο εκτιμώμενες παραμέτρους.

A. Υπολογισμός SST

Το όργανο AVHRR έχει 3 κανάλια κατάλληλα για την μέτρηση του SST. Αυτά βρίσκονται στην περιοχή μεταξύ 3.5μm και 4 μm (μέσο υπέρυθρο), καθώς μεταξύ 10μm και 12.5μm (θερμικό υπέρυθρο), όπου η ατμόσφαιρα είναι συγκριτικά διαφανής.

Στο κανάλι των υπέρυθρων, η επιφάνεια της θάλασσας εκπέμπει σαν «μαύρο» σώμα. Χωρίς την ύπαρξη μιας ατμόσφαιρας που απορροφά και εκπέμπει, θα ήταν δυνατόν η μέτρηση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας να γίνει με την χρήση ενός μόνο καναλιού. Στην πραγματικότητα η υπέρυθρη ακτινοβολία εξασθενεί λόγω της ατμόσφαιρας πριν φτάσει στον δορυφόρο. Ανάμεσα στις μεταβλητές της ατμόσφαιρας που επηρεάζουν την υπέρυθρη ακτινοβολία, π.χ. οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα, το μεθάνιο, το διοξείδιο του αζώτου και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, η σημαντικότερη είναι οι υδρατμοί. Για τον λόγο αυτό χρησιμοποιούνται τα μήκη κύματος ~10 μm και ~3.7 μm. Το κοντινό υπέρυθρο αν και πιο ευαίσθητο στο SST, χρησιμοποιείται για τις

μετρήσεις μόνο κατά την διάρκεια της νύχτας λόγω της μεγάλης ανάκλασης της ακτινοβολίας του ήλιου με αποτέλεσμα να επηρεάζει το ποσό που ανακτάται από τον δορυφόρο. Και τα δύο κανάλια είναι ευαίσθητα στην παρουσία νεφών, σωματιδίων στην ατμόσφαιρα και υδρατμών για αυτό χρειάζονται διορθώσεις και απουσία νεφών.

Η συνάρτηση για τον υπολογισμό του SST που χρησιμοποιείται για τον AVHRR Pathfinder αλγόριθμο ορίζεται ως,

$$SST_{sat} = a + bT_4 + c(T_4 - T_5)SST_{guess} + d(T_4 - T_5)(\sec(\rho) - 1)$$

Όπου T_4 , T_5 είναι οι θερμοκρασίες λαμπρότητας των καναλιών 4 και 5 αντίστοιχα, SST_{guess} είναι μια πρώτη εκτίμηση της τιμής του SST και ρ η ζενίθια γωνία του δορυφόρου. Οι σταθερές a , b , c , d εκτιμώνται μέσω «regression analysis» χρησιμοποιώντας μετρήσεις από δορυφόρους και πλατφόρμες (in situ) οι οποίες μετράνε την «bulk» θερμοκρασία.

B. Ανάλυση EOF

Η κλιματική μεταβλητότητα είναι το αποτέλεσμα εξαιρετικά πολύπλοκων αλληλεπιδράσεων μεταξύ πολλών βαθμών ελευθερίας ή αλλιώς modes. Η ανάλυση EOF ή αλλιώς empirical orthogonal function είναι ένα στατιστική μέθοδος που έχει ως σκοπό την μείωση του μεγάλου αριθμού μεταβλητών των αρχικών δεδομένων, χωρίς όμως να επηρεάσει την μεταβλητότητα. Έτσι η EOF είναι η επιλεγμένη μέθοδος για την ανάλυση της μεταβλητότητας βαθμωτής μεταβλητής, π.χ. LST, SST. Η μέθοδος δίνει την χωρική κατανομή της μεταβλητότητας, την χρονική μεταβολή και ένα μέτρο για την σπουδαιότητα των modes.

Υποθέτουμε ότι έχουμε μετρήσεις από μια μεταβλητή στις θέσεις x_1, x_2, \dots, x_p και σε χρόνο t_1, t_2, \dots, t_p . Έστω ο πίνακας F στον οποίο κάθε γραμμή είναι ένας χάρτης και κάθε στήλη είναι μια χρονοσειρά μετρήσεων για κάθε θέση. Αφαιρούμε τον μέσο όρο για όλες τις χρονοσειρές, σχηματίζουμε τον πίνακα συμμεταβλητότητας του F , $R = F^t F$, και λύνουμε το πρόβλημα ιδιοτιμών $RC = C\Lambda$, όπου Λ είναι ο διαγώνιος πίνακας που περιέχει τις

ιδιοτιμές λ_i του R . Η c_i στήλη διανυσμάτων του C περιέχει τα ιδιοδιανύσματα που αντιστοιχούν στις λ_i . Οι Λ και C είναι μεγέθους $p \times p$. Για κάθε επιλεγμένη ιδιοτιμή λ_i βρίσκουμε το αντίστοιχο ιδιοδιάνυσμα c_i . Κάθε ένα από αυτά τα ιδιοδιανύσματα θεωρείται ένας χάρτης. Αυτές οι ιδιοτιμές είναι τα EOF που θέλουμε να υπολογίσουμε.

Υποθέτουμε ότι τα ιδιοδιανύσματα ορίζονται κατά αύξουσα σειρά σε σχέση με τις ιδιοτιμές. Τότε το EOF_1 αντιστοιχεί στην μεγαλύτερη ιδιοτιμή, το EOF_2 με την δεύτερη μεγαλύτερη, κτλ. Κάθε ιδιοτιμή λ_i , δίνει το ποσοστό της συνολικής μεταβολής του R που εξηγείται από το mode. Αυτό υπολογίζεται διαιρώντας το λ_i με το άθροισμα όλων των άλλων ιδιοτιμών.

Ο πίνακας ιδιοδιανυσμάτων C έχει την ιδιότητα $C^t C = C C^t = I$ (όπου I ο μοναδιαίος πίνακας). Αυτό σημαίνει ότι τα EOF είναι χωρικά ασυσχέτιστα, ή ταυτόσημα ότι τα ιδιοδιανύσματα είναι ορθογώνια μεταξύ τους.

Το χωρίο που αποκτούμε όταν αποτυπώνουμε ένα EOF σε έναν χάρτη, αναπαριστά μια στάσιμη ταλάντωση. Μια χρονική εξέλιξη ενός EOF δείχνει πως αυτή η αποτύπωση ταλαντώνεται στον χρόνο. Για να δούμε την εξέλιξη του EOF_1 στον χρόνο υπολογίζουμε: $a_1 = Fc_1$. Οι n -οστές συνιστώσες του a_1 είναι οι προβολές των χαρτών του F στο EOF_1 , και το διάνυσμα είναι η χρονοσειρά εξέλιξης του EOF_1 . Γενικά για κάθε EOF_j , μπορούμε να υπολογίσουμε αντίστοιχα τα a_j . Αυτά αποτελούν τις κύριες συνιστώσες (Principal components, PC). Με αυτόν τον τρόπο όπως τα EOF είναι ασυσχέτιστα στον χώρο, οι κύριες συνιστώσες είναι ασυσχέτιστες στον χρόνο.

V. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΚΑΙ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Για την μελέτη της μεταβλητότητας του SST στο Ιόνιο μελετήθηκε η χρονοσειρά μηνιαίων τιμών από το 1985-2009. Για να διαχωριστεί η ξηρά από την θάλασσα ακολουθήθηκε η εξής διαδικασία: υπολογίστηκε ο θερμότερος μήνας και στην συνέχεια η μέση τιμή SST των σημείων για τα οποία τουλάχιστον 20 τιμές να έχουν θερμοκρασία μεγαλύτερη των 15°C και μικρότερη των 22°C. Στην εικόνα IV-1 εμφανίζεται η μηνιαία διακύμανση του SST, όπου το θερμότερο καλοκαίρι εντοπίζεται το έτος 2003 στους 20.66°C. Η Feudale 2007 αναφέρει ότι το θερμικό κύμα που επηρέασε ολόκληρη την Ευρώπη το καλοκαίρι του 2003 είναι μια από τις μεγαλύτερες κλιματικές ανωμαλίες των τελευταίων χρόνων. Προκειμένου να ελεγχθεί η εγκυρότητα της μεθόδου τα σημεία αυτά απεικονίστηκαν στον χάρτη της Μεσογείου. Κατασκευάστηκε με αυτόν τον τρόπο ένας πίνακας (γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος) με τιμές +1 για τις θέσεις που ανήκουν στην θάλασσα και -1 για τις θέσεις του εδάφους ή των μη-έγκυρων τιμών. Με την διαδικασία αυτή παράχθηκε η λεγόμενη «μάσκα» των δεδομένων.

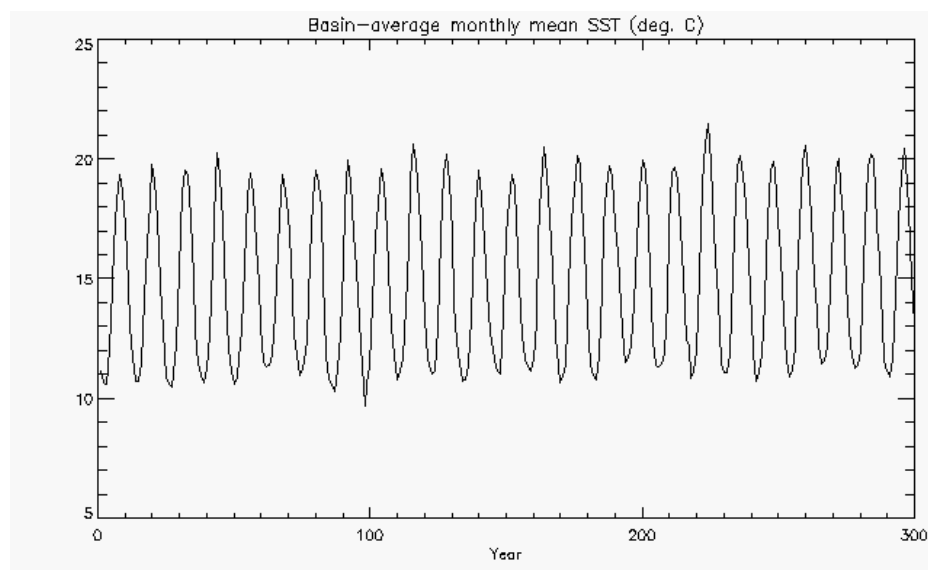
Για την μελέτη των γενικών υπερετήσιων διακυμάνσεων κατασκευάστηκε χρονοσειρά του SST υπολογίζοντας τον μέσο όρο των 12 μηνών για κάθε έτος. Υπολογίστηκαν οι τάσεις και οι τυπικές αποκλίσεις για κάθε σημείο για όλη την χρονοσειρά, και κατασκευάστηκαν χάρτες για την χωρική αποτύπωσή τους. Η επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας ανά εποχή βρέθηκε υπολογίζοντας τον μέσο όρο τριών διαδοχικών μηνών, δηλαδή Ιανουάριος-Φεβρουάριος-Μαρτίος για τον Χειμώνα, Απρίλιος-Μάιος-Ιούνιος για την Άνοιξη, Ιούλιος-Αύγουστος-Σεπτέμβριος για το Καλοκαίρι και Οκτώβρης-Νοέμβρης-Δεκέμβρης για το φθινόπωρο.

