



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΙΓΑΙΟΥ

**Τμήμα Ωκεανογραφίας και θαλάσσιων
βιοεπιστημών**

Διπλωματική Εργασία

<<Μελέτη εξέλιξης κλιματικών δεικτών στην περιοχή της
Ανατολικής Μεσογείου μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα>>

ΠΜΣ: Ολοκληρωμένη Διαχείριση Παράκτιων Περιοχών



Επιμέλεια: Φωτίου Μάριος-Ιωάννης

Επιβλέπουσα καθηγήτρια: Τράγου Ελίνα

Μυτιλήνη, Οκτώβριος 2019

Ευχαριστίες

Η παρούσα εργασία εκπονήθηκε στα πλαίσια των σπουδών μου στο Π.Μ.Σ. του τμήματος Ωκεανογραφίας και θαλάσσιων βιοεπιστημών, του Πανεπιστημίου Αιγαίου της Μυτιλήνης.

Καταρχάς, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την επιβλέπουσα καθηγήτρια κα Ελίνα Τράγου για την ανάθεση του συγκεκριμένου θέματος που μου αποκόμισε πολλές χρήσιμες γνώσεις και μου παρείχε ποικίλα ερεθίσματα πάνω στο αντικείμενο, την προθυμία της, την άρτια κατάρτιση και τις χρήσιμες συμβουλές, υποδείξεις και παρατηρήσεις της.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω εγκάρδια την οικογένειά μου για την στήριξή της τόσο κατά τη δύσκολη και πολυετή, σχολική και προπτυχιακή μου φοιτητική διαδρομή όσο και κατά τη διάρκεια της μεταπτυχιακής μου εκπαίδευσης με τη διαμονή μου στο νησί της Λέσβου καθώς και στη συνέχεια, μέχρι αποπερατώσεως του ΠΜΣ.

Έπειτα, ευχαριστώ τους συμφοιτητές μου, με τους οποίους περάσαμε μια ιδιαίτερη και ξεχωριστή εμπειρία, μοιραστήκαμε πολλά και δεθήκαμε αρκετά μες σε λίγους μήνες, και φυσικά τους επί χρόνια επιστήθιους φίλους μου, για το σημαντικό ρόλο που έπαιξαν και τη στήριξη που μου παρείχαν σε κάθε δυσκολία που παρουσιάστηκε μέχρι σήμερα.

Τέλος, μιας κι η παρούσα διατριβή -εκτός απροόπτου- ρίχνει τίτλους τέλους στην κοπιαστική, πολυετή -άνω των δύο δεκαετιών- αλλά συνάμα όμορφη και πολύτιμη διαδρομή μου στον πολυσχιδή και συναρπαστικό χώρο της εκπαίδευσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω εγκάρδια όλους όσοι πρόσθεσαν από ένα λιθαράκι στην εκπαιδευτική μου πρόοδο και πνευματική διαμόρφωση από τις πρώτες μέρες του δημοτικού μέχρι και τη στιγμή που γράφονται αυτές εδώ οι γραμμές!

Περίληψη

Σκοπός του πονήματος είναι η μελέτη ορισμένων κλιματικών δεικτών κι η εκτίμηση της μελλοντικής συμπεριφοράς τους στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου, όπου τα κλιματικά φαινόμενα που εκδηλώνονται στην περιοχή επηρεάζουν άμεσα και την Ελλάδα.

Αρχικά παρουσιάζονται γενικά στοιχεία για το κλίμα της χώρας μας, παράγοντες που το επηρεάζουν καθώς και μια ιστορική αναδρομή του κλίματος στην Ελλάδα και στην ευρύτερη περιοχή, σε παλαιότερους γεωλογικούς αιώνες, καθώς κι εκτιμήσεις για το μέλλον με βάση υπάρχουσες κλιματικές προβολές.

Κατόπιν, παρέχεται το θεωρητικό υπόβαθρο σχετικά με όλα τα μεγάλα φαινόμενα που επηρεάζουν τη μορφή του κλίματος σε όλο τον πλανήτη και στην περιοχή της Μεσογείου, καθώς και τους αντίστοιχους δείκτες που τα περιγράφουν (ENSO, NAO, EAWR, NCP, MI, EEI). Γίνονται αναλυτικές παρουσιάσεις σχετικά με τα πρότυπα ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που συντελούν σε αυτά τα φαινόμενα, παρέχονται στοιχεία, χάρτες, πίνακες και διαγράμματα πρόσφατων χρονοσειρών, σχετικά με ατμοσφαιρικά φαινόμενα (κατακρημνίσεις), θερμοκρασίες επιφανείας και πιέσεις που χαρακτηρίζουν το κάθε φαινόμενο. Παρατίθενται επίσης και τρόποι υπολογισμού των κλιματικών δεικτών που περιγράφουν αυτά τα φαινόμενα.

Μετά την παρουσίαση των δεικτών ακολουθεί η αναφορά στην έννοια της κλιματικής αλλαγής που απασχολεί έντονα την ανθρωπότητα και διάφορους διεθνείς περιβαλλοντικούς οργανισμούς στις μέρες μας. Εισάγονται τα αίτια, οι δυνητικές επιπτώσεις παγκοσμίως αλλά και στην Ελλάδα, ανάλογα με την ένταση των φαινομένων που την προκαλούν. Ακολουθώντας εισάγονται οι έννοιες των κλιματικών μοντέλων που διακρίνονται σε μοντέλα γενικής κυκλοφορίας (GCMs) και σε περιφερειακά (RCPs), των κλιματικών σεναρίων που αποτελούν το βασικό εργαλείο αξιολόγησης της κλιματικής αλλαγής, γίνεται μνεία στις αντιπροσωπευτικές πορείες συγκεντρωσης (RCPs) κι αναλύονται τα κυρίαρχα κλιματικά σενάρια για το μέλλον, το RCP2.6 (αισιόδοξο), το RCP4.5 (μάλλον αισιόδοξο) και το RCP8.5 (απαισιόδοξο).

Στο εργαστηριακό μέρος, σκοπός του πονήματος ήταν ο υπολογισμός κι η φασματική ανάλυση των εξεταζόμενων κλιματικών δεικτών NAO, MI, EEI και NCP στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου, που καθορίζουν άμεσα την κλιματική κατάσταση της Ανατολικής Μεσογείου, που είναι η περιοχή ενδιαφέροντος. Όλοι οι δείκτες εξάγονται ως μηνιαίοι κι ετήσιοι σε κοινό διάγραμμα, μετά από επεξεργασία μέσω Octave, των μηνιαίων δεδομένων πίεσης επιφανείας της θάλασσας (SLP) (εκτός του NCP που χρησιμοποιεί δεδομένα γεωδυναμικού ύψους) για την ιστορική χρονοσειρά (1850-2005) και για μελλοντικές εκτιμήσεις για την περίοδο 2006-2100, βάσει των κλιματικών σεναρίων RCP4.5 και RCP8.5.

Ο δείκτης NAO επεξεργάζεται τα δεδομένα SLP στους σταθμούς Ponta Delgada (Αζόρες-Πορτογαλία) και Reykjavik (Ισλανδία). Ο δείκτης MI επεξεργάζεται τα δεδομένα SLP του Ηρακλείου Κρήτης και της Μασσαλίας στη Νότια Γαλλία. Ο δείκτης EEI επεξεργάζεται τα δεδομένα SLP του Ηρακλείου και της Μόσχας στη Ρωσία. Τέλος, ο δείκτης NCP επεξεργάζεται τα δεδομένα γεωδυναμικού ύψους 2 σημείων της Βόρειας Θάλασσας (0° E, 55° N; 10° E, 55° N) και 2 σημείων της Κασπίας Θάλασσας (50° E, 45° N)-(60° E, 45° N) χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές του κάθε ζεύγους σταθμών.

Abstract

The purpose of this study is to investigate various climate indices and assess their future behavior in the eastern Mediterranean basin, where the climate phenomena occurring in the region directly affect Greece.

Initially are presented general data on the climate of our country, factors that influence it as well as a historical retrospective of the climate in Greece and the wider region, in older geological centuries, as well as estimates for the future.

Then, the theoretical background on all major climate phenomena affecting the climate of the whole planet and the Mediterranean region is provided, and the corresponding indicators describing them (ENSO, NAO, EAWR, NCP, MI, EEI). Detailed presentations on atmospheric circulation patterns contributing to these phenomena are provided, data, maps, tables and charts of recent times, atmospheric phenomena (precipitation), surface temperatures and pressures characterizing each phenomenon are provided as well. There are also ways of calculating the climate indices that describe these phenomena.

Following the presentation of the indicators, there is a reference to the concept of climate change that is strongly concerned with humanity and various international environmental organizations nowadays. Causes, potential impacts worldwide and in Greece, depending on the intensity of the phenomena causing it, are also provided. Following are the introduction of the concepts of climate models distinguished into General Circulation Models (GCMs) and Regional Climate Models (RCMs), of climate scenarios that are the main tool for climate change assessment and also there is reference in Representative Concentration Pathways (RCPs). Finally, dominant climate scenarios for the future, RCP2.6 (optimistic), RCP4.5 (rather optimistic) and RCP8.5 (pessimistic) are analyzed.

In the laboratory part, the aim of the thesis was the calculation and the spectral analysis of NAO, MI, EEI and NCP indices in the wider Mediterranean region, which directly determine the climate situation of eastern Mediterranean, which is the area of interest. All indices are exported in a common diagram as monthly and yearly after processing via Octave, of monthly sea level pressure (SLP) (NCP excluded, that uses geopotential height data) data for historical time series (1850-2005) and for future estimates for the period 2006-2100, based on RCP4.5 and RCP8.5 climate scenarios.

The NAO index processes SLP data at Ponta Delgada (Azores-Portugal) and Reykjavik (Iceland) stations. The MI index processes SLP data of Heraklion Crete and Marseilles in southern France. The EEI index processes SLP data of Heraklion and Moscow in Russia. Finally, the NCP index processes 2-point North Sea (0° E, 55° N; 10° E, 55° N) and 2-point Caspian Sea (50° E, 45° N)-(60° E, 45° N) geopotential height data, using mean values each couple of stations.

Πίνακας περιεχομένων

Εξώφυλλο	1
Ευχαριστίες	2
Περίληψη	3
Abstract	4
Πίνακας περιεχομένων	5
A. Θεωρητικό μέρος	7
1. Γενικές πληροφορίες για τη Μεσόγειο θάλασσα	7
2. Γενικά γεωγραφικά χαρακτηριστικά Ελλαδικού χώρου	7
3. Το παρόν κλίμα της Ελλάδας	8
4. Συνοπτική κλιματική ιστορία Ανατολικής Μεσογείου κι Ελλάδος	8
5. Μελλοντικές προσομοιώσεις βάσει κλιματικών μοντέλων	9
6. Κλιματικές παράμετροι στον ελλαδικό χώρο	10
7. Παλαιοκλιματικές μεταβολές των τελευταίων 21000 χρόνων στην Ανατολική Μεσόγειο	14
8. Μεταβολές της τελευταίας χιλιετίας	15
9. Σύγκριση αναμενόμενης κλιματικής αλλαγής με παλαιοκλιματικά δεδομένα μεταβολών	16
10. Κλιματική Μεταβλητότητα και Κλιματικά Φαινόμενα	18
11. Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)	20
12. Η επίδραση του ENSO στην Ευρώπη και στη Μεσόγειο	22
13. Κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο	23
14. Διαμόρφωση ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας γύρω από τη Μεσόγειο	25
15. Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού (NAO)	27
16. Πρότυπο Ανατολικού Ατλαντικού / Δυτικής Ρωσίας (EAWR)	33
17. Πρότυπο Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (NCP)	38
18. Κλιματικοί δείκτες MI και EEI	43
19. Κλιματική αλλαγή	50
-Τι είναι η κλιματική αλλαγή	50
-Τι προκαλεί την κλιματική αλλαγή	50
-Επιπτώσεις κλιματικής αλλαγής	51
-Οι επιπτώσεις στην Ελλάδα	52
20. Κλιματικά μοντέλα	53
21. Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας – General Circulation Models (GCMs)	54
22. Περιφερειακά κλιματικά μοντέλα - Regional Climate Models (RCMs)	55
23. Κλιματικά σενάρια	56
24. Αντιπροσωπευτικές Πορείες Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways – RCPs)	60
25. Βασικά κλιματικά σενάρια	62

B. Εργαστηριακό μέρος	63
1. Υπολογισμός ΝΑΟ	64
Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά 1850-2005	64
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP4.5	65
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP8.5	66
2. Υπολογισμός ΜΙ	68
Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά 1850-2005	69
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP4.5	69
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP8.5	70
3. Υπολογισμός ΕΕΙ	72
Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά 1850-2005	73
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP4.5	74
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP8.5	75
4. Υπολογισμός ΝCΡ	76
Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά 1850-2005	77
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP4.5	78
Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά 2006-2100 για το σενάριο RCP8.5	79
Γενικά σχόλια-παρατηρήσεις για τους δείκτες	81
Γ. Βιβλιογραφία	82

A. Θεωρητικό μέρος

1. Γενικές πληροφορίες για τη Μεσόγειο θάλασσα

Η Μεσόγειος είναι μια μεγάλη, κλειστή θάλασσα, γνωστή από αρχαιοτάτων χρόνων, που βρίσκεται ανάμεσα σε τρεις ηπείρους: την Ευρώπη, την Ασία και την Αφρική. Στα δυτικά συνδέεται με τον Ατλαντικό Ωκεανό, διά του πορθμού του Γιβραλτάρ και στα ανατολικά με την Ερυθρά θάλασσα διά της διώρυγας του Σουέζ.

Μαζί με την Προποντίδα, τον Εύξεινο Πόντο και την Αζοφική θάλασσα που κατά την αντίληψη των Γάλλων γεωγράφων θεωρούνται εσωτερικά μέρη, παραρτήματά της, αλλά κατά την αντίληψη των Άγγλων γεωγράφων θα πρέπει να θεωρούνται ως άσχετα με τη Μεσόγειο, άποψη που έχει επικρατήσει ως πρακτικότερη επί της περιγραφής, έχει έκταση 2966000 τ. χλμ. Το μέγιστο μήκος της, από το Γιβραλτάρ μέχρι τις ακτές της Συρίας, είναι 3860 χλμ, το μέγιστο πλάτος της 1800 χλμ, ενώ το μέγιστο βάθος της είναι 5120 μέτρα σε απόσταση 115 χλμ νοτιοδυτικά του ακρωτηρίου Ταίναρο. Το μέσο πλάτος είναι 600 χλμ και το μέσο βάθος 1500 μέτρα. Γενικά η Μεσόγειος Θάλασσα είναι η μεγαλύτερη κλειστή θάλασσα της Γης και μοιάζει με λίμνη.

Υπήρξε σημαντικό εμπορικό και ταξιδιωτικό πέρασμα από τα αρχαία χρόνια, καθώς στην ευρύτερη περιοχή της αναπτύχθηκαν πολλοί σημαντικοί πολιτισμοί.

Η γεωγραφική θέση της Μεσογείου στον παγκόσμιο χάρτη της Γης προσδιορίζεται από τους γεωγραφικούς παράλληλους και μεσημβρινούς που την πλαισιώνουν, δηλαδή από το γεωγραφικό πλάτος 30° 15' N έως 45° 50' N και από το γεωγραφικό μήκος 05° 21' W μέχρι 36° 10' E.

Η Μεσόγειος Θάλασσα εκτείνεται λοιπόν στο Βόρειο, στο Ανατολικό και στο Δυτικό Ημισφαίριο της Γης.

Στην Μεσόγειο γίνονται καθημερινά σεισμοί αλλά δρουν κι αρκετά ηφαιστεια, καθώς η Μεσόγειος βρίσκεται στο σημείο σύγκλισης (σύγκρουσης) των λιθοσφαιρικών πλακών της Ευρασίας και της Αφρικής. Η Ελλάδα είναι η πρώτη σε σεισμικότητα στην Μεσόγειο.

Λόγω της θέσης της και του ότι είναι μία κλειστή θάλασσα με μόνο δύο εξόδους στις ακτές της κυριαρχεί γενικά ήπιο κλίμα, το οποίο ονομάζεται μεσογειακό και το οποίο επικρατεί και στη χώρα μας.

Τα δέκα κατά σειρά μεγαλύτερα νησιά της Μεσογείου είναι τα παρακάτω: Σικελία, Σαρδηνία, Κύπρος, Κορσική, Κρήτη, Εύβοια, Μαγιόρκα, Λέσβος, Ρόδος, Χίος.

2. Γενικά γεωγραφικά χαρακτηριστικά Ελλαδικού χώρου

- Βρίσκεται ανάμεσα στα γεωγραφικά πλάτη 34-42 °N δηλαδή στην περιοχή δράσης των εξωτροπικών κυκλώνων ανάμεσα στην Ευρασία και στο Βόρειο Ατλαντικό.
- Βρίσκεται σε γειτνίαση με τις ερμηκές περιοχές της Βόρειας Αφρικής και της Μέσης Ανατολής.
- Η κατανομή ξηράς-θάλασσας είναι 1:3 και το μήκος ακτών είναι πολύ μεγάλο (περίπου 14000 χλμ, το μισό μήκος της ακτογραμμής ολόκληρης της Αφρικής!) και οφείλεται στον πλούσιο οριζόντιο εδαφικό διαμελισμό και στο έντονο ανάγλυφο της περιοχής, καθώς και στο πλήθος των αναρίθμητων νησιών, τα οποία είναι

περισσότερα από 2500 και είναι κυρίως αποτέλεσμα της σύγκρουσης της Αφρικανικής τεκτονικής πλάκας με την Ευρωπαϊκή.

- Περικλείεται από το Ιόνιο, το Αίγαιο και το Λιβυκό πέλαγος.
- Χαρακτηρίζεται από πλούσιο ανάγλυφο, ιδίως στα δυτικά, βορειοδυτικά και κεντρικά.

3. Το παρόν κλίμα της Ελλάδας

Οι περιοχές που περιβρέχονται απ' τη Μεσόγειο χαρακτηρίζονται γενικά από έναν τύπο κλίματος που λέγεται μεσογειακός κι ο οποίος απαντάται σε παρεμφερή γεωγραφικά πλάτη και σε άλλες περιοχές του πλανήτη. Ο μεσογειακός τύπος χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες και ζεστά, ξερά καλοκαίρια αλλά ανάλογα με τις τοπικές συνθήκες, όπως πχ το υψόμετρο, η απόσταση από θάλασσα και τα χαρακτηριστικά γεινίασης κάθε περιοχής, γνωρίζει διάφορες επιμέρους παραλλαγές. Έτσι λοιπόν, ο ελλαδικός χώρος σήμερα αποτελείται από τέσσερις κύριες κλιματικές παραλλαγές του μεσογειακού κλίματος:

- α) θαλάσσιος τύπος, στα δυτικά παράλια και στο Ιόνιο πέλαγος,
- β) χερσαίος τύπος στην Νοτιοανατολική Ελλάδα, σε μέρος της Στερεάς, σε τμήματα της Ανατολικής Πελοποννήσου, στα νησιά του Κεντρικού Αιγαίου και στην Κρήτη,
- γ) ηπειρωτικός τύπος στο μεγαλύτερο τμήμα της Θράκης, της Μακεδονίας, της Ηπείρου και σε μέρος της Θεσσαλίας,
- δ) ορεινός τύπος στους περισσότερους ορεινούς όγκους της χώρας.

Η περιοχή του Βορείου Αιγαίου χαρακτηρίζεται από μεταβατικό κλίμα μεταξύ ηπειρωτικού και χερσαίου τύπου και τέλος, στα Δωδεκάνησα κυριαρχεί εύκρατο θαλάσσιο κλίμα.

Υπάρχουν και δευτερεύοντες, μικρότερης κλίμακας κι επιρροής κλιματικοί τύποι όπως είναι το δασικό κλίμα στις μεγάλες δασώδεις εκτάσεις και σε δρυμούς και το αλπικό κλίμα που χαρακτηρίζει μικρές περιοχές με μεγάλο υψόμετρο την περίοδο του χειμώνα.

4. Συνοπτική κλιματική ιστορία Ανατολικής Μεσογείου κι Ελλάδος

Η κλιματική ιστορία του τελευταίου ενός εκατομμυρίου χρόνων του πλανήτη μας αποτελείται από κλιματικούς κύκλους μέσης διάρκειας περίπου 100000 χρόνων, που διαμορφώνονται από το συνδυασμό τρών αστρονομικών περιοδικοτήτων σε επαλληλία με τους εσωτερικούς μηχανισμούς του κλιματικού συστήματος της Γης. Από αυτή τη διάρκεια μόλις τα 10-30000 χρόνια καταλαμβάνει η μεσοπαγετώδης (θερμή) περίοδος και τα υπόλοιπα περίπου 70-90000 χρόνια περίπου η παγετώδης (ψυχρή) περίοδος. Στον κλιματικό αιώνα λοιπόν που διανύουμε, η ψυχρή περίοδος ξεκίνησε πριν από περίπου 110000 χρόνια και τη διαδέχτηκε η σημερινή θερμή περίοδος που βρισκόμαστε που ξεκίνησε πριν από περίπου 11500 χρόνια. Πρόσφατα, κατά τη χρονική περίοδο 15ου-19ου αιώνα, που χαρακτηρίστηκε ως "Μικρή Παγετώδης Εποχή", σημειώθηκε απότομη πτώση των θερμοκρασιών στην

περιοχή της Μεσογείου, με τον ελλαδικό χώρο να παρουσιάζει μείωση της μέσης θερμοκρασίας κατά περίπου 1.5 °C σε σχέση με τη σημερινή εποχή. Από τα τέλη του 19ου αιώνα άρχισε και πάλι σταδιακή άνοδος της μέσης θερμοκρασίας στην περιοχή με ρυθμό 0.7 °C/100 έτη. Η άνοδος αυτή οφείλεται κατά βάση σε ανθρώπινες δραστηριότητες δεδομένου ότι η Μεσόγειος έχει αποδειχθεί ως περιοχή ευάλωτη στην ανθρωπογενή κλιματική αλλαγή κι όχι μόνο στον τομέα των θερμοκρασιών αλλά και σε αυτόν των βροχοπτώσεων με τις τελευταίες να σημειώνουν ύφεση με κατεύθυνση από ανατολικά προς δυτικά κι από βόρεια προς νότια. Όπως προκύπτει από μετρήσεις, κατά τον περασμένο αιώνα, οι βροχοπτώσεις μειώθηκαν κατά περίπου 20% στη Δυτική Ελλάδα και 10% στην Ανατολική Ελλάδα. Οι μειώσεις αυτές αποδίδονται κυρίως σε φυσικά αίτια γιατί ο παράγοντας της ανθρώπινης παρέμβασης τότε δεν ήταν προσδιορίσιμος λόγω έλλειψης της ολιστικής προσέγγισης που παρέχουν τα κλιματικά σενάρια που αναπτύχθηκαν μεταγενέστερα (Ζερεφός, Ρεπαπτής κ.ά.).

5. Μελλοντικές προσομοιώσεις βάσει κλιματικών μοντέλων

Εστιάζοντας στις προσομοιώσεις της ανθρωπογενούς παρέμβασης στο κλίμα που κατέστη πολύτιμο εργαλείο τα τελευταία χρόνια και με βάση τα δύο ακραία κλιματικά σενάρια B2 κι A2, που αναπτύχθηκαν στην τρίτη αναλυτική Έκθεση της IPCC, 2001, κατά το τέλος του 21ου αιώνα θα έχουμε:

- Μείωση της βροχής μεταξύ 5% και 19% αντίστοιχα
- Αύξηση θερμοκρασίας του αέρα μεταξύ 3 °C και 4.5 °C αντίστοιχα, κυρίως το καλοκαίρι και περισσότερο στα ηπειρωτικά της χώρας
- Μείωση των ατμοσφαιρικών παραμέτρων τόσο της σχετικής υγρασίας όσο και της νεφοκάλυψης μεταξύ 1% και 4.5% αντίστοιχα
- Περίπου 35-40 περισσότερες ημέρες με μέγιστη θερμοκρασία μεγαλύτερη των 35°C στα ηπειρωτικά της χώρας
- Περίπου 50 περισσότερες νύχτες με ελάχιστη θερμοκρασία μεγαλύτερη των 20°C, φαινόμενο που χαρακτηρίζεται κι ως τροπικές νύχτες
- Αύξηση της μέσης προσπίπτουσας ακτινοβολίας από 2.3 έως 4.5 W/m²
- Αύξηση της έντασης των Ετησίων ανέμων κατά περίπου 10%
- Σημαντική αύξηση όπως αναμένεται, της ζήτησης ηλεκτρικής ενέργειας τα καλοκαίρια καθώς και του κινδύνου πυρκαγιών τις μέρες υψηλής επικινδυνότητας
- 40 περίπου νύχτες με παγετό λιγότερες ιδίως στη Βόρεια Ελλάδα
- Αύξηση των ημερών με δυσφορία (συνδυασμός υψηλής θερμοκρασίας κι υγρασίας) ειδικά στις παράλιες περιοχές και στα νησιά με ενδεχόμενες δυσάρεστες συνέπειες στον τουρισμό και στην υγεία του τοπικού πληθυσμού. Οι περιοχές που εκτιμάται ότι θα υποφέρουν περισσότερο είναι τα νησιά του Ιονίου και τα Δωδεκάνησα με 40 μέρες δυσφορίας περισσότερες σε σχέση με σήμερα
- Αύξηση της διάρκειας των ξηρών περιόδων κυρίως στην ανατολική ηπειρωτική χώρα και στη Βόρεια Κρήτη
- Αύξηση της μέγιστης ποσότητας βροχής εντός 3 ημερών κατά 30% στην Ανατολική Στερεά Ελλάδα και στη Βορειοδυτική Μακεδονία και μείωση κατά 20% στη Δυτική Ελλάδα σε σχέση με σήμερα,
- Άνοδος της μέσης στάθμης της θάλασσας με εύρος μεταβολής από 0.2 έως 2 μέτρα μέχρι το έτος 2100. Η μεγάλη αυτή απόκλιση οφείλεται σε τοπικούς παράγοντες και χαρακτηριστικά μορφολογίας των ακτών, των ιζημάτων και των πετρωμάτων που υπάρχουν καθώς και σε τυχόν ύπαρξη εκβολών ποταμών και λιμνοθαλασσών.

6. Κλιματικές παράμετροι στον ελλαδικό χώρο

- Ηλιακή ακτινοβολία

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η επιφάνεια του εδάφους σε έναν τόπο εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, την εποχή του έτους, καθώς κι από κλιματικούς και τοπογραφικούς παράγοντες. Θεωρητικά η ηλιακή ακτινοβολία σε έναν τόπο ακολουθεί την ετήσια πορεία της απόκλισης του Ήλιου. Παρατηρείται όμως εδώ ότι η απόλυτη υγρασία της ατμόσφαιρας, η νέφωση, τα αιωρούμενα σωματίδια κ.α. προκαλούν μεγάλες αποκλίσεις από τη θεωρητική τιμή της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος των διαφόρων περιοχών.

- Νέφωση κι ηλιοφάνεια

Η μέση ετήσια νέφωση είναι μέγιστη στο εσωτερικό της χώρας, όπου οι ατμοσφαιρικές αέριες μάζες αναγκάζονται σε ανοδικές κινήσεις από τους ορεινούς όγκους, όπου και λαμβάνει χώρα σύγκλιση και συμπύκνωση των υδρατμών κι ελαττώνεται καθώς κινούμαστε προς τα παράλια. Η ετήσια πορεία της νέφωσης είναι γενικά παράλληλη με εκείνη της βροχής, με μέγιστο ύψος το χειμώνα κι ελάχιστο το καλοκαίρι, ενώ η νέφωση σχεδόν μηδενίζεται στη Νοτιοανατολική Ελλάδα.

Στην Ελλάδα ο αριθμός των αίθριων ημερών (ημέρες με λιγότερο από 20% νεφοκάλυψη) είναι σχετικά μεγάλος σε όλες τις εποχές, ενώ αντίθετα οι νεφοσκεπείς ημέρες (ημέρες με νεφοκάλυψη μεγαλύτερη από 80%) είναι λίγες.

- Θερμοκρασία του αέρα

Η θερμοκρασία του αέρα στην Ελλάδα, εκτός από τη μεταβολή της παράλληλα με το γεωγραφικό πλάτος, παρουσιάζει μεγάλες διαφοροποιήσεις από τόπο σε τόπο και λόγω του αναγλύφου. Σε περιοχές όπου η διάταξη των ορεινών όγκων τροποποιεί τη ροή των ψυχρών βόρειων ανέμων παρατηρούνται ηπιότεροι χειμώνες, ενώ αντίθετα σε άλλες περιοχές, στις οποίες το ανάγλυφο επιτρέπει την είσοδο ψυχρών αερίων μαζών, παρατηρούνται δριμύτεροι χειμώνες. Η θάλασσα συντελεί στο να είναι ηπιότερο το κλίμα στις παράκτιες και στις νησιωτικές περιοχές από εκείνο της γειτονικής ενδοχώρας, με ηπιότερους χειμώνες και πιο δροσερά καλοκαίρια. Οι ετήσιες ισόθερμες καμπύλες (καμπύλες που διέρχονται από τόπους με την ίδια μέση ετήσια θερμοκρασία του αέρα) διατάσσονται σχεδόν παράλληλα με το γεωγραφικό πλάτος

Η μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία του αέρα κατά τους κυρίως θερινούς μήνες, Ιούλιο-Αύγουστο, κυμαίνεται μεταξύ 32 °C και 36 °C, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να ξεπεράσει και τους 40 °C, ιδίως στις πεδιάδες της Κεντρικής Ελλάδος. Η ετήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα σε όλη σχεδόν την Ελλάδα εμφανίζει ελάχιστο κατά τα τέλη Ιανουαρίου με Φεβρουάριο, ένδειξη επικράτησης χειμιάτου κλίματος, πράγμα που συμβαίνει νωρίτερα στο εσωτερικό της χώρας από ό,τι στις παράκτιες περιοχές. Από το Μάρτιο η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται και φθάνει στο μέγιστο κατά τα τέλη Ιουλίου με Αύγουστο, επίσης αργότερα στις παράκτιες περιοχές από ό,τι στην ενδοχώρα. Οι Ετησίες, όπως κι οι θαλάσσιες αύρες που πνέουν τη θερινή περίοδο, δημιουργούν ήπιο κλίμα στο Αιγαίο. Απόλυτα μέγιστες ημερήσιες θερμοκρασίες άνω των 45 °C έχουν σημειωθεί σε ορισμένα μέρη της Κεντρικής και της Νότιας Ελλάδος. Ήδη από το τέλος Σεπτεμβρίου αρχίζει με βραδείς

ρυθμούς η πτώση της θερμοκρασίας σε όλη τη χώρα, νωρίτερα στα βόρεια κι αργότερα στα νότια της χώρας.

Το μέσο ετήσιο θερμομετρικό εύρος (η διαφορά μεταξύ της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας του Ιουλίου ή του Αυγούστου από τη μέση μηνιαία θερμοκρασία του Ιανουαρίου ή του Φεβρουαρίου) στη Βόρεια Ελλάδα είναι μεγαλύτερο των 20 °C, χαρακτηριστικό της ύπαρξης ηπειρωτικού κλίματος, ενώ στις νότιες περιοχές είναι μικρότερο κι ιδίως στα νότια νησιά είναι μικρότερο από 15 °C.

- Υγρασία του αέρα

Η ετήσια πορεία της απόλυτης υγρασίας του αέρα (δηλαδή, το πηλίκο της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο του αέρα στον οποίο περιέχονται, το οποίο κι εκφράζεται με τη μερική τάση των υδρατμών στον αέρα) ακολουθεί την αντίστοιχη πορεία της θερμοκρασίας με μέγιστο το θέρος κι ελάχιστο το χειμώνα. Στα μεσογειακά θαλάσσια κλίματα η απόλυτη υγρασία εμφανίζει, όπως κι η θερμοκρασία της θάλασσας, το μέγιστο και το ελάχιστο λίγο αργότερα από το αντίστοιχο μέγιστο κι ελάχιστο της θερμοκρασίας του αέρα.

Η σχετική υγρασία εκφράζεται ως ποσοστό % της μάζας των υδρατμών του αέρα προς τη μάζα των υδρατμών του κορεσμένου αέρα (της μέγιστης μάζας υδρατμών που μπορεί να συγκρατήσει ο αέρας στη δεδομένη θερμοκρασία του) ή αλλιώς ως ποσοστό % της μερικής τάσης των υδρατμών του αέρα (απόλυτη υγρασία) προς τη μέγιστη τάση των υδρατμών του αέρα (του κορεσμένου αέρα). Η σχετική υγρασία είναι εκείνη η έκφραση της υγρασίας που έχει μεγάλο βιοκλιματικό ενδιαφέρον, διότι με μικρή σχετική υγρασία το θέρος ο καύσωνας είναι λιγότερο αισθητός κι αντιθέτως, με μεγάλη σχετική υγρασία το χειμώνα το κρύο είναι λιγότερο αισθητό.

Η σχετική υγρασία ακολουθεί πορεία αντίθετη από τη θερμοκρασία του αέρα τόσο κατά την ετήσια όσο και κατά την ημερήσια μεταβολή της, διότι εξ ορισμού είναι αντιστρόφως ανάλογη της μέγιστης τάσης των υδρατμών, η οποία εξαρτάται από τη θερμοκρασία του αέρα. Η μέση σχετική υγρασία παρουσιάζει σε όλη την Ελλάδα απλή ετήσια κύμανση με μέγιστο κατά το Δεκέμβριο κι ελάχιστο κατά τον Ιούλιο-Αύγουστο. Το ετήσιο υγρομετρικό εύρος στο εσωτερικό της ηπειρωτικής Ελλάδος και της Κρήτης είναι μεγαλύτερο από το αντίστοιχο των εύκρατων κλιμάτων, πλησιάζοντας πολύ το αντίστοιχο των χερσαίων κλιμάτων, της Δυτικής Ελλάδος είναι μεταξύ χερσαίου και θαλάσσιου κλίματος, ενώ των ακτών της Πελοποννήσου και της Κρήτης καθώς και των νήσων πλησιάζει προς το υγρομετρικό εύρος των θαλάσσιων κλιμάτων.

- Βροχή

Η βροχή κι η θερμοκρασία του αέρα αποτελούν τα πιο σημαντικά κλιματικά στοιχεία ενός τόπου. Όπως προαναφέρθηκε, η τοπογραφία της Ελλάδος παίζει σημαντικό ρόλο στο κλίμα της χώρας, με ιδιαίτερη έμφαση στην ποσότητα της βροχής. Η γεωγραφική θέση της χώρας, το γεγονός ότι περιβρέχεται από θάλασσα κι η ύπαρξη υψηλών ορέων κι οροσειρών διαφόρων διευθύνσεων προσδίδουν μεγάλη ανομοιογένεια στη διανομή αλλά και στο ύψος της βροχής στις διάφορες περιοχές της Ελλάδος. Βέβαια σε γενικές γραμμές διατηρείται ο χαρακτηριστικός τύπος βροχής των μεσογειακών παράλιων τόπων με την ξηρότητα κατά το θέρος και με βροχερή περίοδο από τα μέσα του φθινοπώρου μέχρι τα μέσα της άνοιξης. Στη Βόρεια Ελλάδα η βροχή τείνει να κατανέμεται ομαλότερα μέσα στο έτος. Η μέση ετήσια βροχόπτωση για ολόκληρη τη χώρα υπολογίζεται σε περίπου 800 χλστ.,

όμως η γεωγραφική διανομή του ετήσιου ύψους βροχής, αλλά κι αυτού της βροχερής περιόδου του έτους, ακολουθεί σε γενικές γραμμές το ανάγλυφο της Ελλάδος.

Η διανομή του ετήσιου ύψους της βροχής σε γενικές γραμμές ισχύει για όλους τους μήνες της ψυχρής περιόδου του έτους, με τη διαφορά ότι η ποσότητα της βροχής αυξάνεται από το φθινόπωρο προς το χειμώνα κι ελαττώνεται προς την άνοιξη. Το θέρος οι σπάνιες βροχές που διακόπτουν τη θερινή ανομβρία οφείλονται κυρίως σε τοπικές θερμικές καταιγίδες μικρής διάρκειας χωρίς μεγάλες διαφορές μεταξύ δυτικού κι ανατολικού τμήματος της χώρας κι οι οποίες πολλές φορές σε λίγες μόνον ώρες δίδουν μεγάλες ποσότητες βροχής. Η ετήσια πορεία της βροχής παρουσιάζει ιδιαιτερότητες ως προς τα μέγιστα κι ελάχιστα ανάλογα με τη γειτνίαση με τη θάλασσα, το υψόμετρο, το γεωγραφικό πλάτος κ.λπ., χωρίς όμως να παρεκκλίνει από το βασικό χαρακτήρα του μεσογειακού κλίματος της βροχερής ψυχρής περιόδου και της θερινής ανομβρίας. Οι μήνες Ιούλιος-Αύγουστος θεωρούνται οι μήνες με την ελάχιστη βροχή, ενώ σε πολλούς τόπους της χώρας το Σεπτέμβριο παρατηρούνται οι πρώτες βροχές, αρχικά στα υψηλά και κατά τον Οκτώβριο στα πεδινά και τα νησιά του Αιγαίου. Κατά το Νοέμβριο κι ιδίως το Δεκέμβριο παρατηρείται κατά μέσο όρο το μέγιστο μηνιαίο ύψος της βροχής. Το ετήσιο ύψος της βροχής στην Ελλάδα μεταβάλλεται σημαντικά από έτος σε έτος αλλά κι από σειρά σε άλλη σειρά ετών άλλοτε πολυομβρίας κι άλλοτε ανομβρίας.

Η ραγδαιότητα της βροχής, τα μεγάλα ύψη βροχής 24ώρου κι η ισχυρή ένταση βροχής ακολουθούν την ίδια γεωγραφική κι εποχική διανομή με τη διανομή της ετήσιας βροχόπτωσης. Η μέση ετήσια ραγδαιότητα ελαττώνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά κι από το βορρά προς το νότο. Η ραγδαιότητα της βροχής στο μεγαλύτερο μέρος της χώρας είναι εντονότερη κατά τους φθινοπωρινούς μήνες Οκτώβριο-Νοέμβριο.

Οι μετεωρολογικές συνθήκες υπό τις οποίες δημιουργούνται οι καταιγίδες είναι όμοιες με αυτές των βροχών, αλλά απαιτείται να σημειώνεται μεγάλος βαθμός ατμοσφαιρικής αστάθειας. Στη Μεσόγειο γενικά οι καταιγίδες εμφανίζονται ως αποτέλεσμα εισβολών πολικών ψυχρών αερίων μαζών σε ψυχρά μέτωπα, ιδίως το φθινόπωρο, οπότε η θάλασσα είναι σχετικά θερμή, καθώς και σε περιοχές σύγκλισης τροπικών υγρών και θερμών αερίων μαζών σε θερμά μέτωπα. Η ορειογραφία παίζει σημαντικό ρόλο, καθώς υποχρεώνει τις αέριες μάζες να υψωθούν κι έτσι να ψυχθούν κατά την εκτόνωση και να συμπυκνώσουν τους υδρατμούς τους. Οι καταιγίδες γενικά στην περιοχή της Ελλάδος είναι συνηθέστερες κυρίως στις παραθαλάσσιες περιοχές το φθινόπωρο και το χειμώνα, οπότε οι θάλασσες είναι θερμότερες του αέρα. Το θέρος παρατηρούνται στα ηπειρωτικά μέρη οι λεγόμενες θερμικές καταιγίδες, όταν υπερθερμαίνεται το έδαφος κι υπάρχουν ευνοϊκές συνθήκες για αστάθεια στην ελεύθερη ατμόσφαιρα ενώ στα παραθαλάσσια μέρη είναι αμελητέα η αστάθεια, δεδομένου ότι η θάλασσα είναι ψυχρότερη από την ξηρά.

- Άνεμοι

Το χειμώνα η Μεσόγειος βρίσκεται ανάμεσα στα επικρατούντα συστήματα υψηλών πιέσεων του ευρασιατικού αντικυκλώνα και του Βόρειου Ατλαντικού. Τα συστήματα αυτά κατευθύνουν προς τη Μεσόγειο γενικά ψυχρές-ξηρές κι αντίστοιχα θερμές-υγρές αέριες μάζες κι έτσι στη θάλασσα της Μεσογείου δημιουργούνται κέντρα κυκλογένεσης ή αναζωογόνησης διερχόμενων υφέσεων κι ως εκ τούτου το χειμώνα η διεύθυνση κι η ένταση των ανέμων συνεχώς μεταβάλλονται. Περίπου οι ίδιες συνθήκες επικρατούν το φθινόπωρο και την άνοιξη.

Ενώ κατά την ψυχρή περίοδο του έτους τα συστήματα των ανέμων εμφανίζονται πολύπλοκα και μεταβαλλόμενα, κατά το θέρος επικρατούν κυρίως άνεμοι του βόρειου τομέα, οι γνωστοί Ετησίες (μελτέμια). Οι Ετησίες στο Ιόνιο Πέλαγος και τις δυτικές ακτές της χώρας είναι βορειοδυτικής διεύθυνσης (Μαΐστρος), ενώ στο Β. Αιγαίο είναι βορειοανατολικής, καθιστάμενοι βόρειοι στο Κεντρικό και Νότιο Αιγαίο.