Χρησιμοποιώντας το σύνολο τιμών για κάθε χρόνο ($T_{year} = \sum_{x,y=1}^n \sum_{t=1}^{12} SST_{x,y,t}/n$) υπολογίστηκε η ετήσια διακύμανση του SST. Η τάση της χρονοσειράς αυτής υπολογίστηκε 0.039°C/έτος (εικόνα IV-2). Οι Achaopoulos και Sofianos et. al. 2010 υπολόγισαν την τάση για το Ιόνιο για την περίοδο 1869-2006 στους 0.0056°C/έτος χρησιμοποιώντας δεδομένα ICOADS. Η τιμή αυτή υπολογίστηκε για ένα μεγάλο εύρος χρόνων, 138 χρόνια, σε σχέση με τα 25 χρόνια που μελετούνται σε αυτή την εργασία.

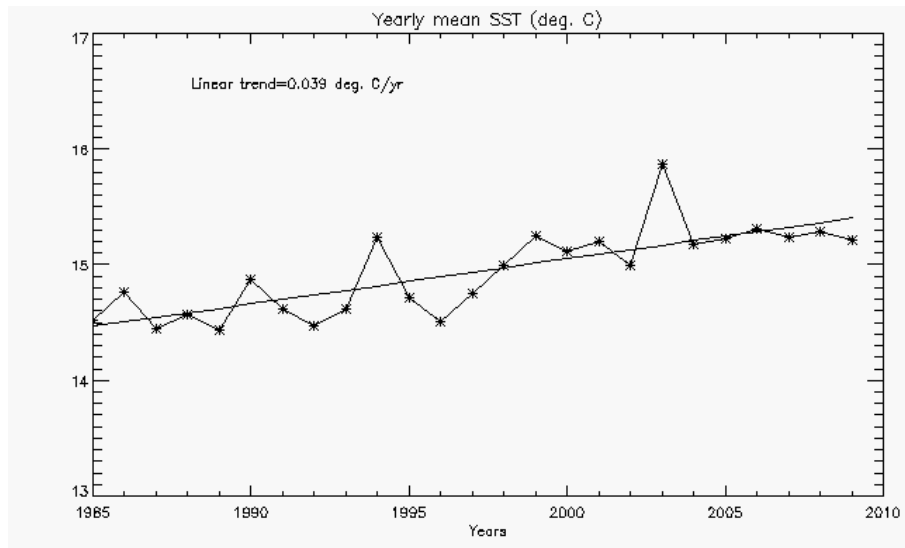
Επίσης την περίοδο εώς τις αρχές του αιώνα μας ήταν ιδιαίτερα ισχυρό το φαινόμενο του EMT (Eastern Mediterranean Transit) που συνδέεται με την δημιουργία βαθιών νερών. Η εποχική διακύμανση του SST κυμαίνεται από μέγιστη τιμή το καλοκαίρι στους 19.4°C, συνεχίζοντας στους 15.2°C το φθινόπωρο, σε ένα ελάχιστο στους 11.2°C τον χειμώνα, πριν αυξηθεί στους 14°C την άνοιξη. Ο εποχικός κύκλος (Εικόνα IV-3) υπολογίστηκε με την μέθοδο της αρμονικής ανάλυσης, παρουσιάζοντας σημαντικές διακυμάνσεις στην επιφανειακή θερμοκρασία κατά την διάρκεια του έτους, οι οποίες ίσως να είναι μεγάλες για την θάλασσα λόγω της μεγάλης θερμοχωρητικότητας του νερού. Στην εικόνα IV-4 υπολογίστηκαν οι μηνιαίες διακυμάνσεις για όλα τα χρόνια, όπου οι μέγιστες αποκλίσεις από την μέση τιμή εμφανίστηκαν τον μήνα Ιούλιο. Για την πληρέστερη μελέτη των εποχικών διακυμάνσεων υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες ανωμαλίες (εικόνα IV-5), με τις μικρότερες διακυμάνσεις να εμφανίζονται τον χειμώνα και τις μεγαλύτερες ανωμαλίες την άνοιξη και το καλοκαίρι του 2003.

Για την μελέτη της χωρικής κατανομής των βασικών διακυμάνσεων υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες τάσεις για κάθε σημείο της περιοχής μελέτης. Στην εικόνα IV-6 εμφανίζεται μια αρνητική τάση στην περιοχή της Νότιας Ιταλίας και ανατολικά της Σικελίας. Η κατανομή αυτή μπορεί να εξηγηθεί με την γενική κυκλοφορία της Μεσογείου. Η περιοχή αυτή χαρακτηρίζεται από την εισροή νερών του Ατλαντικού ωκεανού, τα οποία εισέρχονται στο Ιόνιο μέσω του στενού της Σικελίας. Στην περιοχή αυτή είναι σημαντική η επίδραση των τροποποιημένων νερών του Ατλαντικού ωκεανού (MAW). Οι τάσεις που εμφανίζονται στην περιοχή αυτή επηρεάζονται από τα χαρακτηριστικά του MAW και σε μικρότερο βαθμό από την ανταλλαγή με την ατμόσφαιρα. Το MAW επίσης είναι εποχικό καθώς το καλοκαίρι η ελάχιστη αλατότητα βρίσκεται περίπου στα 50 μέτρα, ενώ τον χειμώνα κοντά στην επιφάνεια. Η βόρεια ροή του είναι επικρατέστερη το καλοκαίρι, όταν το AIS (Atlantic-Ionian Stream) είναι πιο έντονο και ακολουθεί την ιταλική χερσόνησο. Η ροή στην συνέχεια εκτείνεται ως ένα γρήγορο κινούμενο μέτωπο στο βόρειοδυτικό Ιόνιο όπου το καλοκαίρι η κυκλοφορία είναι κυρίως αντικυκλωνική. Επιπλέον η περιοχή στα στενά της Σικελίας καθώς και η περιοχή κοντά στις παράκτιες ακτές της επηρεάζονται από σημαντικά συνοπτικά φαινόμενα και διεργασίες. Ειδικότερα το στενό ανάμεσα στην

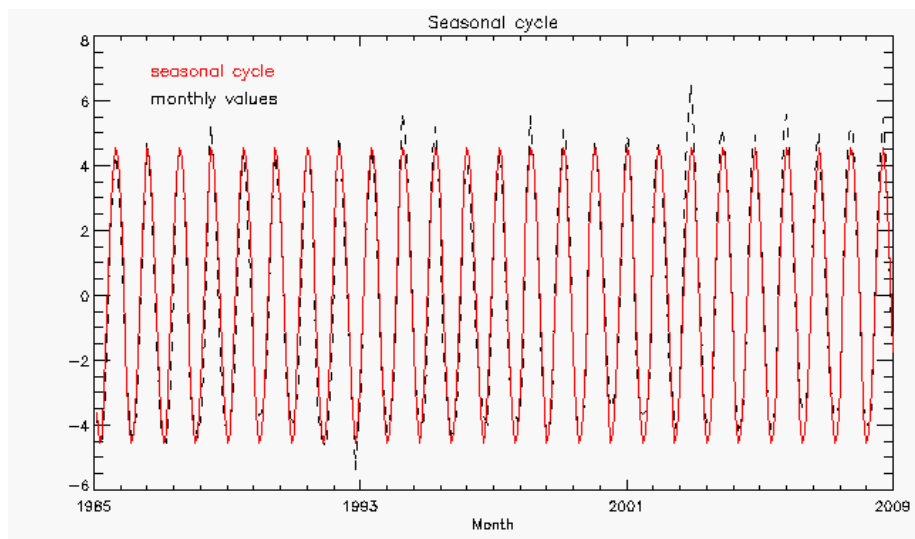
Σικελία και την Μάλτα χαρακτηρίζεται από ανάβλυση νερών μεταφέροντας στην επιφάνεια κρύα νερά τα οποία παρασύρονται από μέσης κλίμακας δίνες. Η περιοχή ανάβλησης εκτείνεται σε όλη την νότια Σικελία όπου ευνοούνται κυρίως νοτιοδυτικοί άνεμοι, οι οποίοι μπορεί να είναι ιδιαίτερα ισχυροί καθ' όλη την διάρκεια του έτους. Στην υπόλοιπη λεκάνη οι τάσεις είναι θετικές. Οι διαταραχές της επιφανειακής κυκλοφορίας κατά την περίοδο του EMT (Eastern Mediterranean Transit) είναι επίσης υπεύθυνες για κάποιες τοπικές ανωμαλίες της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας (Theocharis et al. 1999). Για την μελέτη των διακυμάνσεων υπολογίστηκαν και αποτυπώθηκαν σε χάρτη οι τυπικές αποκλίσεις για κάθε σημείο, όπου όπως φαίνεται στην εικόνα IV-7, οι μεγαλύτερες τυπικές αποκλίσεις εντοπίζονται στην περιοχή του Βορειοανατολικού Ιονίου με σχετικά μικρότερες αποκλίσεις στο βορειοδυτικό τμήμα. Οι μικρές διακυμάνσεις των αποκλίσεων φαίνεται να αφείλονται στην εισροή των νερών του Ατλαντικού τα οποία κινούνται βόρεια ανάλογα με την ένταση του αντικυκλώνα του Ιονίου και την αναστροφή της κυκλοφορίας σε κυκλωνική. Οι μέγιστες αποκλίσεις ίσως να οφείλονται στην ροή των νερών από την Λεβαντίνη και την Κρήτη τα οποία ως θερμότερα αλληλεπιδρούν με τα κρύα νερά του Ιονίου.