- Εξάτμιση – δρόσος – πάχνη – ομίχλη – χιόνι – χαλάζι

Η εξάτμιση εξαρτάται κυρίως από τη θερμοκρασία του ύδατος, αλλά κι από τη θερμοκρασία και την υγρασία του αέρα, καθώς κι από τον άνεμο. Η εξάτμιση γενικά ακολουθεί την ετήσια κι ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα κι είναι μικρότερη στις δυτικές και βόρειες περιοχές της χώρας από ό,τι στις νότιες κι ανατολικές.

Δρόσος είναι η συμπύκνωση των υδρατμών του αέρα σε υδροστανογίδια στις επιφάνειες στο έδαφος και παρατηρείται σχεδόν σε ολόκληρη τη χώρα περίπου όλο το έτος, με μέγιστη εμφάνιση του φαινομένου το χειμώνα κι ελάχιστη το θέρος.

Πάχνη είναι η συμπύκνωση των υδρατμών σε μορφή πάγου στις επιφάνειες στο έδαφος κι αποτελεί σπανιότερο φαινόμενο από ό,τι η δρόσος. Παρατηρείται μόνο την ψυχρή περίοδο του έτους, οπότε η θερμοκρασία των επιφανειακών στρωμάτων είναι κάτω από το μηδέν.

Ομίχλη προκαλείται από την ψύξη και συμπύκνωση των υδρατμών του στρώματος του αέρα που εφάπτεται στην επιφάνεια του εδάφους μιας υγρής και θερμότερης από το έδαφος αέριας μάζας, με αποτέλεσμα τη δημιουργία νέφους που επικάθεται στο έδαφος. Ομίχλες προκαλούνται με τη μεταφορά θερμής κι υγρής αέριας μάζας υπεράνω ψυχρού εδάφους ή και με την ψύξη του εδάφους μέσω της ακτινοβολίας κατά τις ψυχρές κι αίθριες νύκτες, με αποτέλεσμα ο αέρας που εφάπτεται του εδάφους να ψύχεται και να συμπυκνώνει τους υδρατμούς του. Ομίχλες παρατηρούνται σε μεγαλύτερο αριθμό ημερών στη Βόρεια Ελλάδα από ό,τι στη νότια χώρα.

Οι χιονοπτώσεις αυξάνονται από τα νότια της χώρας προς τα βόρεια, από τα παράλια προς το εσωτερικό κι από τις πεδινές προς τις ορεινές περιοχές. Επίσης, οι βορειοανατολικές ψυχρές αέριες μάζες του σιβηρικού αντικυκλώνα που πνέουν κατά διαστήματα το χειμώνα προκαλούν χιονοπτώσεις, κυρίως στην Ανατολική Ελλάδα.

Οι χιονοπτώσεις κατά μέσο όρο διαρκούν από τα τέλη Σεπτεμβρίου μέχρι τα τέλη Μαΐου στους ορεινούς όγκους της Βορείου Ελλάδος, ενώ η περίοδος των χιονοπτώσεων περιορίζεται και κατά την έναρξή της και κατά την εμφάνιση των τελευταίων χιονιών, στις νοτιότερες περιοχές και στα παράλια της χώρας. Στην Ελλάδα το νερό που πέφτει υπό μορφή χιονιού ως ποσοστό του βρόχινου ύδατος κυμαίνεται από 0 έως 20%.

Το χαλάζι που δημιουργείται στις καταιγίδες είναι σημαντικό κλιματικό στοιχείο λόγω των ζημιών που προκαλεί στη γεωργία. Ο ετήσιος αριθμός ημερών χαλαζιού ελαττώνεται από τα δυτικά προς τα ανατολικά της χώρας. Την ψυχρή περίοδο του έτους το χαλάζι είναι συχνότερο στα παράλια από ό,τι στο εσωτερικό της χώρας, οφειλόμενο κυρίως στις μετωπικές καταιγίδες, ενώ κατά τη θερμή περίοδο συμβαίνει το αντίθετο, με αύξηση της εμφάνισης χαλαζιού στο εσωτερικό, την οποία προκαλούν οι θερμικές καταιγίδες.

7. Παλαιοκλιματικές μεταβολές των τελευταίων 21000 χρόνων στην Ανατολική Μεσόγειο

Σύμφωνα με την Τράπεζα της Ελλάδος (06/2011), μετά το τέλος της κορύφωσης της τελευταίας παγετώδους περιόδου (21000, LGM), και μέχρι τα 13000 οι μέσες θερμοκρασίες θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων (SST) στη Μεσόγειο ήταν 11–15 °C (Emeis *et al.*, 2000), κι η συνολική θερμοκρασιακή μεταβολή κατά την είσοδο του Ολοκαίνου (11500) εκτιμάται στους 10 °C (Emeis *et al.*, 2003). Αξιοσημείωτο στο διάστημα αυτό, αποτελεί ένα μικρό επεισόδιο σχετικά υψηλής θερμοκρασίας επιφανειακών υδάτων, περίπου 22.9°C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007) που σημειώνεται περίπου 15000-13000 ετών κι αντιστοιχεί στο συμβάν Bølling-Allerød (Bar-Matthews *et al.*, 1997; Geraga *et al.*, 2000; Sbaffi *et al.*, 2001). Ακολούθως, σημειώνονται αιφνίδια σημαντικά κλιματικά γεγονότα ψύχρανσης γνωστά ως Older και Younger Dryas περίπου 14700-11700 ετών, π.χ. καταγράφοντας χαμηλές SST, της τάξης 13-14 °C στα 14000 στην Ιόνια λεκάνη (Emeis *et al.*, 2000) και 14.5 °C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007), και σε όλη τη Μεσόγειο (Vergnaud-Grazzini *et al.*, 1986; Rossignol-Strick, 1995; Geraga *et al.*, 2000; Sbaffi *et al.*, 2001; Asioli *et al.*, 2001; Aksu *et al.*, 1995; Bar-Matthews *et al.*, 1997; Zacchariasse *et al.*, 1997; De Rijk *et al.*, 1999).

Η έναρξη του Ολοκαίνου στα 11000–11500 ακολουθήθηκε από μια ενίσχυση της έντασης της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας στον εποχικό κύκλο του Βορείου Ημισφαιρίου με αποτέλεσμα μία μετατόπιση των μουσώνων προς βορειότερες περιοχές (Jolly *et al.*, 1998). Αυτό είχε ως συνέπεια την περιοδική κορύφωση του αφρικανικού θερινού μουσώνα στη Μεσόγειο, με αύξηση των κατακρημνισμάτων πάνω από την Ισημερινή Αφρική και πιθανή αύξηση της εκροής του ποταμού Νείλου (Rossignol-Strick, 1985; Rohling *et al.*, 2002). Παράλληλα, αύξηση των κατακρημνισμάτων προκλήθηκε πιθανώς και στο βόρειο τμήμα της Μεσογείου, ως συνέπεια της αυξημένης δραστηριότητας των ατμοσφαιρικών πιέσεων πάνω από την περιοχή (Duplessy *et al.*, 2005). Το προκαλούμενο αυξημένο απόθεμα γλυκού νερού στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου δημιούργησε μεταβολές στη θαλάσσια κυκλοφορία με αποτέλεσμα μια έντονη στασιμότητα των βαθιών υδάτων η οποία σε συνδυασμό με την αυξημένη παραγωγικότητα κι εναπόθεση οργανικού υλικού στους πυθμένες οδήγησε στην απόθεση του πλέον πρόσφατου σαπροπηλού S1 (Rohling and Hilgen, 1991; Rohling, 1994). Στην περιοχή του Αιγαίου η έναρξη της απόθεσης αυτού του σαπροπηλικού στρώματος καταγράφεται περίπου στα 9600–10000 έτη (Perissoratis and Piper, 1992; Aksu *et al.*, 1995; Zachariasse *et al.*, 1997; De Rijk *et al.*, 1999, De Lange *et al.*, 2008) και διαρκεί μέχρι και τα 6500 περίπου με ένα διάστημα διακοπής μεταξύ των 7300 και 7900 ετών.

Κατά το χρονικό διάστημα που προηγείται της απόθεσης του σαπροπηλού S1 προκύπτουν χαμηλές SST και συγκεκριμένα στα 11000 καταγράφεται θερμοκρασία 13-14 °C στην Ιόνια λεκάνη (Emeis *et al.*, 2000), στα 10800 και 9700 θερμοκρασία 17 °C στο ΝΑ Αιγαίο (Triantaphyllou *et al.*, 2009) και στα 10500 περίπου 16 °C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007). Οι θερμοκρασίες κατά την απόθεση του σαπροπηλού S1 (9500–6600) ανέρχονται στους 16–19 °C σύμφωνα με τρεις θέσεις της Μεσογείου (Δυτική, Κεντρική κι Ανατολική) (Emeis *et al.*, 2000) και 17.5 °C με 22.9 °C στο Βόρειο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007). Η διακοπή της απόθεσης του σαπροπηλού S1 χαρακτηρίζεται από το παγκόσμιο ψυχρό γεγονός των 8200 το οποίο καταγράφεται με σημαντική πτώση της θερμοκρασίας των θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων (Geraga *et al.*, 2008) στην Ανατολική Μεσόγειο (de Rijk *et al.*, 1999; Geraga *et al.*, 2000, 2005) και την εγκαθίδρυση ξηρών συνθηκών σύμφωνα με δεδομένα από τη θάλασσα του Αιγαίου (Rohling *et al.*, 2002; Triantaphyllou *et al.*,

2009a,b). Το ψυχρό και ξηρό αυτό γεγονός αποτυπώνεται και σε αρχαιολογικές θέσεις όπως για παράδειγμα στην περιοχή της Κρήτης, όπου ενώ Νεολιθικά κεραμικά στην Κνωσσό δηλώνουν εποικισμό της περιοχής κατά τα 9800–8000, για το χρονικό διάστημα μεταξύ 9000 και 7500 υπάρχουν ενδείξεις ότι ο οικισμός είχε μερικώς εγκαταληφθεί (Efstratiou *et al.*, 2004). Επιπλέον, απώλεια ανθρωπίνων αποθέσεων γι αυτό το χρονικό διάστημα έχει παρατηρηθεί και σε μια σειρά άλλων θέσεων όπως στη σπηλιά του Κύκλωπα στις Σποράδες, στη σπηλιά της Θεοπέτρας, στα κεραμικά ευρήματα στο Σιδάρι Κέρκυρας (Berger and Guilaine, 2009) και σε άλλες θέσεις της Μεσογείου.

Μετά την απόθεση του S1 (νεότερα των 6600) η θερμοκρασία των υδάτων αυξήθηκε και κυμάνθηκε γύρω στους 20 °C στην Ιόνια λεκάνη και στη Λεβαντίνη, με μέγιστη τους 24 °C (Emeis *et al.*, 2000) στα 6000 και μέση τιμή τους 19°C στο Βορείο Αιγαίο (Gogou *et al.*, 2007), όμοια με τη σημερινή ετήσια θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (Worley *et al.*, 2005) στην ίδια θέση. Κατά το Μέσο Ολόκαινο (4900) σημειώνεται η ανώτατη θερμοκρασία SST για το ΝΑ Αιγαίο στους 25 °C (Triantaphyllou *et al.*, 2009).

8. Μεταβολές της τελευταίας χιλιετίας

Σύμφωνα με την Τράπεζα της Ελλάδος (06/2011), κατά τη διάρκεια της τελευταίας χιλιετίας καταγράφηκαν κάποιες χαρακτηριστικές κλιματικές περίοδοι στη Μεσόγειο οι οποίες είναι η θερμή περίοδος του Μεσαίωνα (Medieval Warm Period) γύρω στο 1000, η ψυχρή εποχή Little Ice Age περίπου από το 1500 έως το 1850, όπως και τα μικρής διάρκειας ψυχρά γεγονότα Late Maunder Minimum (LMM, περίπου 1700) και Spörer (SM, περίπου 1450) τα οποία πιθανό (Jansen *et al.*, 2007) να σχετίζονται με ελάχιστα της ηλιακής δραστηριότητας, και συγκεκριμένα το LMM επιπλέον συσχετίζεται με ηφαιστειακή δραστηριότητα κι εσωτερικές διακυμάνσεις και συνδέσεις με το Βόρειο Ατλαντικό (Luterbacher *et al.*, 2001; Luterbacher and Xoplaki, 2003).

Στη Βόρεια Ελλάδα υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασίας από έγγραφες πηγές (ιστορικές και μοναστηριακές) αναφορικά με την ύπαρξη ακραίων χειμώνων το διάστημα 1200–1900 (Reparis *et al.*, 1989) απ' όπου προέκυψε ότι οι ψυχρότερες περίοδοι σημειώθηκαν το πρώτο μισό του 15ου αιώνα (Mayewski *et al.*, 2004), το δεύτερο μισό του 17ου αιώνα και μέσα στο 19ο αιώνα. Το διάστημα 1675-1830 (Little Ice Age) υπάρχουν καταγραφές από Ελλάδα και Κύπρο σε μη συνεχή μηνιαία βάση για θερμοκρασία, κατακρήμνιση, ξηρασία και πλημμύρα (Xoplaki *et al.*, 2001). Συγκεκριμένα, το πιο υγρό κλίμα κατά το Little Ice Age σημειώθηκε μεταξύ των περιόδων 1650–1710 και 1750–1820. Η θερμοκρασία επιφανειακών υδάτων (SST) για την περίοδο του Little Ice Age στη Βορειοδυτική Σικελία (Silenzi *et al.*, 2004) εκτιμήθηκε 1.99 ± 0.37 °C χαμηλότερα από τη σημερινή. Η αναπαράσταση της SST δείχνει ότι από τις αρχές μέχρι τα μέσα του 16ου αιώνα, οι θερμοκρασίες ήταν υψηλότερες από τις σημερινές.

Για τη θερμή Μεσαιωνική περίοδο και την αρχή του Little Ice Age για την Ανατολική Μεσόγειο έχουν συλλεχθεί καταγραφές από τον Telelis (2000, 2004). Για τη χρονική περίοδο μεταξύ 1925 και 1995 έχουν εκτιμηθεί από σταθμούς στην περιοχή του Μαραθώνα θερμοκρασίες αέρα μεταξύ 10 και 27 °C (μέση τιμή 18 °C) και θερμοκρασίες θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων μεταξύ 10.3 και 26.7 °C (Pavliopoulos *et al.*, 2006). Το ζήτημα που προκύπτει είναι σε ποιο βαθμό τα κλιματικά πρότυπα του 20ού αιώνα (calibration period of the statistical models)

αντιπροσωπεύουν το συνολικό εύρος της κλιματικής μεταβλητότητας (π.χ. Luterbacher and Xoplaki, 2003).

Αξίζει να σημειωθεί ότι μεταξύ του 1500 και 1900 υπήρξε έντονη ηφαιστειακή δραστηριότητα στη Μεσόγειο από τα ηφαιστεια της Ιταλίας όπως Αίτνα, Βεζούβιος, Βουλκάνο και Στρόμπολι τα οποία δημιούργησαν τις λεγόμενες ξηρές ομίχλες (dry fogs). Το πιο έντονο ηφαιστειακό επεισόδιο που επηρέασε όλο το Βόρειο Ημισφαίριο σημειώθηκε στην Ισλανδία το 1783.

Τους τελευταίους αιώνες, δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα SST υψηλής ανάλυσης (ετήσια, εποχικά) για την περιοχή της Μεσογείου εξαιτίας της έλλειψης κατάλληλων δεικτών, όπως π.χ. τα κοράλλια σε τροπικές-υποτροπικές θάλασσες. Τα υφαλογενή κοράλλια (με ετήσιες ζωνώσεις) της Ερυθράς θάλασσας αποτελούν εξαίρεση. Για το λόγο αυτό αναζητούνται νέοι δείκτες από υφάλους βερμιτών *vermetids* (τελευταία 500-600 χρόνια, με ανάλυση 30-50 χρόνια), μη-τροπικά κοράλλια (τελευταία 100-150 χρόνια, με ανάλυση εποχική έως εβδομαδιαία) και κοράλλια βαθιάς θάλασσας (όμοια με τα μη-τροπικά). Ο στόχος είναι αυτά τα νέα αρχεία να συμπληρώσουν την πληροφορία που προέρχεται από τους βασικούς κλιματικούς δείκτες όπως για παράδειγμα των τρηματοφόρων, αλκενόνων, δινόμαστιγωτών, ναννοαπολιθωμάτων όπως κι ανάπτυξη σερπουλιτών σε βυθισμένα σπηλαιοαποθέματα (Antonioli *et al.*, 2001). Οι παραπάνω θαλάσσιοι δείκτες παρέχουν ανάλυση χαμηλότερη των 100-200 χρόνων με εξαίρεση περιοχές υψηλού ρυθμού ιζηματογένεσης (> 80 εκατ./kyr) όπως π.χ. στη λεκάνη της Νότιας Λεβαντίνης όπου η σύσταση των σταθερών ισotόπων τρηματοφόρων δείχνει ξεκάθαρα τη θερμή περίοδο του Μεσαίωνα και το LIA με ανάλυση 40-50 χρόνια για την τελευταία χιλιετία. (Schilman *et al.*, 2001). Οι Kuniholm & Striker (1987) έχουν επιδοθεί σε μεγάλο αριθμό δεντροχρονολογήσεων κυρίως στην Ελλάδα και στην Τουρκία με σκοπό τη χρονολόγηση αρχαιολογικών θέσεων. Οι διάφορες μελέτες από δεδομένα δακτυλίων δέντρων της Τουρκίας έδειξαν ότι η διάρκεια ξηρών χρόνων εκτείνεται σε ένα με δύο χρόνια και σπάνια σε περισσότερα από τρία. Από συνδυασμό μελετών, τα ξηρότερα έτη φαίνεται υπήρξαν τα 1693, 1735, 1819, 1868, 1878, 1887 και 1893 στη λεκάνη της Ανατολικής Μεσογείου (Akkemik and Aras, 2005).

9. Σύγκριση αναμενόμενης κλιματικής αλλαγής με παλαιοκλιματικά δεδομένα μεταβολών

Σύμφωνα πάλι με την Τράπεζα της Ελλάδος (06/2011), συγκρίνοντας τις τιμές θερμοκρασίας των πρόσφατων δεκαετιών με αυτές του παρελθόντος συμπεραίνουμε ότι υψηλότερες τιμές στο παρελθόν έχουν παρατηρηθεί παγκόσμια: α) στην προηγούμενη μεσοπαγετώδη περίοδο, πριν από 120-125 χιλιάδες χρόνια, με 2 °C ψηλότερα, β) μεταξύ 9-4 χιλιάδες χρόνια πριν (Μέσο Ολόκαινο) με 1-3 °C υψηλότερα, και γ) κατά τη θερμή περίοδο του Μεσαίωνα (800-1200) με 1 °C υψηλότερα.

Αντίστοιχα, οι εκτιμήσεις παγκόσμιων ρυθμών θέρμανσης για τη μετάβαση από την παγετώδη 18-21 χιλιάδες χρόνια πριν, στην έναρξη της μεσοπαγετώδους περιόδου 11500 χρόνια πριν, είναι 0.6 - 2 °C/100y ενώ αναφορικά με το Μέσο Ολόκαινο (6000), ο ρυθμός μειώνεται στους 0.4 °C/100y.

Συγκρίνοντας τις μεταβολές των θερμοκρασιών θαλάσσιων επιφανειακών (SST) υδάτων της Μεσογείου των τελευταίων 21000 χρόνων με τις σημερινές, και

θεωρώντας ότι η σημερινή μέση SST της Μεσογείου είναι 20 °C (χειμερινή καταγραφή: 16 °C, καλοκαιρινή: 28 °C), συμπεραίνουμε ότι έχουν καταγραφεί ψηλότερες θερμοκρασίες, συγκεκριμένα 25 °C στα 4900 χρόνια στο ΝΑ Αιγαίο, 24°C στα 6000 χρόνια στην Ιόνια λεκάνη, 22.9 °C στα 13000 χρόνια στο Βόρειο Αιγαίο, 22 °C στην Ιόνια λεκάνη το 1000 ενώ εκτιμάται ότι οι SST ήταν θερμότερες από τις σημερινές, από τις αρχές μέχρι τα μέσα του 1500.

Αντίστοιχα, ενδεικτικοί ρυθμοί μεταβολής των SST της Μεσογείου κατά το Ολόκαινο είναι οι εξής: μείωση 1.6 °C μέσα σε 91 χρόνια (στα 9800) κι ακολούθως αύξηση 3°C μέσα σε 92 χρόνια (στα 9700) στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο, μείωση 2 °C μέσα σε 50 χρόνια στο Νότιο Αιγαίο στα 8200, κι αύξηση 2.4 °C (από 21 σε 23.4 °C) μέσα σε 72 χρόνια στα 5000 στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο.

Όπως είναι γνωστό, οι διαθέσιμες ετήσιες αποκλίσεις των μέσων τιμών SST από το επίπεδο αναφοράς της περιόδου 1961-1990 για το χρονικό διάστημα 1860 έως 2000 του Βορείου Ημισφαιρίου, καταγράφουν μια συνολική μεταβολή στην απόκλιση θερμοκρασίας της τάξης των 0.9 °C μέσα σε 90 χρόνια, η οποία είναι μικρότερη από αυτές που έχουν παρατηρηθεί τα τελευταία 21000 χρόνια. Σε μια νεότερη όμως καταγραφή (1957-2006) των μέσων ετήσιων SST της Μεσογείου προκύπτει μεγαλύτερη μεταβολή της θερμοκρασίας, δηλαδή 1.2 °C μέσα σε 28 χρόνια, η οποία είναι συμβατή με το ρυθμό αύξησης 0.067 °C/y βασισμένη σε δορυφορικά δεδομένα για την περίοδο 1990–2006 (Del Rio Vera *et al.*, 2006). Δυστυχώς η αναπόφευκτα χαμηλή χρονική ανάλυση των παλιοκλιματικών αρχείων δεν επιτρέπει την επιθυμητή σύγκριση μεταξύ των ρυθμών μεταβολής των σημερινών με τις παλαιές SST. Υψηλής ανάλυσης ωκεάνια μοντέλα εκτιμούν αύξηση της SST κατά 3 °C μέχρι το 2100 (Somot *et al.*, 2006), ρυθμός ο οποίος έχει παρατηρηθεί στο γεωλογικό παρελθόν π.χ. πριν από 9700 στο Νοτιοανατολικό Αιγαίο.

Συγκρίνοντας το σημερινό ρυθμό θέρμανσης 0.7 °C/100y (IPCC, 2007) με τους παγκόσμιους ρυθμούς θέρμανσης των τελευταίων 21000 χρόνων συμπεραίνεται ότι έχει καταγραφεί θέρμανση στο γεωλογικό παρελθόν και μάλιστα με μεγαλύτερους ρυθμούς. Οι περιπτώσεις όμως αυτές υψηλών ρυθμών θέρμανσης του παρελθόντος σημειώθηκαν σε περιόδους μετάβασης από μια παγετώδη προς μια μεσοπαγετώδη περίοδο κατά την οποία είναι αναμενόμενο να παρατηρούνται μεγαλύτεροι ρυθμοί θέρμανσης. Ο ρυθμός θέρμανσης κατά το Μέσο Ολόκαινο, όπου η ουσιαστικότερη κλιματική μετάβαση έχει ολοκληρωθεί και βρίσκεται σε μια πιο σταθερή κλιματικά περίοδο, μειώνεται στους 0.4 °C/100y. Οπότε η σύγκριση μεταξύ του μεσαίου και τελευταίου τμήματος της σημερινής μεσοπαγετώδους περιόδου δείχνει ότι ο σημερινός ρυθμός θέρμανσης υπερβαίνει αυτόν του Μέσου Ολόκαινου. Από την άλλη, συγκρίνοντας τις απόλυτες τιμές θερμοκρασίας παρατηρείται ότι υπήρξαν μεγαλύτερες από τις σημερινές κατά 1–3 °C τόσο κατά το Μέσο Ολόκαινο όσο και κατά το ιστορικό παρελθόν (800-1200 το Μεσαίωνα). Συμπερασματικά, προκύπτει ότι η αποκλίνουσα παράμετρος της σημερινής κλιματικής αλλαγής σε σχέση με το παρελθόν δείχνει να είναι ο ρυθμός αύξησης της θερμοκρασίας λαμβάνοντας υπόψη τη θέση που διανύουμε στο σημερινό κλιματικό κύκλο.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι εκτιμήσεις όσον αφορά στην τάση αύξησης θερμοκρασίας αναφέρουν ένα εύρος 1.8–4.0 °C για τα επόμενα 80-90 χρόνια (Meehl *et al.*, 2007, IPCC), το οποίο υπερβαίνει τις μέσες τιμές ρυθμών θέρμανσης που καταγράφονται στα γεωλογικά αρχεία. Ο ανώτερος ρυθμός θέρμανσης που έχει εκτιμηθεί, αγγίζει τις ακραίες τιμές των 5-10 °C/100y προερχόμενος όμως από μετρήσεις στους πάγους της Αρκτικής κατά τη μεταβατική περίοδο 18000-11500 χρόνια πριν, κι επομένως έχει βαρύτητα τοπικού χαρακτήρα.

Η ανομοιογένεια και μη συνεκτικότητα των παλαιοκλιματικών δεδομένων της Μεσογείου των τελευταίων 500 χρόνων, στηριζόμενες σε ενόργανες μετρήσεις των τελευταίων 150 χρόνων και σε έμμεσα δεδομένα που αποκτήθηκαν 300-500 χρόνια πριν, δεν μπορούν να οδηγήσουν στην ασφαλή διαπίστωση ότι τα τελευταία 100 χρόνια χαρακτηρίζονται από συχνότερα ακραία κλιματικά φαινόμενα σε σχέση με αυτά των προηγούμενων 400 χρόνων.

Η παλαιοκλιματική ανασκόπηση των τελευταίων 21000 χρόνων για τη Μεσόγειο δείχνει ότι ενώ οι τάσεις (θέρμανση/ψύξη) των κλιματικών μεταβολών είναι συνήθως όμοιες για όλες τις περιοχές, δεν ισχύει το ίδιο όμως για το εύρος των θερμοκρασιακών μεταβολών ή τους ρυθμούς θερμοκρασιακής μεταβολής. Το ίδιο σχήμα πιστοποιείται και στις πρόσφατες ενόργανες μετρήσεις SST όπου κατά την περίοδο θέρμανσης 1975-1990 η αύξηση θερμοκρασίας ήταν 0.8 °C, 0.6 °C και σχεδόν μηδενική για τη Δυτική Μεσόγειο, την Ιόνια θάλασσα και τη θάλασσα της Λεβαντίνης αντίστοιχα (Belkin, 2009). Αυτή η παρατήρηση φανερώνει ότι η αναμενόμενη αύξηση θερμοκρασίας, ανάλογα με τα υιοθετούμενα σενάρια, θα εκφραστεί με διαφορετική ένταση και διάρκεια σε κάθε περιοχή της Μεσογείου διότι κάθε υπολεκάνη έχει διαφορετικά υδρολογικά χαρακτηριστικά και κλιματικούς παράγοντες από τους οποίους επηρεάζεται. Η Ανατολική Μεσόγειος παρουσιάζει μεγαλύτερο εποχιακό θερμοκρασιακό εύρος των θαλάσσιων επιφανειακών υδάτων πιθανότατα εξαιτίας της σταθερά χαμηλότερης θερμοκρασίας των βαθιών υδάτων της σε σχέση με τις υπόλοιπες υπολεκάνες (Bergman *et al.*, 2003), και παράλληλα επηρεάζεται περισσότερο από τους ινδικούς μουσώνες σε αντίθεση με τη Δυτική Μεσόγειο η οποία διαμορφώνεται κυρίως από τις συνθήκες που επικρατούν στον Ατλαντικού.

Συμπεραίνουμε λοιπόν, ότι τα χαρακτηριστικά της σημερινής θέρμανσης παρουσιάζουν υψηλό ρυθμό αύξησης της θερμοκρασίας δεδομένης της φάσης του κλιματικού κύκλου που διανύουμε, χωρίς όμως να βρίσκονται εκτός του παρατηρούμενου εύρους, σε σύγκριση με αντίστοιχα εύρη των τελευταίων 21000 χρόνων. Η επίδραση του CO₂ στη σημερινή θέρμανση φαίνεται να αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα καθώς αυτός ο μεγάλος ρυθμός θέρμανσης δεν μπορεί να ερμηνευτεί ή να συσχετιστεί με συγκεκριμένα γεωλογικά γεγονότα όπως οι τροχιακοί παράμετροι της Γης, η μεταβολή στην κυκλοφορία των ωκεάνιων ρευμάτων, η ηφαιστειακή δραστηριότητα, η μετακίνηση ηπείρων, οι μεταβολές στην ηλιακή δραστηριότητα, τα οποία αποτελούσαν βασικές αιτίες παγκόσμιας θέρμανσης στο γεωλογικό παρελθόν.

10. Κλιματική Μεταβλητότητα και Κλιματικά Φαινόμενα

Ως κλιματική μεταβλητότητα χαρακτηρίζεται η διακύμανση των στατιστικών παραμέτρων (μέσες τιμές, τυπικές αποκλίσεις, ακρότατες τιμές κ.α.) κλιματικών παραμέτρων σε όλες τις χωρικές και χρονικές κλίμακες πέρα από τα τυπικά συστήματα καιρού. Μεταβλητότητα μπορεί να υπάρξει είτε λόγω των φυσικών εσωτερικών διεργασιών στο κλιματικό σύστημα της Γης που εκφράζουν την εσωτερική δυναμική του κλιματικού συστήματος (εσωτερική κλιματική μεταβλητότητα) είτε λόγω φυσικών ή ανθρωπογενών εξωτερικών εξαναγκαστικών μηχανισμών που (εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα). Σε πολλές περιπτώσεις τα όρια ανάμεσα σε εσωτερική κι εξωτερική κλιματική μεταβλητότητα είναι ασαφή και δυσδιάκριτα γιατί οι

εξωγενείς μηχανισμοί επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τις φυσικές εσωτερικές διεργασίες.

Γνωστά παραδείγματα εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας αποτελούν τα φαινόμενα της Νότιας Ταλάντωσης El Niño (El Niño Southern Oscillation-ENSO) και La Niña, η ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO) κι αρκετά άλλα, ειδικά σε αναφορές φαινομένων όπου το όριο μεταξύ εσωτερικών κι εξωτερικών διεργασιών είναι σχετικά ασαφές με το κλιματικό σύστημα της Γης να έχει αλλάξει. Παράδειγμα αποτελούν τα επεισόδια Heinrich κατά την τελευταία παγετώδη περίοδο, όπου συμπλέγματα παγόβουνων αποκόπηκαν από τους παγετώνες και κινήθηκαν στο Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό.

Για παράδειγμα, η τήξη των τεράστιων ποσοτήτων παγωμένου γλυκού νερού ως αποτέλεσμα της αύξησης της θερμοκρασίας της Γης συνεπεία της ανθρωπογενούς κλιματικής αλλαγής, μετέβαλε την πυκνότητα του θαλάσσιου νερού κι επέδρασε στη θερμόαλη ωκεάνια κυκλοφορία.

Όπως φαίνεται και στο Σχήμα 1, η εσωτερική μεταβλητότητα εξαρτάται από τους εξωτερικούς εξαναγκαστικούς μηχανισμούς. Η εσωτερική μεταβλητότητα ουσιαστικά μεταφέρει ενέργεια, χωρίς να υπάρχει σημαντική «καθαρή» ενεργειακή μεταβολή, μιας και σύμφωνα με τους νόμους της θερμοδυναμικής η ενέργεια ούτε δημιουργείται ούτε καταστρέφεται. Ωστόσο, το κλίμα «εξαναγκάζεται» να αλλάξει σε μακροχρόνια βάση, σε αντίθεση με την εσωτερική μεταβλητότητα η οποία είναι μη εξαναγκαζόμενη. Αυτό προκαλείται μέσω αναδράσεων (feedbacks) κατά τις οποίες μία διαταραχή κλιματικής παραμέτρου επιφέρει μεταβολή σε μία άλλη κι αυτή, με τη σειρά της, επιφέρει επιπλέον μεταβολή στην αρχική. Κατά την αρνητική ανάδραση (negative feedback) η αρχική διαταραχή εξασθενεί από τις αλλαγές που επιφέρει, ενώ η θετική ανάδραση (positive feedback) δρα ενισχυτικά της διαταραχής (05_chapter_07_r1.pdf).



Σχήμα 1. Διαφοροποίηση της εσωτερικής κλιματικής μεταβλητότητας με την επιβολή εξωτερικού εξαναγκασμού (Πηγή: 05_chapter_07_r1.pdf).

Υπάρχουν πολλοί μηχανισμοί ανάδρασης στο κλιματικό σύστημα που μπορούν να ενισχύσουν (θετική ανάδραση) ή να εξασθενίσουν (αρνητική ανάδραση) τις επιδράσεις μίας αλλαγής στο κλίμα. Ένα παράδειγμα ενίσχυσης είναι η ανάδραση των υδρατμών, όπου μία αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας οδηγεί σε αύξηση

της συγκέντρωσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα. Οι υδρατμοί όμως είναι ένα ισχυρό θερμοκηπιακό αέριο κι αύξηση της συγκέντρωσής τους ενισχύει το φαινόμενο του θερμοκηπίου κι οδηγεί τελικά σε περαιτέρω αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Η ανάδραση της ανακλαστικότητας των παγοκαλυμμένων περιοχών του πλανήτη αποτελεί άλλη μία περίπτωση θετικής ανάδρασης. Η ανακλαστικότητα ελαττώνεται καθώς οι παγοκαλυμμένες περιοχές υψηλής ανακλαστικότητας μειώνονται, λόγω τήξης του πάγου, και στη θέση τους αναδύονται σκουρότερες περιοχές με μεγαλύτερη απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και συνεπώς μεγαλύτερης εκπομπής θερμότητας.

Η σημαντικότερη αρνητική ανάδραση είναι η αυξημένη εκπομπή υπέρυθρης ακτινοβολίας με την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας (ανάδραση ακτινοβολίας μελανού σώματος). Οι αναδράσεις που σχετίζονται με την αύξηση του CO₂ και την αύξηση της θερμοκρασίας εμφανίζουν αρνητικές αναδράσεις, όπως της θερμικής ακτινοβολίας, της θερμοκλίσης και των ροών εναλλαγής CO₂ στο σύστημα ατμόσφαιρας-ωκεανών, και θετικές αναδράσεις των υδρατμών και της ανακλαστικότητας χιονοκαλυμμένων και παγοκαλυμμένων περιοχών. Κάποιες αναδράσεις μπορεί να είναι θετικές κι αρνητικές, όπως των νεφών, των αλλαγών της ωκεάνιας κυκλοφορίας, της εναλλαγής CO₂ μεταξύ ατμόσφαιρας και ξηράς κι εκπομπών μη θερμοκηπιακών αερίων κι αερολυμάτων από τα φυσικά συστήματα. Κάποιες αναδράσεις εξελίσσονται γρήγορα, σε χρονική κλίμακα ωρών, ενώ κάποιες άλλες σε δεκαετίες ή αιώνες. Υπάρχουν επίσης αναδράσεις με μεγάλο χρονικό εύρος εξέλιξης από μερικές ώρες μέχρι χιλιετίες, όπως το λιώσιμο των πάγων πάνω στην ξηρά (05_chapter_07_r1.pdf).

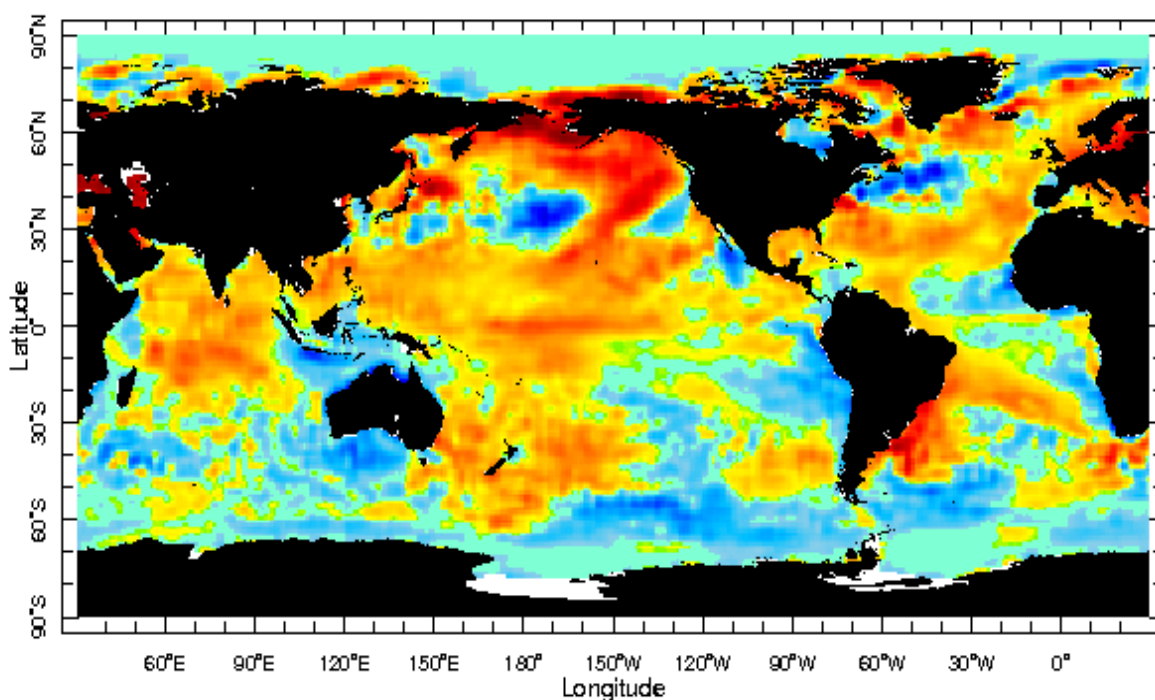
11. Νότια Ταλάντωση El Niño (ENSO)

Η Νότια ταλάντωση El Niño αποτελεί ίσως το κλιματικό φαινόμενο με τη μεγαλύτερη επίδραση και σημαντικότητα στην επιφάνεια του πλανήτη. Με τον επιστημονικό όρο ENSO με τον οποίο είναι ευρέως γνωστό το φαινόμενο, εννοούμε την περιστασιακή ανάπτυξη θερμών ωκεάνιων υδάτων επιφανείας κατά μήκος των ακτών του Ισημερινού και του Περού. Το φαινόμενο παρουσιάζει ωκεάνια κύμανση στις ισημερινές ακτές του Ειρηνικού Ωκεανού με περίοδο από δύο έως επτά έτη. Αιτία της περιστασιακής εμφάνισης της Νότιας ταλάντωσης αποτελεί η δράση των αληγών (ζωνικών) ανατολικών ανέμων οι οποίοι παρουσιάζουν νοτιοανατολικές διευθύνσεις στο Νότιο Ημισφαίριο και βορειοανατολικές στο Βόρειο Ημισφαίριο με αποτέλεσμα περιορισμένη ζώνη σύγκλισης στις 5° N γεωγραφικό πλάτος. Αυτές οι ροές υποβάλλονται σε εποχιακή μεταβλητότητα κι επηρεάζουν ανάλογα και την ωκεάνια κυκλοφορία. Η δράση των αληγών ανέμων προκαλεί μετάβαση προς τα δυτικά θερμότερων υδάτων, θερμοκρασίας περίπου 28-29 °C με ταυτόχρονη άνοδο ψυχρότερων μαζών στα ανατολικά, θερμοκρασίας περίπου 22-24 °C. Αυτή η διεργασία εντάσσεται στο πλαίσιο της φυσιολογικής εξέλιξης του ωκεάνιου συστήματος κι έχει ως αποτέλεσμα την προσωρινή άνοδο της στάθμης της θάλασσας στα δυτικά κατά 0.5 μ. Κατά τη διάρκεια εκδήλωσης του φαινομένου, η επιφανειακή θερμοκρασία θάλασσας κυμαίνεται στα δυτικά του τροπικού Ειρηνικού 6-8 °C ψηλότερα απ' ό,τι στα ανατολικά της ίδιας περιοχής. Αυτή η διαφορά θερμοκρασίας προέρχεται από τους ανατολικούς ζωνικούς ανέμους που μεταφέρουν το θερμό επιφανειακό νερό κατά μήκος του τροπικού Ειρηνικού με κατεύθυνση απ' την ανατολή προς τη δύση (Νότια Αμερική → Αυστραλία). Το επιφανειακό νερό θερμαίνεται βαθμιαία κατευθυνόμενο προς τα δυτικά, με αποτέλεσμα η στάθμη των

υδάτων του ωκεανού να είναι 0.5 μέτρα ψηλότερη στην Ινδονησία απ'ότι στον Ισημερινό. Εξαιτίας λοιπόν αυτής της διαφοράς της στάθμης της θάλασσας, το νερό για να αντισταθμίσει τη διαφορά ύψους, αναβλύζει από πιο μεγάλα βάθη του ωκεανού ανατολικά. Το δροσερό και πλούσιο σε θρεπτικά συστατικά νερό που προκύπτει απ' τη διεργασία είναι πολύ σημαντικό για την αλιεία και για το λόγο αυτό σε περιόδους εκδήλωσης του φαινομένου έχουν σημειωθεί σημαντικά γεγονότα υπεραλίωσης στις ακτές του Ισημερινού και του Περού.