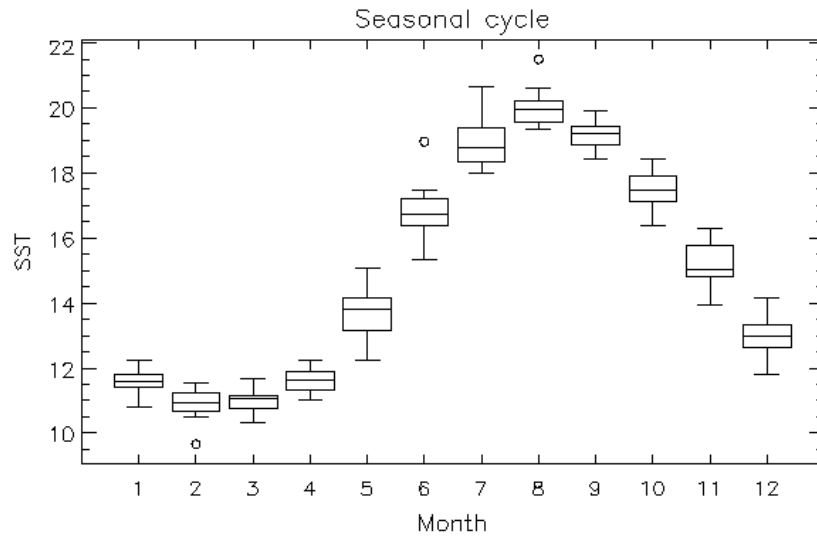
Εικόνα IV-1 Διακύμανση του SST της χρονοσειράς (300 μήνες)



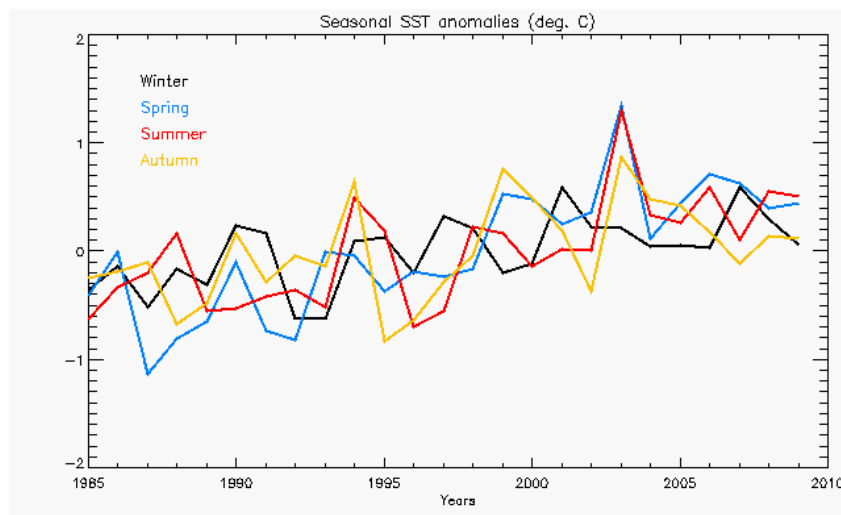
Εικόνα IV-2 Χρονική αποτύπωση και γραμμική τάση για την περίοδο 1985-2009.



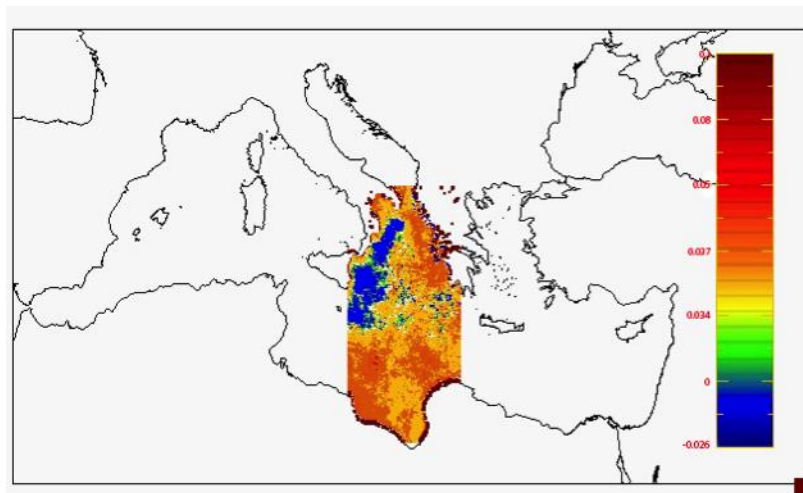
Εικόνα IV-3. Διακυμάνσεις του τυπικού εποχικού κύκλου.



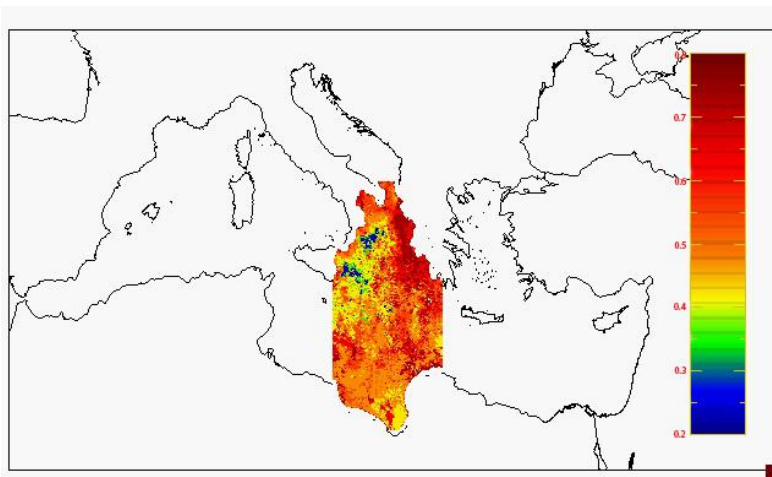
Εικόνα IV-4. Μηνιαίες διακυμάνσεις του SST για όλα τα έτη.



Εικόνα IV-5 Χρονική κατανομή των εποχικών ανωμαλιών του SST για την περίοδο 1985-2009.



Εικόνα IV-6 Χωρική κατανομή των τάσεων του SST για κάθε σημείο για την περίοδο 1985-2009.



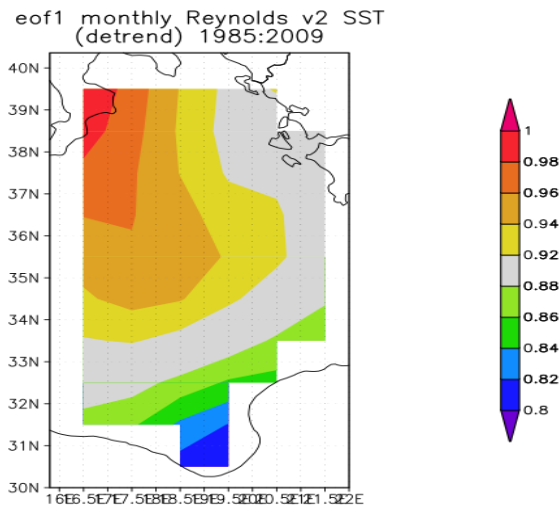
Εικόνα IV-7 Χωρική κατανομή των τυπικών αποκλίσεων του SST για κάθε σημείο για την περίοδο 1985-2009, με τις μέγιστες τιμές στο ανατολικό Ιόνιο.

Για την πληρέστερη μελέτη των χωροχρονικών διακυμάνσεων εφαρμόστηκε η μέθοδος EOF για τους 300 μήνες της χρονοσειράς τα αποτελέσματα της οποίας παρουσιάζονται

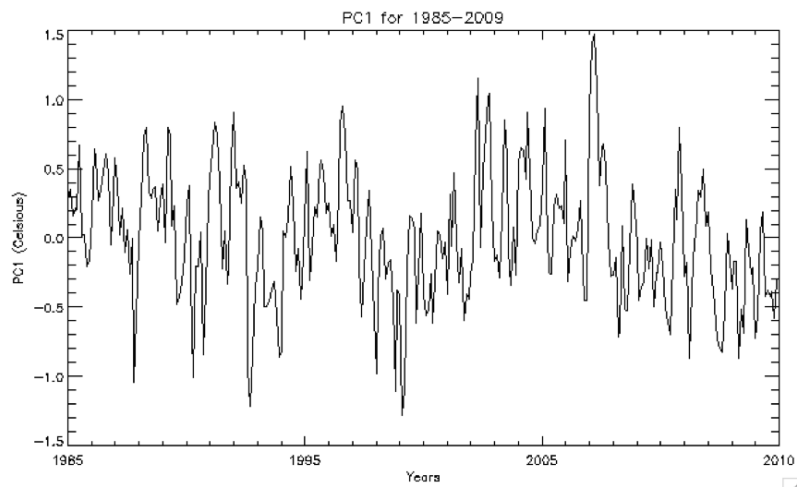
παρακάτω. Τα τρία πρώτα eof εξηγούν το 99.9% της συνολικής διακυμάνσης, με το πρώτο mode να εξηγεί το 99.11% (Πίνακας 2). Είναι εμφανές ότι οι διακυμάνσεις αυτές οφείλονται στον εποχικό κύκλο, καθώς όπως αναφέρθηκε προηγουμένως το εύρος των διακυμάνσεων είναι κατά δυο τάξεις μεγαλύτερο από αυτό των υπερετήσιων διακυμάνσεων με αποτέλεσμα ο εποχικός κύκλος να έχει κύριο ρόλο στην μεταβολή της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας. Η χωρική δομή του πρώτου mode (εικόνα IV-7) εμφανίζει τις μέγιστες και ελάχιστες θετικές διακυμάνσεις στον βορειοδυτικό άξονα, στα παράλια της νότιας Ιταλίας και βόρειας αφρικής αντίστοιχα. Οι μεγαλύτερες διακυμάνσεις εμφανίζονται στο βορειοδυτικό Ιόνιο και σχετίζονται με την επίδραση των χαρακτηριστικών του ανέμου καθώς και με την ανάβλυση και καταβύθιση των νερών στην περιοχή αυτή. Στο νότιο Ιόνιο οι διακυμάνσεις είναι μικρές λόγω της ροής των τροποποιημένων νερών του Ατλαντικού (MAW), που τμήμα τους ακολουθεί την πορεία προς την Λεβαντίνη κινούμενο κατά μήκος των ακτών της βόρειας Αφρικής. Επίσης η αλληλεπίδραση θάλασσας-ατμόσφαιρας αποτελεί έναν επιπλέον παράγοντα αφού η επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία επηρεάζεται άμεσα από την επίδραση των ανέμων καθώς και των ατμοσφαιρικών φαινομένων (π.χ. καταιγίδων). Στην εικόνα IV-8 παρουσιάζεται η χρονική εξέλιξη του πρώτου mode, στην οποία οι διακυμάνσεις των τιμών εμφανίζουν τον ισχυρό εποχικό κύκλο με μέγιστη τιμή το καλοκαίρι του 2003 και ελάχιστη τον χειμώνα του 1999.

EOF	eigenvalue	Explained variance	cumulative
1	690.06	99.11%	99.11%
2	4.7793	0.69%	99.80%
3	0.68025	0.10%	99.90%

Πίνακας 2. Στατιστικά στοιχεία του eof για ολόκληρη την χρονοσειρά.



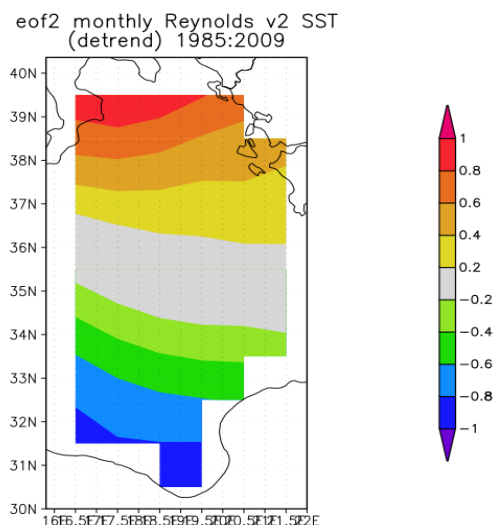
Εικόνα IV-7 Χωρική κατανομή του πρώτου eof για την περίοδο 1985-2009



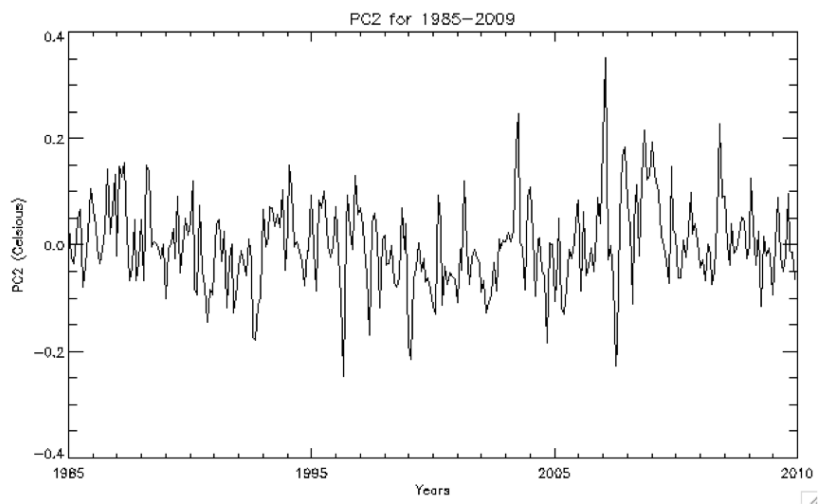
Εικόνα IV-8 Χρονικό mode του πρώτου eof (PC1)

Οι χωρικές δομές του δεύτερου και τρίτου mode (εικόνα IV-9, IV-11) εμφανίζουν τις μέγιστες θετικές και ελάχιστες αρνητικές διακυμάνσεις στον άξονα βορρά-νότου και ανατολής-δύσης αντίστοιχα. Το δεύτερο mode εξηγεί ένα μικρό ποσοστό της συνολικής διακύμανσης, με θετικές τιμές στο βόρειο Ιόνιο που μπορεί να οφείλονται στην

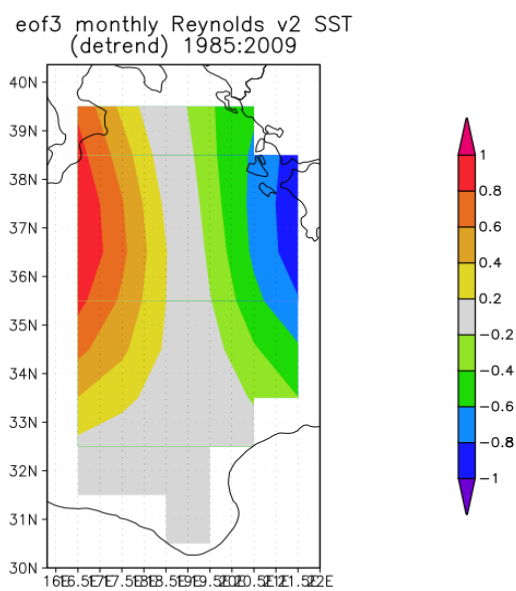
εποχικότητα της εμφάνισης ατμοσφαιρικών φαινομένων, π.χ. εποχικές καταιγίδες, και αρνητικές τιμές στο νότιο. Όμοια το τρίτο mode εξηγεί ένα πολύ μικρό ποσοστό της συνολικής διακύμανσης, παρόλα οι διακυμάνσεις του ανέμου στο άξονα ανατολής-δύσης με θετικές τιμές στο δυτικό Ιόνιο και αρνητικές στο ανατολικό σχετίζονται με την ένταση του ανέμου, ενισχύοντας ή εξασθενώντας τις διεργασίες της ανάβλυσης ή βύθισης των νερών. Η χρονική εξέλιξη του δεύτερου mode (εικόνα IV-10) εμφανίζει μικρές διακυμάνσεις με ένα μέγιστο και ελάχιστο το καλοκαίρι και τον χειμώνα του 2006 αντίστοιχα. Όμοια η χρονική αποτύπωση του τρίτου mode (εικόνα IV-12) εμφανίζει μικρές διακυμάνσεις τόσο θετικές όσο και αρνητικές, αλλά με πιο έντονο επερετήσιο χαρακτήρα, που πιθανά οφείλεται στην μεταβλητότητα της κυκλοφορίας στα επιφανειακά στρώματα του Ιονίου.



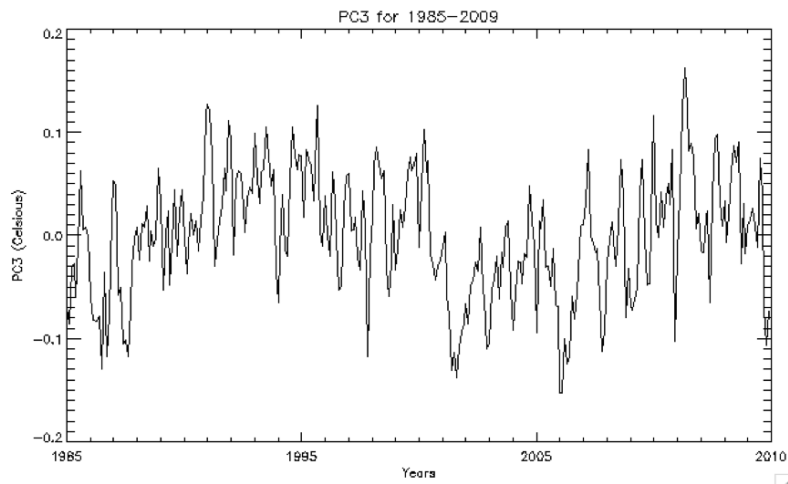
Εικόνα IV-9 Χωρική κατανομή του δεύτερου eof για την περίοδο 1985-2009



Εικόνα IV-10 Χρονικό mode του δεύτερου eof (PC2)



Εικόνα IV-11 Χωρική κατανομή του τρίτου eof για την περίοδο 1985-2009



Εικόνα IV-12 Χρονικό mode του τρίτου eof (PC3)

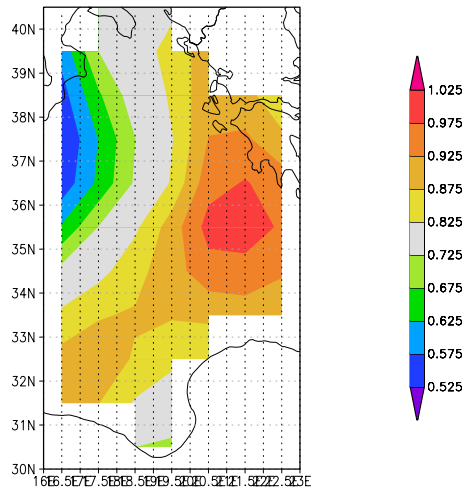
Για την απομόνωση των υπερετήσεων διακυμάνσεων εφαρμόστηκε η μέθοδος EOF στην χρονοσειρά των ετήσιων τιμών της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας, για την περίοδο 1985-2009. Τα 3 πρώτα eof εξηγούν το 97.35% της συνολική διακύμανσης (πίνακας 3), με το πρώτο να εξηγεί το 87.12%. Η χωρική δομή του πρώτου mode (εικόνα IV-13) δείχνει θετικές τιμές σε όλο το χωρίο, υποδεικνύοντας ότι οι διαταραχές βρίσκονται σε φάση. Η μεγαλύτερη διακύμανση της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας παρατηρείται στο ανατολικό Ιόνιο με τα μέγιστα εύρη νότια της νοτιοδυτικής Πελοποννήσου, ενώ η ελάχιστη διακύμανση στο δυτικό Ιόνιο και πιο συγκεκριμένα στα παράλια της νότιας Ιταλίας και την Σικελία. Οι θετικές χωρικές διακυμάνσεις φαίνονται συνδεδεμένες με τον αντικυκλώνα του Πέλοπα (εικόνα IV-14), ο οποίος σύμφωνα με το Theocharis et al. (1999) είναι ένας βαθύς αντικυκλώνας που εντοπίζεται νοτιοδυτικά της Πελοποννήσου. Οι Matteoda και Glenn (1996) αναφέρουν ότι είναι ένα σχεδόν μόνιμο σύστημα υποκείμενο στις υπερετήσιες διακυμάνσεις, το οποίο εμφανίζει εποχική διακύμανση ενισχυόμενη κατά την περίοδο φθινόπωρο-χειμώνα. Οι διακυμάνσεις στην ένταση του αντικυκλώνα οφείλονται στις εποχικές διακυμάνσεις στην τάση του ανέμου