Στα τέλη συγκεκριμένων ετών παρατηρείται εξασθένηση των ζωνικών ανέμων, με αποτέλεσμα σημαντικές ποσότητες θερμότερου νερού να μεταφέρονται στις κεντρικές κι ανατολικές ισημερινές περιοχές του Ειρηνικού δημιουργώντας έτσι το φαινόμενο ENSO. Οι εξασθενημένοι άνεμοι μειώνουν τη ροή του νερού από τη Νότια Αμερική προς την Αυστραλία και μικρότερες ποσότητες ψυχρών υδάτων πλούσιων σε θρεπτικά συστατικά αναβλύζουν από τα μεγάλα βάθη στην επιφάνεια της θάλασσας κατά μήκος της ακτογραμμής της Νότιας Αμερικής. Έτσι τα επιφανειακά ύδατα είναι θερμότερα απ' το κανονικό και περιέχουν λιγότερα θρεπτικά συστατικά με αποτέλεσμα τη σημαντική μείωση τόσο της θαλάσσιας πανίδας, όσο και της υδρόβιας χλωρίδας (05_chapter_07_r1.pdf).

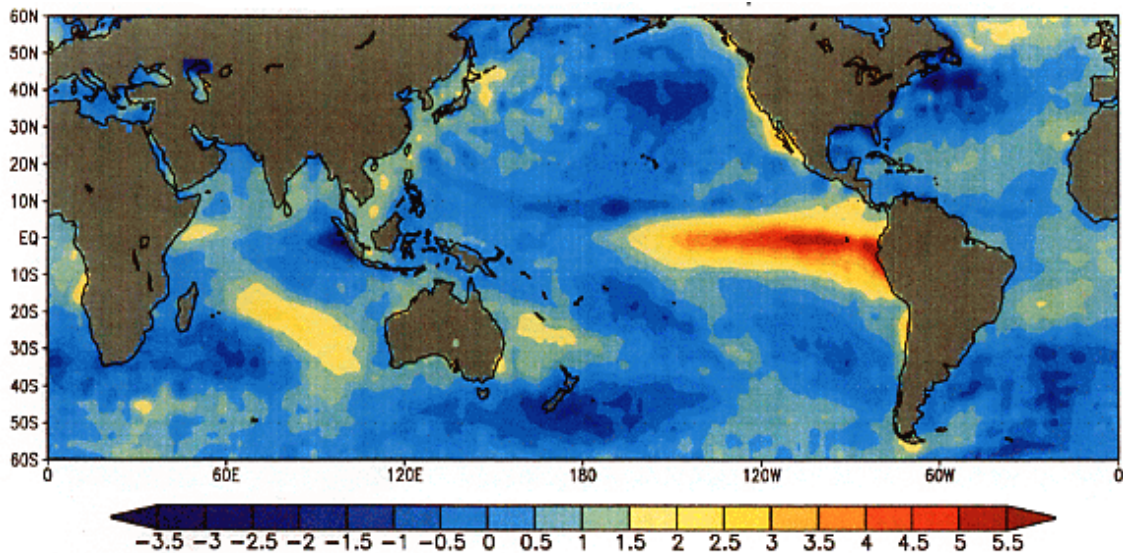
Οι παγκόσμιες ανωμαλίες θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας τον Ιούνιο του 2019 (SSTA) δίδονται στο χάρτη του Σχήματος 2:



Jun 2019

Σχήμα 2. Χάρτης ανωμαλιών της θερμοκρασίας της παγκόσμιας θαλάσσιας επιφάνειας (Ιούνιος 2019) (Πηγή: NOAA-NCEP).

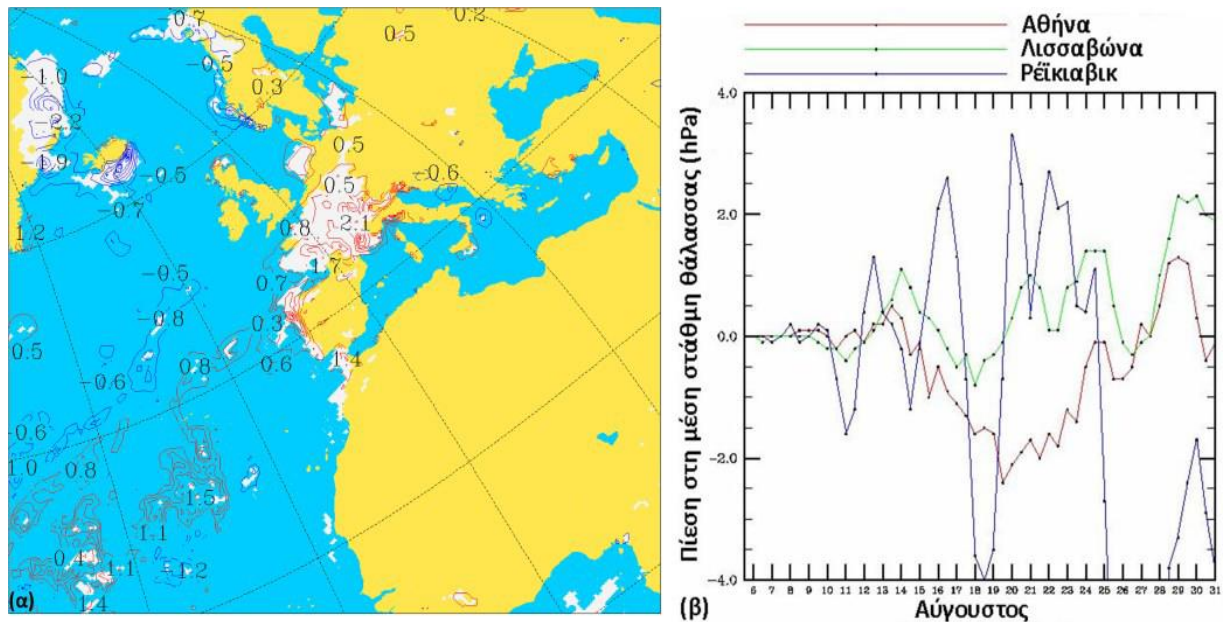
Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 3) απεικονίζονται οι θερμοκρασίες των υδάτων επιφανείας της ζώνης του Ισημερινού στον Ατλαντικό κατά τη διάρκεια εμφάνισης του ENSO. Βλέπουμε χαρακτηριστικά τη μεγάλη διαφορά θερμοκρασίας ανάμεσα στα νερά του Ισημερινού και στις περιοχές γύρα από αυτά:



Σχήμα 3. Χάρτης θερμοκρασιών των υδάτων επιφανείας του Ειρηνικού κατά τη διάρκεια εμφάνισης El Niño (Πηγή: Wikipedia).

12. Η επίδραση του ENSO στην Ευρώπη και στη Μεσόγειο

Ημιεμπειρικά κι αριθμητικά πειράματα έχουν εντοπίσει περιοχές ανά τον πλανήτη όπου οι ατμοσφαιρικές συνθήκες επηρεάζονται από τις ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας στην τροπική ζώνη του Ειρηνικού Ωκεανού. Σύμφωνα με τους Katsafados *et al.* (2005), υπάρχουν ενδείξεις ότι οι ατμοσφαιρικές συνθήκες πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο επηρεάζονται από την τροπική ζώνη του Ειρηνικού. Οι προσομοιώσεις υψηλής και χαμηλής ανάλυσης που πραγματοποίησαν την περίοδο μέγιστης ισχύος του φαινομένου El Niño, από 1 Αυγούστου έως 31 Οκτωβρίου 1997, εμφάνισαν επίδραση του εν λόγω φαινομένου στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία πάνω από την Ευρώπη και τη Μεσόγειο. Ιδίως οι προσομοιώσεις υψηλής οριζόντιας ανάλυσης ($0.25^\circ \times 0.25^\circ$) εμφάνισαν σημαντικές αποκλίσεις στο ρυθμό βροχοπτώσεων, οι οποίες μπορούν να θεωρηθούν αντιπροσωπευτικές μιας ευρείας δυναμικής απόκρισης, στατιστικά σημαντικής πάνω από την Ευρώπη (Σχ. 4). Τα συγκεκριμένα αποτελέσματα δείχνουν σημαντική επιρροή των περιοχών μεταξύ του χαμηλού της Ισλανδίας και του αντικυκλώνα των Αζορών, από ανωμαλίες της επιφανειακής θερμοκρασίας θάλασσας της τροπικής ζώνης του Ειρηνικού. Σημαντική, επίσης, είναι η απόκριση της πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας σε απομακρυσμένες περιοχές, όπως το Ρέικιαβικ, που φανερώνει εξάρτηση του χαμηλού της Ισλανδίας από το El Niño. Η Λισαβόνα κι η Αθήνα εμφανίζουν μικρότερες αποκλίσεις του εύρους της πίεσης με περίπου τέσσερις ημέρες καθυστέρηση σε σχέση με το Ρέικιαβικ (Σχ. 4) (05_chapter_07_r1.pdf).



Σχήμα 4. α) Μέσες μηνιαίες διαφορές ρυθμού βροχοπτώσης για τον Οκτώβριο του 1997, β) μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στη μέση στάθμη θάλασσας για την Αθήνα, τη Λισαβόνα και το Ρέικιαβικ τον Αύγουστο 1997. (Πηγή: τροποποίηση από *Katsafados et al., 2005*).

13. Κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο

Η κλιματολογία των κυκλώνων στη Μεσόγειο επηρεάζεται κυρίως από την περιορισμένη έκταση Μεσόγειο θάλασσα που αποτελεί σημαντική πηγή ενέργειας κι υγρασίας για τη δημιουργία των κυκλώνων. Τα πολύπλοκα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά κι η τοπογραφία της ξηράς παίζουν καθοριστικό ρόλο στη διαμόρφωση και στην εκτροπή των αερίων μαζών. Επιπλέον, επειδή βρίσκεται μεταξύ των υψηλών πιέσεων της υποτροπικής ζώνης και των δυτικών ανέμων των μέσων γεωγραφικών πλατών, χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα της κυκλωνικής δραστηριότητας κι επομένως και των υδάτινων πόρων, που εξαρτώνται κυρίως από τις βροχοπτώσεις.

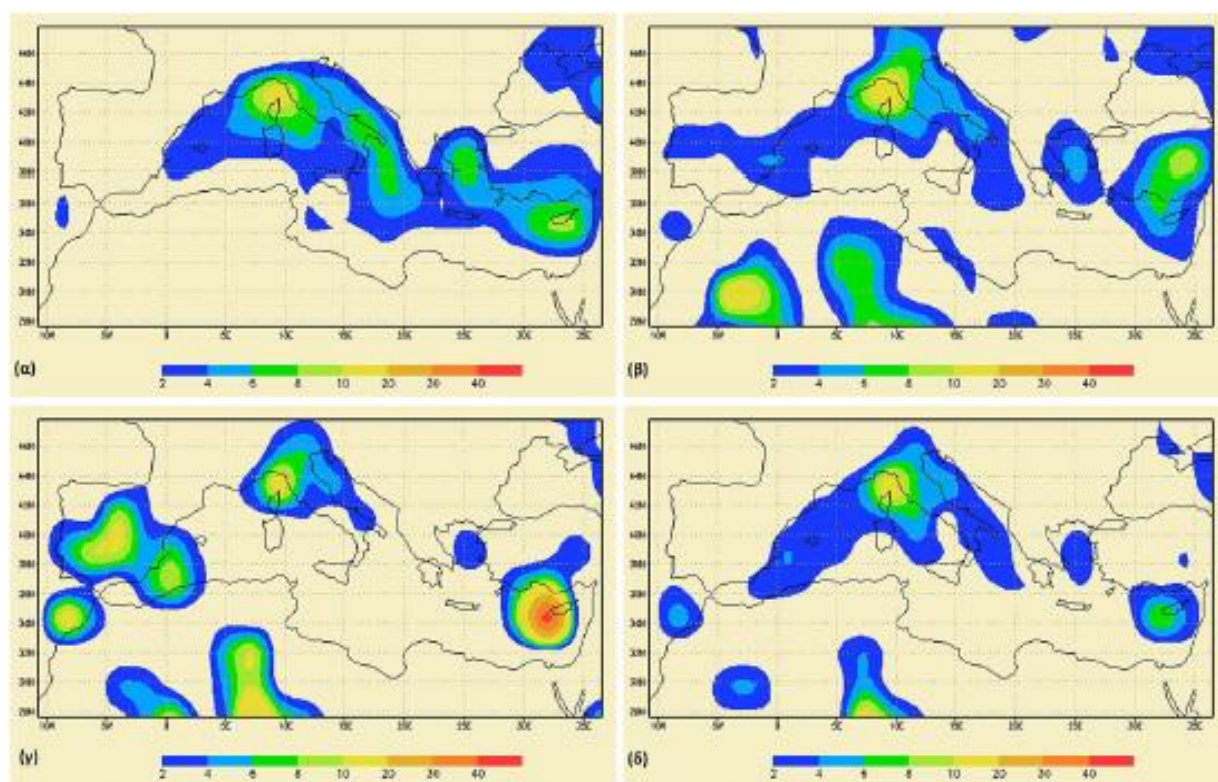
Οι κυκλώνες της Μεσογείου χαρακτηρίζονται από μικρότερο χρόνο ζωής σε σχέση με τους αντίστοιχους των υποτροπικών περιοχών που αναπτύσσονται στον Ατλαντικό. Το 65% των κυκλώνων είναι υποδεέστερης κλίμακας, με ακτίνα κάτω των 550 χλμ. Αν εξαιρεθούν κυκλώνες με ελάχιστη περίοδο ζωής (περίπου 12 ώρες), οι περισσότεροι κυκλώνες της Μεσογείου έχουν διάρκεια ζωής περίπου 28 ώρες με αυτούς της Δυτικής Μεσογείου πάντως να έχουν μεγαλύτερη ακτίνα σε σχέση με τους αντίστοιχους της Ανατολικής.

Η γενική συνοπτική δραστηριότητα πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου γίνεται περισσότερο έντονη την περίοδο Νοεμβρίου-Μαρτίου. Η χωροχρονική κατανομή των κυκλώνων της Μεσογείου εμφανίζει μηνιαία μεταβλητότητα για το χειμώνα, την άνοιξη και το καλοκαίρι, ενώ το φθινόπωρο που θεωρείται μεταβατική εποχή, χαρακτηρίζεται από ετήσια μεταβλητότητα (*Lionello et al., 2006*).

Το χειμώνα η κυκλογένεση εκτυλίσσεται κυρίως στις βορειότερες ακτές, όπου υπάρχουν τρεις περιοχές που χαρακτηρίζονται από έντονη βαροκλιτικότητα: η υπήνεμη πλευρά των Άλπεων, όπου οι σφήνες υφέσεως επηρεάζονται από τις

ορεινές εξάρσεις των αλπικών οροσειρών, κι οι περιοχές του Αιγαίου Πελάγους και της Μαύρης Θάλασσας, όπου οι σφήνες υφέσεως κινούνται πάνω από τη θερμότερη θάλασσα (Σχ. 5α). Η ορογραφική κυκλογένεση δεν περιορίζεται μόνο στην περιοχή των Άλπεων, αλλά συμβάλλει σημαντικά στη δημιουργία βαρομετρικών χαμηλών στην περιοχή του Κόλπου των Λεόντων, νότια των Πυρηναίων, αλλά και στη Νότια Ιταλία, νότια των Απεννίνων. Στη Νοτιοανατολική περιοχή της Μεσογείου η κυκλογενετική δραστηριότητα ελέγχεται σε μεγάλο βαθμό από μεγάλης κλίμακας συνοπτικά συστήματα που σχετίζονται κυρίως με εισβολές ψυχρότερων αερίων μαζών από το Βορρά.

Την άνοιξη, η ενδυνάμωση της θερμοκλίσης κατά μήκος των ακτών της Βόρειας Αφρικής οδηγεί σε συνθήκες περιορισμένης ευστάθειας στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς του Άτλαντα. Το γεγονός αυτό συμβάλλει στη δημιουργία και στη διατήρηση των βαρομετρικών χαμηλών της Μεσογείου την άνοιξη (Σχ. 5β) και το καλοκαίρι (Σχ. 5γ). Ο κύκλος ζωής των θερινών κυκλώνων, που εμφανίζονται κυρίως πάνω από τη Βόρεια Αφρική και την Ιβηρική χερσόνησο, εξαρτάται από τις ημερήσιες διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Οι θερινοί κυκλώνες εμφανίζουν μέγιστη ένταση αργά το απόγευμα, ενώ η κυκλόλυση παρατηρείται τις πρώτες πρωινές ώρες. Υπάρχουν επίσης πολλές περιπτώσεις ανάπτυξης ισχυρών κυκλώνων το φθινόπωρο που μπορεί να οδηγήσουν σε πλημμυρικά φαινόμενα (Σχ. 5δ). Λαμβάνουν μεγάλα ποσά λανθάνουσας ενέργειας από την επιφάνεια της σχετικά ζεστής θάλασσας, ενισχύονται με ιδιαίτερα γρήγορο ρυθμό και μπορεί να φτάσουν σε ατμοσφαιρική πίεση της τάξης των 980 hPa σε λιγότερο από 24 ώρες (μετεωρολογικές βόμβες) (05_chapter_07_r1.pdf).



Σχήμα 5. Μέση γεωγραφική κατανομή της εμφάνισης κυκλωνικών κέντρων κατά τη διάρκεια α) του χειμώνα, β) της άνοιξης, γ) του καλοκαιριού και δ) του φθινοπώρου (Πηγή: <https://www.eumetcal.eu/en/Home/Homepage>. Οι χάρτες προέρχονται από ECMWF αναλύσεις ERA40).

14. Διαμόρφωση ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας γύρω από τη Μεσόγειο

Ο συσχετισμός μεταξύ των συνιστωσών ροής θερμότητας αέρα-θάλασσας και των τριών εγκατεστημένων [Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού (NAO), πρότυπο ανατολικού Ατλαντικού-δυτικής Ρωσίας (EAWR), και πρότυπο της Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (NCP)] και δύο δοκιμαστικών κλιματικών δεικτών που ενδέχεται να επηρεάσουν την περιοχή της Ανατολικής Μεσογείου υπογραμμίζουν σημαντικές αποκλίσεις μεταξύ της ακτινοβολίας (ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) και των τυρβωδών (αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα) συνιστωσών. Ο δείκτης NAO επηρεάζει τις ροές θερμότητας αέρα-θάλασσας στην περιοχή του Αιγαίου και γενικότερα της Ανατολικής Μεσογείου πολύ λιγότερο από τους δύο καινοτόμους δείκτες, τον «Μεσογειακό δείκτη», MI, και τον «δείκτη Ανατολικής Ευρώπης», EEI, που παίζουν πιο αποτελεσματικούς ρόλους. Επιπλέον, εξετάζεται η επίδραση της μεταβλητότητας της ατμοσφαιρικής πίεσης στη στάθμη της θάλασσας (SLP) σε μια εκτεταμένη περιοχή (Ευρώπη και Βόρεια Αφρική) στο καθεστώς των επιφανειακών ροών. Οι ανωμαλίες της SLP επιβεβαιώνονται ως πρωταρχικός ρυθμιστικός παράγοντας των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας πάνω από την περιοχή του Αιγαίου, ειδικά κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους. Η ανάλυση των ακραίων τιμών των ανωμαλιών ανταλλαγής θερμότητας κατά την περίοδο 1958-2001, υπογραμμίζουν το ρόλο του πεδίου SLP στον προσδιορισμό των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας κυρίως κατά τη διάρκεια του χειμώνα όταν, περιστασιακά, μεγάλες ποσότητες απώλειας θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας ενεργοποιούν το μηχανισμό σχηματισμού ενδιάμεσων και βαθιών υδάτων. Θεωρείται ότι το αιολικό καθεστώς και τα τυβώδη συστατικά είναι οι διαμορφωτές των καθαρών ανωμαλιών της ροής θερμότητας αέρα-θάλασσας καθ' όλη τη διάρκεια του έτους.

Οι ροές θερμότητας αέρα-θάλασσας είναι κρίσιμες τόσο για τον ωκεανό όσο για τη δυναμική της ατμόσφαιρας και διαδραματίζουν καθοριστικό ρόλο στον ορισμό των διαδικασιών της παγκόσμιας κλιματικής αλλαγής. Τροφοδοτούν την ωκεάνια κυκλοφορία κι αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού. Οι ανταλλαγές θερμότητας επιφάνειας είναι χρήσιμες για την παροχή αρχικών συνθηκών για συνδυασμένα μοντέλα ωκεανού-ατμόσφαιρας για προγνώσεις από τις χρονικές κλιματικές κλίμακες (Yu *et al.*, 2004). Είναι επίσης γνωστό ότι οι ροές επιφάνειας είναι μια ισχυρή κινητήρια δύναμη για το σχηματισμό ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων, ένας σημαντικός μηχανισμός για την οξυγόνωση του βαθέος νερού. Οι ροές επιφάνειας ως επί το πλείστον ρυθμίζονται από διάφορους μετεωρολογικούς παράγοντες. Για παράδειγμα, το κλάσμα της νέφωσης επηρεάζει τις συνιστώσες ακτινοβολίας (ακτινοβολία μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) κι η ταχύτητα του ανέμου επηρεάζει τις τυρβώδεις συνιστώσες (λανθάνουσα και λογική θερμότητα). Ωστόσο, ελάχιστη έμφαση έχει δοθεί στην εξάρτηση των ροών από την πίεση της στάθμης της θάλασσας.

Στις συνοπτικές χρονικές κλίμακες, οι ανωμαλίες της SLP (SLPA) δείχνουν άμεση σχέση με ακραία επεισοδιακά γεγονότα ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας στην περιοχή του Gulf Stream (Zolina and Gulev, 2003; Shaman *et al.*, 2010), κατά μήκος της ανακυκλοφορίας του Kuroshio στο βορειοδυτικό τμήμα του Ειρηνικού (Bond and Cronin, 2008), και στο Νότιο Ατλαντικό (Sterl and Hazeleger, 2003). Στο Βόρειο Ατλαντικό και στο Βόρειο Ειρηνικό, οι SLPA συνδέονται με ανωμαλίες ταχύτητας ανέμου, που οδηγούν σε σύστημα ανωμαλίας λανθάνουσας και λογικής ροής θερμότητας (Konda *et al.*, 2010). Οι Cayan (1992) και Alexander & Scott (1997) βρήκαν σημαντικές σχέσεις μεταξύ του πεδίου SLP και ροών επιφάνειας πάνω από το Βόρειο Ειρηνικό κι Ατλαντικό Ωκεανό σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Μολονότι τα ισχυρά επεισοδιακά γεγονότα των ανταλλαγών θερμότητας επιφάνειας ενεργοποιούν

τις μεταφορικές διεργασίες σε συνοπτική χρονική κλίμακα, η μεταβλητότητα χαμηλών συχνοτήτων αυτών των ανταλλαγών είναι αυτή που προκαλεί ξεχωριστή κλιματολογική επίδραση κι επηρεάζει αποφασιστικά τη μεταφορά ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων. Η διάρκεια αυτών των επεισοδίων σε παρατεταμένες χρονικές περιόδους καθιστά κρίσιμη την επιρροή τους για τα θαλάσσια οικοσυστήματα. Επομένως, η κλιματολογία των ατμοσφαιρικών παραγόντων που επηρεάζουν τις ανταλλαγές θερμότητας αέρα-θάλασσας είναι πιο πειστική όταν μελετάται σε μηνιαία ή εποχική βάση αντί της συνοπτικής χρονικής κλίμακας.

Η επίδραση της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής μεταβλητότητας πέρα από το Βόρειο Ατλαντικό και την Ευρώπη σχετικά με τις ανταλλαγές θερμότητας μεταξύ της ατμόσφαιρας και της θάλασσας στη Μεσόγειο, φαίνεται ότι είναι περίπλοκη κι εξαρτάται από την περιοχή (Josey *et al.*, 2011). Οι Ruiz *et al.* (2008) περιγράφουν τις επιπτώσεις της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στις επιφανειακές ανταλλαγές θερμότητας στη Μεσόγειο Θάλασσα με τη χρήση κλιματικών δεικτών όπως η Ταλάντωση Βορείου Ατλαντικού (NAO) κι ο δείκτης μεσογειακής ταλάντωσης (MO). Οι Paz *et al.* (2003) συσχετίζουν τις ταλαντώσεις της SLP μεταξύ της Βορειοδυτικής Αφρικής και της Δυτικής Ασίας (δείκτης NAWA) με τη θερμοκρασία και την αιολική ενέργεια της Ανατολικής Μεσογείου. Σε πολλές περιπτώσεις, οι ατμοσφαιρικές μεταβλητές κι οι ανταλλαγές θερμότητας επιφάνειας παρουσιάζουν ισχυρή σχέση. Για παράδειγμα, η συσχέτιση μεταξύ του συνολικού κατακρημνισμένου νερού στην Ευρώπη και στη Βόρεια Αφρική και των επιφανειακών ανταλλαγών θερμότητας πάνω από το Αιγαίο είναι ιδιαίτερα ισχυρή, ειδικά κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους (Paradopoulos *et al.*, 2011). Αντίθετα, οι τυρβώδεις ροές στη Δυτική Μεσόγειο επηρεάζουν τη μορφή των βροχοπτώσεων πάνω από την Ανατολική Μεσόγειο (Lolis *et al.*, 2004). Από διαφορετική άποψη, οι Gilman & Garrett (1994) εξετάζουν τις επιπτώσεις ατμοσφαιρικών προτύπων μεγάλης κλίμακας στον ισολογισμό θερμότητας της Μεσογείου όσον αφορά στη μεταφορά και στη διασπορά των ατμοσφαιρικών ανθρωπογενών κι ορυκτών αερολυμάτων. Αν και το τοπογραφικό ανάγλυφο κι η συχνή μετάβαση ξηράς/θάλασσας της λεκάνης της Μεσογείου ευνοούν τη διαφοροποίηση των τοπικών αέριων μαζών, η κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας είναι αυτή που ενισχύει τέτοιες τοπικές επιδράσεις.

Το Αιγαίο είναι μια τυπική ημίκλειστη θάλασσα κι αντιπροσωπεύει μια περιοχή της Μεσογειακής λεκάνης όπου σχηματίζονται ενδιάμεσα και βαθιά νερά (Roether *et al.*, 1996; Theocharis *et al.*, 1999; Wu *et al.*, 2000; Nittis *et al.*, 2003; Beuvier *et al.*, 2010). Ο σχηματισμός ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων συνδέεται με συνθήκες όπου κυριαρχούν ανώμαλα υψηλά ποσοστά απώλειας θερμότητας κατά τη διάρκεια της κρύας εποχής του χρόνου. Τα γεγονότα της βαθιάς μεταγωγής είναι σημαντικά για την κλιματολογία της Ανατολικής Μεσογείου, διότι παρέχουν τον απαραίτητο εξαερισμό στο περιβάλλον των βαθιών νερών. Μερικές φορές, ισχυρές και διαρκείς απώλειες θερμότητας στο Αιγαίο προκαλούν γεγονότα σχηματισμού ενδιάμεσου/βαθέος νερού. Ο Josey (2003) αποδίδει αυτά τα γεγονότα για να διακρίνει μεγάλη κλίμακα ατμοσφαιρικά πρότυπα.

Οι Gündüz & Ozsoy (2005) επιδεικνύουν τα αποτελέσματα του προτύπου Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (NCP) σε διάφορες μεταβλητές επιφανείας στη Μεσόγειο. Σε γενικές γραμμές, τα πρότυπα που σχετίζονται με ανώμαλα υψηλές θερμικές απώλειες πάνω από το Αιγαίο χαρακτηρίζονται από έντονη κλίση πίεσης σε όλο το Αιγαίο, η οποία ευνοεί τους διαρκείς, ξηρούς και ψυχρούς βόρειους ανέμους (Chronis *et al.*, 2011a) που με τη σειρά τους, προκαλούν έντονη απώλεια θερμότητας μέσω λανθάνουσας και λογικής θερμότητας. Επιπλέον, οι Romanou *et al.* (2010) εντοπίζουν τοπικά ακρότατα του ανέμου στα Κρητικά Στενά (Νότιο Αιγαίο Πέλαγος) και μεγάλες τιμές των ρυθμών εξάτμισης πάνω από τη γειτονική θάλασσα της

Λεβαντίνης. Αν κι οι ίδιοι συγγραφείς αποκλείουν το Αιγαίο, τα ευρήματά τους είναι πιθανά εμφανή στο Αιγαίο, καταλήγοντας σε ανώμαλη απώλεια θερμότητας. Το Αιγαίο πέλαγος μπορεί να επηρεάσει περαιτέρω το κλιματικό καθεστώς σε περιφερειακή κλίμακα. Θεωρείται ως μία από τα περιοχές κυκλογένεσης στη Μεσόγειο Θάλασσα, ειδικότερα κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου (Trigo *et al.*, 2002, Flocas *et al.*, 2010). Ως εκ τούτου, οι τυρβώδεις ροές αναμένεται να παίξουν κυρίαρχο ρόλο (Papadopoulos *et al.*, 2011).

Η παγκόσμια ατμοσφαιρική κυκλοφορία παρουσιάζει ένα πλήθος από προτιμώμενα πρότυπα μεταβλητότητας, από τα οποία όλα εκφράζονται στο επιφανειακό κλίμα. Η μέση μηνιαία επιφανειακή πίεση ποικίλλει σημαντικά για τη μακροπρόθεσμη κατανομή της πίεσης της μέσης στάθμης της θάλασσας (SLP). Αυτή η μεταβλητότητα συμβαίνει σε καλά καθορισμένα χωρικά πρότυπα ιδιαίτερα κατά τη διάρκεια του χειμώνα πάνω από το Βόρειο Ημισφαίριο (NH). Τέτοιες μεταβολές αναφέρονται κοινώς ως "ηλεκτρονικές" στη βιβλιογραφία, δεδομένου ότι οδηγούν σε ταυτόχρονες διακυμάνσεις του καιρού και του κλίματος πάνω από ευρέως διαχωριζόμενα σημεία πάνω από τη Γη. Περιφερειακά κλίματα σε διαφορετικές τοποθεσίες μπορεί να διαφέρουν στη φάση, λόγω της δράσης τέτοιων ηλεκτρονικών, οι οποίες ρυθμίζουν τη θέση και την ισχύ των θελλών και των ροών θερμότητας, υγρασίας κι ορμής. Τέτοιες μηνιαίες, εποχικές και μεγαλύτερης κλίμακας ανωμαλίες έχουν άμεσες επιπτώσεις στους ανθρώπους, καθώς συχνά συνδέονται με πλημμύρες, ξηρασίες, κύματα καύσωνα ή ψύχρας κι άλλους παράγοντες που μπορούν να επηρεάσουν άμεσα και να διαταράξουν τη γεωργία, τις προμήθειες νερού και μπορούν να διαμορφώσουν διάφορους τομείς όπως η ποιότητα του γλυκού νερού, οι ενεργειακές απαιτήσεις κι η ανθρώπινη υγεία. Η δύναμη αυτών των ηλεκτρονικών κι ο τρόπος με τον οποίο επηρεάζουν τις κλιματικές μεταβλητές της επιφάνειας, ποικίλλει για μεγάλες χρονικές κλίμακες (Ionita, 2014).

15. Ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού (NAO)

Σε αυτό το σημείο εξετάζουμε έναν από τους σημαντικότερους σύμφωνα με τους Barnston & Livezey (1987), κλιματικούς δείκτες που επηρεάζουν μεγάλο τμήμα της επιφάνειας της Γης, την ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation-NAO). Πρόκειται για δίπολο ανωμαλιών με διεύθυνση Βορρά-Νότου, με το βόρειο κέντρο πιέσεων τοποθετημένο πάνω από το νησί της Γροιλανδίας και το νότιο κέντρο πάνω από την περιοχή μέσων γεωγραφικών πλατών του Βόρειου Ατλαντικού, μεταξύ των παραλλήλων 35° και 40° N.

Η ταλάντωση Βόρειου Ατλαντικού εξετάζει τη μεταβολή των σχετικών πιέσεων επιφάνειας θάλασσας μεταξύ της Ισλανδίας και των Αζορών της Πορτογαλίας με σημαντική επίδραση στη διαμόρφωση του κλίματος στην ευρύτερη περιοχή του Ατλαντικού και της Μεσογείου και κυρίως της δυτικής λεκάνης αυτής, διότι στην ανατολική λεκάνη αμφισβητείται ανοιχτά η ισχυρή επίδραση του φαινομένου αυτού.

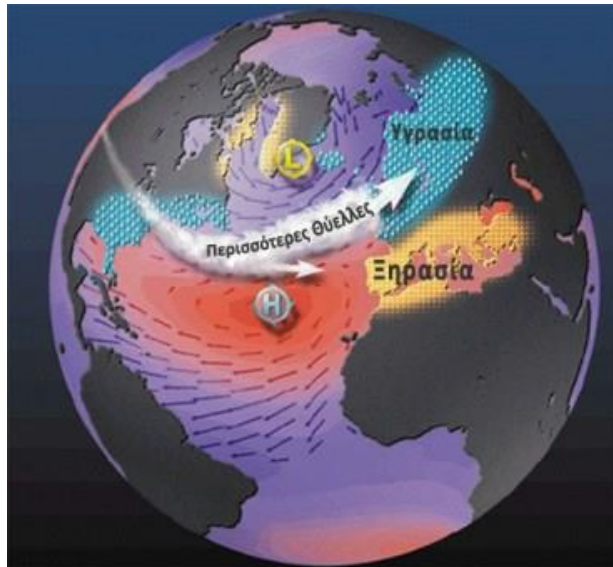
Θετικός δείκτης NAO υποδηλώνει ισχυρό υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον κεντρικό Βόρειο Ατλαντικό και βαθύτερη της κανονικής, περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Η κλίση της πίεσης που προκύπτει σε αυτή την περίπτωση προκαλεί μεταφορά των υφέσεων του Ατλαντικού σε μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη, ενισχύοντας τις συνθήκες ξηρασίας στη Μεσόγειο (Σχ. 6)

Αντίθετα, αρνητικός δείκτης NAO υποδηλώνει ασθενές υποτροπικό κέντρο υψηλών πιέσεων στον κεντρικό Βόρειο Ατλαντικό κι αβαθή περιοχή χαμηλών πιέσεων στην Ισλανδία. Σε αυτή την περίπτωση, ο Ατλαντικός χαρακτηρίζεται από ασθενή κυκλωνική κυκλοφορία κι η προκύπτουσα κλίση πίεσης προκαλεί μεταφορά πιέσεων του Ατλαντικού στην περιοχή της Μεσογείου, ενισχύοντας εκεί τις συνθήκες υγρασίας (Σχ. 7).

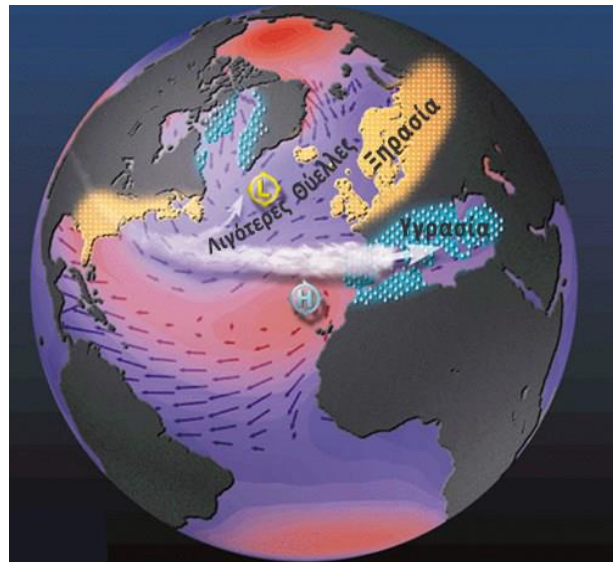
Οι έντονες θετικές φάσεις του NAO τείνουν να συνδέονται με υψηλότερες από τις μέσες, θερμοκρασίες στις Ανατολικές Ηνωμένες Πολιτείες και σε ολόκληρη τη Βόρεια Ευρώπη και χαμηλότερες από τις μέσες, θερμοκρασίες στη Γροιλανδία και πολλές φορές σε όλη τη Νότια Ευρώπη και τη Μέση Ανατολή. Συνδέονται επίσης με υψηλότερες από τις μέσες, βροχοπτώσεις στη Βόρεια Ευρώπη και στη Σκανδιναβία το χειμώνα, και χαμηλότερες από τις μέσες, βροχοπτώσεις στη Νότια και Κεντρική Ευρώπη. Αντίθετα πρότυπα ανωμαλιών θερμοκρασίας και κατακρημνίσεων παρατηρούνται χαρακτηριστικά κατά τη διάρκεια ισχυρών αρνητικών φάσεων του NAO. Κατά τη διάρκεια ιδιαίτερα παρατεταμένων περιόδων όπου επικρατεί μια συγκεκριμένη φάση του NAO, συχνά παρατηρούνται ανώμαλα πρότυπα ύψους και θερμοκρασίας που εκτείνονται ευρέως στην Κεντρική Ρωσία και στη Βόρεια-Κεντρική Σιβηρία.

Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η αύξηση της θερμοκρασίας κι η κατακρήμνιση των παραγόμενων σταγονιδίων αυξάνονται σημαντικά από την Ανατολική και Βόρεια Αμερική μέχρι τη Δυτική και Κεντρική Ευρώπη.

Έχει αποδειχθεί λοιπόν ότι ο NAO είναι ο κύριος παράγοντας που επηρεάζει τα πρότυπα των χειμερινών βροχοπτώσεων και της θερμοκρασίας πάνω από την περιοχή της Μεσογείου. Αλλά δεν μπορούν να ερμηνευθούν όλες οι μεταβολές στο κλίμα της Μεσογείου από το NAO και τον ENSO. Άλλα παγκόσμια φαινόμενα κλίματος θεωρούνται επίσης υπεύθυνα. Η ένταση της μουσωνικής δραστηριότητας στην Ασία και το ποσό των βροχοπτώσεων στην υποσαχάρια Αφρική (Sahel) μπορεί να επηρεάσουν το κλίμα της Μεσογείου. Οι διαφορές στην ατμοσφαιρική πίεση μεταξύ της ανατολικής και της δυτικής λεκάνης της Μεσογείου ρυθμίζουν τη Μεσογειακή ταλάντωση (MO), η οποία διαμορφώνει την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην περιοχή.



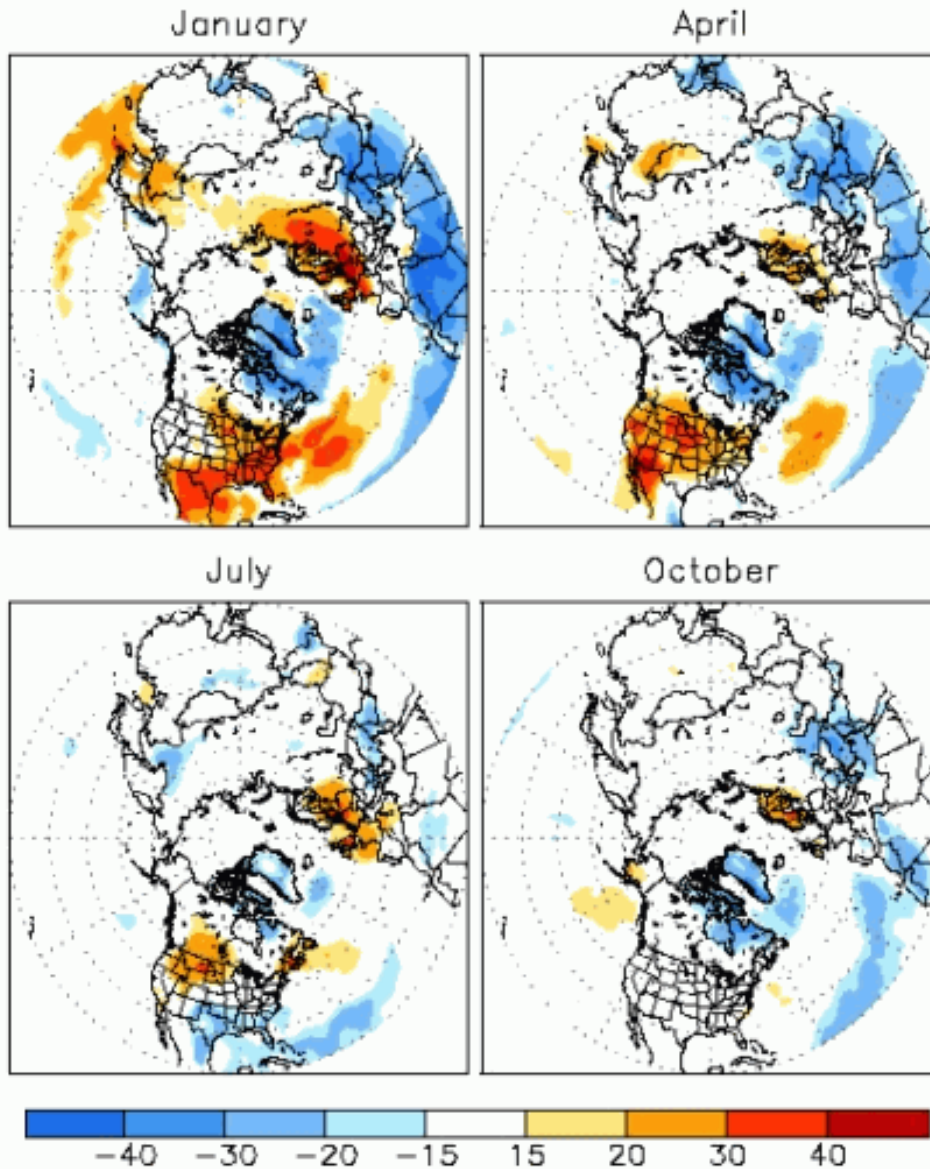
Σχήμα 6. Θετικός δείκτης NAO (Πηγή: 05_chapter_07_r1).



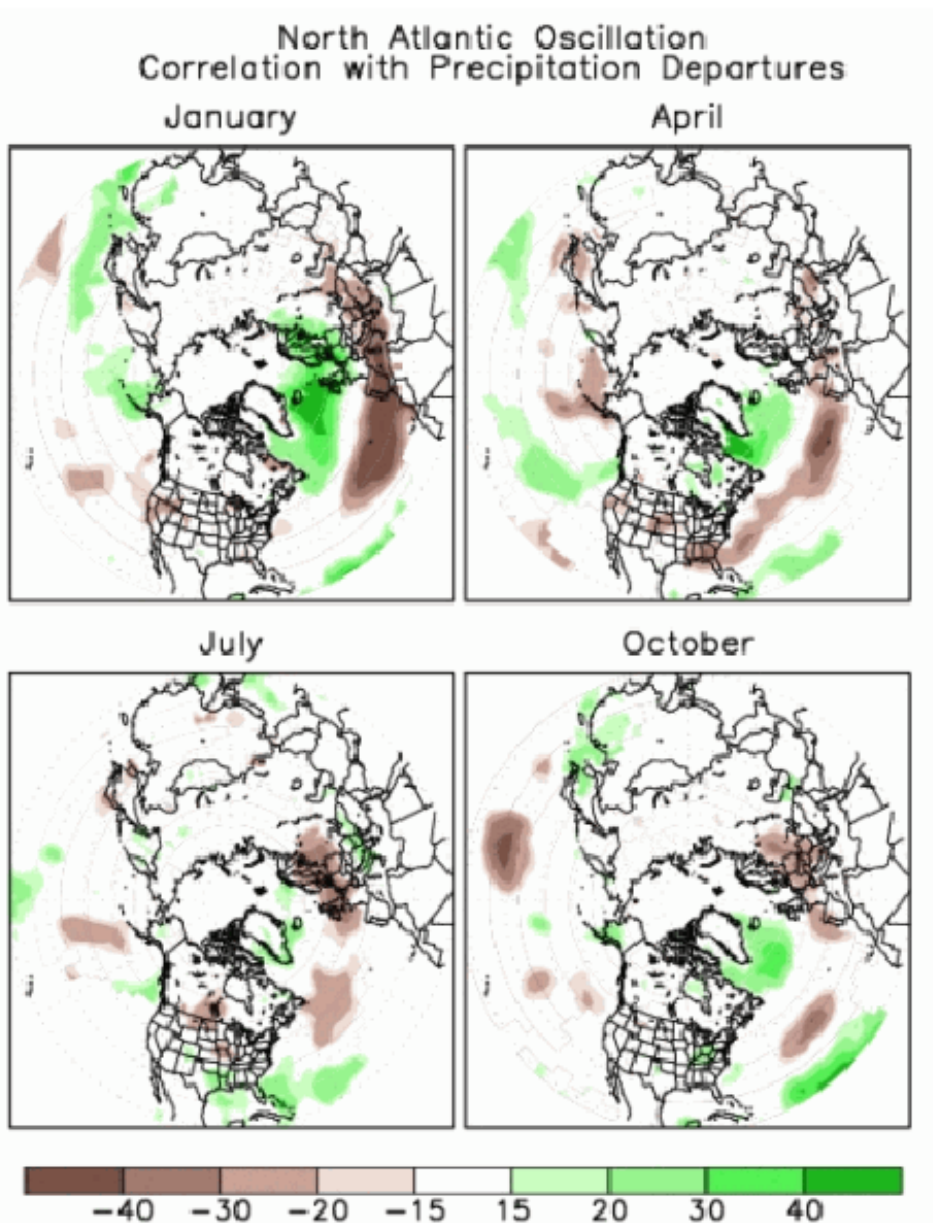
Σχήμα 7. Αρνητικός δείκτης NAO (Πηγή: 05_chapter_07_r1).

Στα παρακάτω γραφήματα (Σχ. 8, 9) παρουσιάζονται τα συσχετιζόμενα πρότυπα θερμοκρασιών επιφανείας και βροχοπτώσεων αντιστοίχως για το δείκτη NAO:

North Atlantic Oscillation
Correlation with Surface Temperature Departures

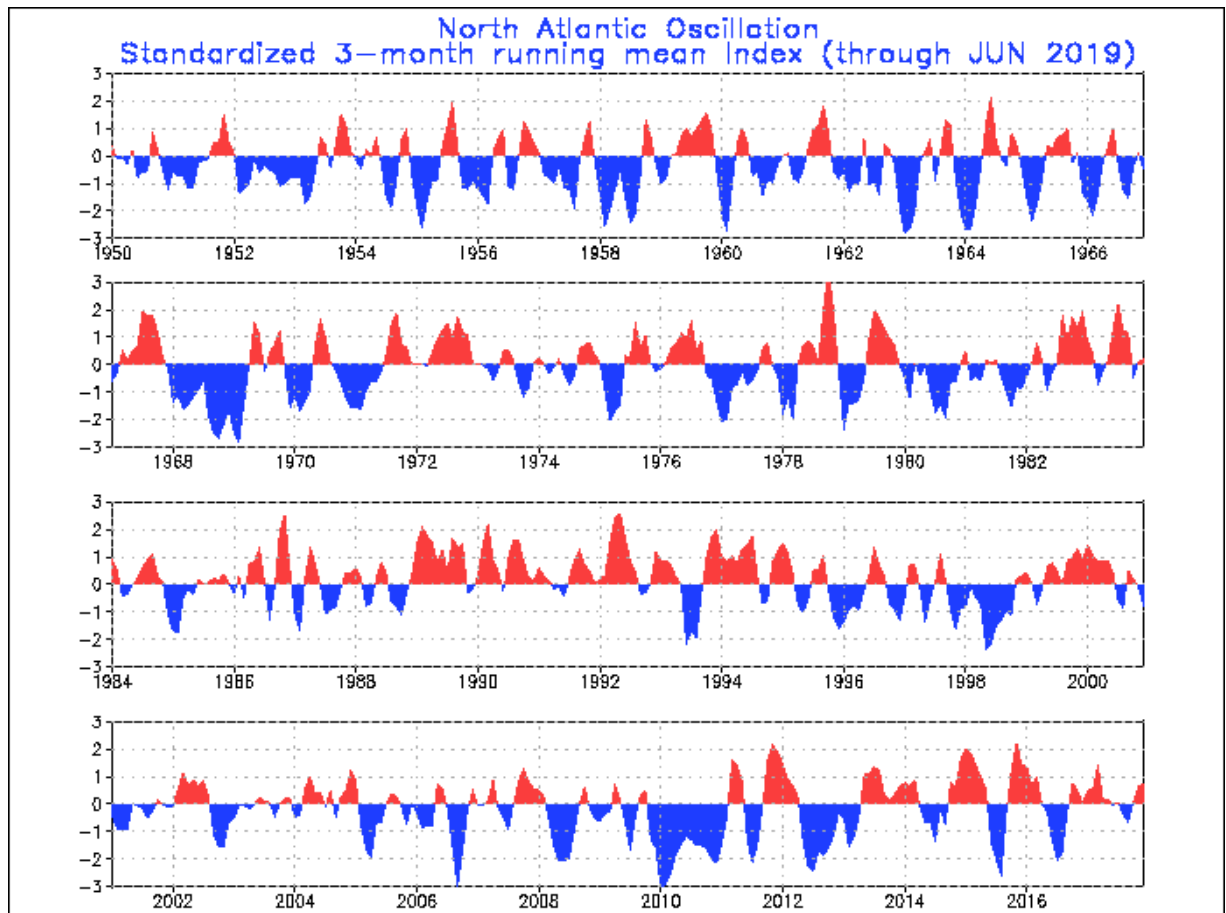


Σχήμα 8. Χάρτες που παρουσιάζουν συσχέτιση κατά το διάστημα 1950-2000 μεταξύ του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων θερμοκρασίας επιφάνειας για τους τρεις μήνες που επικεντρώνονται στο μήνα ενδιαφέροντος. Για παράδειγμα, το πρότυπο του Ιανουαρίου δείχνει τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών Ιανουαρίου του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων θερμοκρασίας κατά τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο (Πηγή: NOAA-NCEP).



Σχήμα 9. Χάρτες που παρουσιάζουν συσχέτιση κατά το διάστημα 1950-2000 μεταξύ του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων βροχόπτωσης για τους τρεις μήνες που επικεντρώνονται στο μήνα ενδιαφέροντος. Για παράδειγμα, το πρότυπο του Ιανουαρίου δείχνει τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών Ιανουαρίου του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων βροχόπτωσης κατά τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο (Πηγή: NOAA-NCEP).

Το παρακάτω γράφημα (Σχ. 10) παρουσιάζει την πρόσφατη ετήσια χρονοσειρά του δείκτη NAO για τον Ιούνιο 2019:



Σχήμα 10. Η τυποποιημένη μέση τιμή του δείκτη NAO 3 μηνών. Οι αναχωρήσεις τυποποιούνται χρησιμοποιώντας τα στατιστικά στοιχεία της περιόδου βάσης 1981-2010 (Πηγή: NOAA-NCEP).

Σε αυτό το σημείο αναφέρουμε τις διαδικασίες υπολογισμού δείκτη NAO βάσει σταθμών:

Μηνιαίος Δείκτης

1. Για τα ακατέργαστα δεδομένα πίεσης της στάθμης της θάλασσας κάθε σταθμού, κανονικοποιείται κάθε μήνας χωριστά με το μακροπρόθεσμο μέσο όρο της εκάστοτε χρονοσειράς.
2. Αφαίρεση της κανονικοποιημένης τιμής του βόρειου σταθμού (Reykjavik) από την αντίστοιχη του νότιου σταθμού (Ponta Delgada).

Εποχικοί/Ετήσιοι Δείκτες

1. Δημιουργία εποχικών/ετήσιων μέσων για τα ακατέργαστα δεδομένα της πίεσης της στάθμης της θάλασσας για καθέναν από τους 2 σταθμούς.
2. Κανονικοποίηση κάθε σταθμού (ξεχωριστά) με το μακροπρόθεσμο μέσο όρο της εκάστοτε χρονοσειράς.
3. Αφαίρεση της κανονικοποιημένης τιμής του βόρειου σταθμού (Reykjavik) από το νότιο σταθμό (Λισαβόνα για DJFM ή Ponta Delgada για άλλες εποχές/έτη).

Είναι όμως σημαντικό να σημειωθεί σε αυτό το σημείο ότι λόγω διαφορών στη διαδικασία της κανονικοποίησης μεταξύ των μηνιαίων και των εποχικών/ετήσιων δεικτών, δεν είναι δυνατή η χρήση του μηνιαίου δείκτη NAO για την αναδημιουργία των εποχικών ή ετήσιων δεικτών.

-Δείκτης NAO που βασίζεται σε σταθμό το χειμώνα (Δεκ-Μαρ)

Πρόκειται για το χειμερινό δείκτη NAO που βασίζεται στη διαφορά των κανονικοποιημένων πιέσεων της στάθμης της θάλασσας (SLP) μεταξύ της Λισαβόνας της Πορτογαλίας και του Stykkisholmur/Reykjavik της Ισλανδίας.

Σε αυτό το σημείο οφείλουμε να σημειώσουμε ότι η τιμή του δείκτη του σταθμού για το έτος N αναφέρεται σε ένα μέσο όρο Δεκεμβρίου του έτους N-1 και του Ιανουαρίου, του Φεβρουαρίου και του Μαρτίου του έτους N.

Οι τιμές SLP σε κάθε σταθμό κανονικοποιήθηκαν αφαιρώντας το μακροπρόθεσμο μέσο όρο και διαιρώντας διά τη μακροπρόθεσμη τυπική απόκλιση. Τόσο οι μακροπρόθεσμοι μέσοι όροι όσο κι οι τυπικές αποκλίσεις βασίζονται στην περίοδο της εκάστοτε χρονοσειράς. Η κανονικοποίηση χρησιμοποιείται για να αποφευχθεί η επικράτηση στη σειρά, της μεγαλύτερης μεταβλητότητας του βόρειου σταθμού.

16. Πρότυπο Ανατολικού Ατλαντικού / Δυτικής Ρωσίας (EAWR)

Το πρότυπο Ανατολικού Ατλαντικού/Δυτικής Ρωσίας (EATL/WRUS) είναι ένα από τα τρία κυρίαρχα πρότυπα ατμοσφαιρικών τηλεσυνδέσεων που επηρεάζουν την Ευρασία καθ' όλη τη διάρκεια του έτους. Το πρότυπο Ανατολικού Ατλαντικού/Δυτικής Ρωσίας αποτελείται από τέσσερα κύρια κέντρα ανωμαλιών. Η θετική φάση συνδέεται με θετικές ανωμαλίες ύψους που βρίσκονται στην Ευρώπη και στη Βόρεια Κίνα κι αρνητικές ανωμαλίες ύψους που βρίσκονται πάνω από τον κεντρικό Βόρειο Ατλαντικό και βόρεια της Κασπίας Θάλασσας.

Οι κύριες ανωμαλίες της θερμοκρασίας της επιφάνειας που σχετίζονται με τη θετική φάση του προτύπου EATL/WRUS φανερώνουν υψηλότερες από τις μέσες θερμοκρασίες στην Ανατολική Ασία και χαμηλότερες από τις μέσες θερμοκρασίες σε μεγάλο ποσοστό περιοχών πάνω από τη Δυτική Ρωσία και τη Βορειοανατολική Αφρική. Οι κύριες αναχωρήσεις των βροχοπτώσεων υποδηλώνουν γενικά υψηλότερες από τις μέσες βροχοπτώσεις στην Ανατολική Κίνα και χαμηλότερες από τις μέσες βροχοπτώσεις στην Κεντρική Ευρώπη και στη Μεσόγειο.

Αντίθετα, αρνητική φάση του προτύπου EAWR υποδηλώνει θετικές ανωμαλίες πάνω από τον κεντρικό Βόρειο Ατλαντικό και βόρεια της Κασπίας Θάλασσας κι αρνητικές ανωμαλίες ύψους στην Ευρώπη και στη Βόρεια Κίνα.

Οι κύριες ανωμαλίες της θερμοκρασίας της επιφάνειας που σχετίζονται με την αρνητική φάση του προτύπου EAWR συνδέονται με υψηλότερες από τις μέσες θερμοκρασίες πάνω από τη Δυτική Ρωσία και τη Βορειοανατολική Αφρική και χαμηλότερες από τις μέσες στην Ανατολική Ασία. Ταυτόχρονα, οι κύριες αναχωρήσεις των κατακρημνίσεων αντικατοπτρίζουν γενικά υγρότερες από τις κανονικές συνθήκες στην Κεντρική Ευρώπη και στη Μεσόγειο και ξηρότερες από τις

κανονικές συνθήκες στην Ανατολική Κίνα (NOAA/ National Weather Service/ Climate Prediction Center).

Συνοπτικά, τα κύρια συμπεράσματα που προκύπτουν για το πρότυπο EAWR είναι τα εξής:

(1) έχει ισχυρή επίδραση στη σύζευξη μεταξύ του υποτροπικού ατλαντικού ρεύματος και του αφρικάνικου ρεύματος, η οποία επηρεάζει τη μεταβλητότητα του κλίματος στην Ευρώπη,

(2) η ισχυρότερη επίδραση του EAWR των μέσων του χειμώνα στις ευρωπαϊκές κατακρημνίσεις εντοπίζεται στα μέσα του χειμώνα και νωρίς την άνοιξη πάνω από τη Σκανδιναβική Χερσόνησο και στο κεντρικό κι ανατολικό τμήμα της Ευρώπης,

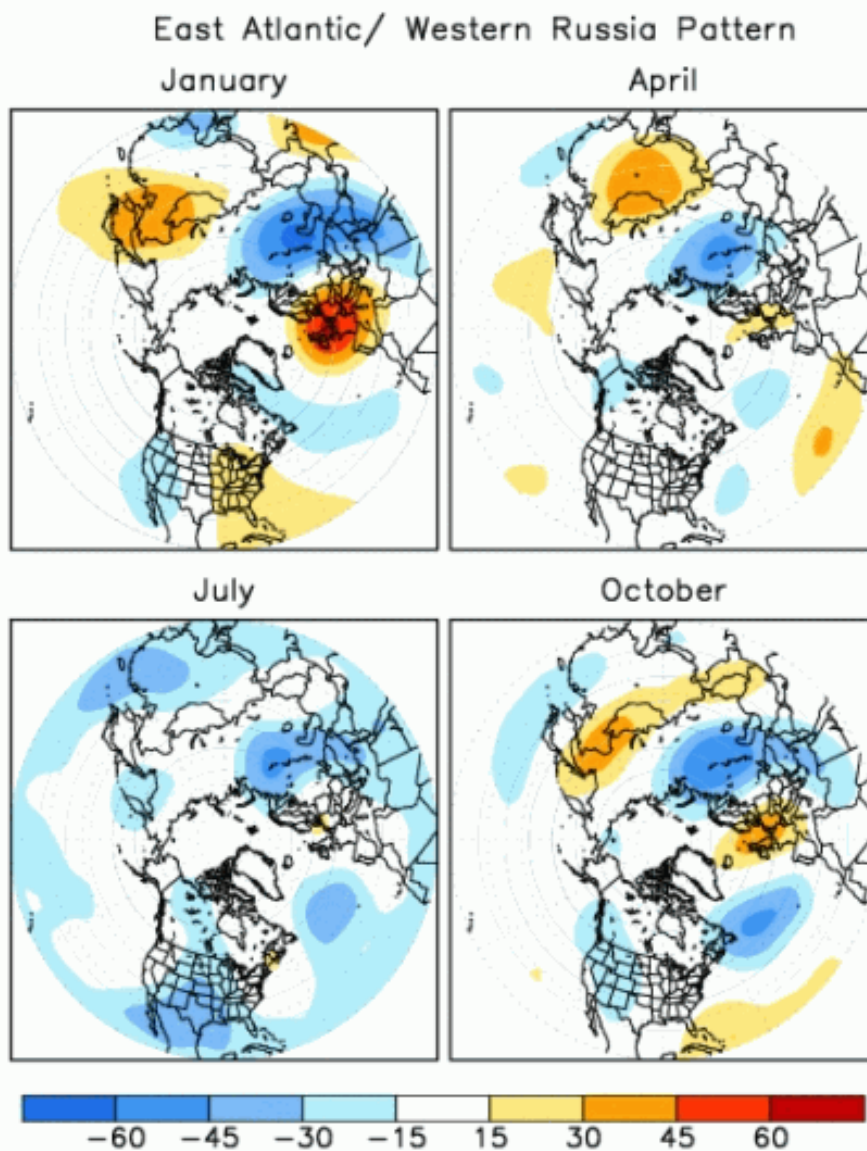
(3) η σύνδεση μεταξύ του EAWR των μέσων του χειμώνα και της ευρωπαϊκής θερμοκρασίας διαρκεί από τα μέσα του χειμώνα μέχρι τα τέλη της άνοιξης, δίνοντας τη δυνατότητα πιθανής προγνώσης για τη θερμοκρασία της άνοιξης κι

(4) η σύνδεση μεταξύ του EAWR των μέσων του χειμώνα και των ευρωπαϊκών κατακρημνίσεων, θερμοκρασιών και του δείκτη κατακρήμισης-εξατμισοδιαπνοής έχει βρεθεί σταθερή στο χρόνο. Ο προσδιορισμός των αποτελεσμάτων του EAWR στην ευρωπαϊκή υδροκλιματολογία θα μπορούσε να μας βοηθήσει να βελτιώσουμε τις γνώσεις μας για την καλύτερη κατανόηση και πρόβλεψη των διαχρονικών διακυμάνσεων της βροχόπτωσης και της θερμοκρασίας (Ionita, 2014).

Στο Σχήμα 11 παρουσιάζεται η μορφή του προτύπου φόρτωσης του EAWR για τον Ιανουάριο, τον Απρίλιο, τον Ιούλιο και τον Οκτώβριο.

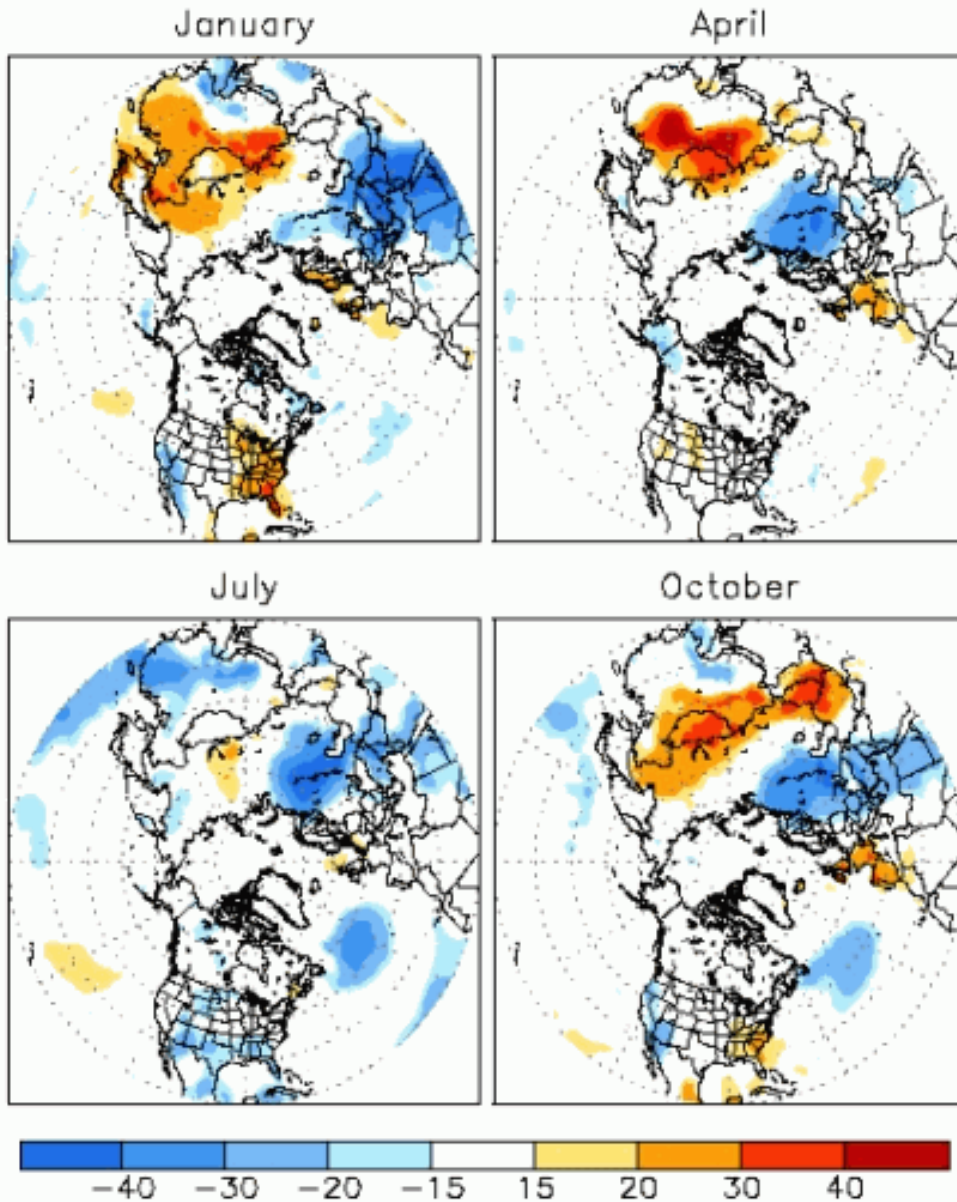
Στα γραφήματα (Σχ. 12, 13) παρουσιάζονται τα συσχετιζόμενα πρότυπα θερμοκρασιών επιφανείας και βροχοπτώσεων αντιστοίχως για το δείκτη EAWR.

Στο γράφημα, τέλος, (Σχ. 14) παρουσιάζεται η πρόσφατη χρονοσειρά του δείκτη EAWR (NOAA/ National Weather Service/ Climate Prediction Center).



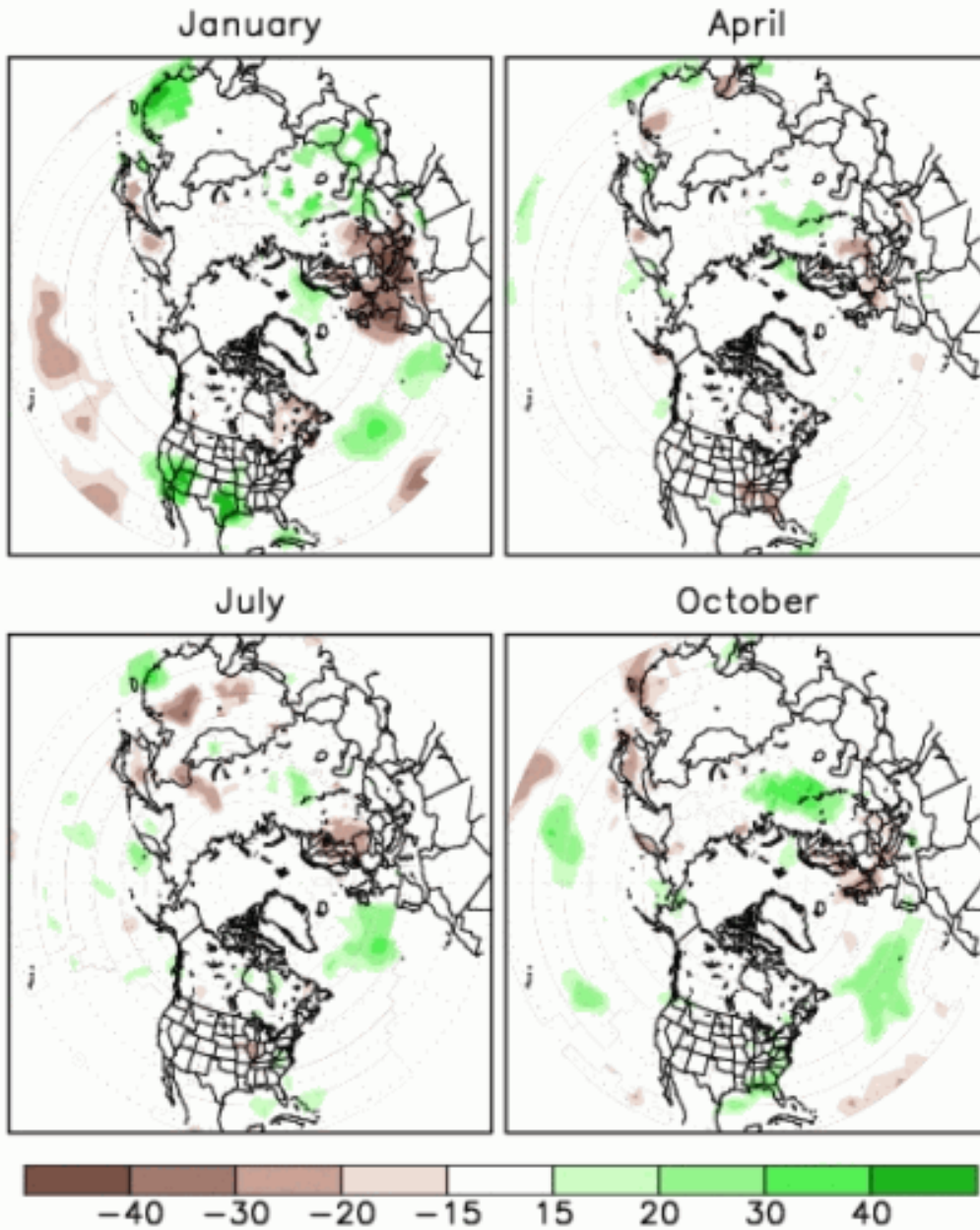
Σχήμα 11. Τα πρότυπα φόρτωσης για τον Ιανουάριο, τον Απρίλιο, τον Ιούλιο και τον Οκτώβριο παρουσιάζονται έτσι ώστε η γραφική παράσταση σε κάθε σημείο δικτύου να αντιπροσωπεύει τη χρονική συσχέτιση μεταξύ των μηνιαίων τυποποιημένων ανωμαλιών ύψους στο συγκεκριμένο σημείο και των χρονοσειρών πρότυπων τηλεσυνδέσεων που ισχύουν για το συγκεκριμένο μήνα (Πηγή: NOAA-NCEP).

East Atlantic/ Western Russia Pattern
Correlation with Surface Temperature Departures

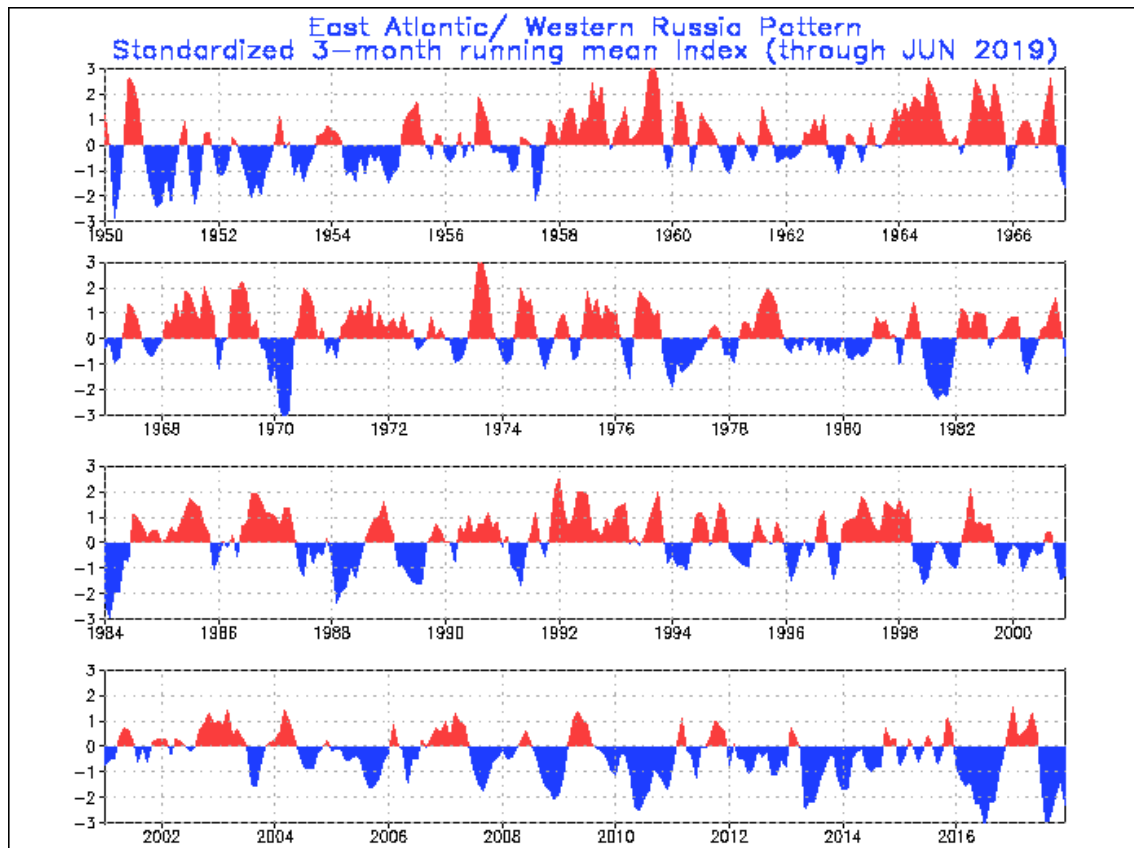


Σχήμα 12. Χάρτες που παρουσιάζουν συσχέτιση κατά το διάστημα 1950-2000 μεταξύ του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων θερμοκρασίας επιφάνειας για τους τρεις μήνες που επικεντρώνονται στο μήνα ενδιαφέροντος. Για παράδειγμα, το πρότυπο του Ιανουαρίου δείχνει τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών Ιανουαρίου του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων θερμοκρασίας κατά τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο (Πηγή: NOAA-NCEP).

East Atlantic/ Western Russia Pattern
Correlation with Precipitation Departures



Σχήμα 13. Χάρτες που παρουσιάζουν συσχέτιση κατά το διάστημα 1950-2000 μεταξύ του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων βροχόπτωσης για τους τρεις μήνες που επικεντρώνονται στο μήνα ενδιαφέροντος. Για παράδειγμα, το μοντέλο του Ιανουαρίου δείχνει τη συσχέτιση μεταξύ των τιμών Ιανουαρίου του δείκτη τηλεσυνδέσεων και των μηνιαίων αναχωρήσεων βροχόπτωσης κατά τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο (Πηγή: NOAA-NCEP).

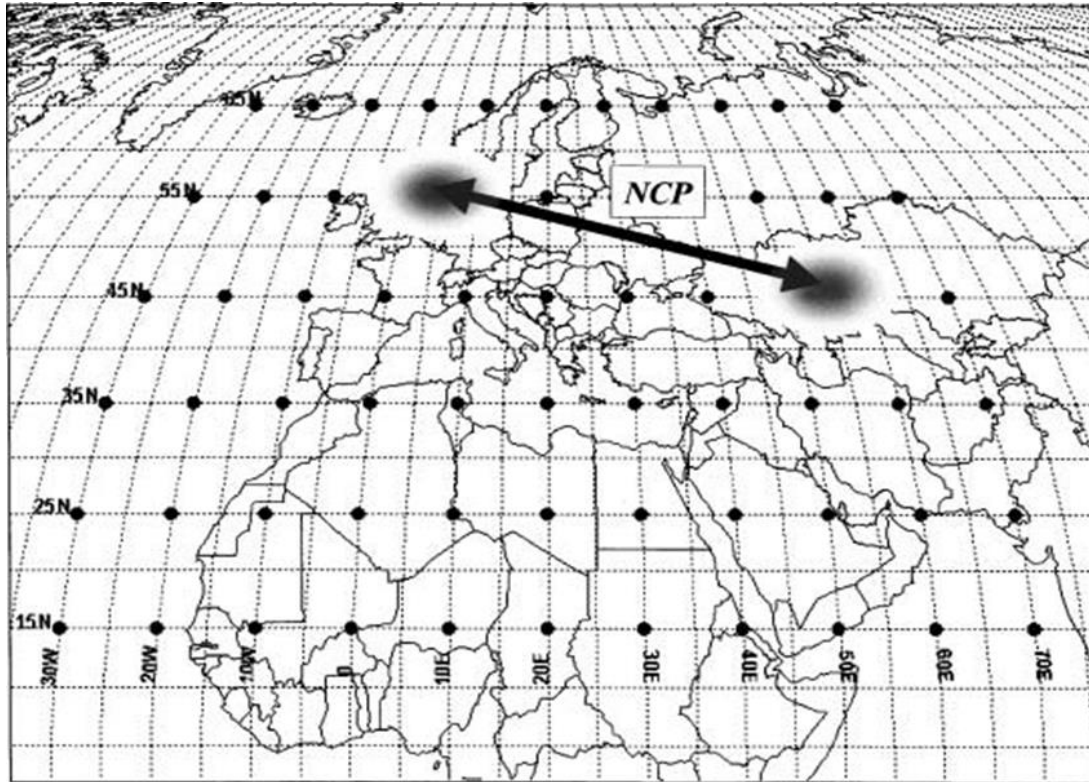


Σχήμα 14. Η τυποποιημένη μέση τιμή τριών μηνών για το δείκτη Ανατολικού Ατλαντικού/Δυτικής Ρωσίας. Οι αναχωρήσεις τυποποιούνται χρησιμοποιώντας τα στατιστικά στοιχεία της περιόδου βάσης 1981-2010 (Πηγή: NOAA-NCEP).

17. Πρότυπο Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (NCP)

Σύμφωνα με τους Kutiel & Benaroch (2002), πραγματοποιήθηκαν διάφορα πειράματα σε μέσα μηνιαία γεωδυναμικά ύψη στο επίπεδο των 500 hPa για 66 σημεία πλέγματος, σε ένα πλέγμα μήκους 10° και πλάτους 10° σε περιοχή οριοθετημένη από τους μεσημβρινούς των 30° δυτικά και 70° ανατολικά και τους παραλλήλους των 15° βόρεια και 65° βόρεια. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα πλέγματος μηνιαίας πίεσης καθορισμένου επιπέδου γεωδυναμικού ύψους για την περίοδο 1958-1998, που ελήφθησαν από το NOAA NCEP-NCAR.

Μέσα απ' αυτή τη σειρά ερευνών αναγνωρίστηκε μια διαφορετική ατμοσφαιρική τηλεσύνδεση που βρίσκεται βόρεια από τη Μεσόγειο. Τα δύο κέντρα πιέσεων ορίστηκαν στα σημεία 0° E, 55° N; 10° E, 55° N (Βόρεια Θάλασσα) και 50° E, 45° N ; 60° E, 45° N (Βόρεια Κασπία) (Σχ.15). Γι αυτό το λόγο ονομάστηκε πρότυπο Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας ή εν συντομία με τα αρχικά NCP. Ο NCP θεωρείται ότι αντανακλά το πρότυπο Ευρασία 2 (επίσης αναφέρεται συχνά ως πρότυπο EAWR) που ορίστηκε από τους Barnston & Livezey (1987) στα 700 hPa γεωδυναμικό επίπεδο, γι αυτό και κατά πολλούς θεωρούνται συγγενικά πρότυπα. Θεωρείται ωστόσο πως αυτό το όνομα παρέχει έναν καλύτερο ορισμό της γεωγραφικής έκτασης αυτής της τηλεσύνδεσης.



Σχήμα 15. Χάρτης που δείχνει τους πόλους του προτύπου της Βόρειας Θάλασσας-Κασπίας (NCP) (Πηγή: Kutiel & Benaroch, 2002).

Ο παρακάτω δείκτης ορίζει την ένταση του NCP κι υπολογίζεται ως εξής:

$$NCPI = \overline{gpm}(0^{\circ}, 55^{\circ}N; 10^{\circ}E, 55^{\circ}N) - \overline{gpm}(50^{\circ}E, 45^{\circ}N; 60^{\circ}E, 45^{\circ}N),$$

όπου \overline{gpm} (γεωδυναμικά μέτρα) είναι το μέσο γεωδυναμικό ύψος των 2 σημείων πλέγματος που αποτελούν τον κάθε έναν από τους 2 κέντρα πιέσεων αντίστοιχα. Αυτός ο δείκτης κατέστησε δυνατό τον υπολογισμό της μηνιαίας χρονοσειράς του NCPI.

Για κάθε μήνα τα δεδομένα της έντασης του NCP κανονικοποιήθηκαν ως εξής:

$$z_i = \frac{(NCPI_i - \overline{NCPI})}{\sigma},$$

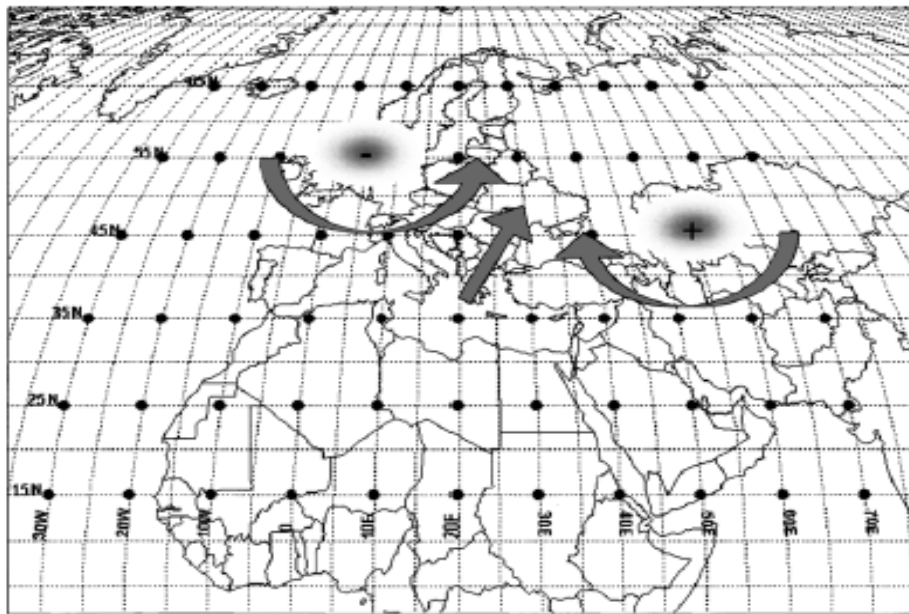
όπου $NCPI_i$ είναι ο μηνιαίος NCPI στο χρόνο i , \overline{NCPI} είναι ο μέσος μακροπρόθεσμος μηνιαίος NCPI και σ η τυπική του απόκλιση.