όπως αναφέρουν οι Poulain et. al. 2000, Pujol και Larnicol 2005. Η χαμηλές τιμές του eof στην δυτική πλευρά του Ιονίου δείχνουν πολύ μικρή διακύμανση του SST το οποίο οφείλεται στην παρουσία των νερών του Ατλαντικού ωκεανού, τα οποία εισερχόμενα από το στενό του Γιβραλτάρ μεταφέρουν κρύα νερά στην Μεσόγειο. Καθώς περνούν από την δυτική Μεσόγειο προς την ανατολική (MAW) μέσω του στενού της Σικελίας, και συνεχίζοντας προς την περιοχή του Ιονίου, σταθεροποιούν τις μεταβολές της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασία στην περιοχή. Στην περιοχή αυτή επίσης παρατηρείται η πιο έντονη κυκλωνική δομή στην κυκλοφορία, κατά μέσον όρο. Οι διακυμάνσεις της χρονοσειράς του πρώτου mode παρουσιάζονται στην εικόνα IV-15. Εμφανίζεται μετατόπιση από αρνητική σε θετική τιμή στην αρχή του αιώνα υποδεικνύοντας μεταβολή στα δυναμικά χαρακτηριστικά και την κυκλοφορία του Ιονίου (ισχυροποίηση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας γύρω από τον αντικυκλώνα του Πέλοπα).

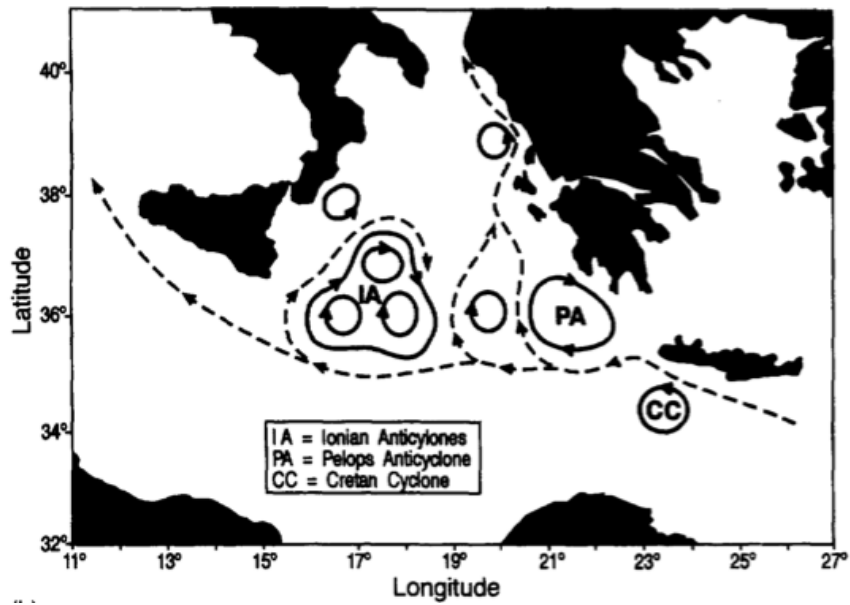
EOF	eigenvalue	Explained variance	cumulative
1	5.7287	87.12%	87.12%
2	0.37891	5.76%	92.88%
3	0.29401	4.47%	97.35%

Πίνακας 3. Στατιστικά στοιχεία του eof για την ετήσια χρονοσειρά του SST.

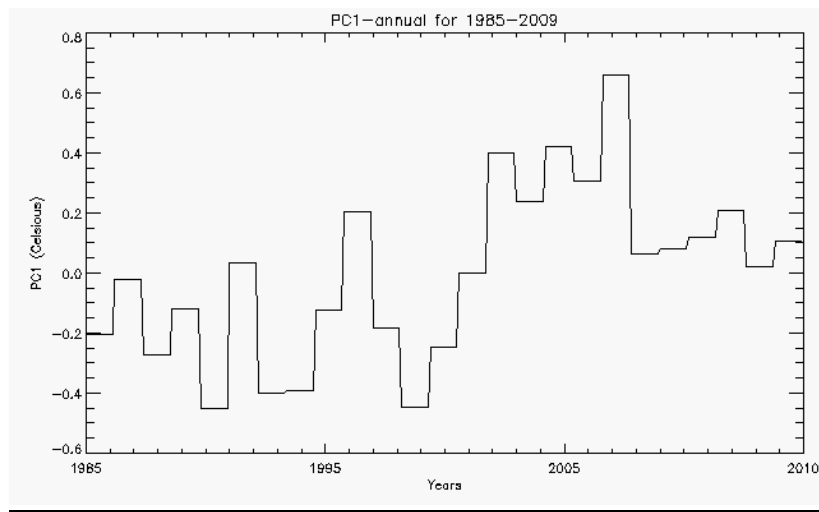
eof1 Jan-Dec averaged Reynolds v2 SST anomalies
1985:2009



Εικόνα IV-13 Χωρική κατανομή του πρώτου eof για μέσες ετήσιες τιμές (1985-2009)



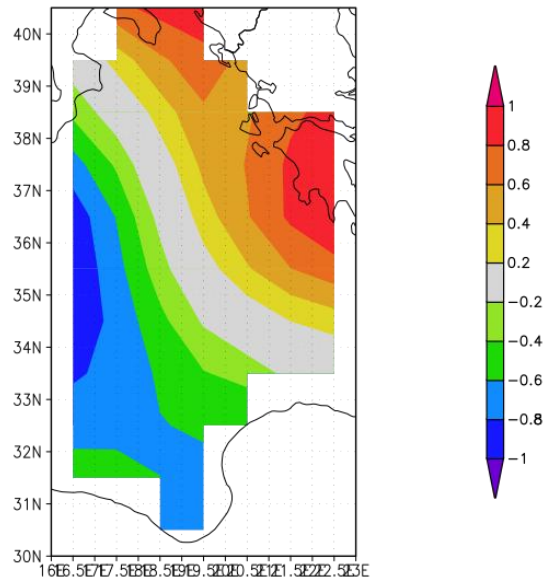
Εικόνα IV-14 Ο Αντικυκλώνας του Πέλοπα και του Ιονίου.



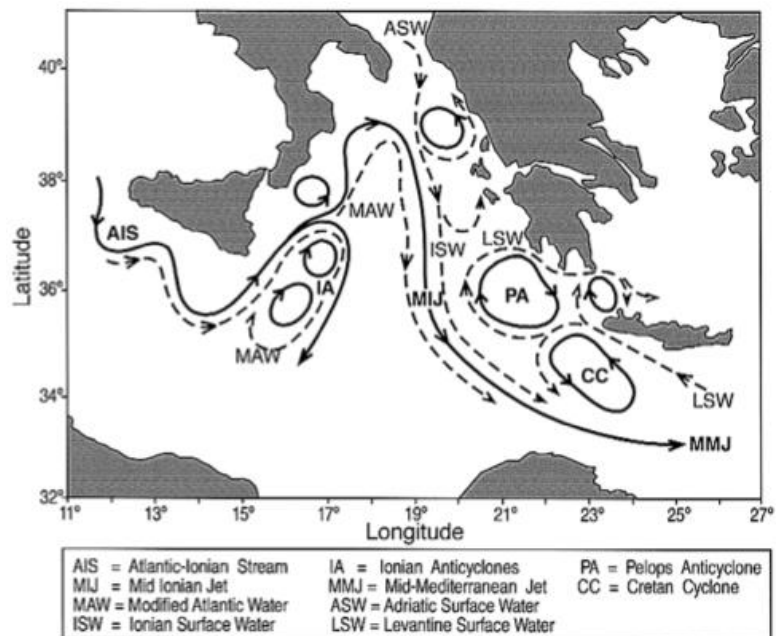
Εικόνα IV-15 Χρονικό mode του πρώτου eof (PC1)

Το δεύτερο eof εξηγεί το 5.76% της συνολικής διακύμανσης. Η χωρική του δομή (Εικόνα IV-16) χαρακτηρίζεται από ένα δίπολο με θετικές διακυμάνσεις στο βορειοανατολικό Ιόνιο και αρνητικές στο νοτιοδυτικό. Αυτή η δομή του eof φαίνεται να οφείλεται στις διακυμάνσεις της δομής του ανέμου, ο οποίος στην περιοχή είναι βόρειο-βορειοανατολικός. Σημαντικό ρόλο έχουν και οι υπερετήσιες διακυμάνσεις και στις διαδρομές του NAW οι οποίες σχετίζονται με τις μεταβάσεις της κυκλοφορίας του βόρειου Ιονίου από αντικυκλωνική σε κυκλωνική και αντίστροφα, καθώς και στις διαδρομές των επιφανειακών νερών της Λεβαντίνης (LSW) και της Κρήτης (CSW) λόγω της αλλαγής στην κυκλοφορία του Πέλοπα (εικόνα IV-17). Στην εικόνα IV-18 παρουσιάζεται η χρονική αποτύπωση του eof, όπου οι ετήσιες διακυμάνσεις των τιμών έχουν εύρος από -0.1 έως 0.1 ενισχύοντας την παραπάνω υπόθεση.

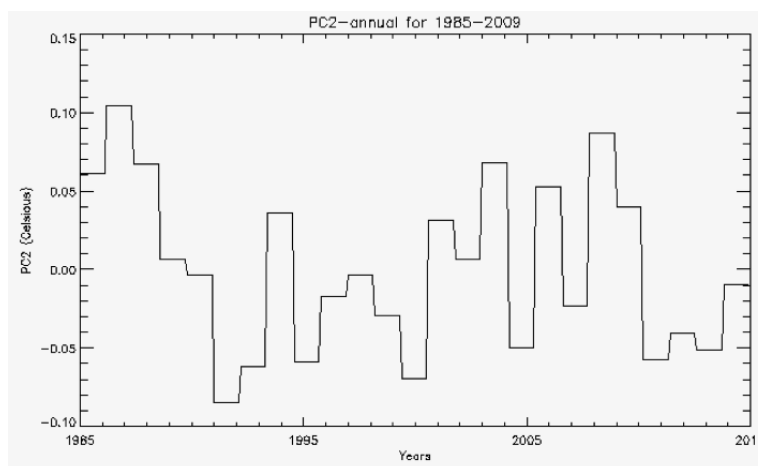
eof2 Jan–Dec averaged Reynolds v2 SST anomalies
1985:2009



Εικόνα IV-16 Χωρική κατανομή του δεύτερου eof για την περίοδο (1985-2009)



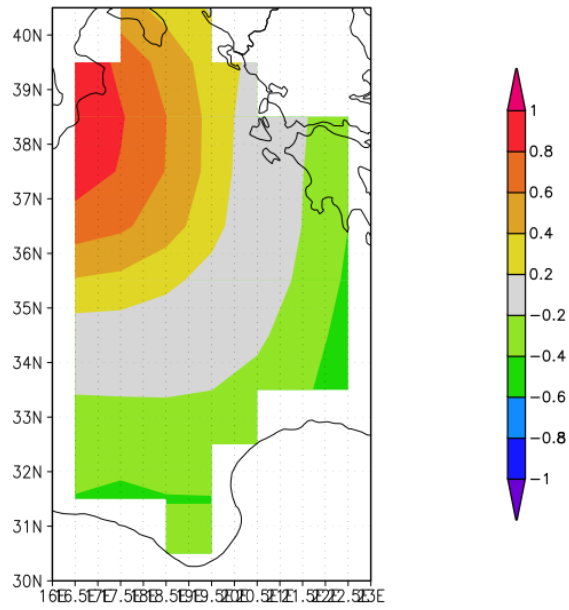
Εικόνα IV-17. Αναπαράσταση της επιφανειακής κυκλοφορίας στο Ιόνιο (Malanotte-Rizzoli et al. 1997).



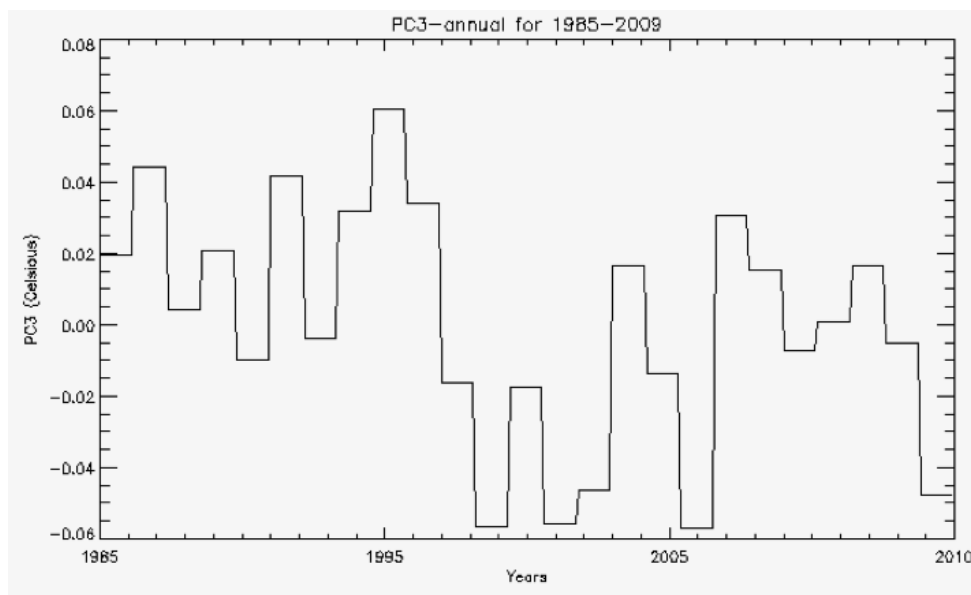
Εικόνα IV-18 Χρονικό mode του δεύτερου eof (PC2)

Το τρίτο eof εξηγεί το 4.47% της συνολικής διακύμανσης. Η χωρική αποτύπωση (εικόνα IV-19) εμφανίζει ένα δίπολο στον βορειοδυτικό άξονα με κυρίως θετικές τιμές στο βορειοδυτικό Ιόνιο και τις ακτές της Σικελίας. Οι διακυμάνσεις αυτές είναι συσχετισμένες με εσωτερικές ανακατατάξεις στην λεκάνη του Ιονίου καθώς και με την γενικότερη κυκλοφορία των νερών. Έχει διαπιστωθεί ότι ο αντικυκλώνας του Ιονίου παρουσιάζει έντονη υπερετήσια διακύμανση κυκλοφορίας (Borzeli et al. 2009), με αποτέλεσμα να μεταβαίνει από αντικυκλωνικό σε κυκλωνικό στροβιλισμό και άρα να οδηγεί είτε στην εξασθένηση του επικλινούς και στην θέρμανση των επιφανειακών νερών είτε στην ενίσχυση και ανάβλυση των κρύων νερών προς την επιφάνεια. Ο Ραβδάς et al. 2013 αναφέρει ότι η αλλαγή της κυκλοφορίας σχετίζεται με την ένταση της βαθμίδας του ανέμου, και ως εκ' τούτου να παρουσιάζει άλλες περιόδους θετικές και άλλες αρνητικές διακυμάνσεις. Η χρονική εξέλιξη του τρίτου eof (εικόνα IV-20) δείχνει σημαντικές διακυμάνσεις σε ετήσια κλίμακα με μέγιστες θετικές τιμές το πρώτο μισό της περιόδου, που ακολουθείται από μια σύντομη περίοδο ελάχιστων αρνητικών τιμών και στην συνέχεια την επαναφορά των μέγιστων θετικών.

eof3 Jan–Dec averaged Reynolds v2 SST anomalies
1985:2009

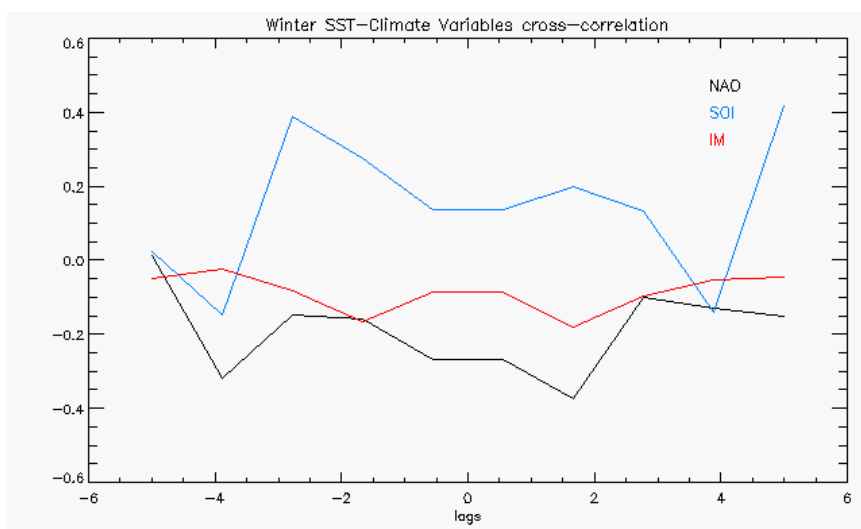


Εικόνα IV-19 Χωρική κατανομή του τρίτου
eof για την περίοδο (1985-2009)

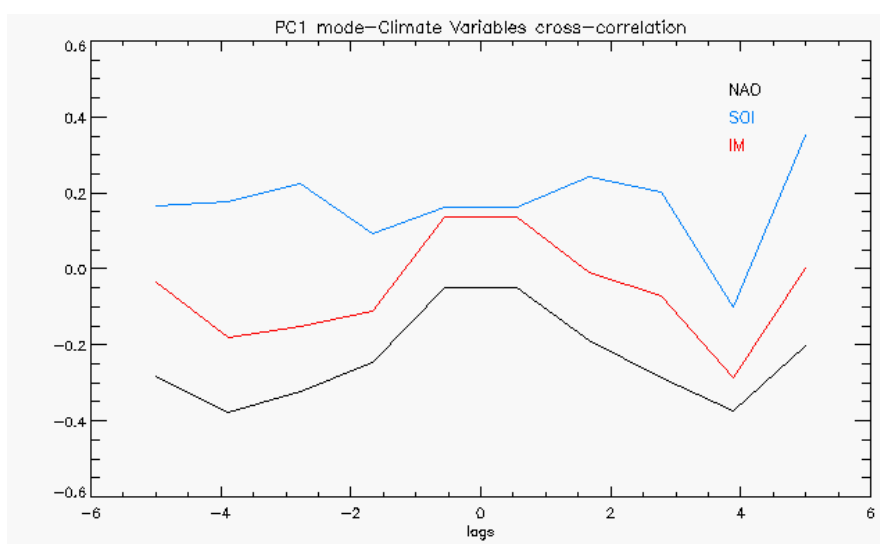


Εικόνα IV-20 Χρονικό mode του τρίτου eof (PC3)