Οι μήνες ταξινομήθηκαν στην αρνητική φάση του NCP (γνωστής ως NCP(-)) όταν ισχύει: $z_i \leq -0.5$. Παρομοίως, ένας μήνας ταξινομείται στη θετική φάση του NCP (NCP(+)) όταν $z_i \geq +0.5$. Οι μήνες που δεν ανήκουν ούτε στην NCP(-) ούτε στην NCP(+)(δηλ. $-0.5 < z_i < 0.5$) θεωρούνται φυσιολογικοί.

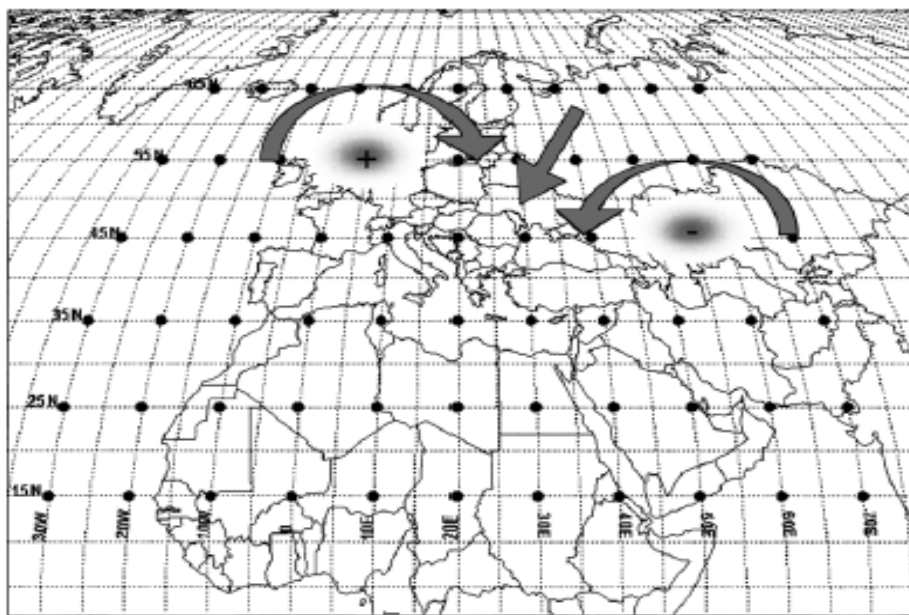
Κατά τη διάρκεια του NCP(-) έχουμε αντιωρολογιακή ανωμαλία κυκλοφορίας στο κέντρο πιέσεων της Βόρειας Θάλασσας, ωρολογιακή ανωμαλία κυκλοφορίας στο κέντρο της Βόρειας Κασπίας με αποτέλεσμα μια αυξανόμενη δυτική ανωμαλία κυκλοφορίας με κατεύθυνση προς την Κεντρική Ευρώπη και μια αυξανόμενη ανατολική ανωμαλία κυκλοφορίας με κατεύθυνση προς τη Γεωργία, την Αρμενία και

την Ανατολική Τουρκία. Αυτό οδηγεί σε μια αυξανόμενη νοτιοδυτική ανωμαλία κυκλοφορίας με κατεύθυνση προς τα Βαλκάνια και τη Δυτική Τουρκία (Σχ. 16a).

Αντίθετα, κατά τη διάρκεια του NCP(+) έχουμε ωρολογιακή ανωμαλία κυκλοφορίας στο κέντρο πίεσεων της Βόρειας Θάλασσας, αντιωρολογιακή ανωμαλία κυκλοφορίας στο κέντρο της Βόρειας Κασπίας με αποτέλεσμα η κυκλοφορία να παρουσιάζει μια αυξανόμενη βορειοδυτική κίνηση με κατεύθυνση προς την Ανατολική Ευρώπη και μια αυξανόμενη βορειοανατολική κίνηση με κατεύθυνση προς τη Μαύρη Θάλασσα. Αυτό οδηγεί σε μια αυξανόμενη βορειοανατολική ανωμαλία κυκλοφορίας με κατεύθυνση προς τα Βαλκάνια. (Σχ. 16b).



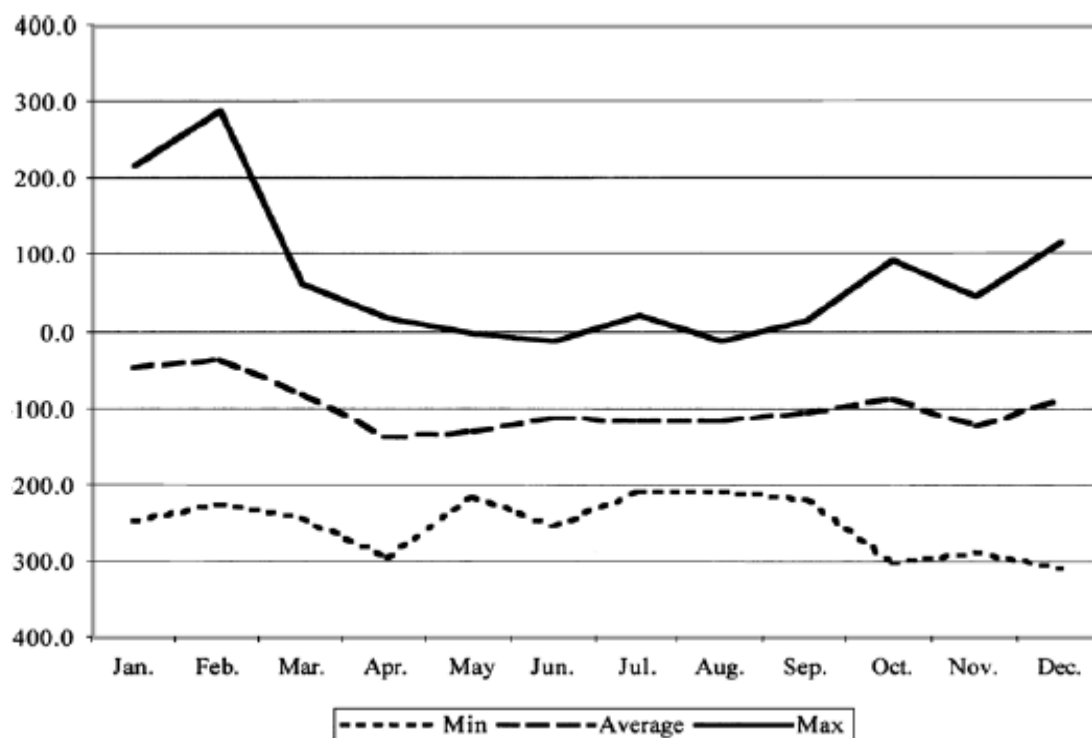
a



b

Σχήμα 16. Σχηματική αναπαράσταση της ανωμαλίας της κυκλοφορίας που επηρεάζει τη Μεσόγειο και τις γύρω περιοχές κατά τη διάρκεια των γεγονότων: (a) NCP (-) και: (b) NCP(+) (Πηγή: Kutiel & Benaroch, 2002).

Το γράφημα του Σχήματος 17 παρουσιάζει την ετήσια κύμανση του ελάχιστου, του μέσου και του μέγιστου NCPI. Κατά μέσο όρο ο NCPI είναι αρνητικός όλο το χρόνο. Το εύρος μεταξύ του μέγιστου και του ελάχιστου NCPI είναι μεγαλύτερο το χειμώνα και μικρότερο το καλοκαίρι, το οποίο φανερώνει ότι ο NCP είναι λιγότερο έκδηλος κι έχει περιορισμένη σημαντικότητα το καλοκαίρι, σε αντίθεση με το χειμώνα.



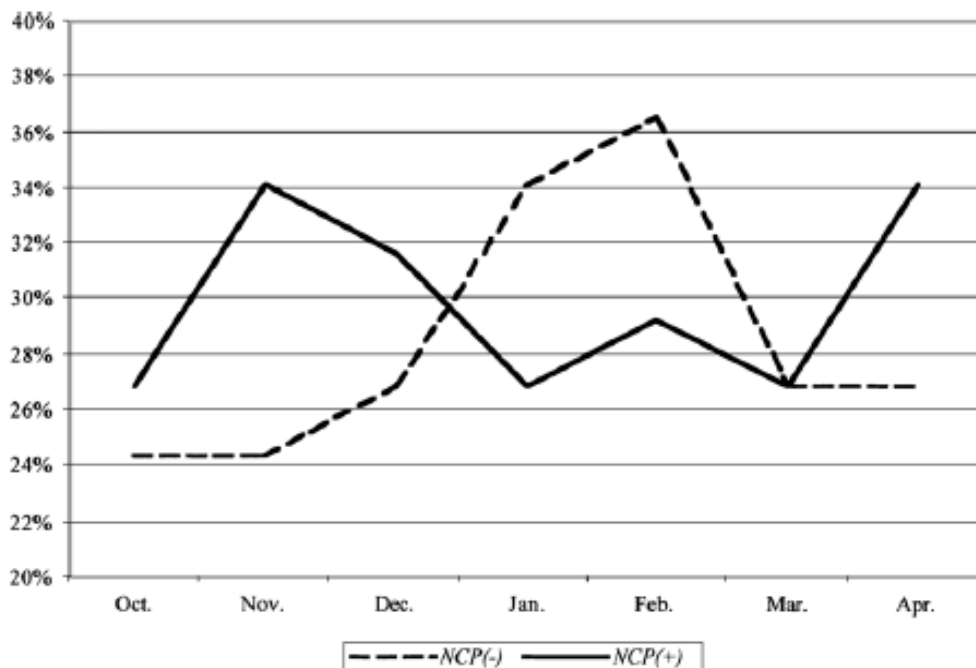
Σχήμα 17. Ετήσιος κύκλος μέγιστου, μέσου κι ελάχιστου NCPI (Πηγή: Kutiel & Benaroch, 2002).

Ο παρακάτω πίνακας (Πίν. 1) καταγράφει τον αριθμό των ετών στα οποία ο NCPI ήταν είτε αρνητικός, είτε θετικός για κάθε μήνα. Κατά τη διάρκεια της θερμής περιόδου (Απρίλης-Σεπτέμβρης) το πλήθος των θετικών τιμών του NCPI ήταν μηδέν ή αμελητέο. Οι θετικές τιμές NCPI ελήφθησαν μόνο τους μεταβατικούς μήνες κατά 15% όλων των ετών και το χειμώνα (Δεκέμβριος-Φεβρουάριος) κατά 30% όλων των ετών. Το γεγονός αυτό υποδηλώνει ότι τον περισσότερο χρόνο η πίεση πάνω από τη Βόρεια Κασπία Θάλασσα είναι υψηλότερη από την πίεση πάνω από τη Βόρεια Θάλασσα κι η κυκλοφορία βασίζεται σε αυτό το φαινόμενο. Οι θετικοί NCPI συμβαίνουν μόνο κατά τη διάρκεια ακραίων περιπτώσεων, όχι το Μάιο, τον Ιούνιο ή τον Αύγουστο κατά τη διάρκεια της περιόδου ενδιαφέροντος. Αυτές οι τιμές δεν πρέπει να συγχέονται αλγεβρικά με τις φάσεις NCP(-) ή NCP(+). Είναι πολύ πιθανό το ότι σε μήνα που ορίζεται σαν NCP(+), ο NCPI να έχει αρνητική τιμή.

Month	# of years with negative values	# of years with positive values
January	27	14
February	27	14
March	34	7
April	40	1
May	41	–
June	41	–
July	39	2
August	41	–
September	40	1
October	33	8
November	37	4
December	30	11

Πίνακας 1. Κατανομή αρνητικών και θετικών τιμών NCPI σε κάθε μήνα (Πηγή: Kutiel & Benaroch, 2002).

Η χρονική κατανομή των δύο φάσεων δεν ήταν σταθερή κατά τη διάρκεια του έτους. Στους μεταβατικούς μήνες συνέβησαν περισσότερα γεγονότα NCP(+) παρά NCP(-), ενώ το αντίθετο ισχύει για το χειμώνα (Σχ. 18). Επιπλέον τα γεγονότα NCP(-) είναι πιο διαρκή από τα NCP(+). Αναγνωρίστηκαν 14 γεγονότα NCP(-) διάρκειας τουλάχιστον τριών σερί μηνών αλλά μόνο 8 τέτοια γεγονότα NCP(+), από τα οποία τα 4 έλαβαν χώρα κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του 1990.



Σχήμα 18. Εποχικός κύκλος του ποσοστού των NCP(-) και NCP(+) (Πηγή: Kutiel & Benaroch, 2002).

Τα βασικά συμπεράσματα που προκύπτουν αναφορικά με τον NCP είναι τα εξής:

1. Οι τηλεσυνδέσεις εντός της περιοχής ενδιαφέροντος είναι συχνότερες το χειμώνα (μέγιστο το Φεβρουάριο) απ' ό,τι το καλοκαίρι (μέγιστο τον Ιούλιο).
2. Τα επεισόδια του NCP(-) τείνουν να φέρουν μια αυξανόμενη, νοτιοδυτική ανωμαλία κυκλοφορίας προς τα Βαλκάνια, τη Δυτική Τουρκία και τη Μέση Ανατολή, προκαλώντας υψηλότερες απ' τις κανονικές, θερμοκρασίες και χαμηλότερες απ' τις κανονικές, βροχοπτώσεις σε αυτές τις περιοχές. Το αντίθετο συμβαίνει με τα επεισόδια του NCP(+).
3. Ο NCP είναι ένα παράδειγμα του προτύπου EAWR στα 500 hPa γεωδυναμικό επίπεδο και πιθανώς είναι εν μέρει υπεύθυνο για τη διπολική συμπεριφορά διαμέσου της Μεσογείου, γνωστής ως Μεσογειακή ταλάντωση. Δε φαίνεται όμως να υπάρχει αξιόλογος συσχετισμός μεταξύ των δεικτών NCP1 και NAO (Kutiel and Benaroch, 2002).

18. Κλιματικοί δείκτες MI και EEI

Σύμφωνα με τους Paradoxoulou *et al.* (2012), οι ροές θερμότητας αέρα-θάλασσας είναι καθοριστικές για τη δυναμική του ωκεανού και της ατμόσφαιρας και διαδραματίζουν αποφασιστικό ρόλο στη διαμόρφωση της κλιματικής αλλαγής σε παγκόσμιο επίπεδο. Τροφοδοτούν τα αριθμητικά μοντέλα ωκεάνιας κυκλοφορίας και πρόγνωσης του καιρού.

Οι ανταλλαγές θερμότητας επιφάνειας είναι χρήσιμες γιατί παρέχουν αρχικές συνθήκες για την εφαρμογή των συνδυασμένων μοντέλων ωκεανού-ατμόσφαιρας για τις προγνώσεις από το παρόν ως τις μελλοντικές κλιματικές κλίμακες (Yu *et al.*, 2004). Είναι επίσης γνωστό ότι οι ροές επιφάνειας είναι μια ισχυρή κινητήρια δύναμη για το σχηματισμό ενδιάμεσων και βαθιών υδάτων που είναι σημαντικός μηχανισμός για την οξυγόνωση των βαθιών υδάτων. Οι ροές επιφάνειας συνήθως ρυθμίζονται από διάφορους μετεωρολογικούς παράγοντες. Για παράδειγμα, το κλάσμα νεφοκάλυψης επηρεάζει τις συνιστώσες ακτινοβολίας (ακτινοβολίες μικρού και μεγάλου μήκους κύματος) κι η ταχύτητα του ανέμου επηρεάζει τις τυρβώδεις συνιστώσες (λανθάνουσα κι αισθητή θερμότητα). Ωστόσο, δεν έχει δοθεί ιδιαίτερη έμφαση στην εξάρτηση των ροών από την πίεση της στάθμης της θάλασσας (SLP).

Στις συνοπτικές χρονικές κλίμακες, οι ανωμαλίες της SLP (SLPA) εμφανίζουν άμεση σχέση με ακραία γεγονότα των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας στην περιοχή του Gulf Stream (Zolina and Gulev, 2003; Shaman *et al.*, 2010), κατά μήκος της δίνης ανακυκλοφορίας του Kuroshio στο βορειοδυτικό τμήμα του Ειρηνικού (Bond and Cronin, 2008), και στο Νότιο Ατλαντικό (Sterl and Hazeleger, 2003). Στο Βόρειο Ατλαντικό και στο Βόρειο Ειρηνικό, οι SLPA συνδέονται με ανωμαλίες της ταχύτητας του ανέμου, που οδηγούν σε ένα καθεστώς ανωμαλίας της λανθάνουσας και της λογικής ροής θερμότητας (Konda *et al.*, 2010). Ο Cayan (1992) και οι Alexander & Scott (1997) βρήκαν σημαντικές σχέσεις μεταξύ του πεδίου της SLP κι επιφανειακών ροών πάνω από το Βόρειο Ειρηνικό και τον Ατλαντικό Ωκεανό σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Παρά τα ισχυρά επεισοδιακά γεγονότα των ανταλλαγών θερμότητας επιφάνειας που ενεργοποιούν τις μεταφορικές διεργασίες σε συνοπτική χρονική κλίμακα, η μεταβλητότητα χαμηλών συχνότητων αυτών των ανταλλαγών είναι που προκαλεί ξεχωριστή κλιματολογική επίδραση κι επηρεάζει καθοριστικά τη μεταφορά ενδιάμεσων και βαθιών υδάτων.

Η διάρκεια αυτών των επεισοδίων για παρατεταμένες περιόδους καθιστά την επιρροή τους κρίσιμη για τα θαλάσσια οικοσυστήματα. Γι αυτό το λόγο, η κλιματολογία των ατμοσφαιρικών παραγόντων που επηρεάζουν τις ανταλλαγές θερμότητας αέρα-θάλασσας είναι πιο αποτελεσματική όταν μελετάται σε μηνιαία ή εποχιακή χρονική κλίμακα αντί της συνοπτικής χρονικής κλίμακας.

Η επίδραση της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής μεταβλητότητας πάνω από το Βόρειο Ατλαντικό και την Ευρώπη σχετικά με τις ανταλλαγές θερμότητας αέρα-θάλασσας στη Μεσόγειο είναι μάλλον περίπλοκη κι εξαρτάται από την περιοχή (Josey *et al.*, 2011). Οι Ruiz *et al.* (2008) περιγράφουν τις επιπτώσεις της μεγάλης κλίμακας ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας στις επιφανειακές ανταλλαγές θερμότητας στη Μεσόγειο Θάλασσα με τη χρήση κλιματικών δεικτών όπως η Ταλάντωση Βορείου Ατλαντικού (NAO) κι ο δείκτης της Μεσογειακής Ταλάντωσης (MO). Οι Paz *et al.* (2003) συνδέουν τις ταλαντώσεις της SLP μεταξύ της Βορειοδυτικής Αφρικής και της Δυτικής Ασίας (δείκτης NAWA) με τη θερμοκρασία και το καθεστώς των ανέμων της Ανατολικής Μεσογείου.

Σε πολλές περιπτώσεις, οι ατμοσφαιρικές μεταβλητές κι οι ανταλλαγές θερμότητας επιφάνειας παρουσιάζουν ισχυρή σχέση. Για παράδειγμα, η συσχέτιση μεταξύ του συνολικού κατακρημνισμένου νερού στην Ευρώπη και στη Βόρεια Αφρική και στις επιφανειακές ανταλλαγές θερμότητας πάνω από το Αιγαίο είναι ιδιαίτερα ισχυρή, ειδικά κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους (Paradourou *et al.*, 2011). Αντίθετα, οι τυρβώδεις ροές στη Δυτική Μεσόγειο επηρεάζουν το καθεστώς βροχοπτώσεων πάνω από την Ανατολική Μεσόγειο (Lolis *et al.*, 2004). Από μία διαφορετική οπτική, οι Gilman & Garrett (1994) εξετάζουν τις επιπτώσεις των ατμοσφαιρικών προτύπων μεγάλης κλίμακας στο θερμικό ισοζύγιο της Μεσογείου όσον αφορά στη μεταφορά και στη διασπορά των ανθρωπογενών ατμοσφαιρικών κι ορυκτών αερολυμάτων. Αν και το τοπογραφικό ανάγλυφο κι η συχνή εναλλαγή εδάφους/ωκεανού στη λεκάνη της Μεσογείου ευνοούν τη διαφοροποίηση των τοπικών αερίων μαζών, η κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας είναι αυτή που ενισχύει τέτοια τοπικά αποτελέσματα.

Σε αυτό το χωρίο εξετάζουμε την πιθανή επίδραση των ευρέως χρησιμοποιούμενων κλιματικών δεικτών και της μεταβλητότητας της SLP σε επιφανειακές ανταλλαγές θερμότητας πάνω από το Αιγαίο. Διερευνούμε περαιτέρω τα ατμοσφαιρικά πρότυπα υπαγορεύοντας τα ελάχιστα και τα μέγιστα των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας και το σχετικό με αυτά φυσικό μηχανισμό. Απαιτείται επίσης η ανάλυση της συνεισφοράς κάθε συνιστώσας στα ακραία γεγονότα ανταλλαγής θερμότητας για να αποκτηθεί μια φυσική εικόνα του εμπλεκόμενου μηχανισμού οδήγησης. Τέλος, δίνεται ιδιαίτερη έμφαση σε ακραία γεγονότα απώλειας θερμότητας το χειμώνα που σχετίζονται άμεσα με το σχηματισμό ενδιάμεσων και βαθένων υδάτων πάνω από το Αιγαίο.

-Σύνολα δεδομένων

Εξετάζονται τα μεγέθη των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας πάνω από το Αιγαίο σε σχέση με τη χωρική και τη χρονική μεταβλητότητα του πεδίου της ατμοσφαιρικής πίεσης. Πρώτον, η ανάλυση εφαρμόζει ένα σύνολο δεδομένων που βασίζεται σε παρατηρήσεις πέντε σημαντήρων από το δίκτυο Ποσειδών του Ελληνικού Κέντρου Θαλασσίων Ερευνών (HCMR) (Nittis *et al.*, 2001; Soukissian *et al.*, 2002), που καλύπτει την περίοδο 2000-2008.

Συγκεκριμένα, λαμβάνονται υπόψη οι τιμές μεταβλητών τριών ωρών, της ατμοσφαιρικής πίεσης, της θερμοκρασίας του αέρα, της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας και της ταχύτητας του ανέμου. Για τον υπολογισμό της

ειδικής υγρασίας, χρησιμοποιούνται δορυφορικές παρατηρήσεις από την πλατφόρμα ειδικού αισθητήρα απεικόνισης μικροκυμάτων κι εφαρμόζεται το μοντέλο Bentamy (Bentamy *et al.*, 2003). Επιπλέον, χρησιμοποιούνται παρατηρήσεις νεφοκάλυψης τριών ωρών από παράκτιους και νησιωτικούς σταθμούς του Αιγαίου Πελάγους. Ο συνδυασμός των παραπάνω συνόλων δεδομένων, μετά τη χρήση των κατάλληλων εμπειρικών τύπων, έχει ως αποτέλεσμα μηνιαίες τιμές των τεσσάρων συνιστωσών της ροής θερμότητας, δηλαδή της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος και της λανθάνουσας και λογικής θερμότητας, σε κάθε θέση σημαντήρα.

Επειδή οι παρατηρούμενες χρονοσειρές περιορίζονται σε εννέα χρόνια, χρησιμοποιήθηκε ένα ευρέως γνωστό και πολύ πιο εκτεταμένο σύνολο δεδομένων. Γι αυτό, οι μέσες μηνιαίες τιμές ροών θερμότητας συγκρίνονται με αυτές των τριών συνόλων δεδομένων με πλέγμα: δηλαδή το Εθνικό Κέντρο Ωκεανογραφίας του Σαουθάμπτον (NOCS) (Berry and Kent, 2009) ανέλυσε αντικειμενικά τις ροές αέρα-θάλασσας (OAFIux) (Yu and Weller, 2007), και την πρόγνωση των δυναμικών διεργασιών των ωκεάνιων και παράκτιων περιοχών της Ευρώπης (HIPOCAS) (Sotillo *et al.*, 2005, Ratsimandresy *et al.*, 2008). Αυτές οι συγκρίσεις λαμβάνουν υπόψη τα πλησιέστερα προς το σημαντήρα σημεία πλέγματος και περιλαμβάνουν στατιστική ανάλυση όπως συντελεστές συσχέτισης, κλίσεις και σφάλματα rms. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι πάνω από το Αιγαίο πέλαγος, το Μεσογειακό HIPOCAS (ανάλυση 0.5° x 0.5°) είναι το καταλληλότερο σύνολο δεδομένων για τη μελέτη της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους και το OAFIux (ανάλυση 1° x 1°) για τη λανθάνουσα και λογική θερμότητα (Paradopoulos *et al.*, 2010). Από τη στιγμή που το Αιγαίο πέλαγος καλύπτει περίπου 6° σε γεωγραφικό πλάτος και 4° σε γεωγραφικό μήκος, η χωρική ανάλυση των επιλεγμένων συνόλων δεδομένων θεωρείται επαρκής για την απεικόνιση των χαρακτηριστικών των περιφερειακών ροών θερμότητας. Οι μέσες μηνιαίες τιμές ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους κύματος καλύπτουν την περίοδο 1958-2001, ενώ η λανθάνουσα κι η λογική θερμότητα εκτείνεται κατά την περίοδο 1958-2008. Επίσης, τα δεδομένα της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας αέρα και της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας αποκτώνται επίσης από τα αρχεία OAFIux.

Επιπλέον οι δείκτες NAO και EAWR αντλώνται από το κέντρο κλιματικής προβολής NOAA. Όσον αφορά στο σύνολο δεδομένων ατμοσφαιρικής πίεσης, χρησιμοποιούμε μέσες μηνιαίες τιμές SLP που αποκτήθηκαν από το 40ετές Ευρωπαϊκό Κέντρο για την ανασκόπηση μεσαίου εύρους καιρικών προβολών (ERA-40) για το 1958-2001, με ανάλυση 2.5° x 2.5° (Uppala *et al.*, 2005). Οι μέσες μηνιαίες τιμές SLP για τη Μασσαλία, τη Μόσχα και το Ηράκλειο που χρειάζονται για τον υπολογισμό των εισαγόμενων δεικτών λαμβάνονται από το Εθνικό Κλιματικό Κέντρο Δεδομένων την NOAA/NCDC μηνιαίο δελτίο κλιματικών δεδομένων για τον κόσμο (<http://www7.ncdc.noaa.gov/IPSP/mcdw/mcdw.html>).

Τέλος, τα δεδομένα αιολικής ενέργειας (ζωνικές και μεσημβρινές αιολικές συνιστώσες) λαμβάνονται επίσης από το σύνολο δεδομένων ERA-40.

Σε αυτό το σημείο, εισάγονται δύο δοκιμαστικούς δείκτες κι εξετάζεται ο συσχετισμός τους με τις ροές θερμότητας αέρα-θάλασσας στο Αιγαίο Πέλαγος. Ο πρώτος δείκτης θεωρείται ως εναλλακτική λύση στο δείκτη ταλάντωσης της Μεσογείου (Conté *et al.*, 1989). Ο δείκτης αυτός, στο εξής αποκαλούμενος ως «Μεσογειακός» δείκτης (MI), αντιστοιχεί στη μέση μηνιαία ανωμαλία της διαφοράς της SLP μεταξύ της Μασσαλίας στη Νότια Γαλλία και του Ηρακλείου στο νησί της Κρήτης (Σχ. 19-1a). Ο MI δεν παρεκκλίνει σημαντικά από δύο παρόμοιους δείκτες: το δείκτη μεσογειακής πίεσης (Raicich *et al.*, 2003) που αναφέρεται ως η διαφορά SLP μεταξύ της Μασσαλίας και της Mersa Matruh στην Τουρκία (Νοτιοανατολική Μεσόγειος) και του δείκτη κυκλοφορίας της Μεσογείου (Brunetti *et al.*, 2002) που αναφέρεται ως η διαφορά

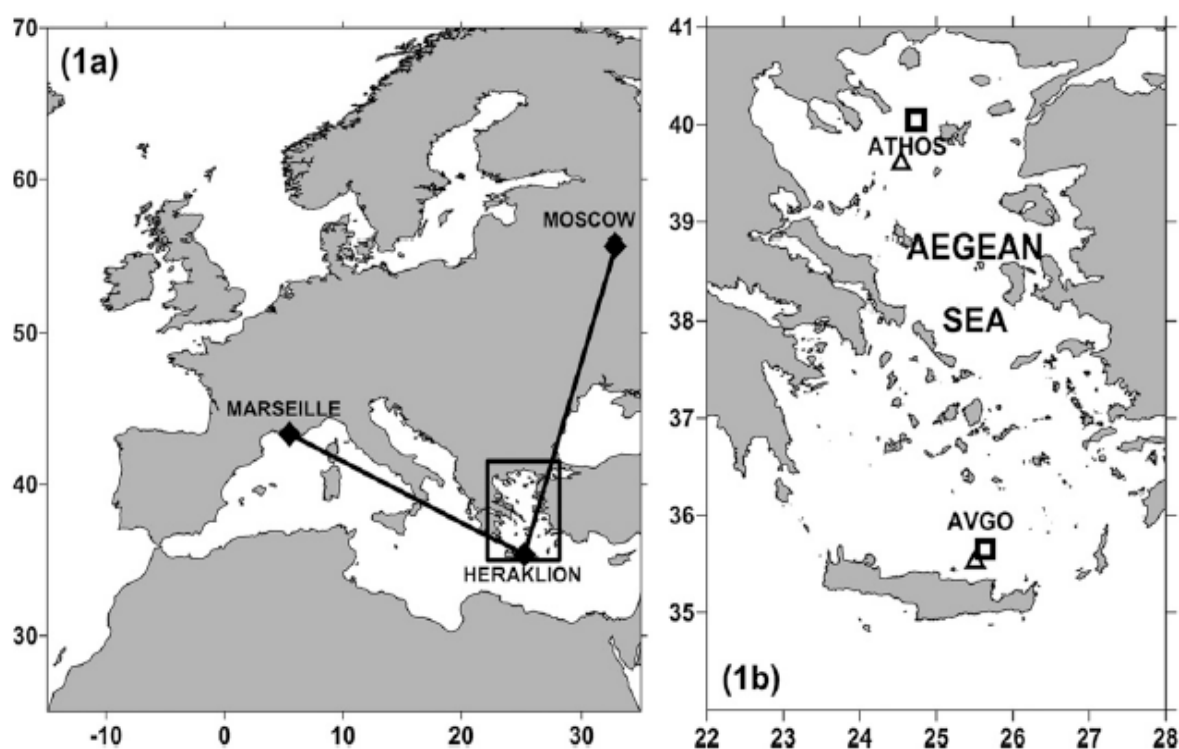
SLP μεταξύ της Μασσαλίας και της Ιερουσαλήμ. Ο δεύτερος πειραματικός δείκτης, εφεξής ονομαζόμενος «δείκτης Ανατολικής Ευρώπης» (EEI), αντιπροσωπεύει την ανωμαλία της διαφοράς SLP μεταξύ της Μόσχας και του Ηρακλείου (Σχ. 19-1a). Ο λόγος επιλογής του Ηρακλείου είναι ότι βρίσκεται στο Νότιο Αιγαίο, κι επομένως αναμένουμε καλύτερη ανταπόκριση των προτεινόμενων δεικτών στα περιφερειακά χαρακτηριστικά της μεταβλητότητας SLP. Επιπλέον, το Ηράκλειο είναι ένας υψηλής ποιότητας μετεωρολογικός σταθμός με μακρά και συνεχή λειτουργία. Οι επιλογές της Μασσαλίας και της Μόσχας είναι αιτιολογημένες από τις κατευθύνσεις των γραμμών που τις συνδέουν με το Ηράκλειο, οι οποίες είναι σχεδόν κάθετες μεταξύ τους κι απεικονίζουν κλίσεις των SLPA κοντινών ζωικών και μεσημβρινών κατευθύνσεων. Χρησιμοποιώντας αυτούς τους δοκιμαστικούς δείκτες, επιδιώκουμε να υπογραμμίσουμε τη διαφορετική επίδραση μιας κλίσης πίεσης κατά μήκος της Μεσογείου, και μίας εγκάρσιας στην επιφάνεια ανταλλαγών θερμότητας στο Αιγαίο. Κι οι δύο δείκτες κανονικοποιούνται διαιρούμενοι με την τυπική απόκλιση τους για να λάβουν μηδενική μέση τιμή και μοναδιαία διακύμανση.

Η επίδραση της ατμοσφαιρικής πίεσης στις ροές θερμότητας της επιφάνειας του Αιγαίου διερευνάται ξεχωριστά για την κρύα και τη ζεστή εποχή της βόρειας και της νότιας υπολεκάνης. Στην ανάλυση χρησιμοποιούνται οι μηνιαίες τιμές, από το Νοέμβριο έως το Μάρτιο για την κρύα εποχή και από το Μάιο έως το Σεπτέμβριο για τη ζεστή εποχή, ενώ ο Απρίλιος κι ο Οκτώβριος αποκλείονται ως μεταβατικοί μήνες. Ως αντιπροσωπευτικές τοποθεσίες για τις δύο υπολεκάνες, επιλέγονται οι θέσεις δύο σημαντήρων του Ποσειδώνα, του Άθω και του νησιού Αυγό (Σχ. 19-1a). Στα αντίστοιχα πλησιέστερα σημεία του πλέγματος (Σχ. 19-1b), υπολογίζεται ο συντελεστής γραμμικής συσχέτισης μεταξύ της εποχικής χρονοσειράς των ροών θερμότητας και των κλιματικών δεικτών του NAO, του EAWR και του NCP καθώς και των MI κι EEI.

Κάθε εποχική χρονοσειρά περιλαμβάνει 220 μηνιαίες τιμές για την ακτινοβολία και 255 για τους τυρβώδεις όρους. Υπολογίζεται ο NCP σύμφωνα με τους Kutiel & Benaroch (2002) χρησιμοποιώντας τη βάση δεδομένων ERA-40. Επιλέγονται οι EAWR, NCP και NAO (λιγότερο) επειδή θεωρούνται γενικά ως οι πιο σημαντικοί δείκτες για το κλίμα της Ανατολικής Μεσογείου (Eshel and Farrell, 2000; Ben-Gai *et al.*, 2001; Kutiel and Benaroch, 2002; Dünkloh and Jacobeit, 2003; Gündüz and Ozsoy, 2005; Lionello and Sanna, 2005; Hatzaki *et al.*, 2007; Feliks *et al.*, 2010; Josey *et al.*, 2011).

Έτσι, εξετάζεται η επίδραση των NAO, EAWR, NCP, και των δύο δοκιμαστικών δεικτών στο καθεστώς ροής θερμότητας αέρα-θάλασσας πάνω από το Αιγαίο. Στη συνέχεια, για να οριστούν τα δυνητικά κέντρα δράσης του πεδίου της ατμοσφαιρικής πίεσης που επηρεάζουν τις επιφανειακές ροές πάνω από το Αιγαίο, συσχετίζονται οι ανωμαλίες κάθε συνιστώσας ροής θερμότητας με τις ανωμαλίες της ατμοσφαιρικής πίεσης πάνω από το Βορειοανατολικό Ατλαντικό, την Ευρώπη και τη Βόρεια Αφρική. Οι μηνιαίες SLPA υπολογίζονται σε κάθε σημείο του πλέγματος με αφαίρεση των μέσων μηνιαίων τιμών από τις χρονοσειρές SLP. Στις δύο τοποθεσίες, διενεργείται ένας συσχετισμός σημείο προς σημείο για την περιοχή που εκτείνεται από 25° N έως 70° N, κι από 15° W έως 35° E με μια ανάλυση 2.5° x 2.5°. Η περίοδος συσχετισμού είναι η 1958-2001 για τις συνιστώσες ακτινοβολίας κι η 1958-2008 για τις τυρβώδεις συνιστώσες. Επιπλέον, για την παροχή πιθανών εξηγήσεων για τα χαρακτηριστικά πρότυπα συσχετισμού, πραγματοποιείται εποχική ανάλυση EOF των SLP και παρουσιάζονται οι μορφές EOF ως ομογενείς χάρτες συσχετισμών (Venegas, 2001). Με τη σειρά της, διεξάγεται μια ανάλυση ακραίων τιμών λαμβάνοντας υπόψη τη συνολική ανωμαλία ανταλλαγής θερμότητας, δηλαδή το άθροισμα των ανωμαλιών των τεσσάρων συνιστωσών ροής θερμότητας αέρα-θάλασσας. Ως «ακραίες» τιμές, θεωρούνται οι εξώτατες 10% (άνω και κάτω όριο της τάξης 10%) των καθαρών

μέσων μηνιαίων ανωμαλιών ροής θερμότητας για κάθε εποχή. Κάθε περίπτωση αντιστοιχεί σε 22 μεμονωμένους μήνες για την περίοδο 1958-2001. Έχουν υπολογιστεί οι μέσοι όροι 22 μέσων μηνιαίων προτύπων SLP και SLPA που αντιστοιχούν σε κάθε περιοχή τάξης του 10%, προσδιορίζοντας τα γενικά χαρακτηριστικά της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας που ευνοεί τις ακραίες ροές θερμότητας στο Αιγαίο Πέλαγος. Τα ευρήματα αυτά διερευνούνται περαιτέρω χρησιμοποιώντας το σύνθετο διανυσματικό χάρτη ανέμου και το χάρτη ανωμαλιών $T_{air} - T_{sea}$ που αντιστοιχεί σε κάθε περιοχή τάξης του 10%,. Στη συνέχεια, εξετάζεται η συμβολή (σε ποσοστό) κάθε συνιστώσας ροής θερμότητας στη συνολική ενεργειακή ανωμαλία αυτών των ακραίων γεγονότων. Στην πραγματικότητα, η συνεισφορά κάθε συνιστώσας αντανακλά τη φυσική διεργασία που οδηγεί σε ανώμαλη θέρμανση ή ψύξη της θαλάσσιας επιφάνειας. Επιπλέον, τονίζοντας τις χαμηλότερες χειμερινές τιμές, στόχος είναι ο προσδιορισμός του ειδικού καθεστώτος βάσει του οποίου η ατμοσφαιρική κυκλοφορία, μαζί με την υδρολογία, μπορεί να ενεργοποιήσει το μηχανισμό σχηματισμού των ενδιάμεσων και βαθέων υδάτων στο Αιγαίο. Θα πρέπει να επισημάνουμε ότι με βάση ωκεανογραφική σύμβαση, η θετική ροή θερμότητας αέρα-θάλασσης αντιπροσωπεύει κέρδος ωκεάνιας θερμότητας.



Σχήμα 19. (1a) Οι βασικές γραμμές των δοκιμαστικών δεικτών κι η περιοχή του Αιγαίου. (1b) τα αντιπροσωπευτικά σημεία στο Βόρειο (Αθως) και Νότιο Αιγαίο (νησί Αυγό). Τα τετράγωνα αντιστοιχούν σε σηματοδότες και τα τρίγωνα στο πλησιέστερο σημείο πλέγματος της χρησιμοποιούμενης βάσης δεδομένων (Πηγή: Papadopoulos *et al.*, 2012).

Σε αυτό το σημείο οφείλουμε να σημειώσουμε ότι θετικός δείκτης MI (αντικυκλωνική ροή στη Δυτική Μεσόγειο, κυκλωνική στην Ανατολική Μεσόγειο) δηλώνει μεγαλύτερη πίεση στο κέντρο πιέσεων της Μασσαλίας σε σχέση με το κέντρο πιέσεων του Ηρακλείου κι έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά των υφέσεων από τη Δυτική Ευρώπη προς την Ανατολική Μεσόγειο.

Αντίθετα, αρνητικός δείκτης MI (κυκλωνική ροή στη Δυτική Μεσόγειο, αντικυκλωνική στην Ανατολική Μεσόγειο) δηλώνει μεγαλύτερη πίεση στο κέντρο πιέσεων του Ηρακλείου σε σχέση με το κέντρο πιέσεων της Μασσαλίας κι έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά των υφέσεων από την Ανατολική Μεσόγειο προς τη Δυτική Ευρώπη.

Όσον αφορά στο δείκτη EEI, όταν είναι θετικός (αντικυκλωνική ροή στη Δυτική Ρωσία, κυκλωνική στην Ανατολική Μεσόγειο), δηλώνει μεγαλύτερη πίεση στο κέντρο πιέσεων της Μόσχας σε σχέση με το κέντρο πιέσεων του Ηρακλείου κι έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά των υφέσεων από την Κεντρική Ασία και τον Εύξεινο Πόντο προς τις περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου.

Αντίθετα, αρνητικός δείκτης EEI (κυκλωνική ροή στη Δυτική Ρωσία, αντικυκλωνική στην Ανατολική Μεσόγειο) δηλώνει μεγαλύτερη πίεση στο κέντρο πιέσεων του Ηρακλείου σε σχέση με το κέντρο πιέσεων της Μόσχας κι έχει σαν αποτέλεσμα τη μεταφορά των υφέσεων από τις περιοχές της Ανατολικής Μεσογείου προς τον Εύξεινο Πόντο και την Κεντρική Ασία.

Ο Πίνακας 2 συνοψίζει τους συντελεστές συσχετισμού μεταξύ των κλιματικών δεικτών που αναπτύχθηκαν προηγουμένως, και των ανωμαλιών της ροής θερμότητας για κάθε συνιστώσα στις δύο περιοχές του Αιγαίου κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου από το Νοέμβριο έως το Μάρτιο (NDJFM). Δηλαδή, ο δείκτης NAO, του οποίου η γενική επιρροή στην ανατολική Μεσόγειο είναι ασαφής κι αμφιλεγόμενη, παρουσιάζει μια γενικά αδύναμη επιρροή στις επιφανειακές ροές (Eshel and Farrell, 2000, Dünkloh and Jacobeit, 2003, Hatzaki *et al.*, 2007; Feliks *et al.*, 2010; Chronis *et al.*, 2011b). Ο NAO δηλαδή δείχνει μια ασθενέστερη σχέση από τον EAWR, τον NCP και τους δύο δοκιμαστικούς δείκτες σε όλες τις συνιστώσες εξαιρουμένης της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος. Ο MI επιδεικνύει την ισχυρότερη επίδραση στις τυρβώδεις συνιστώσες με αρνητικούς συντελεστές συσχετισμού που κυμαίνονται από -0.64 έως -0.51. Ο EEI έχει το μεγαλύτερο αντίκτυπο στις συνιστώσες ακτινοβολίας και στις δύο περιοχές. Ο EEI συσχετίζεται αρνητικά με την ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος με τιμές συσχετισμού -0.49 για το Αυγό και -0.62 για τον Άθω και θετικά με ακτινοβολία μεγάλου μήκους με τιμές συσχετισμού 0.53 και 0.59 αντίστοιχα. Σε κάθε περίπτωση, κατά τη διάρκεια της ζεστής εποχής ο συσχετισμός είναι σταθερά ασθενέστερος.

Συνοπτικά, ο EEI κι ο NAO αντιπροσωπεύουν μια νότια βαθμίδα πίεσης και δείχνουν ισχυρότερη επιρροή στις ροές ακτινοβολίας. Αυτό παριστάνει την επίδραση των δύο δεικτών στην περιφερειακή νεφοκάλυψη. Για παράδειγμα, υψηλές τιμές του EEI αντιστοιχούν σε έναν ισχυρό αντικυκλώνα πάνω από τη Δυτική Ρωσία, που υποδηλώνει αίθριο καιρό εκεί και βαθύ χαμηλό σύστημα πίεσης πάνω από την Κρήτη, που προκαλεί νεφώσεις πάνω από όλο το Αιγαίο. Με αυτόν τον τρόπο, όσο υψηλότερος (χαμηλότερος) EEI, τόσο χαμηλότερη (υψηλότερη) είναι η εισερχόμενη ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος στο Αιγαίο. Η αντίθετη συμπεριφορά αναμένεται για την ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος από τη στιγμή που η υψηλότερη νεφοκάλυψη σχετίζεται με υψηλότερες τιμές ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος (μικρότερη απώλεια θερμότητας).

Από την άλλη πλευρά, οι MI, EAWR και NCP, που αντιπροσωπεύουν μια ζωνική κλίση πίεσης, επηρεάζουν τις τυρβώδεις συνιστώσες των ροών θερμότητας αέρα-θάλασσας. Για παράδειγμα, υψηλές τιμές του MI αντιστοιχούν σε υψηλότερη πίεση πάνω από τη Δυτική Ευρώπη και χαμηλότερη πίεση στην Ανατολική Μεσόγειο. Αυτή η συνοπτική κατάσταση δημιουργεί μια σχεδόν ζωνική κλίση της πίεσης, η οποία ευνοεί την απώλεια θερμότητας με τους επικρατούντες βόρειους ανέμους.

Οι δύο δοκιμαστικοί δείκτες MI κι EEI παρουσιάζουν διαφορετικές επιπτώσεις στις συνιστώσες της ροής θερμότητας. Ο MI είναι συνδεδεμένος με τη νότια συνιστώσα του ανέμου κι επηρεάζει το καθεστώς τυρβωδών συνιστωσών πάνω από το Αιγαίο. Ο EEI, που αντιπροσωπεύει μία κλίση βόρειας-νότιας SLP, επηρεάζει τις συνιστώσες ακτινοβολίας και στην πραγματικότητα αντανακλά το καθεστώς της νεφοκάλυψης και της ειδικής υγρασίας. Το καθεστώς νεφοκάλυψης ρυθμίζεται κυρίως από την τροχιά των κατακρημνίσεων του Βόρειου Ατλαντικού και της Δυτικής Ευρώπης, η οποία μπορεί να μετακινηθεί μεταξύ μιας μεσογειακής διαδρομής και μιας διαδρομής Βόρειας/Κεντρικής Ευρώπης. Η επιβεβαίωση μιας τέτοιας υπόθεσης παρέχεται από την πρώτη μορφή EOF της μεταβλητότητας της SLP κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου. Η πρώτη μορφή EOF εμφανίζει μια εκτός φάσης συσχέτιση μεταξύ της περιοχής της Μεσογείου και της Βόρειας Ευρώπης. Αντίθετα, αιολικές συνθήκες που ευνοούν την απώλεια θερμότητας πάνω από το Αιγαίο, κυρίως μέσω της λανθάνουσας θερμότητας, αποδίδονται σε μια κλίση SLP που αναπτύσσεται σε όλο το Αιγαίο Πέλαγος. Το τελευταίο μπορεί να ταυτοποιηθεί από τη δεύτερη EOF. Παρόμοια ευρήματα παρουσιάζονται για τη θερμή εποχή. Η συνολική συμπεριφορά φανερώνει μια αξιοσημείωτη χωρική μεταβλητότητα του συσχετισμού μεταξύ SLPA και ροών θερμότητας. Αυτή η διαπίστωση οδηγεί στην εφαρμογή μιας συσχέτισης σημείου μεταξύ των επιφανειακών ροών και της μεγάλης κλίμακας SLPA προκειμένου να εντοπιστούν οι περιοχές με την ισχυρότερη επίδραση τόσο στις συνιστώσες της ακτινοβολίας όσο και στην τυρβώδη ροή θερμότητας πάνω από το Αιγαίο.

Heat flux component	Site	NAO	EAWR	NCP	MI	EEI
SW	Athos	0.28			0.18	-0.62
	Avgo	0.38	0.12	0.14	0.16	-0.49
LW	Athos	-0.22		-0.22		0.59
	Avgo	-0.19		-0.34		0.53
LH	Athos	-0.18	-0.34	-0.55	-0.59	-0.12
	Avgo	-0.27	-0.29	-0.45	-0.64	
SH	Athos		-0.37	-0.57	-0.51	-0.21
	Avgo	-0.21	-0.38	-0.55	-0.60	
Q _{NET}	Athos	-0.11	-0.37	-0.54	-0.56	-0.13
	Avgo	-0.22	-0.32	-0.45	-0.64	0.12

Πίνακας 2. Συντελεστές συσχετισμών μεταξύ ατμοσφαιρικών δεικτών κι ανωμαλιών των ροών θερμότητας κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου (NDJFM) στα σημεία Άθως κι Αυγό στο Αιγαίο πέλαγος (δεν παρουσιάζονται συντελεστές συσχετισμών όχι στατιστικά σημαντικοί στο επίπεδο εμπιστοσύνης 95%). Οι συνιστώσες της ροής θερμότητας είναι η ακτινοβολία μικρού (SW) και μεγάλου (LW) μήκους κύματος και η λογική (SH) και λανθάνουσα θερμότητα (LH): $Q_{net}=SW+LW+SH+LH$. (Πηγή: Papadopoulos *et al.*, 2012).

19. Κλιματική αλλαγή

Η κλιματική αλλαγή κι οι επιπτώσεις της στο σύνολο της οικονομίας και στο φυσικό περιβάλλον είναι πλέον επιστημονικά ακλόνητες. Απειλούν όχι μόνο όλους τους τομείς της ανθρώπινης ζωής αλλά και την επιβίωση όλων των ζωντανών οργανισμών στον πλανήτη, από τους κοραλλιογενείς υφάλους ως την Αρκτική.

-Τι είναι η κλιματική αλλαγή

Οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούν στη Γη καθορίζονται από τη συνεχή ροή ηλιακής ενέργειας. Η θερμική ενέργεια του Ήλιου διαπερνά την ατμόσφαιρα της Γης και θερμαίνει την επιφάνεια της. Όσο αυξάνει η θερμοκρασία της επιφάνειας, η Γη στέλνει, υπό τη μορφή υπέρυθρης ακτινοβολίας, θερμική ενέργεια πίσω στην ατμόσφαιρα. Ένα μέρος αυτής της ενέργειας απορροφάται από αέρια, τα λεγόμενα 'αέρια του θερμοκηπίου', όπως το διοξείδιο του άνθρακα, μεθάνιο, υποξείδιο του αζώτου κι υδρατμοί, παγιδεύοντας έτσι την ενέργεια και διατηρώντας τη μέση θερμοκρασία της Γης περίπου στους 15 °C. Αυτά τα επίπεδα θερμοκρασίας είναι απαραίτητα για τη διατήρηση της ζωής για ανθρώπους, φυτά και ζώα. Δίχως αυτά τα αέρια, η θερμοκρασία της Γης θα έφτανε στους -18 °C, 'παγώνοντας' τις περισσότερες μορφές ζωής.

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂) είναι το πιο σημαντικό από τα αέρια που διατηρούν τα επιθυμητά επίπεδα θερμοκρασίας στη Γη. Οι διεργασίες εκπομπής κι απορρόφησης CO₂ που προκύπτουν στη φύση αποτελούν το φυσικό κύκλο του αερίου κι είναι υπεύθυνες για τη διατήρηση της ισορροπημένης συγκέντρωσης του CO₂ στην ατμόσφαιρα. Μέσω της αποσύνθεσης των φυτών, των ηφαιστειακών εκρήξεων, της αναπνοής των ζωικών οργανισμών, ελευθερώνεται CO₂ στην ατμόσφαιρα το οποίο απορροφάται εκ νέου μέσω της φωτοσύνθεσης και της διάλυσης του στο νερό (π.χ. στους ωκεανούς).

Η φύση έχει προνοήσει για τη σχεδόν τέλεια διατήρηση της ισορροπίας εκπεμπόμενου CO₂ και της αντίστοιχης ποσότητας που απορροφάται. Ακόμα, όμως, και μικρές αλλαγές οφειλόμενες σε ανθρώπινες δραστηριότητες είναι δυνατό να επηρεάσουν αυτή την εύθραυστη ισορροπία.

-Τι προκαλεί την κλιματική αλλαγή

Η αιτία της κλιματικής αλλαγής είναι η υπερβολική χρήση ορυκτών πόρων, όπως είναι ο άνθρακας κι ο λιγνίτης, το πετρέλαιο και το φυσικό αέριο, η καύση των οποίων απελευθερώνει τεράστιες ποσότητες CO₂ στην ατμόσφαιρα. Με αυτό τον τρόπο το στρώμα των αερίων του θερμοκηπίου που καλύπτει τη Γη συγκρατεί ολοένα και περισσότερη ενέργεια η οποία, με τη σειρά της, αυξάνει τη μέση θερμοκρασία του πλανήτη.

Η ανθρώπινη παρέμβαση στο φυσικό κύκλο του CO₂ τα τελευταία 150 χρόνια έχει υπάρξει καθοριστική. Η απερισκεπτη καύση ορυκτών καυσίμων αλλά κι οι κτηνοτροφικές δραστηριότητες που συμβάλλουν στην εκπομπή μεθανίου, σε συνδυασμό με την αποψίλωση των δασών τα οποία απορροφούν τα αέρια του θερμοκηπίου, έχουν διαταράξει ανεπανόρθωτα τις ισορροπίες στον κύκλο του CO₂.

Η μεγάλη ποσότητα CO₂ που πλέον συγκεντρώνεται στην ατμόσφαιρα, έχει συμβάλει στην αύξηση της θερμοκρασίας του πλανήτη, ενώ η ταχύτητα με την οποία

συντελείται αυτή η αύξηση είναι σημαντικά μεγαλύτερη από οποιαδήποτε φυσική διεργασία. Το αποτέλεσμα είναι η αδυναμία των φυσικών συστημάτων να προσαρμοστούν στα νέα δεδομένα.

Είναι σαφές πως η αύξηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας δε σημαίνει απαραίτητα πιο ζεστό κλίμα για όλους, σε όλες τις περιοχές του πλανήτη. Καθώς ο πλανήτης θερμαίνεται, μεταβάλλει το κλιματικό σύστημα, συμβάλλοντας στην αύξηση εμφάνισης ακραίων κι απρόβλεπτων καιρικών φαινομένων. Κατά συνέπεια, άλλες περιοχές θα είναι πιο ζεστές, άλλες πιο κρύες, ενώ ανάλογα θα επηρεαστούν και τα επίπεδα υγρασίας του πλανήτη –άλλοτε δημιουργώντας συνθήκες ξηρασίας, άλλοτε υπερβολικά μεγάλες ποσότητες βροχόπτωσης.

-Επιπτώσεις κλιματικής αλλαγής

Ο περιορισμός της αύξησης της θερμοκρασίας στους 2 °C, έχει αναγνωριστεί από το σύνολο της επιστημονικής κοινότητας, αλλά κι από την Ευρωπαϊκή Ένωση, ως απαραίτητη προϋπόθεση για να αποφύγουμε τις χειρότερες επιπτώσεις της κλιματικής αλλαγής.

Ήδη παρατηρούμε σοβαρές αρνητικές συνέπειες στα οικοσυστήματα και στους ανθρώπινους πληθυσμούς – όπως η τήξη των θαλάσσιων πάγων στην Αρκτική – ακόμα και με τη σημερινή αύξηση της θερμοκρασίας της τάξης των 0.8 °C σε σύγκριση με τα προβιομηχανικά επίπεδα. Αυτές θα μπορούσαν να προκαλέσουν θετικές ανατροφοδοτήσεις που θα επιφέρουν ακόμα μεγαλύτερη αύξηση της θερμοκρασίας και περαιτέρω δραματικές επιπτώσεις στα οικοσυστήματα του πλανήτη.

Η 4η Έκθεση Αξιολόγησης (AR4) της IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) προβλέπει επιπλέον:

- Μέσα στις επόμενες δεκαετίες, τα αποθέματα νερού που είναι αποθηκευμένα στους παγετώνες και στις χιονισμένες περιοχές θα μειωθούν προκαλώντας ελλείψεις νερού σε περισσότερο από 1 δις ανθρώπους.
- Το 20% με 30% όλων των ζωντανών οργανισμών στον πλανήτη θα αντιμετωπίζουν αυξημένο κίνδυνο εξαφάνισης, αν η άνοδος της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας ξεπεράσει τους 1.5-2.5 °C.
- Σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη, και κυρίως σε ξηρές και τροπικές περιοχές, ακόμα και μικρές αυξήσεις της θερμοκρασίας της τάξης των 1 °C–2 °C, αναμένεται να αυξήσουν τον κίνδυνο λιμών.
- Μετά το 2080 πολλά εκατομμύρια ανθρώπων αναμένεται να επηρεαστούν από πλημμύρες σε σπίτια κι επιχειρήσεις εξαιτίας της ανόδου της στάθμης της θάλασσας κάθε χρόνο. Σε ιδιαίτερο κίνδυνο βρίσκονται οι πυκνοκατοικημένες περιοχές, καθώς και περιοχές που βρίσκονται σε χαμηλό υψόμετρο με περιορισμένες ικανότητες προσαρμογής.

-Επιπτώσεις στην Ελλάδα

Ο πλούτος της Ελλάδας συνδέεται αναπόσπαστα με τις κλιματικές της συνθήκες. Το ζεστό, ξηρό καλοκαιρινό κλίμα σε συνδυασμό με τα χιλιάδες χιλιόμετρα ακτογραμμών προσελκύουν τουρίστες από όλο τον κόσμο. Τα ζεστά καλοκαίρια, σε συνδυασμό με τους ήπιους, υγρούς χειμώνες, ευνοούν την ανάπτυξη της γεωργίας ως αναπόσπαστο κομμάτι της ελληνικής οικονομίας. Κάτω από τις ίδιες κλιματικές συνθήκες, χιλιάδες εκτάρια δάσους καλύπτουν τη χώρα και φιλοξενούν μια μεγάλη βιοποικιλότητα. Σήμερα αυτός ο φυσικός πλούτος βρίσκεται κάτω από μεγάλη πίεση, εξαιτίας της αύξησης του πληθυσμού και της άναρχης ανάπτυξης. Η υπερθέρμανση του πλανήτη θα προκαλέσει ακόμα μεγαλύτερες πιέσεις στη χώρα μας. Μελέτη του ΟΗΕ δείχνει πως η Ελλάδα, όπως κι ολόκληρη η Μεσόγειος συγκαταλέγεται ανάμεσα στα 18 «καυτά» σημεία του πλανήτη, τα οποία θα αντιμετωπίσουν τα μεγαλύτερα προβλήματα εξαιτίας της εντεινόμενης αλλαγής του κλίματος.

- Η έρευνα του WWF Ελλάς σε συνεργασία με το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών, με τίτλο «Το αύριο της Ελλάδας» επιχειρεί μια πρόβλεψη για τις κλιματικές συνθήκες στην Ελλάδα την περίοδο 2020-2050, δηλαδή σχεδόν αύριο. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα της έρευνας, η ήδη υπάρχουσα δυσφορία των κατοίκων στις πόλεις πρόκειται να ενταθεί. Οι κάτοικοι πόλεων όπως η Θεσσαλονίκη, η Πάτρα, η Λαμία και η Λάρισα θα υπόκεινται μέχρι και σε 20 περισσότερες ημέρες καύσωνα. Παράλληλα, σε Λαμία, Λάρισα, Βόλο, Θεσσαλονίκη κι Αθήνα, η συνολική βροχοπτώση θα μειωθεί, αλλά αναμένεται να αυξηθούν κατά 10-20 % οι ακραίες βροχοπτώσεις. Με άλλα λόγια φαίνεται πως αυξάνεται ο κίνδυνος τόσο για πλημμυρικά επεισόδια όσο και για εξάπλωση πυρκαγιών στα δάση που περιβάλλουν τις πόλεις και τις κατοικημένες περιοχές. Σημαντικά θα επηρεαστούν κι οι τουριστικοί προορισμοί της χώρας μας. Από 5 ως και 15 περισσότερες θα είναι οι μέρες με καύσωνα στους υπό εξέταση τουριστικούς νομούς, ενώ θα αυξηθούν περαιτέρω κι οι νύχτες όπου η θερμοκρασία δε θα πέφτει κάτω από τους 20 °C, κυρίως στις νησιωτικές περιοχές, όπως η Ρόδος και τα Χανιά.
- Οι δέκα μεγαλύτεροι αγροτικοί νομοί της χώρας θα δεχθούν επίσης μεγάλη πίεση από την κλιματική αλλαγή, με αποτέλεσμα να αυξηθούν οι μέρες καύσωνα, οι συνεχόμενες ημέρες χωρίς βροχή, να μειωθούν οι χειμερινές βροχοπτώσεις και συνεπώς να αυξηθεί κατά πολύ ο κίνδυνος πυρκαγιών. Για παράδειγμα, στην Εύβοια αναμένονται περισσότερες από 25 επιπλέον ξηρές ημέρες σε σχέση με σήμερα, οι Σέρρες κι η Λάρισα θα ζήσουν 20 περισσότερες μέρες καύσωνα, ενώ στο Ηράκλειο και στην Πέλλα οι βροχοπτώσεις το χειμώνα θα μειωθούν κατά 15%. Παρουσιάζεται επίσης αυξημένος κίνδυνος για ερημοποίηση νέων εκτάσεων και μείωση της διαθεσιμότητας του νερού.
- Η κλιματική αλλαγή αναμένεται να θέσει σε μεγάλη δοκιμασία και τους Εθνικούς μας Δρυμούς, καθώς προβλέπεται αύξηση των ημερών με υψηλό ρίσκο εμφάνισης πυρκαγιών σε όλους τους Δρυμούς της χώρας. Ήδη τις τελευταίες δεκαετίες έχουν σημειωθεί τεράστιες δασικές πυρκαγιές που έχουν οδηγήσει σε ανυπολόγιστες καταστροφές τόσο σε ανθρώπινα θύματα όσο και στη βιοποικιλότητα.
- Τέλος, σε σχετική της έκθεση, που δημοσιεύτηκε το 2011, η Τράπεζα της Ελλάδος επισημαίνει πως το οικονομικό κόστος της επιγινόμενης κλιματικής αλλαγής για τη χώρα μας είναι εξαιρετικά υψηλό: στο δυσμενέστερο σενάριο, το συνολικό κόστος για την ελληνική οικονομία ως το 2100 ανέρχεται στα 701 δις €, ποσό υπερδιπλάσιο του εθνικού μας χρέους το 2009. Οι συντάκτες της Έκθεσης

σημειώνουν πως η υιοθέτηση πολιτικών που προστατεύουν το κλίμα είναι η οικονομικότερη επιλογή που διαθέτουμε. Εφόσον η Ελλάδα μειώσει δραστικά τις εκπομπές, στο πλαίσιο αντίστοιχης παγκόσμιας προσπάθειας, το συνολικό κόστος μειώνεται κατά €265 δις, στα €436 δις.

20. Κλιματικά μοντέλα

Τα κλιματικά μοντέλα αποτελούν πλέον τα χρησιμότερα εργαλεία για την παρακολούθηση του κλίματος σε παγκόσμιο επίπεδο, για τη διερεύνηση παλαιότερων εποχών και για μελλοντικές εκτιμήσεις των κλιματικών συνθηκών διαβίωσης στον πλανήτη μας τις επόμενες εκατονταετίες. Ένα κλιματικό μοντέλο χρησιμοποιεί αριθμητικές μεθόδους για να προσομοιώσει τις αλληλεπιδράσεις της ατμόσφαιρας με τους ωκεανούς, την επιφάνεια της Γης, και τις πολικές περιοχές. Χρησιμοποιούνται για ποικίλους σκοπούς, ξεκινώντας από τη μελέτη των δυναμικών φαινομένων του κλιματικού μηχανισμού, μέχρι και για εκτιμήσεις για το μελλοντικό κλίμα. Η πιο διαδεδομένη χρήση των κλιματικών μοντέλων τα τελευταία χρόνια είναι η εκτίμηση της πορείας της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου (κλιματική αλλαγή).

Σε γενικές γραμμές ένα κλιματικό μοντέλο είναι η προσομοίωση του κλιματικού συστήματος, βασισμένη σε φυσικές, βιολογικές και χημικές διεργασίες. Οι εξισώσεις που προκύπτουν από τις παραπάνω αρχές είναι τόσο πολύπλοκες που πρέπει να λυθούν αριθμητικά. Ως αποτέλεσμα τα μοντέλα παρέχουν δεδομένα τα οποία είναι διακριτά στο χώρο και στο χρόνο, δηλαδή τα αποτελέσματα αντιπροσωπεύουν μέσες τιμές ανά περιοχή, η οποία εξαρτάται από τη χωρική ανάλυση του μοντέλου για δεδομένες χρονικές περιόδους. Το χρονικό βήμα μπορεί να είναι της τάξης των μερικών λεπτών μέχρι και μερικών ετών, ανάλογα με τις απαιτήσεις της εκάστοτε έρευνας.

Ακόμη και για τα μοντέλα με ικανοποιητική ανάλυση, το μέγεθος του πλέγματος είναι τόσο μεγάλο, ώστε δεν μπορούν να προσομοιωθούν διεργασίες μικρής κλίμακας όπως οι τυρβώδεις ροές του οριακού στρώματος της ατμόσφαιρας ή των ωκεανών, οι αλληλεπιδράσεις μικρής κλίμακας με τα χαρακτηριστικά της τοπογραφίας, οι καταιγίδες, οι μικροφυσικές διεργασίες των νεφών κ.α. Επιπλέον, κάποιες διεργασίες δεν είναι απολύτως γνωστές, έτσι ώστε να συμπεριληφθούν οι λεπτομερείς επιδράσεις τους στο μοντέλο. Κατά συνέπεια, είναι επιτακτική η ανάγκη για την παραμετροποίηση τέτοιων διεργασιών, που βασίζεται σε εμπειρικούς ή κι αριθμητικούς κανόνες. Καθώς όμως η παραμετροποίηση αναπαράγει μόνο τις άμεσες επιδράσεις αυτών των φαινομένων, είναι συχνά μια πηγή αβεβαιότητας μεγάλης κλίμακας.

Σε συνδυασμό με τις βασικές αρχές της φυσικής, της βιολογίας και της χημείας, τα κλιματικά μοντέλα απαιτούν κάποια δεδομένα εισόδου από παρατηρήσεις – μετρήσεις μεγεθών, ή αποτελέσματα άλλων μοντέλων. Για ένα κλιματικό μοντέλο που περιγράφει σχεδόν όλες τις παραμέτρους ενός συστήματος, απαιτείται ένας σχετικά μικρός όγκος δεδομένων, όπως η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, η ακτίνα κι η

περίοδος περιστροφής της Γης, η τοπογραφία κι η βαθυμετρία των ωκεανών, κάποιες ιδιότητες του εδάφους κ.α.

21. Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας – General Circulation Models (GCMs)

Με δεδομένη την ύπαρξη της κλιματικής αλλαγής έγιναν πολυάριθμες προσπάθειες μέσω επιστημονικής έρευνας τόσο να κατανοηθούν οι παράγοντες, οι μηχανισμοί κι οι διαδικασίες που σχετίζονται με το περιβάλλον και την μεταβολή του, όσο και να μοντελοποιηθεί το κλίμα, αναφερόμενο σε μια παγκόσμια κλίμακα. Η επίτευξη αυτών έγινε μέσα από τη δημιουργία των Μοντέλων Γενικής Κυκλοφορίας ή, σύμφωνα με έναν πιο πρόσφατο όρο, των Παγκόσμιων Κλιματικών Μοντέλων.

Πρόκειται ουσιαστικά για εργαλεία που προσομοιώνουν την κλιματική πραγματικότητα κι αλλαγή και περιγράφουν κάποιους από τους μηχανισμούς του κλίματος όπως η λευκαύγεια του πάγου, οι κύκλοι κινήσεως των αερίων του θερμοκηπίου, η ωκεάνια κυκλοφορία, η ανάδραση του συστήματος ατμόσφαιρας – ωκεανών κι εδάφους – ατμόσφαιρας. Κύριο χαρακτηριστικό των μοντέλων αυτών είναι η δυνατότητα να αναπαράγουν μεγάλης κλίμακας κατανομές των κλιματικών μεταβλητών, θερμοκρασίας, ατμοσφαιρικής πίεσης, βροχόπτωσης και των ροών θερμότητας στο σύστημα επιφάνειας και βάθους ωκεανού (Κάσσιου, 2015).

Ως προς τον τρόπο απεικόνισης των εκτιμήσεων, τα Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας χρησιμοποιούν έναν παγκόσμιας κλίμακας τριδιάστατο κάνναβο με οριζόντια ανάλυση που κυμαίνεται από 250 έως 600 χιλιόμετρα, με 10 έως 20 κάθετα επίπεδα για την ατμόσφαιρα κι έως 30 για τον ωκεανό (IPCC, 2013).

Όπως αναφέρθηκε, τα Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας χρησιμοποιούν διάφορα στοιχεία του κλίματος για να πραγματοποιήσουν μελλοντικές προσομοιώσεις. Αναφορικά με αυτούς τους παράγοντες τα GCMs διαχωρίζονται σε δυο τύπους, τα Ατμοσφαιρικά Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας (Atmospheric GCMs – AGCMs) και τα Ωκεάνια Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας (Oceanic GCMs - OGCMs). Συχνά, αυτοί οι δυο τύποι μοντέλων συνδυάζονται και προκύπτουν τα Συζευγμένα Ατμοσφαιρικά – Ωκεάνια Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας (Atmosphere – Ocean Coupled General Circulation Model - CGCM or AOGCM).

Τα τελευταία θεωρούνται ως τα πιο πλήρη μοντέλα που χρησιμοποιούνται για μελλοντικές προβλέψεις της κλιματικής αλλαγής, ενώ παράλληλα, με τη χρήση τιμών του θαλάσσιου πάγου και της εξατμισοδιαπνοής, το αποτέλεσμα είναι ένα πλήρες κλιματικό μοντέλο.

Τα Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας δεν μπορούν να αποδώσουν λεπτομερή χαρακτηριστικά σε κλίμακα μικρότερη του ορισμένου καννάβου, αλλά χονδρικό αποτέλεσμα 2° έως 3°, ενώ σε τοπική κλίμακα είναι αναγκαία η υψηλότερη ανάλυση. Επίσης, λόγω της (χαμηλής) ανάλυσης αυτής, αρκετές εκτιμήσεις και φυσικές διεργασίες που απαιτούν καλύτερη ανάλυση όπως η επίδραση των σύννεφων, των

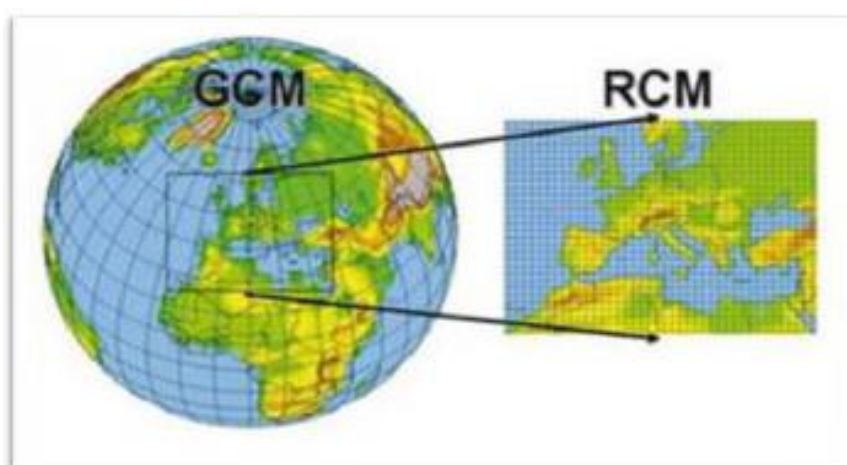
υδρατμών ή της ωκεάνιας κυκλοφορίας είναι πολύ δύσκολο να μοντελοποιηθούν επαρκώς (IPCC, 2013).

22. Περιφερειακά Κλιματικά Μοντέλα – Regional Climate Models (RCMs)

Μία συμπληρωματική στα παγκόσμια μοντέλα, μέθοδο προσομοίωσης αποτελούν τα περιφερειακά κλιματικά μοντέλα (Regional climate models – RCMs), τα οποία επιτρέπουν τη λεπτομερέστερη μελέτη των διαδικασιών προσομοίωσης των τοπικών συνθηκών.

Η τοπική αλλαγή του κλίματος επηρεάζεται πολύ από τα τοπικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα όπως η ορειογραφία, τα οποία δεν προσομοιώνονται ικανοποιητικά στα παγκόσμια μοντέλα λόγω της μικρότερης χωρικής ανάλυσής τους. Χάρη στην εξέλιξη των μοντέλων και στην καλύτερη κατανόηση των φυσικών διεργασιών του κλιματικού συστήματος, είναι πλέον δυνατή η εκτίμηση της τοπικής κλιματικής αλλαγής σε πολλές περιοχές του κόσμου (www.metoffice.gov.uk).

Χρησιμοποιώντας ως βάση τα Συζευγμένα Ατμοσφαιρικά-Ωκεάνια Μοντέλα Γενικής Κυκλοφορίας, υπάρχουν διάφορες μέθοδοι υποβιβασμού κλίμακας για την απόκτηση λεπτομερέστερων δεδομένων. Οι μέθοδοι υποβιβασμού κλίμακας χωρίζονται σε δυναμικές, χρησιμοποιώντας τα περιφερειακά Κλιματικά Μοντέλα (RCMs), και σε στατιστικές-εμπειρικές μεθόδους, οι οποίες χρησιμοποιούν τις παρατηρούμενες σχέσεις ανάμεσα στην κυκλοφορία μεγάλης κλίμακας (ανεξάρτητες μεταβλητές) και στο τοπικό κλίμα (εξαρτημένες μεταβλητές). (Χατζηπαραδείση, 2008).



Σχήμα 20. Χωρική ανάλυση των Περιφερειακών Κλιματικών Μοντέλων - RCMs (Πηγή: World Meteorological Organization).

Βασικό πλεονέκτημα των RCMs είναι ότι περιγράφουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας όπως την ορογραφία, την κατανομή ξηράς και θάλασσας και τη χρήση της Γης, τα οποία δεν είναι δυνατό να παρασταθούν ακόμα στις προσομοιώσεις των GCMs επειδή οι διαστάσεις τους είναι μικρότερες από τις διαστάσεις του πλέγματος του GCM. Επιπροσθέτως η αυξημένη χωρική ανάλυση των RCMs επιτρέπει να αναλύονται φαινόμενα μικρότερης χωρικής κλίμακας που δεν αναλύονται από τα GCMs. Με αυτό τον τρόπο μπορούν να προσομοιώσουν τη λειτουργία μηχανισμών ανάδρασης που δρουν σε περιοχική κλίμακα. Το κυριότερο μειονέκτημά τους είναι ότι αν τα αποτελέσματα του GCM που παρέχει τις οριακές συνθήκες είναι εσφαλμένα, το ίδιο θα ισχύσει και για τα αποτελέσματα του RCM. Αυτό το μειονέκτημα ισχύει για όλες τις τεχνικές υποκλιμάκωσης. Επίσης μειονέκτημα αποτελεί η έλλειψη της δυνατότητας αλληλεπίδρασης με το GCM. Η ανάγκη ρύθμισής τους είναι ένα ακόμα μειονέκτημα διότι μπορεί να αποδειχτεί διαδικασία ιδιαίτερα χρονοβόρα κι επίπονη (Παναγέα, 2013).

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι η εκτίμηση των κλιματικών συνθηκών που θα επικρατήσουν στο μέλλον σε έναν τόπο εμπεριέχει πολλούς παράγοντες αβεβαιότητας, οι σημαντικότεροι από τους οποίους είναι:

1. Η επιλογή του σεναρίου εκπομπής αερίων του θερμοκηπίου βάσει του οποίου γίνεται η προσομοίωση του μελλοντικού κλίματος,
2. Η επιλογή του GCM με το οποίο θα διεξαχθούν οι κλιματικές προσομοιώσεις,
3. Η επιλογή του RCM στην περίπτωση που χρησιμοποιείται μεθοδολογία δυναμικής υποκλιμάκωσης και
4. Η επιλογή των αρχικών συνθηκών της κλιματικής προσομοίωσης του GCM, δεδομένα του οποίου χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου του RCM.

Μια συνήθης πρακτική που χρησιμοποιείται προκειμένου να μειωθούν οι αβεβαιότητες που οφείλονται στις διαφορετικές παραμετροποιήσεις και στους διαφορετικούς δυναμικούς κώδικες, που χρησιμοποιούνται από τα διαφορετικά κλιματικά μοντέλα αλλά και στην αβεβαιότητα των συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου στο μέλλον, είναι η ανάλυση των αποτελεσμάτων ενός συνόλου από προσομοιώσεις διαφορετικών κλιματικών μοντέλων και για διάφορα σενάρια εκπομπών (Παναγέα, 2013).

23. Κλιματικά Σενάρια

Τα σενάρια εκπομπών είναι ένα κεντρικό στοιχείο οποιασδήποτε αξιολόγησης της αλλαγής κλίματος. Τα σενάρια διευκολύνουν την αξιολόγηση των μελλοντικών εξελίξεων στα πολυσύνθετα συστήματα που είναι είτε εγγενώς απρόβλεπτα είτε έχουν επιστημονικές αβεβαιότητες, κι η αξιολόγηση των μελλοντικών εκπομπών είναι ένα ουσιαστικό κομμάτι της γενικής αξιολόγησης της παγκόσμιας αλλαγής κλίματος από την IPCC.

Η Ειδική Έκθεση για τα Σενάρια Εκπομπών, SRES (Special Report on Emissions Scenarios), που συντάχθηκε από την IPCC, χρησιμοποιείται ως βάση για τα κλιματικά σενάρια. Περιλαμβάνει συνολικά τέσσερις <<οικογένειες>> εναλλακτικών σεναρίων (A1, A2, B1 και B2), παρέχοντας μια εκτίμηση της μελλοντικής εξέλιξης των εκπομπών και των επακόλουθων συγκεντρώσεων των αερίων του θερμοκηπίου. Η μεταξύ τους διαφορά βρίσκεται στο διαφορετικό επίπεδο οικονομικής και δημογραφικής ανάπτυξης και στο βαθμό της παγκοσμιοποίησης. Δεν περιλαμβάνουν πολιτικές προσαρτήσεις του περιβάλλοντος (όπως το Πρωτόκολλο του Κιότο), και καθώς ο χρόνος εξελίσσεται, τα σενάρια μελλοντικής εξέλιξης αποκλίνουν μεταξύ τους, καλύπτοντας τελικά ένα ευρύ φάσμα εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου.

Στα πλαίσια της μελέτης των προβλεπόμενων ανθρωπογενών κλιματικών αλλαγών, βασικός παράγοντας των μελλοντικών προσομοιώσεων του κλίματος είναι η εξέλιξη των συγκεντρώσεων στην ατμόσφαιρα των αερίων του θερμοκηπίου, (CO₂, CH₄, N₂O, PFCs, SF₆, HFCs, NO_x, CO, VOC, SO₂, BC, OC). Ο ρυθμός με τον οποίο θα εξελιχθούν στο μέλλον οι εκπομπές κι επομένως κι οι συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου (GHGs) στην ατμόσφαιρα, δεν μπορεί να προσδιορισθεί με ακρίβεια.

Στα πλαίσια της Τρίτης Έκθεσης (Third Assessment Report – TAR) του 2001, διαμορφώθηκε ένας μεγάλος αριθμός (40) σεναρίων σχετικών με τη μελλοντική εξέλιξη των εκπομπών των αερίων του θερμοκηπίου (Special Report on Emissions Scenarios, SRES) (Nakicenović *et al.*, 2000) από τέσσερα ολοκληρωμένα μοντέλα εκτίμησης (Integrated Assessment Models – IAMs) με τα πλέον αντιπροσωπευτικά εξ αυτών να είναι τα A1B, A1T, A1F1, A2, B1, B2 (IPCC, 2001).

Η διαμόρφωση των συγκεκριμένων σεναρίων στηρίχτηκε σε συγκεκριμένους βασικούς άξονες που σχετίζονται με τα δημογραφικά στοιχεία, την κοινωνικο-οικονομική ανάπτυξη, τις πολιτικές που θα ακολουθηθούν γύρω από θέματα ενέργειας, τη μελλοντική τεχνολογική ανάπτυξη καθώς και το κατά πόσο οι αποφάσεις γύρω από οικονομικά, κοινωνικά και περιβαλλοντικά ζητήματα λαμβάνονται σε τοπικό ή διεθνές επίπεδο (Παναγέα, 2013).

Τα σενάρια της οικογένειας A1 (χωρίζεται στα σενάρια A1F1, A1T και A1B με βάση την αναλογία των ορυκτών πηγών ενέργειας που χρησιμοποιούνται) υποθέτουν:

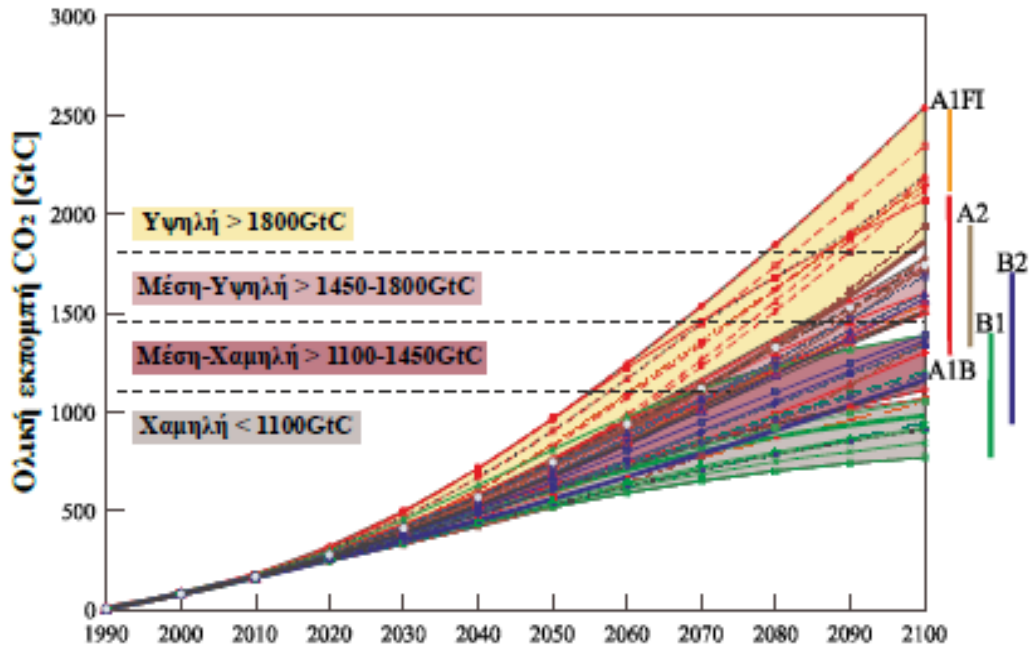
(α) γρήγορη ανάπτυξη κι έναν ομοιογενή κόσμο με αυξανόμενες πολιτιστικές και κοινωνικές συνεργασίες.