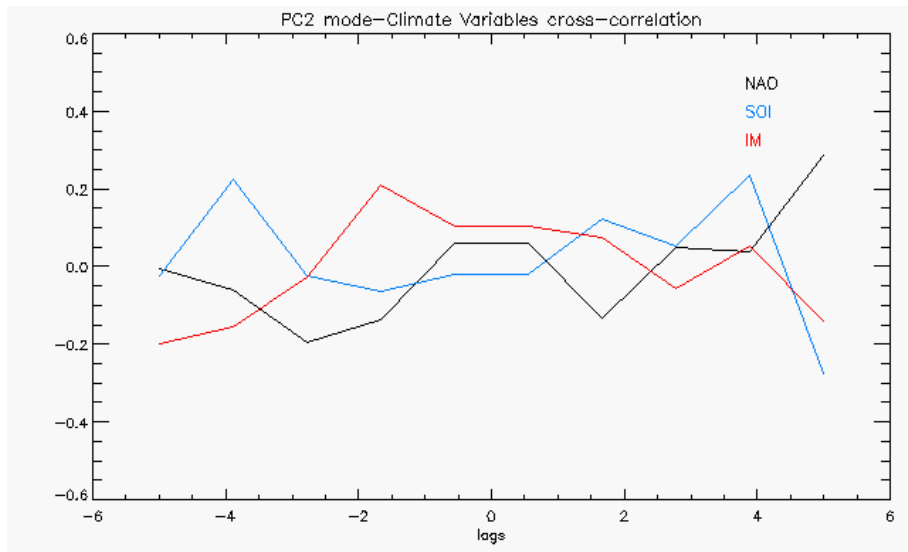
Προκειμένου να ερευνηθεί εάν η επίδραση κάποιων κλιματικών φαινομένων μεγάλης κλίμακας επηρεάζει το SST στο Ιόνιο έγινε συσχέτιση της μέσης τιμής των ανωμαλιών των χειμερινών μηνών για κάθε έτος με τους δείκτες για το NAO (North Atlantic Oscillation), SO (Southern Oscillation) και IM (Indian Monsoon) καθώς και των pc που αφορούν το eof για τις μέσες ετήσιες τιμές, με τους δείκτες αυτούς. Εφαρμόστηκε συσχέτιση των φαινομένων με χρονική υστέρηση μέχρι 5 μηνών με σκοπό να διαπιστωθεί εάν υπάρχει κάποια επιρροή με απόκριση σε αυτό το διάστημα. Η συσχέτιση με το SST τους χειμερινούς μήνες δεν εμφανίζει σημαντικές τιμές σε σχέση με τις κλιματικές μεταβλητές. Στην εικόνα IV-21 η συσχέτιση της χρονοσειράς των μηνιαίων τιμών του SST με τους κλιματικούς δείκτες εμφανίζεται μικρή με τις τιμές να κυμαίνονται από -0.2 έως 0.2 εκτός από το σημείο με χρονική υστέρηση 5 μηνών, όπου η χρονοσειρά εμφανίζει συντελεστή συσχέτισης 0.4 με τον δείκτη SOI. Όμοια η συσχέτιση της χρονοσειράς της πρώτης συνιστώσας του eof για της ετήσιες τιμές SST εμφανίζει πολύ μικρή συσχέτιση με όλους τους κλιματικούς δείκτες, η οποία κυμαίνεται από -0.2 έως 0.2 (εικόνα IV-22). Χαμηλές τιμές διακύμανσης παρουσιάζουν και οι συσχετίσεις της δεύτερης συνιστώσας με τους κλιματικούς δείκτες (εικόνα IV-23), ενώ στην εικόνα IV-23 η συσχέτιση της τρίτης συνιστώσας με τον δείκτη του NAO εμφανίζει συσχέτιση 0.5 όταν οι χρονοσειρές είναι σε φάση, η οποία ελαττώνεται καθώς η χρονική υστέρηση αυξάνεται.



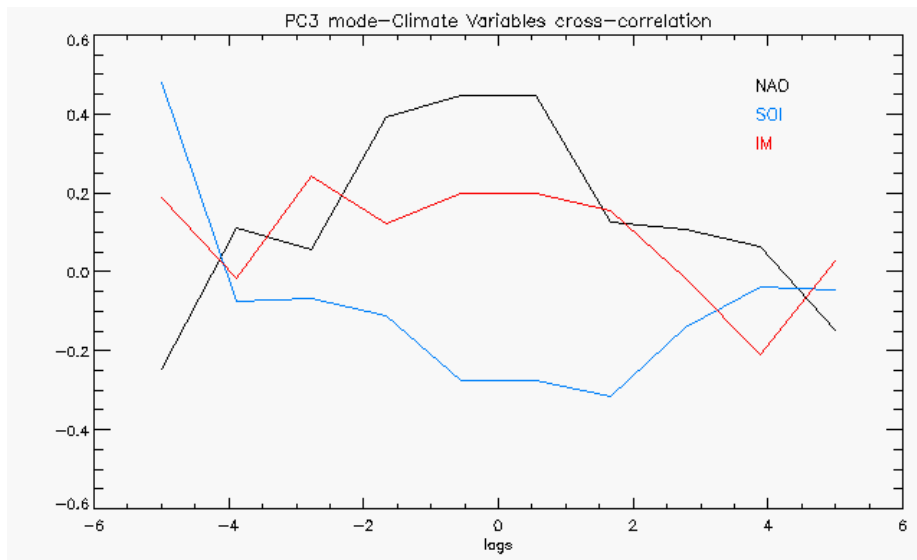
Εικόνα IV-21 Συσχέτιση χρονοσειράς με τις κλιματικές μεταβλητές, με χρονική υστέρηση 5 μηνών, για τους χειμερινούς μήνες.



Εικόνα IV-22 Συσχέτιση της πρώτης συνιστώσας της χρονοσειράς των ετήσιων τιμών με τις κλιματικές μεταβλητές, με υστέρηση 5 μηνών.



Εικόνα IV-23 Συσχέτιση δεύτερης συνιστώσας της χρονοσειράς των ετήσιων τιμών με τις κλιματικές μεταβλητές, με υστέρηση 5 μηνών.



Εικόνα IV-24 Συσχέτιση τρίτη συνιστώσα της χρονοσειράς των ετήσιων τιμών με τις κλιματικές μεταβλητές, με υστέρηση 5 μηνών.

VI. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στην εργασία αυτή μελετήθηκαν οι διακυμάνσεις της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και εξετάστηκε η χωρική και χρονική κατανομή των κυριότερων διακυμάνσεων στην θάλασσα του Ιονίου με την μέθοδο της eof ανάλυσης. Για την περίοδο 1985-2009 παρατηρήθηκε αύξηση στην επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία με τάση $0.039^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$ η οποία ακολουθεί την γενικότερη τάση της Μεσογείου, η οποία είναι $0.037^{\circ}\text{C}/\text{έτος}$. Η αποτύπωση της μηνιαίας θαλάσσιας θερμοκρασίας εμφανίζει την μέγιστη τιμή το καλοκαίρι του 2003, το οποίο σύμφωνα με τον Feudale 2007 οφείλεται στον παρατεταμένο τροποσφαιρικό αντικυκλώνα πάνω από την κεντρική Ευρώπη, ο οποίος δημιουργήθηκε από μια θερμή ανωμαλία του SST στον βόρειο Ατλαντικό. Η ανάλυση eof της χρονοσειράς ανέδειξε τις αιτίες που εξηγούν τις διακυμάνσεις της θαλάσσιας επιφανειακής θερμοκρασίας. Το πρώτο mode της χρονοσειράς εξηγεί το μεγαλύτερο ποσοστό της διακύμανσης, το οποίο οφείλεται στην ισχυρή επιρροή του εποχικού κύκλου ενώ μικρά ποσοστά διακύμανσης οφείλονται στον άνεμο και τις ατμοσφαιρικές συνθήκες. Από την άλλη πλευρά η eof ανάλυση που εφαρμόστηκε στις μέσες ετήσιες τιμές δείχνει την σημαντική επίδραση της κυκλοφορίας του Ιονίου στην επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία. Συγκεκριμένα, τα εγκατεστημένα θαλάσσια συστήματα (κυκλωνικά, αντικυκλωνικά), όπως ο αντικυκλώνας του Ιονίου και του Πέλοπα, επηρεάζουν την κυκλοφορία από την οποία εξαρτώνται οι διακυμάνσεις του SST λόγω μίξης των ανώτερων και κατώτερων στρωμάτων. Σημαντικό ρόλο σε αυτές τις διακυμάνσεις έχει η αντιστροφή των θαλάσσιων ροών από κυκλωνικές σε αντικυκλωνικές και αντίθετα, οι οποίες οδηγούν σε διαφορετική κατεύθυνση τις ροές που παίρνουν από το Ιόνιο, επηρεάζοντας την γενικότερη κυκλοφορία στην λεκάνη. Τα συστήματα αυτά ενισχύονται ή εξασθενούν με την επίδραση και την μεταβολή της διεύθυνσης του ανέμου. Παρατηρήθηκε συσχέτιση του NAO με την χρονοσειρά του τρίτου mode των μέσων ετήσιων τιμών SST, οποία ίσως οφείλεται στις διακυμάνσεις του ανέμου οι οποίες επηρεάζονται από πλανητικά φαινόμενα και επηρεάζουν την επιφανειακή θαλάσσια θερμοκρασία.

VII. ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Τα πλεγματικά κλιματικά δεδομένα παρουσιάζονται ως ένα διάνυσμα για κάθε τρισδιάστατο επίπεδο, το οποίο αποτελείται από ένα δισδιάστατο διάνυσμα στον χώρο και ένα μονοδιάστατο πεδίο στον χρόνο, F . Το πεδίο αυτό είναι συνάρτηση του χρόνου t , του γεωγραφικού πλάτους θ , και του γεωγραφικού μήκους φ . Θεωρούμε ότι οι οριζόντιες συνιστώσες διακριτοποιούνται σε γεωγραφικά πλάτη θ_j , $j=1,\dots,p_1$, γεωγραφικά μήκη φ_k , $k=1,\dots,p_2$, και σε χρόνο t_i , $i=1,\dots,n$. Αυτό δίνει συνολικό αριθμό σημείων $p=p_1p_2$. Το πλεγματικό πεδίο ορίζεται ως:

$$F_{ijk}=F(t_i,\theta_j,\varphi_k) \quad (1)$$

με $1 \leq i \leq n$, $1 \leq j \leq p_1$, και $1 \leq k \leq p_2$.

Μετασχηματίζουμε τον F σε δισδιάστατο πεδίο: κατασκευάζεται ο πίνακας δεδομένων X στον οποίο οι δύο χωρικές διαστάσεις είναι συνεχόμενες μεταξύ τους.

```
>> [n, p1, p2] = F
```

```
>> X = reform (F, n, p1* p2)
```

Θεωρούμε ότι έχουμε ένα πλεγματικό σετ δεδομένων σε ένα χωρο-χρονικό πεδίο

$X(t, s)$ που αναπαριστά το πεδίο τιμών του X , στον χρόνο t και στην θέση s . Η τιμή του πεδίου για κάποιο χρόνο t_i και θέση s_j είναι x_{ij} για $i = 1,\dots, n$ και $j = 1,\dots, p=p_1p_2$

Τότε το πεδίο αναπαριστάται από τον πίνακα δεδομένων ως:

$$X = \begin{pmatrix} x_{11} & \cdots & x_{1p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & \cdots & x_{np} \end{pmatrix} \quad (2)$$

Ορίζουμε \bar{x}_j τον συνολικό χρόνο του πεδίου (εποχιακοί και άλλοι εξωτερικοί, όπως ημερίσιοι κύκλοι έχουν αφαιρεθεί από τα δεδομένα) στην j πλεγματική θέση, δηλαδή

$$\bar{x}_j = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n x_{kj} \quad (3)$$

Τότε η κλιματολογία του πεδίου ορίζεται ως:

$$\bar{x} = (\bar{x}_{.1}, \dots, \bar{x}_{.p})$$

Το πεδίο ανωμαλιών ορίζεται στο (t, s) ως:

$$x'_{ts} = x_{ts} - \bar{x}_{.s}$$

ή σε μορφή πίνακα:

$$X' = X - 1\bar{x} = \left(I - \frac{1}{n}ll^T\right) X, \quad (4)$$

όπου $l = (1, \dots, 1)^T$ είναι το μοναδιαίο διάνυσμα, και I ο $n \times n$ μοναδιαίος πίνακας.

Αφού δημιουργηθεί ο πίνακας ανωμαλιών, στην συνέχεια ορίζεται ο πίνακας συνδιακύμανσης ως:

$$\Sigma = \frac{1}{n-1} X'^T X', \quad (7)$$

ο οποίος περιέχει την συνδιακύμανση μεταξύ κάθε ζευγαριού πλεγματικών σημείων. Ο σκοπός της ανάλυσης EOF είναι να βρεθεί ένας γραμμικός συνδυασμός όλων των μεταβλητών, δηλαδή των πλεγματικών σημείων, που εξηγούν την μέγιστη διακύμανση.

Πρέπει δηλαδή να βρεθεί ένα διάνυσμα $a = (a_1, \dots, a_p)^T$ έτσι ώστε ο $X'a$ να έχει την μέγιστη διακύμανση. Η διακύμανση της χρονοσειράς $X'a$ είναι,

$$var(X'a) = \frac{1}{n-1} (X'a)^T (X'a) = a^T \Sigma a$$

Για να θεωρήσουμε το πρόβλημα φραγμένο απαιτούμε το διάνυσμα a να είναι ενιαίο. Έτσι το πρόβλημα δίνει:

$$\max_a (a^T \Sigma a), \text{ όπου } a^T a = 1 \quad (8)$$

Η λύση για το πρόβλημα (8) είναι ένα πρόβλημα ιδιοτιμών:

$$\Sigma a = \lambda a \quad \text{ή} \quad \{\Sigma - \lambda I\}a = 0 \quad (9)$$

Εξ' ορισμού ο πίνακας συνδιακύμανσης Σ είναι συμμετρικός και άρα διαγωνοποιήσιμος. Το k -οστο EOF είναι το k -οστο ιδιοδιάνυσμα a^k του Σ αφού οι ιδιοτιμές, και τα αντιστοιχα ιδιοδιανύσματα, έχουν ταξινομηθεί κατά αύξουσα σειρά. Οι ιδιοτιμές ενός πραγματικού συμμετρικού πίνακα είναι θετικές. Η ιδιοτιμή λ_k που αντιστοιχεί στο k -οστο EOF δίνει ένα μέτρο της διακύμανσης που εξηγείται από το ιδιοδιάνυσμα a_k $k = 1, \dots, p$. Η διακύμανση που εξηγείται γράφεται σε ποσοστό ως:

$$\frac{100 \lambda_k}{\sum_{k=1}^p \lambda_k} \%$$

Η προβολή του πεδίου των ανομαλιών X' στο k -οστο EOF a_k , δηλαδή $c_k = X' a_k$, είναι η k -οστη της κύρια συνιστώσα (PC)

$$c_k(t) = \sum_{s=1}^p x'(t, s) a_k(s) \quad (10)$$

VIII. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- M. Gačić, S. Marullo, R. Santoleri, A. Bergamasco. "Analysis of the seasonal and interannual variability of the sea surface temperature field in the Adriatic Sea from AVHRR data (1984–1992)." *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978–2012)*, 1997: 22937-22946.
- A. S. Bamzai, J. Shukla. "Relation between Eurasian Snow Cover, Snow Depth, and the Indian Summer Monsoon: An Observational Study." *J. Climate* 12 (1999): 3117– 3132 .
- Candela, J. "Mediterranean water and global circulation." *Ocean circulation and climate* (Academic Press), 2001: 419 – 429.
- Charney, J. G. and Shukla, J. *Monsoon Dynamics*. Cambridge, : Cambridge University Press, 1981.
- Eugene M. Rasmusson, Thomas H. Carpenter. "Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/ El Niño." *Monthly Weather Review* 110 (January 1982): 354-384.
- Eusebi Gian Luca, Borzelli. "Eastern Mediterranean Transient and reversal of the Ionian Sea circulation." *Geophysical Research Letters*, August 2009.
- G. M. R. Manzella, T. S. Hopkins, P. J. Minnett, E. Nacini. "Atlantic water in the strait of Sicily." *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1990: 1569-1575.
- Gilbert Thomas Walker, Sir. "Correlation in seasonal variations of weather." *AMS Journals* (Meteorological Office), 1923: 252–254.
- Heinz Wanner, Stefan Brönnimann, Carlo Casty, Dimitrios Gyalistras, Jürg Luterbacher, Christoph Schmutz, David B. Stephenson, Eleni Xoplaki. *North Atlantic Oscillation – Concepts And Studies*. Vol. 22, in *Surveys in Geophysics*, by Michael J. Rycroft, 321-381. Netherlands: Springer, Kluwer Academic Publishers, 2001.
- Nykjaer, Leo. "Mediterranean Sea surface warming 1985–2006 ." *Climate Research*, April 29, 2009: 11-17.
- M. Rajeevan, D. S. Pai, V. Thapliyal. *Spatial and temporal relationships between global land surface air temperature anomalies and Indian summer monsoon rainfall*. Vol. 66, in *Meteorology and Atmospheric Physics*, by Clemens Simmer, 157-171. Vienna: Springer-Verlag, 1998.
- Malanotte-Rizzoli, Paola. "A synthesis of the Ionian Sea hydrography, circulation and water mass pathways during POEM-Phase I." In *Progress in Oceanography*, by Gregory Lough Cisco Werner, 153-204. USA: Elsevier Ltd, 1997.
- Matthias Tomczak, J. Stuart Godfrey. *Regional Oceanography: An Introduction* . Delhi: Daya Publishing House, 2003.
- Melani, Samantha. "The role of Sea Surface Temperature in the simulation of deep convective storms in the Mediterranean basin." 2010.
- Pickard, G.L. and W.J. Emery. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction*,. Boston : Pergamom , 1990.
- Philippe, M. and L. Harang. "Surface temperature fronts in the Mediterranean Sea from Infrared Satellite Imagery." Edited by In J. C. J. Nihoul. *Hydrodynamicosf Semi-Enclosed Seas* (Elsevie), 1982: 91-128 .

- Poulain, Pierre-Marie. "Drifter observations of surface circulation in the Adriatic Sea between December 1994 and March 1996." *Journal of Marine Systems*, April 1999: 231-253.
- S. Marullo, R. Santolerib, P. Malanotte-Rizzolic, A. Bergamascod. "The Sea Surface Temperature Field in the Eastern Mediterranean from AVHRR data." *Journal of Marine Systems* (Elsevier) 20 (1999): 63–81.
- N. Skliris, S. Sarantis. "Long-term sea surface temperature variability in the Aegean Sea." *Advances in Oceanography and Limnology*, 2011: 125-139.
- N. Skliris, S. Sarantis "Decadal scale variability of sea surface temperature in the Mediterranean Sea in relation to atmospheric variability ." *Ocean Dynamics* , August 31, 2011: 13-30.
- Ravdas Michael, Sarantis Sofianos, Anneta Mantziafou, Vasilis Vervatis. "The Dynamics of the Ionian Sea and its climatic implication: Interannual simulation for the period 1960-2000." *EGU General Assembly Conference Abstracts*. 2013. 4909.
- M. Rajeevan, Pai, D. S. and Thapliyal, V. *Meteorology and Atmospheric Physics* (Springer) 66 (1998): 157–171. V.Roussenov "A seasonal model of the Mediterranean Sea general circulation." *Journal of Geophysical Research* (American Geophysical Union), 1995: 13515–13538.
- Casey, K.S., T.B. Brandon, P. Cornillon, and R. Evans (2010). "The Past, Present and Future of the AVHRR Pathfinder SST Program", in *Oceanography from Space: Revisited*, eds. V. Barale, J.F.R. Gower, and L. Alberotanza, Springer.
- Π. Νάστος, Π. Δρακόπουλος, Γ. Γκιώνης (2006). "Μελέτη της σχέσης της επιφανειακής θαλάσσιας θερμοκρασίας και των μετεωρολογικών παραμέτρων σε συνθήκες ρηχών νερών: Γούβες ηρακλείου Κρήτης", 8ο πανελλήνιο συμπόσιο ωκεανογραφίας και αλιείας.
- Κ. Καρτάλης, Χ. Φείδας. Αρχές και εφαρμογές Δορυφορικής Τηλεπισκόπησης, Εκδόσεις Β. Γκιούρδας
- L. Feudale, J. Shukla (2007). "Role of Mediterranean SST in enhancing the European heat wave of summer 2003", *Jeophysical Research Letters*, February 8, 2006: vol.34
- M. Gacic, G. Civitarese, G. L. E. Borzelli (2010). "Effects of Adriatic-Ionian BiOS on the biogeochemistry of the Ionian and Adriatic Seas"
- P. Axaopoulos, S. Sofianos (2010). "Long Term Variability of Sea Surface Temperature in Mediterranean Sea", 7th International Conference of the Balkan Physical Union. AIP Proceedings, Volume 1203