(β) Οι παγκόσμιες διαφορές στο κατά κεφαλήν εισόδημα μειώνονται όλο και περισσότερο, κι η πρόοδος της τεχνολογικής ανάπτυξης είναι γρήγορη κι αποτελεσματική.

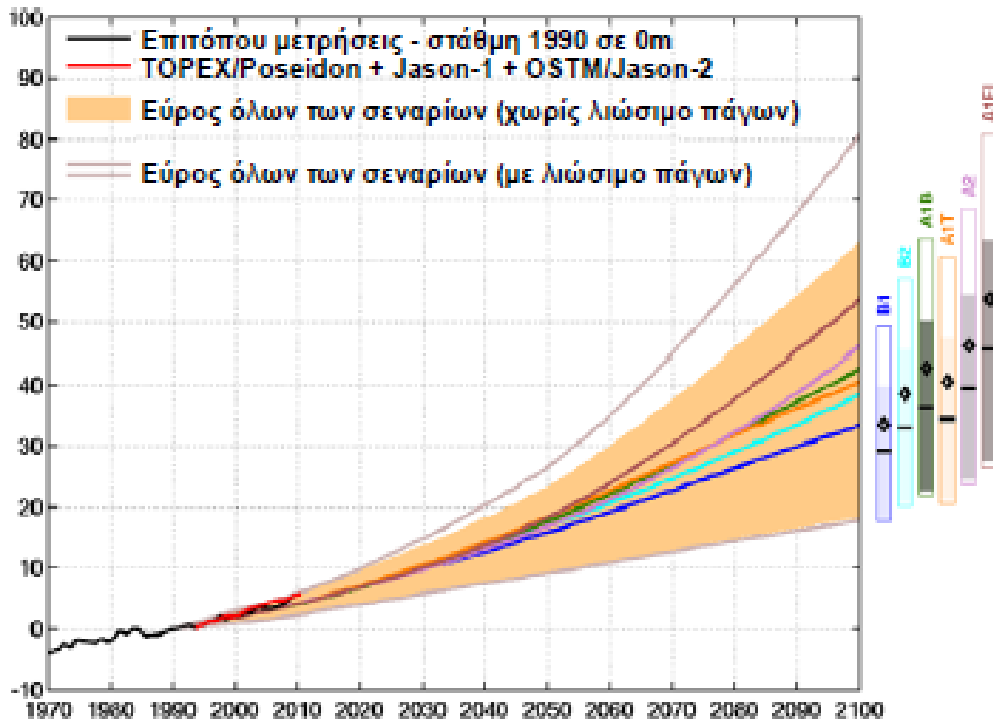
(γ) Ο παγκόσμιος πληθυσμός θα κορυφωθεί στα μέσα του αιώνα. Τα σενάρια της οικογένειας A2 αναφέρονται σε διαχωρισμένο κόσμο, με ισχνή ή και καθόλου διεθνή συνεργασία. Χαρακτηρίζονται από διαρκή αύξηση του πληθυσμού, και σύγκλιση του κατά κεφαλήν εισοδήματος μόνο σε ορισμένες περιοχές και μόνο με πολύ αργούς ρυθμούς.

Όπως και στο A1, το σενάριο B1 περιγράφει έναν ταχέως μεταβαλλόμενο κόσμο και σε σύγκλιση, όμως οι προτεραιότητές τους διαφέρουν. Ο κόσμος του A1 επενδύει τα

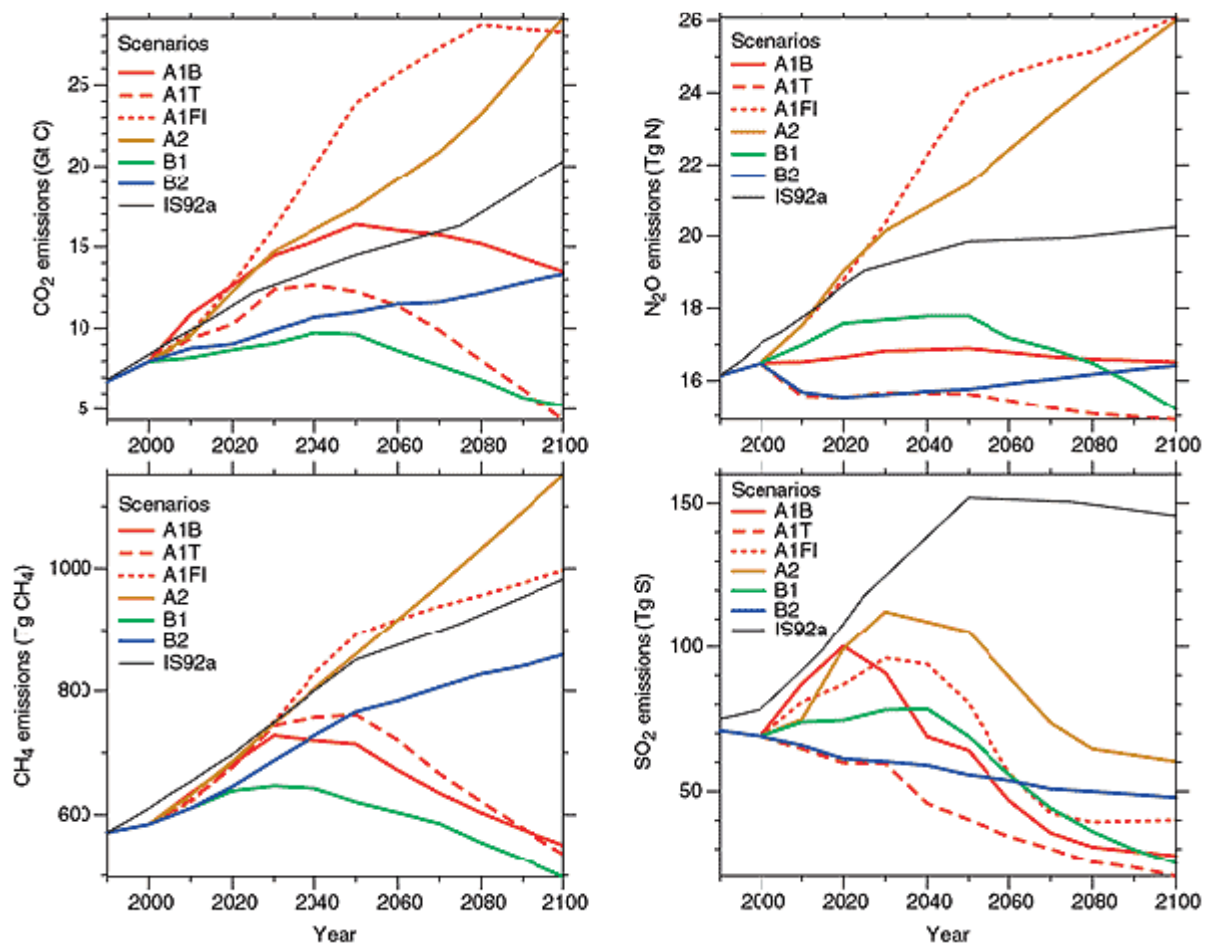
κέρδη από την αύξηση της παραγωγικότητας και της τεχνογνωσίας κυρίως για την περαιτέρω οικονομική του ανάπτυξη, ενώ στο B1 η παγκόσμια κοινότητα επενδύει ένα μεγάλο μέρος των κερδών σε καθαρές κι ενεργειακά αποδοτικές τεχνολογίες. Όπως και στα σενάρια A2, τα σενάρια B2 περιγράφουν έναν παγκόσμιο τρόπο σκέψης και συμπεριφοράς που είναι περιφερειακά διαχωρισμένος αλλά με περισσότερο οικολογικό προσανατολισμό σε σχέση με τα σενάρια A2.



Σχήμα 21. Ολική εκπομπή διοξειδίου του άνθρακα βάσει των διαφόρων σεναρίων, SRES [Πηγή: IPCC (2000), Emissions Scenarios, A Special Report of IPCC Working Group].



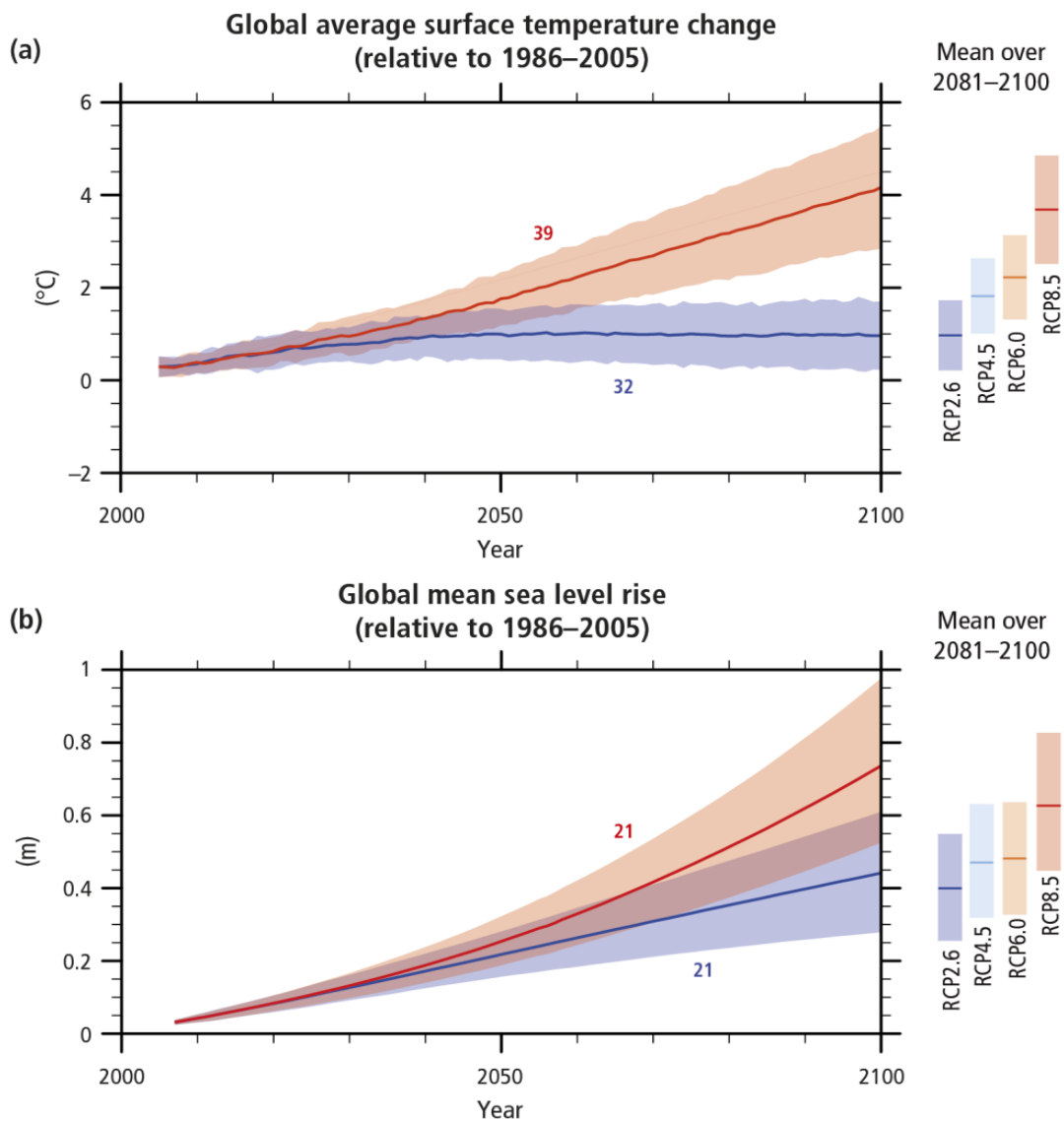
Σχήμα 22. Εκτιμήσεις ανόδου στάθμης θάλασσας βάσει των διαφόρων σεναρίων εκπομπών, [SRES] (Πηγή: CMIP, Coupled Model Intercomparison Project).



Σχήμα 23. Εκπομπές Διοξειδίου του Άνθρακα, Οξειδίου του Αζώτου, Τετραχλωριούχου Άνθρακα και Διοξειδίου του Θείου. [Πηγή: IPCC (2000), Emissions Scenarios, A Special Report of IPCC Working Group].

24. Αντιπροσωπευτικές Πορείες Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways – RCPs)

Στην τελευταία και πλέον σύγχρονη έκθεση, την Πέμπτη Έκθεση (Assessment Report 5 – AR5) του 2014, έγιναν επιστημονικές προτάσεις που οδήγησαν στην κατασκευή νέων σεναρίων που ονομάζονται Αντιπροσωπευτικές Πορείες Συγκέντρωσης (Representative Concentration Pathways – RCPs) που χρησιμοποιούν αναβαθμισμένα, ολοκληρωμένα μοντέλα εκτίμησης και στόχο έχουν να αποδώσουν μια ευέλικτη, διαδραστική κι επαναληπτική προσέγγιση των σεναρίων κλιματικής αλλαγής (Moss *et al.*, 2010). Τα ονόματα των επιμέρους σεναρίων (RCP2.6, RCP4.5, RCP6, και RCP8.5) καθορίστηκαν από την πιθανή μεταβολή στην επιβαλλόμενη ακτινοβολία (radiative forcing) με τιμές αναφοράς τις τιμές του έτους 2100, σε σύγκριση με αυτές της προβιομηχανικής περιόδου (+2.6, +4.5, +6.0 και +8.5 W/m² αντίστοιχα).



Σχήμα 24. Προβλέψεις για την αύξηση της μέσης επιφανειακής θερμοκρασίας (a) και της μέσης στάθμης θάλασσας (b) για τα διάφορα RCPs με χρήση μοντέλων CMIP5 (Πηγή: IPCC – A5).

Τα σενάρια αυτά συμπεριλαμβάνουν αρκετά αξιόπιστες προβλέψεις για τις μελλοντικές ανθρωπογενείς εκπομπές των θερμοκηπιακών αερίων (Βάσκου, 2015) και περιλαμβάνουν πληροφορίες σχετικά με μία σειρά από παράγοντες πέρα από τις συγκεντρώσεις και τις εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου, όπως τη χρήση γης, τις κοινωνικό-οικονομικές καταστάσεις και τις πολιτικές που ακολουθούνται για το περιβάλλον (Παναγέα, 2013).

Οι RCP συνάδουν με ένα ευρύ φάσμα πιθανών αλλαγών στις μελλοντικές ανθρωπογενείς εκπομπές αερίων του θερμοκηπίου (GHG) κι έχουν ως στόχο να αντιπροσωπεύουν τις ατμοσφαιρικές συγκεντρώσεις τους. Η RCP2.6 υποθέτει ότι οι παγκόσμιες ετήσιες εκπομπές αερίων του θερμοκηπίου (μετρούμενες σε CO₂-ισοδύναμα) κορυφής βρίσκονται τη δεκαετία του 2010, με τις εκπομπές να μειώνονται ουσιαστικά στη συνέχεια. Οι εκπομπές στην κορυφή του RCP4.5 κορυφώνονται γύρω στο 2040, κατόπιν μειώνονται. Στην RCP6, οι εκπομπές κορυφώνονται γύρω στο 2080, και στη συνέχεια ελαττώνονται. Στην RCP8.5, οι εκπομπές συνεχίζουν να αυξάνονται σε ολόκληρο τον 21ο αιώνα.

Παρά το χαρακτηρισμό των RCP από πλευράς εισροών, μια βασική αλλαγή από την έκθεση του IPCC για το 2014 είναι ότι οι RCP αγνοούν τον κύκλο του άνθρακα επικεντρώνοντας στις συγκεντρώσεις αερίων θερμοκηπίου κι όχι εισροών αερίων θερμοκηπίου. Η IPCC μελετά χωριστά τον κύκλο του άνθρακα, προβλέποντας υψηλότερη πρόσληψη άνθρακα από τον ωκεανό που αντιστοιχεί σε υψηλότερες οδούς συγκέντρωσης, αλλά η απορρόφηση άνθρακα από την ξηρά είναι πολύ πιο αβέβαιη λόγω της συνδυασμένης επίδρασης της κλιματικής αλλαγής και των αλλαγών της χρήσης γης.

Οι τέσσερις RCP συνάδουν με ορισμένες κοινωνικοοικονομικές υποθέσεις αλλά πρέπει να αντικατασταθούν από τους κοινούς κοινωνικοοικονομικούς δρόμους, οι οποίοι αναμένεται να παράσχουν ευέλικτες περιγραφές πιθανών μελλοντικών προθεσμιών εντός κάθε RCP. Τα σενάρια RCP βασίζονται σε παρόμοια κοινωνικοοικονομικά μοντέλα με αυτά που χρησιμοποιήθηκαν για την ανάπτυξη των σεναρίων SRES.

Οι πορείες υψηλής συγκέντρωσης εξαρτώνται από τις παραδοχές άφθονων ορυκτών καυσίμων για μελλοντική παραγωγή. Διαπιστώθηκε ότι η οδός υψηλής συγκέντρωσης όπως η RCP8.5 μπορεί να υπερεκτιμά τη μελλοντική προσφορά ορυκτών καυσίμων. Ο David Rutledge έγραψε για τη χρήση άνθρακα: "Η εκτίμηση για τη μακροπρόθεσμη παγκόσμια παραγωγή είναι 680 Gt, σε σύγκριση με τα αποθεματικά συν συνολική παραγωγή, 1163 Gt. " κι ακόμα: "Το υπολογιζόμενο έτος εξάντλησης κατά 90% είναι το 2070. Αυτό δίνει ένα χρονικό πλαίσιο για την ανάπτυξη εναλλακτικών λύσεων, η οποία δεν υποστηρίζει τη χρήση πολλαπλών αποθεμάτων άνθρακα στα σενάρια της IPCC."

25. Βασικά κλιματικά σενάρια

Η μελλοντική προβολή του κλίματος καθορίζεται με βάση τρεις αντιπροσωπευτικές οδούς συγκέντρωσης (RCPs). Κάθε σενάριο περιγράφει μια μελλοντική πορεία συγκέντρωσης αερίων θερμοκηπίου μέχρι το έτος 2100 και την πιθανή εκπεμπόμενη ακτινοβολία που θα προκαλέσει σε σχέση με την προβιομηχανική περίοδο.

-RCP2.6

Το RCP2.6 αντιπροσωπεύει ένα σενάριο χαμηλού άκρου αντιπροσωπευτικής οδού συγκέντρωσης το οποίο στοχεύει στον περιορισμό της αύξησης της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας στους 2 °C μέχρι τα τέλη του 21ου αιώνα. Για να επιτευχθεί αυτός ο στόχος, το σενάριο υποθέτει ότι οι εκπομπές αερίων θερμοκηπίου μειώνονται κατά 70% την περίοδο 2010 έως 2100 σε σύγκριση με ένα βασικό σενάριο. Αυτό θα απαιτήσει ουσιαστικές αλλαγές στη χρήση της ενέργειας, στην παραγωγή ενέργειας με τα εκπεμπόμενα αέρια εκτός του CO₂ και στην εφαρμογή τεχνολογιών δέσμευσης κι αποθήκευσης του άνθρακα (van Vuuren *et al.*, 2011).

-RCP4.5

Το RCP4.5 θέτει ως στόχο τη σταθεροποίηση της παγκόσμιας ακτινοβολίας στα 4.5 W/m² (ισοδύναμη με 650 ppm CO₂) χωρίς ποτέ να υπερβεί αυτή την τιμή μέχρι το 2100. Η αιχμή εκπομπών αερίων του θερμοκηπίου είναι το 2040 κι αρχίζει να μειώνεται από αυτό το σημείο. Το σενάριο έχει σχεδιαστεί έτσι ώστε να είναι αποδοτικό ως προς το κόστος για την επίτευξη του στόχου που επιβάλλει την ακτινοβολία. Υποθέτει τεχνολογικές εξελίξεις συνδυάζοντας την παραγωγή βιοενέργειας μαζί με τη δέσμευση CO₂ και τη γεωλογική αποθήκευση (CCS), που θα επιλύσει αποτελεσματικά τις ενεργειακές ανάγκες του πλανήτη (Thomson *et al.*, 2011).

-RCP8.5

Το RCP8.5 υποδηλώνει ένα μέλλον με υψηλό παγκόσμιο πληθυσμό, έλλειψη πολιτικών για το περιβάλλον και την αλλαγή του κλίματος, σχετικά χαμηλή οικονομική ευημερία σε συνδυασμό με μέτριο ρυθμό τεχνολογικών εξελίξεων που δεν επιλύει αποτελεσματικά τις ενεργειακές απαιτήσεις. Έτσι, οι εκπομπές αερίων του θερμοκηπίου αυξάνονται ραγδαία καθ' όλη τη διάρκεια του 21ου αιώνα, αυξάνοντας την ακτινοβολία αερίων του θερμοκηπίου μέχρι και 8.5 W/m² σε σχέση με την προβιομηχανική περίοδο (Riahi *et al.*, 2011).

B. Εργαστηριακό μέρος

Στο εργαστηριακό μέρος της εργασίας θα λάβουμε την πίεση επιφάνειας θάλασσας (SLP) στα σημεία που αντιστοιχούν στα κέντρα πιέσεων των δεικτών NAO, MI κι EEI και τα γεωδυναμικά ύψη στα 2 ζεύγη σταθμών για το δείκτη NCP, και με την κατανομή των πιέσεων που καθορίζουν την κίνηση των ατμοσφαιρικών μαζών σε μεγάλες περιοχές, αξιολογούμε την αντίστοιχη επίδραση στις κλιματικές συνθήκες μέσω του προσδιορισμού των διαγραμμάτων εξέλιξης των υπό εξέταση κλιματικών δεικτών.

Το site από το οποίο θα αντλήσουμε τα δεδομένα που θέλουμε είναι το: <http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/cmip5.php>

Τα βήματα που ακολουθούμε στο site για τη λήψη των επιθυμητών δεδομένων περιγράφονται ακολούθως:

Home→LAS browser→Dataset→APDRC Public-Access Products→CMIP5 →(historical, rcp45, rcp85) →psl/zg(NCP)→(CNRM) →καθορισμός συντεταγμένων στο χάρτη και ρύθμιση ως προς χρόνο→ τρέξιμο κι αποθήκευση σε μορφή NetCDF.

Στη συνέχεια, θα πραγματοποιήσουμε φασματική ανάλυση για κάθε δείκτη που υπολογίσαμε. Δηλαδή, ξεχωρίζουμε από τα δεδομένα τρεις επιμέρους περιόδους, διάρκειας 60 χρόνων:

- α) την περίοδο αναφοράς 1944-2004,
- β) την μελλοντική περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5,
- γ) την μελλοντική περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5.

Έπειτα, εφαρμόζουμε φασματική ανάλυση σε κάθε δείκτη για κάθε περίοδο ξεχωριστά και τέλος, εξετάζουμε εάν υπάρχει κάποια διαφοροποίηση του φάσματος για κάθε περίπτωση.

Σε κάθε τέτοιο διάγραμμα ο άξονας X εκφράζει την περιοδικότητα του κάθε φαινομένου, δηλαδή την περίοδο μεταβλητότητας του κάθε δείκτη σε έτη για κάθε χρονοσειρά και κάθε σενάριο.

Η κορυφή (peak) του διαγράμματος κάθε δείκτη αντιστοιχεί χρονικά στην περίοδο μεταβλητότητας του στον άξονα X. Όσο λιγότερα χρόνια μας δείχνει η κορυφή του δείκτη, τόσο πιο γρήγορες εναλλαγές εμφανίζει ο δείκτης. Αντίθετα, όσο περισσότερα χρόνια δείχνει η κορυφή του δείκτη, τόσο πιο αργά ολοκληρώνεται ο κύκλος του κάθε φαινομένου.

Τέλος, οφείλουμε να αναφέρουμε ότι η κορυφή κάθε διαγράμματος υποδηλώνει ότι στο συγκεκριμένο χρονικό σημείο συσσωρεύεται η μεγαλύτερη ενέργεια του φαινομένου.

1. Υπολογισμός NAO

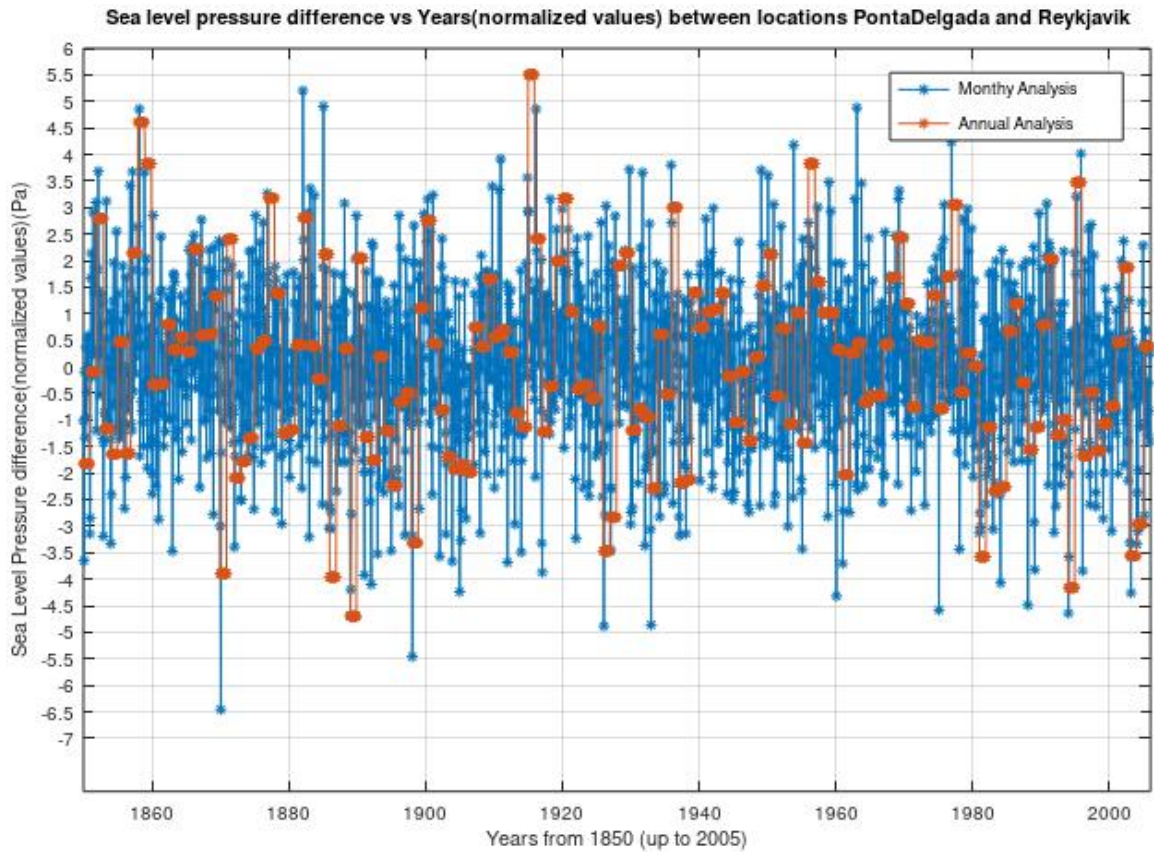
Το πρώτο βήμα στο εργαστηριακό κομμάτι της εργασίας είναι ο υπολογισμός του κλιματικού δείκτη NAO με δεδομένες τις τοποθεσίες των Reykjavik στην Ισλανδία, με συντεταγμένες (64.13° N, -21.82° E) και Ponta Delgada στις Αζόρες της Πορτογαλίας με συντεταγμένες (37.74° N, -25.68° E).

- Για το μηνιαίο δείκτη NAO έχουμε:
 1. Για τα δεδομένα πίεσης που δίδονται, κανονικοποίηση του κάθε μήνα ξεχωριστά με το μέσο όρο ολόκληρης της χρονοσειράς με τη βοήθεια της σχέσης: $P^* = \frac{SLP - SLP_{clim}}{\sigma}$, όπου SLP η κάθε μηνιαία τιμή των δεδομένων, SLP_{clim} η μέση τιμή της χρονοσειράς και σ η τυπική της απόκλιση.
 2. Αφαίρεση των κανονικοποιημένων μηνιαίων τιμών SLP του βόρειου σταθμού (Reykjavik) από τις αντίστοιχες του νότιου σταθμού (Ponta Delgada).
- Για εποχικούς/ετήσιους δείκτες έχουμε:
 1. Δημιουργία εποχικών/ετήσιων μέσων τιμών ακατέργαστων δεδομένων πίεσης επιφάνειας θάλασσας για κάθε έναν από τους δύο σταθμούς.
 2. Κανονικοποίηση SLP κάθε σταθμού ξεχωριστά για την κάθε χρονοσειρά.
 3. Αφαίρεση του βόρειου σταθμού (Reykjavik) από το νότιο σταθμό (Λισαβόνα για DJFM ή Ponta Delgada για άλλες εποχές/έτη).

Θα εξετάσουμε την εξέλιξη μηνιαίου κι ετήσιου δείκτη NAO σε 3 στάδια: i. για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850-Δεκ. 2005 και για τις μελλοντικές προβολές των κλιματικών σεναρίων ii. RCP4.5 και iii. RCP8.5 της χρονοσειράς Ιαν. 2006-Δεκ. 2100, με στόχο να διερευνήσουμε τη μελλοντική συμπεριφορά του δείκτη μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα για το μάλλον αισιόδοξο (RCP4.5) και το απαισιόδοξο κλιματικό σενάριο (RCP8.5).

- i. Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850- Δεκ. 2005

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 25) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NAO της ιστορικής χρονοσειράς:



Σχήμα 25. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης NAO της χρονοσειράς 1850-2005.

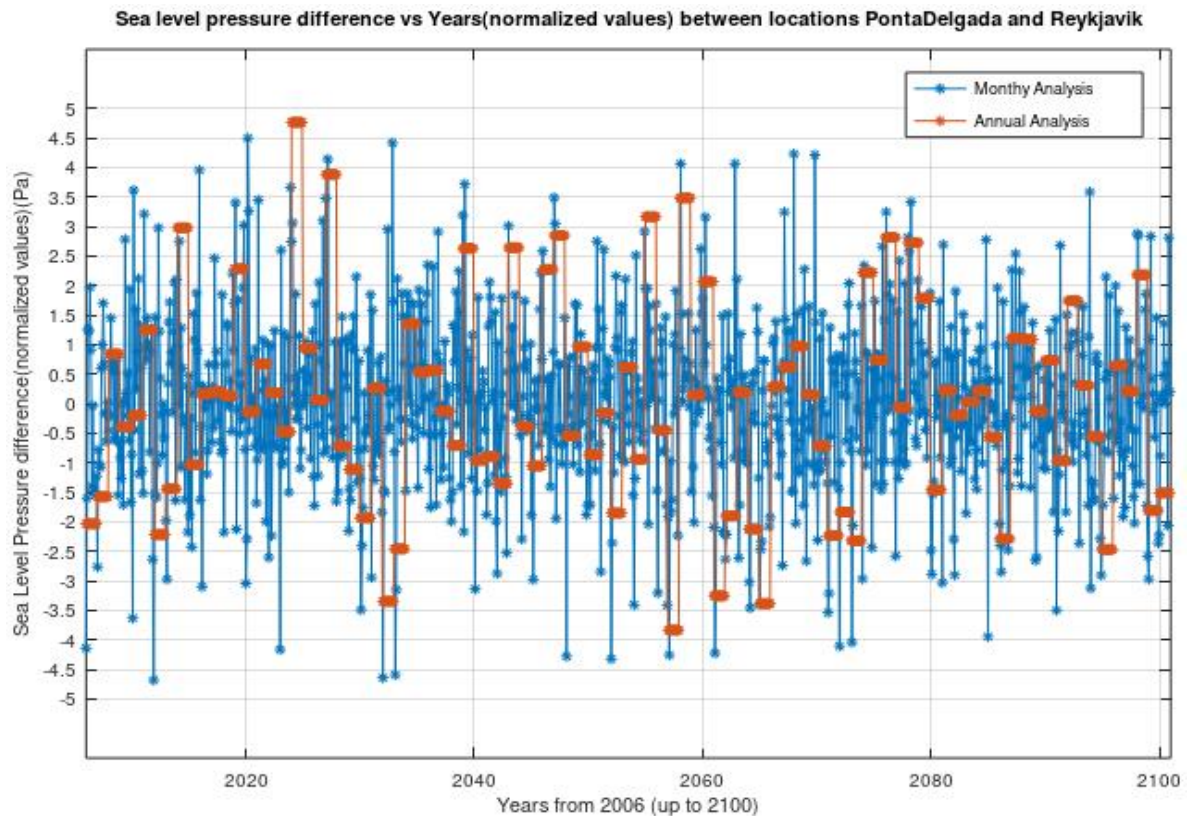
Σε αυτή την περίπτωση η μέση SLP της Ponta Delgada βρίσκεται ίση με 102135 Pa και του Reykjavik 100902 Pa με τη μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP να είναι πολύ οριακά θετική και τη μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά αρνητική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 1862-9, 1875-8, 1907-12, 1939-43, 1956-60, 1967-70.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 1894-8, 1902-6, 1930-3, 1944-7, 1981-4 και 1996-2000.

ii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP4.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 26) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NAO της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5:



Σχήμα 26. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης NAO της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5.

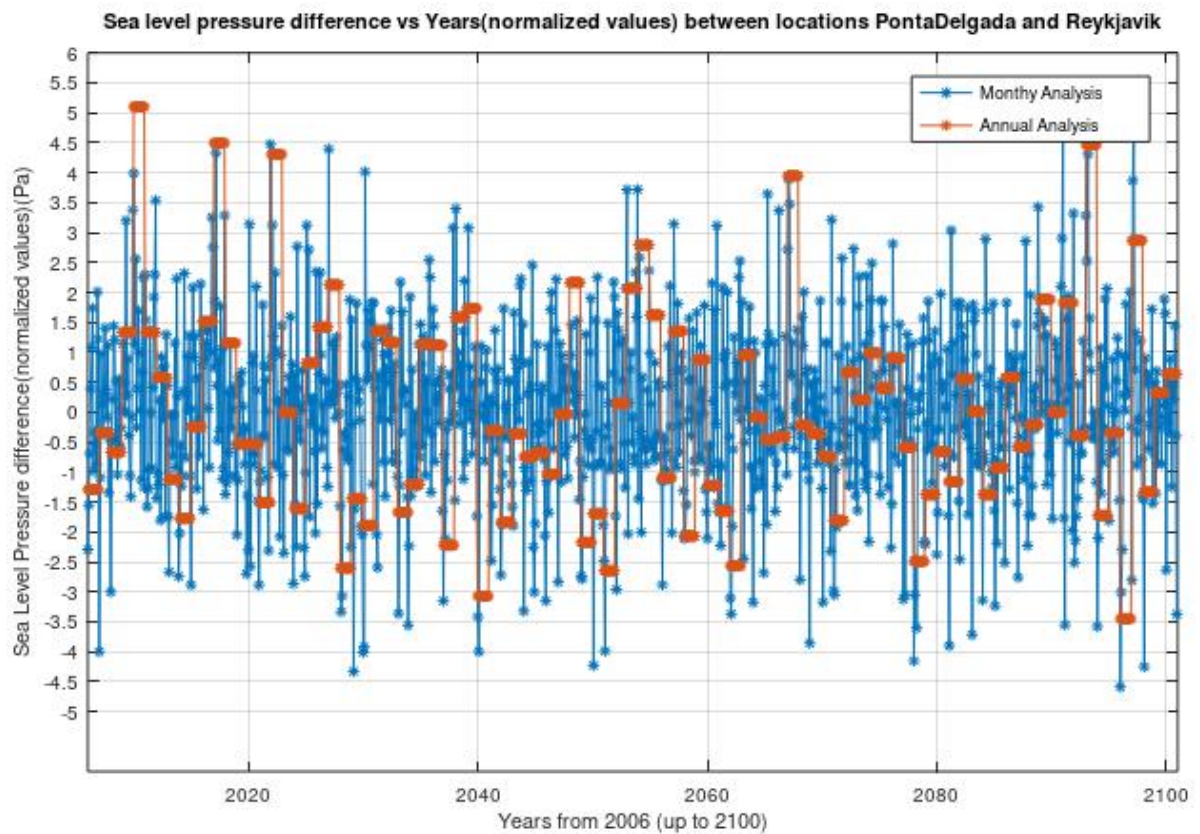
Σε αυτή την περίπτωση η μέση SLP της Ponta Delgada βρίσκεται ίση με 102193 Pa και του Reykjavik 100949 Pa με τη μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP να είναι πολύ οριακά αρνητική και τη μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά θετική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 2016-9, 2024-7, 2034-6, 2058-60, 2066-9, 2074-6 και 2096-8.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 2028-30, 2040-2, 2050-2 και 2070-3.

iii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP8.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 27) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NAO της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5:

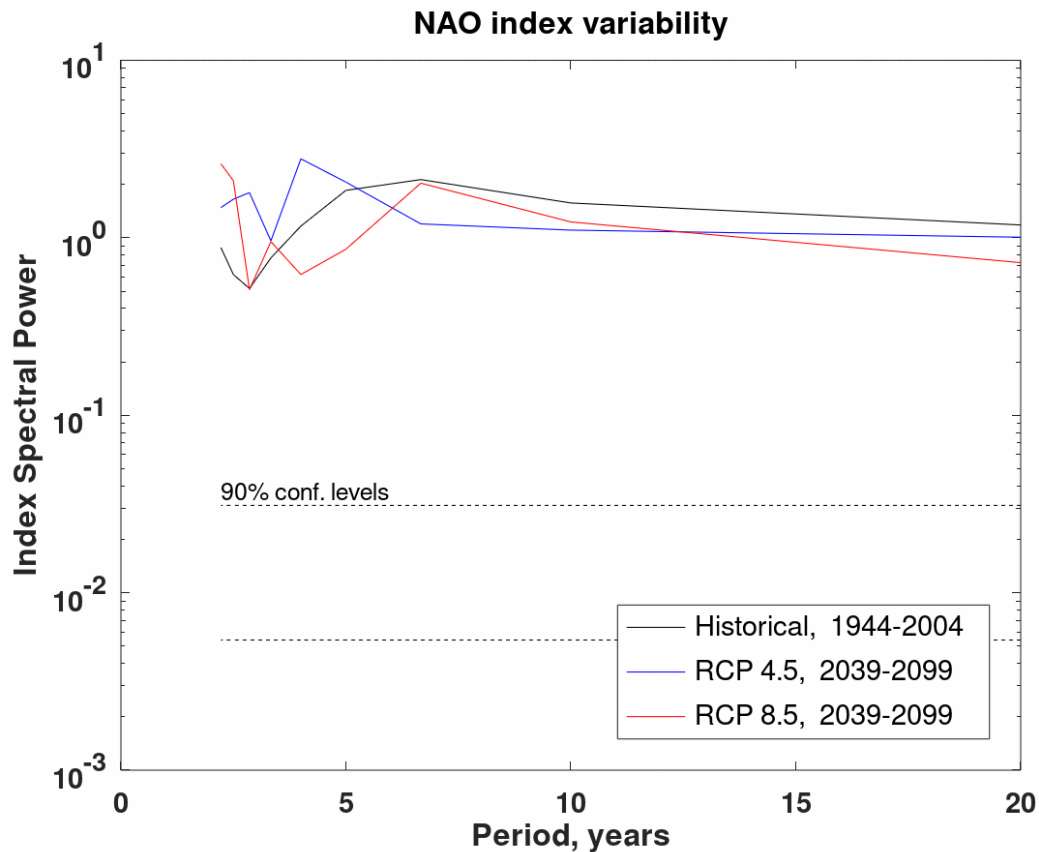


Σχήμα 27. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης NAO της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5.

Σε αυτή την περίπτωση η μέση SLP της Ponta Delgada βρίσκεται ίση με 102182 Pa και του Reykjavik 100978 Pa με τη μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP να είναι πολύ οριακά θετική και τη μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά αρνητική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 2009-12, 2016-8, 2025-7, 2052-5, 2072-6, 2089-91.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NAO σημειώνονται τις περιόδους 2006-8, 2013-5, 2019-21, 2028-30, 2040-7, 2049-51, 2060-2, 2064-6, 2068-71, 2077-81, 2094-6.



Σχήμα 28. Φασματική κατανομή δείκτη NAO για την περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1850-2005, και τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 την περίοδο 2039-2099 για επίπεδο εμπιστοσύνης 90%.

Από το διάγραμμα συμπεραίνουμε ότι σε επίπεδο εμπιστοσύνης 90% στην περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1944-2004, ο δείκτης NAO έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 7 έτη, στην περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 4 έτη ενώ τέλος, στην ίδια περίοδο για το κλιματικό σενάριο RCP8.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης 2+ έτη.

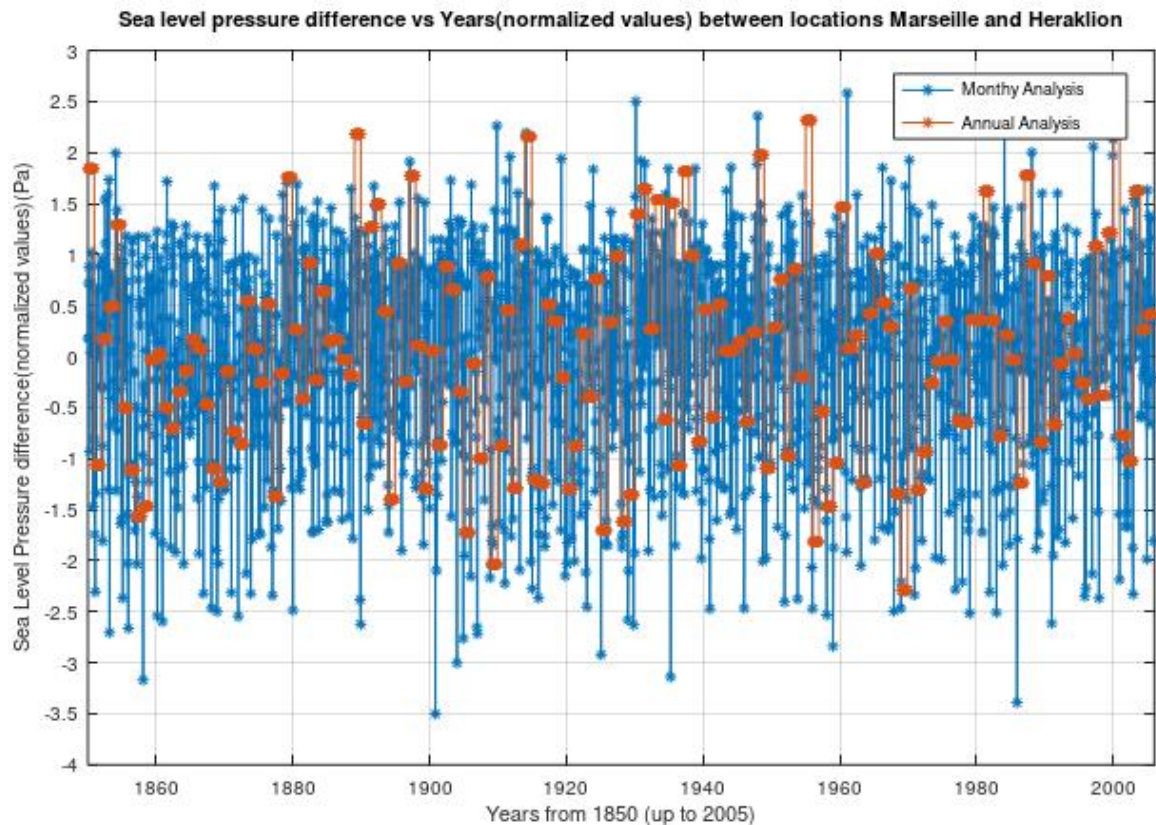
2. Υπολογισμός MI

Όπως είδαμε, ο Μεσογειακός δείκτης (MI), αντιστοιχεί στη μέση μηνιαία ανωμαλία της διαφοράς SLP μεταξύ της Μασσαλίας (43.30° N, 5.37° E) στη Νότια Γαλλία και του Ηρακλείου (35.34° N, 25.14° E) στο νησί της Κρήτης.

Θα εξετάσουμε την εξέλιξη μηνιαίου κι ετήσιου δείκτη MI σε 3 στάδια: i. για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850-Δεκ. 2005 και για τις μελλοντικές προβολές των κλιματικών σεναρίων ii. RCP4.5 και iii. RCP8.5 της χρονοσειράς Ιαν. 2006-Δεκ. 2100, με στόχο να διερευνήσουμε τη μελλοντική συμπεριφορά του δείκτη μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα για το μάλλον αισιόδοξο (RCP4.5) και το απαισιόδοξο κλιματικό σενάριο (RCP8.5).

i. Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850- Δεκ. 2005

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 29) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη MI της ιστορικής χρονοσειράς:



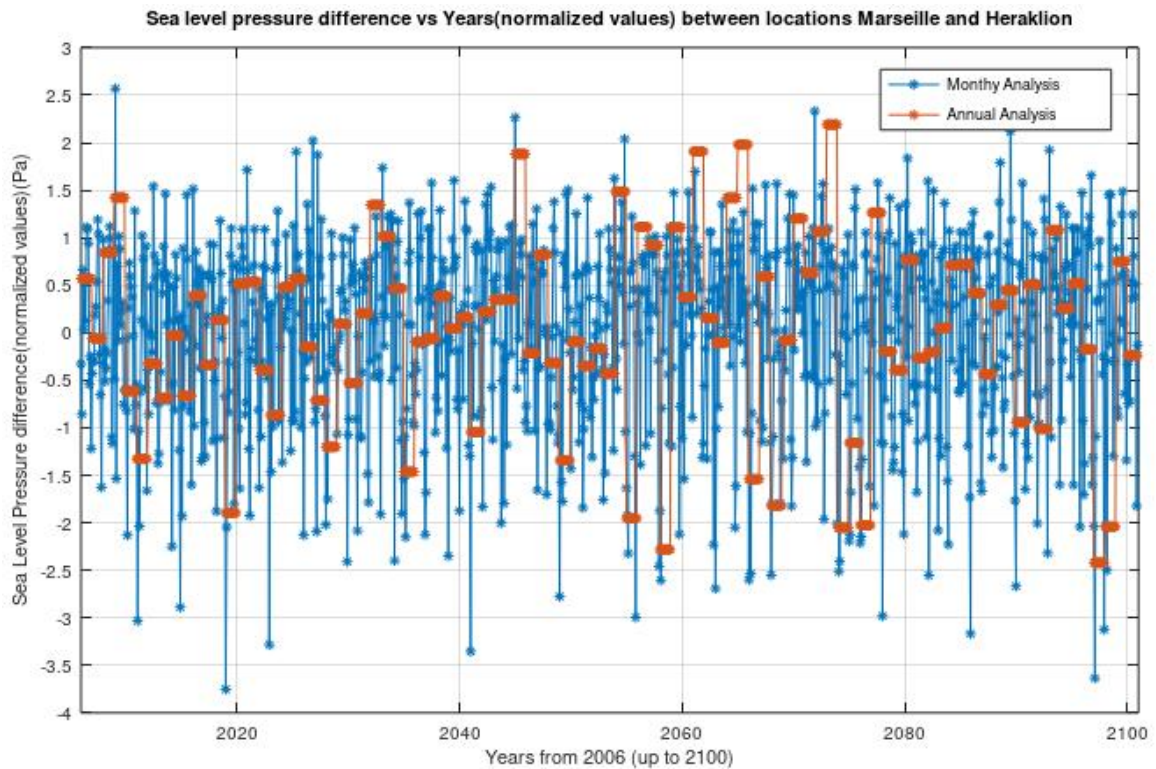
Σχήμα 29. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης MI της χρονοσειράς 1850-2005.

Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 117.58 Pa κι η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP είναι πολύ οριακά θετική κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά αρνητική. Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 1930-3, 1942-5, 1964-7 και 1979-82.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 1855-9, 1861-4, 1867-72, 1904-7, 1956-9 και 1971-4.

ii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP4.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 30) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη MI της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5:



Σχήμα 30. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης MI της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5.

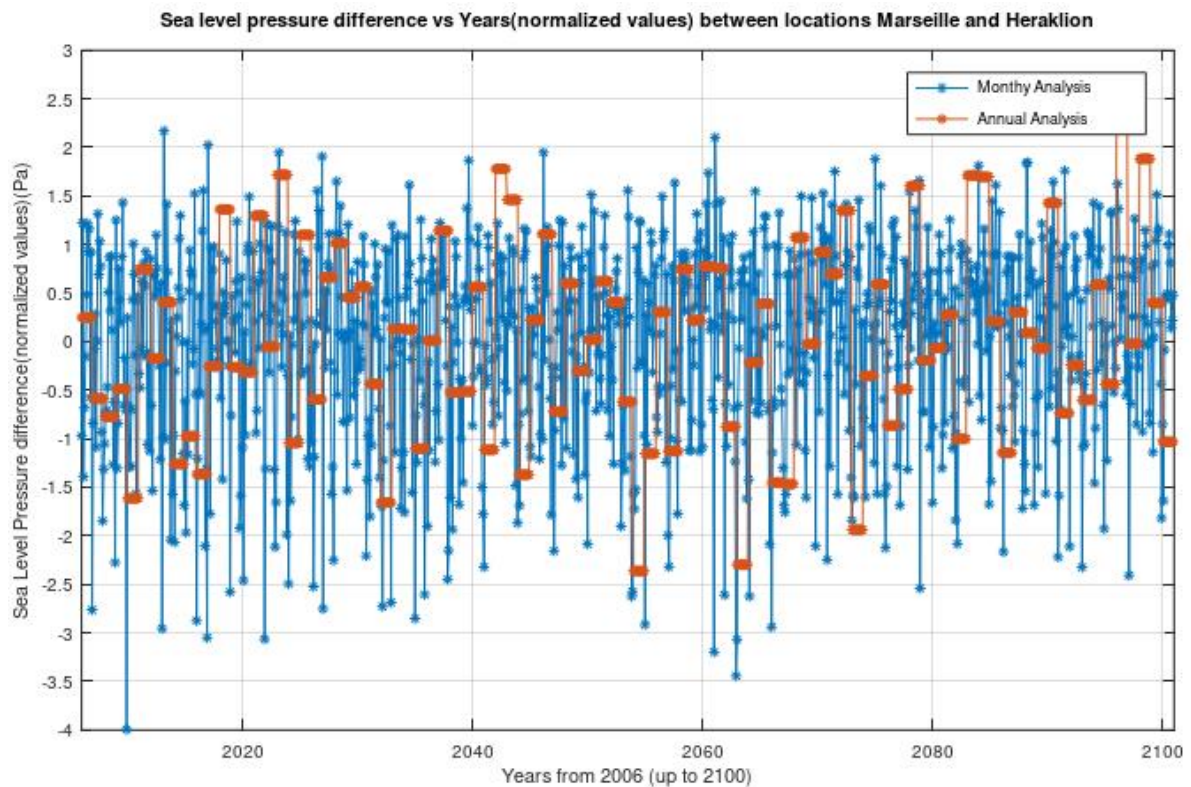
Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 134.50 Pa και τόσο η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία όσο κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP είναι πολύ οριακά θετικές.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 2031-4, 2038-40, 2042-5, 2059-62, 2070-3, 2083-6 και 2093-5.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 2010-5, 2026-8, 2035-7, 2048-53, 2074-6 και 2096-8.

iii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP8.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 31) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη MI της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5:

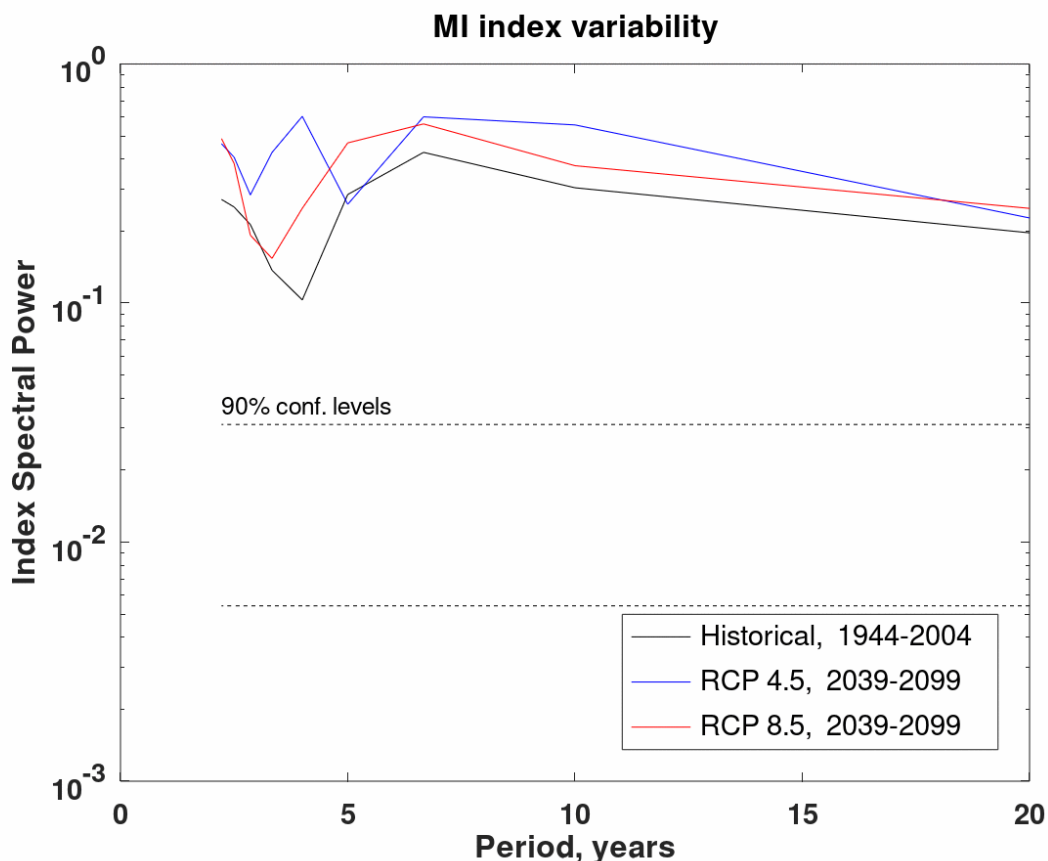


Σχήμα 31. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης MI της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5.

Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 144.99 Pa κι η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP είναι πολύ οριακά αρνητική κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά θετική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 2027-30, 2050-2, 2058-61, 2070-2 και 2083-5.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη MI σημειώνονται τις περιόδους 2007-10, 2014-7, 2053-5, 2062-4 και 2091-3.



Σχήμα 32. Φασματική κατανομή δείκτη MI για την περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1850-2005, και τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 την περίοδο 2039-2099 για επίπεδο εμπιστοσύνης 90%.

Από το διάγραμμα συμπεραίνουμε ότι σε επίπεδο εμπιστοσύνης 90% στην περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1944-2004, ο δείκτης MI έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 7 έτη, στην περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 4 και 7 έτη ενώ τέλος, στην ίδια περίοδο για το κλιματικό σενάριο RCP8.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 7 έτη.

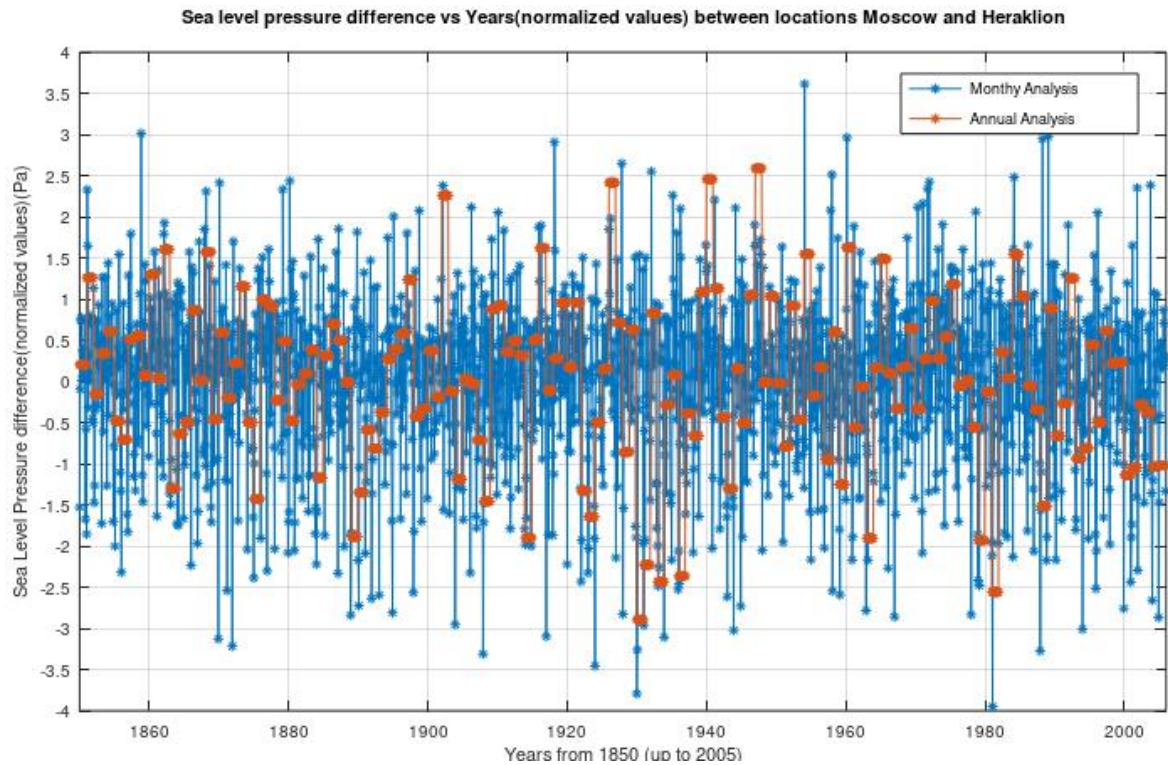
3. Υπολογισμός EEI

Όπως είδαμε, ο δείκτης EEI, αντιστοιχεί στη μηνιαία ανωμαλία της διαφοράς SLP μεταξύ της Μόσχας (55.76° N, 37.62° E) στη Ρωσία και του Ηρακλείου (35.34° N, 25.14° E) στο νησί της Κρήτης.

Θα εξετάσουμε την εξέλιξη μηνιαίου κι ετήσιου δείκτη EEI σε 3 στάδια: i. για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850-Δεκ. 2005 και για τις μελλοντικές προβολές των κλιματικών σεναρίων ii. RCP4.5 και iii. RCP8.5 της χρονοσειράς Ιαν. 2006-Δεκ. 2100, με στόχο να διερευνήσουμε τη μελλοντική συμπεριφορά του δείκτη μέχρι το τέλος του 21ου αιώνα για το μάλλον αισιόδοξο (RCP4.5) και το απαισιόδοξο κλιματικό σενάριο (RCP8.5).

i. Μελέτη δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850- Δεκ. 2005

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 33) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη EEI της ιστορικής χρονοσειράς:



Σχήμα 33. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης EEI της χρονοσειράς 1850-2005.

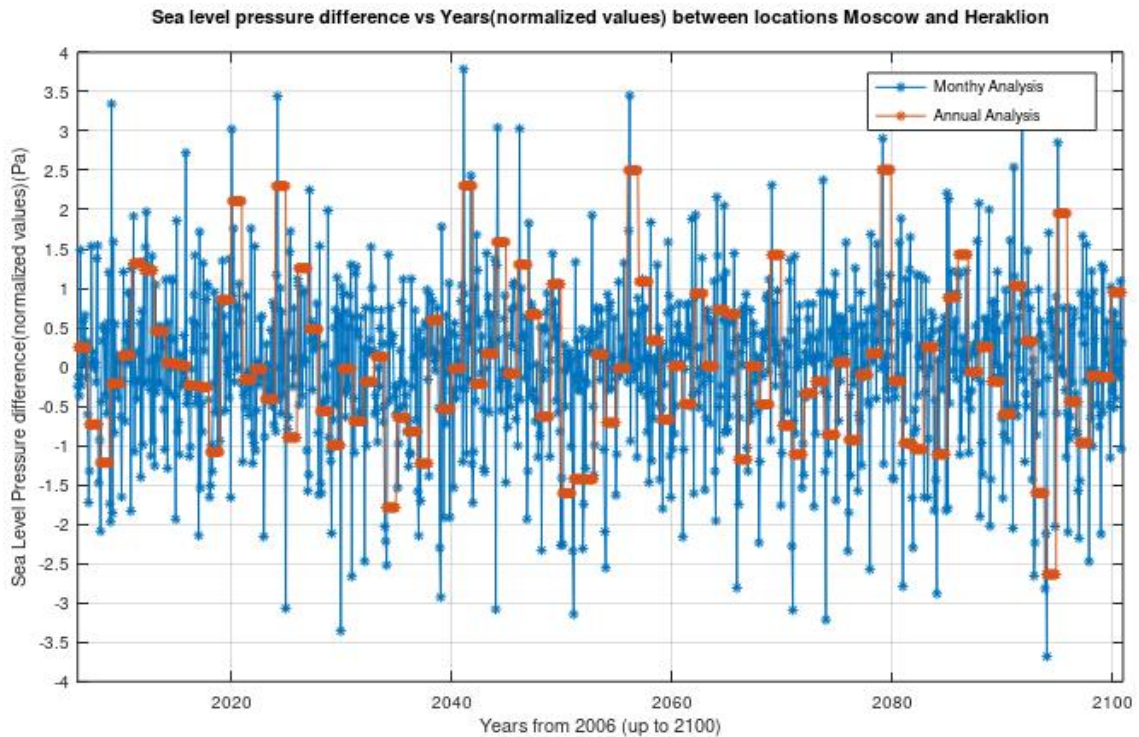
Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 67.63 Pa και τόσο η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία όσο κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP είναι πολύ οριακά θετικές.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη EEI σημειώνονται τις περιόδους 1857-62, 1894-7, 1909-13, 1918-21, 1971-5 και 1982-5.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 4 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη EEI σημειώνονται τις περιόδους 1888-93, 1978-81 και 2000-5.

ii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP4.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 34) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη ΕΕΙ της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5:



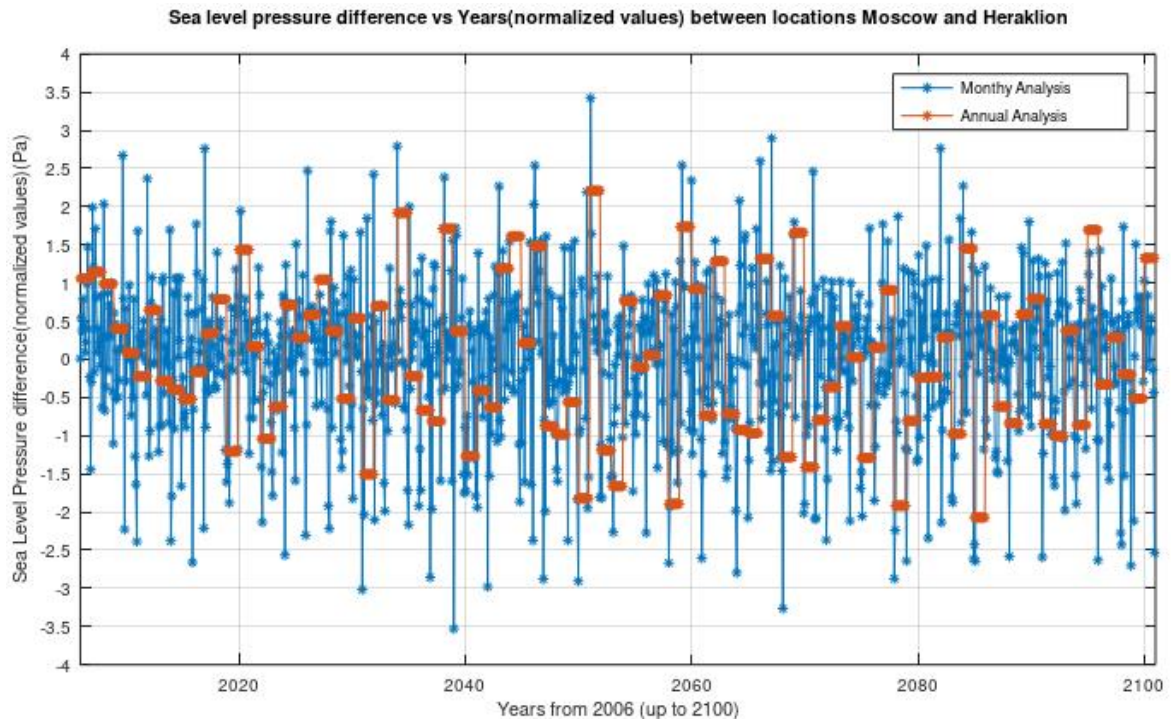
Σχήμα 34. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης ΕΕΙ της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5.

Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 86.50 Pa κι η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP είναι πολύ οριακά θετική κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά αρνητική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη ΕΕΙ σημειώνονται τις περιόδους 2010-5, 2056-8 και 2062-5. Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη ΕΕΙ σημειώνονται τις περιόδους 2007-9, 2016-8, 2021-3, 2028-32, 2034-7, 2050-2, 2059-61, 2066-8, 2070-3, 2080-2 και 2096-9.

iii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP8.5

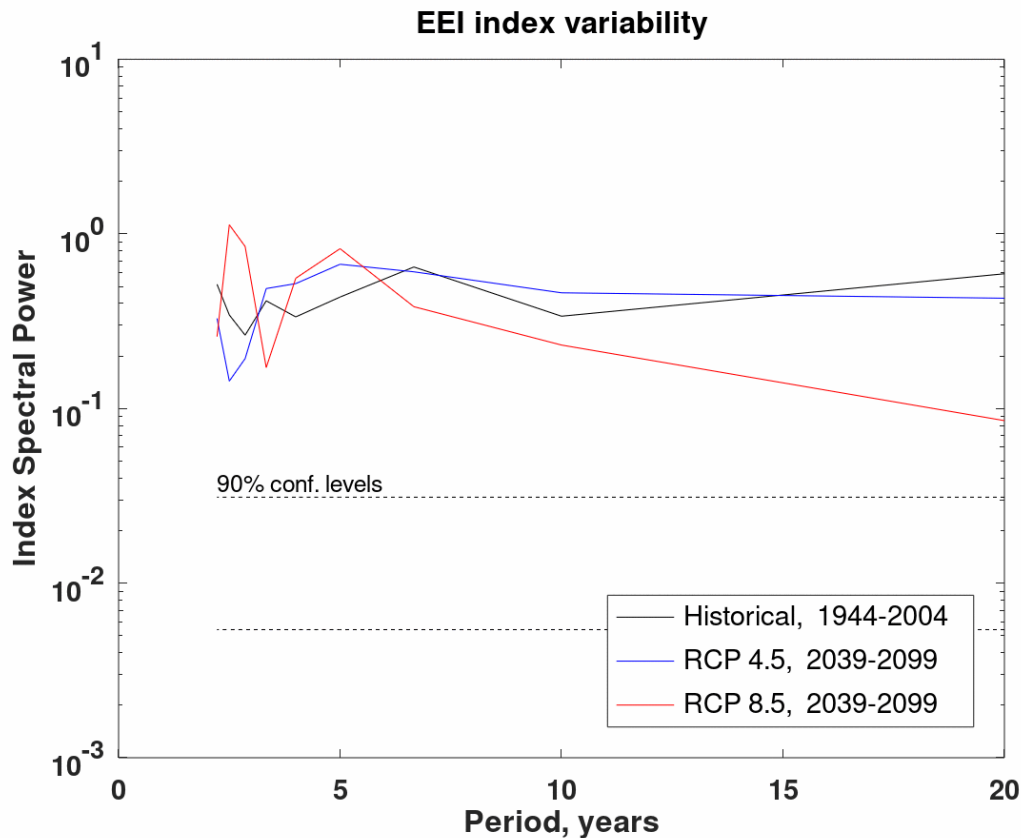
Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 35) έχουμε τη γραφική παράσταση του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη ΕΕΙ της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5:



Σχήμα 35. Μηνιαίος κι ετήσιος δείκτης ΕΕΙ της χρονοσειράς 2006-2100 για το κλιματικό σενάριο RCP8.5.

Σε αυτή την περίπτωση η μέση διαφορά SLP ανάμεσα στους 2 σταθμούς είναι 60.33 Pa κι η μέση κανονικοποιημένη μηνιαία διαφορά SLP είναι πολύ οριακά θετική κι η μέση κανονικοποιημένη ετήσια διαφορά SLP πολύ οριακά αρνητική.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη ΕΕΙ σημειώνονται τις περιόδους 2006-10, 2024-8 και 2043-6. Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη ΕΕΙ σημειώνονται τις περιόδους 2013-6, 2035-7, 2040-2, 2047-50, 2063-5, 2070-2 και 2078-81.



Σχήμα 36. Φασματική κατανομή δείκτη EEI για την περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1850-2005, και τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 την περίοδο 2039-2099 για επίπεδο εμπιστοσύνης 90%.

Από το διάγραμμα συμπεραίνουμε ότι σε επίπεδο εμπιστοσύνης 90% στην περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1944-2004, ο δείκτης EEI έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 7 έτη, στην περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 5 έτη ενώ τέλος, στην ίδια περίοδο για το κλιματικό σενάριο RCP8.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 2.5 έτη.

4. Υπολογισμός NCP

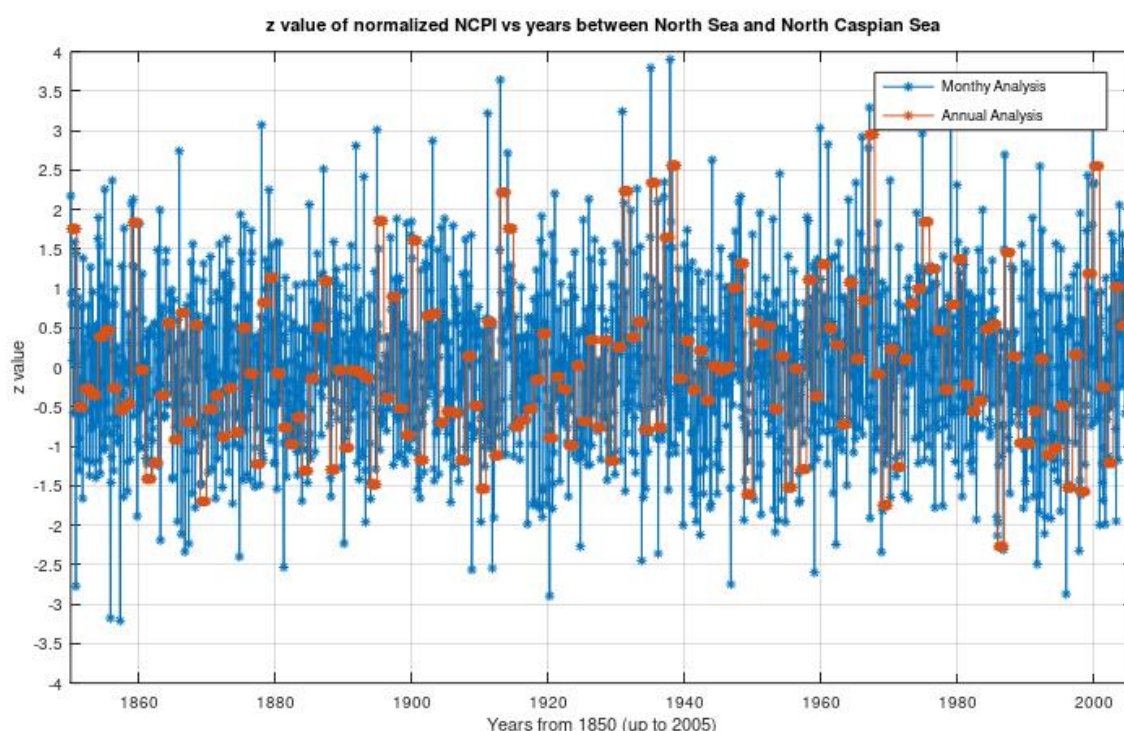
Υπενθυμίζουμε ότι τα 2 κέντρα πιέσεων του προτύπου NCP ορίστηκαν για το γεωδυναμικό επίπεδο των 500 hPa, στα σημεία με συντεταγμένες 0° E, 55° N; 10° E, 55° N για τη Βόρεια Θάλασσα και 50° E, 45° N ; 60° E, 45° N για τη Βόρεια Κασπία. Θυμίζουμε ακόμη ότι για κάθε μήνα των εξεταζόμενων χρονοσειρών βρίσκουμε το μέσο γεωδυναμικό ύψος του κάθε ζεύγους κι υπολογίζουμε την ένταση του NCP (NCPi) αφαιρώντας το μέσο ύψος της Βόρειας Κασπίας από αυτό της Βόρειας Θάλασσας, σύμφωνα με την παρακάτω σχέση:

$$NCPI = \overline{gpm}(0^{\circ}, 55^{\circ}N; 10^{\circ}E, 55^{\circ}N) - \overline{gpm}(50^{\circ}E, 45^{\circ}N; 60^{\circ}E, 45^{\circ}N).$$

Για κάθε μήνα κανονικοποιούμε το δείκτη NCPI και προκύπτει η τυποποιημένη μεταβλητή z με βάση την οποία κάθε μήνας ταξινομείται είτε σε αρνητική φάση NCP (NCP(-) αν $z \leq -0.5$), είτε σε θετική φάση NCP (NCP(+) αν $z \geq +0.5$), είτε φυσιολογικός, αν το z κυμαίνεται στην ενδιάμεση ζώνη ($-0.5 \leq z \leq +0.5$).

i. Μελέτη του δείκτη για την ιστορική χρονοσειρά Ιαν. 1850-Δεκ. 2005

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 37) έχουμε τη γραφική παράσταση της τιμής z του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NCP της ιστορικής χρονοσειράς:



Σχήμα 37. Μηνιαία κι ετήσια τιμή z της κανονικοποίησης του δείκτη NCPI ανάμεσα στις περιοχές της Βόρειας Θάλασσας και της Βόρειας Κασπίας για την ιστορική χρονοσειρά 1850-2005.

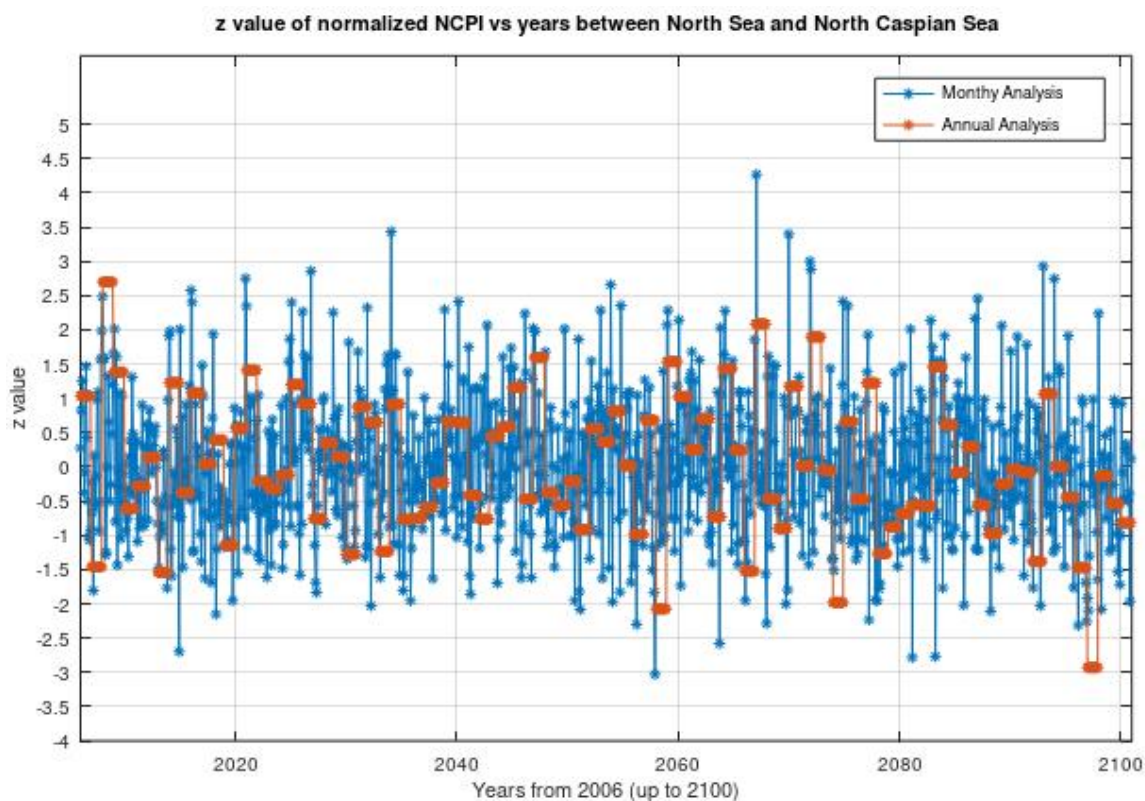
Ο μέσος NCPI σε αυτή την περίπτωση είναι ίσος με -119.96 γεωδυναμικά μέτρα και τόσο ο μέσος κανονικοποιημένος μηνιαίος NCPI όσο κι ο μέσος κανονικοποιημένος ετήσιος NCPI είναι πολύ οριακά αρνητικοί.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 1973-6 και 2003-5.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 3 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 1881-4, 1904-7, 1915-7 και 1989-91.

ii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP4.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 38) έχουμε τη γραφική παράσταση της τιμής z του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NCP για τη χρονοσειρά 2006-2100 και για το κλιματικό σενάριο RCP4.5:



Σχήμα 38. Μηνιαία κι ετήσια τιμή z της κανονικοποίησης του δείκτη NCPI ανάμεσα στις περιοχές της Βόρειας Θάλασσας και της Βόρειας Κασπίας για τη χρονοσειρά 2006-2100 και το κλιματικό σενάριο RCP4.5.

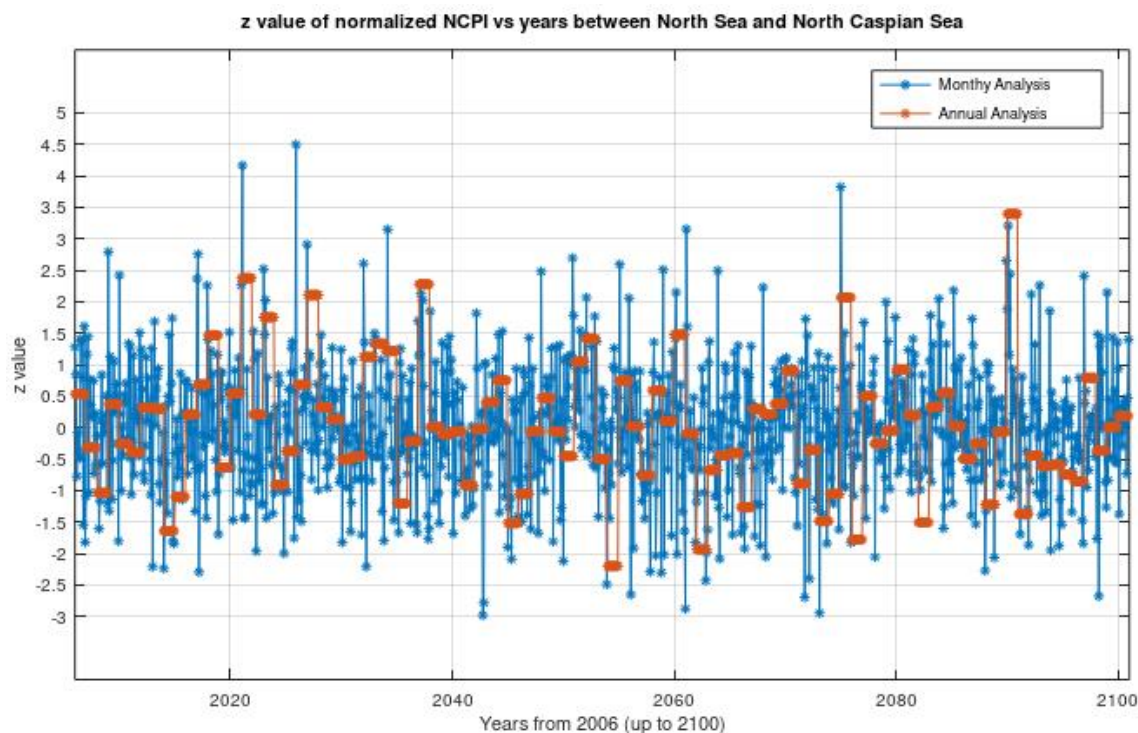
Ο μέσος NCPI σε αυτή την περίπτωση είναι ίσος με -120.80 γεωδυναμικά μέτρα κι ο μέσος κανονικοποιημένος μηνιαίος NCPI είναι πολύ οριακά θετικός κι ο μέσος κανονικοποιημένος ετήσιος NCPI πολύ οριακά αρνητικός.

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 2 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 2008-9, 2020-1, 2025-6, 2031-2, 2039-40, 2044-5, 2059-60, 2070-2, 2083-4.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 2 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 2022-4, 2035-7, 2048-51, 2078-82, 2087-8 και 2096-7, 2099-100.

iii. Μελέτη δείκτη για τη χρονοσειρά Ιαν. 2006-Δεκ. 2100 για το σενάριο RCP8.5

Στο παρακάτω γράφημα (Σχ. 39) έχουμε τη γραφική παράσταση της τιμής z του μηνιαίου και του ετήσιου δείκτη NCP για τη χρονοσειρά 2006-2100 και για το κλιματικό σενάριο RCP8.5:

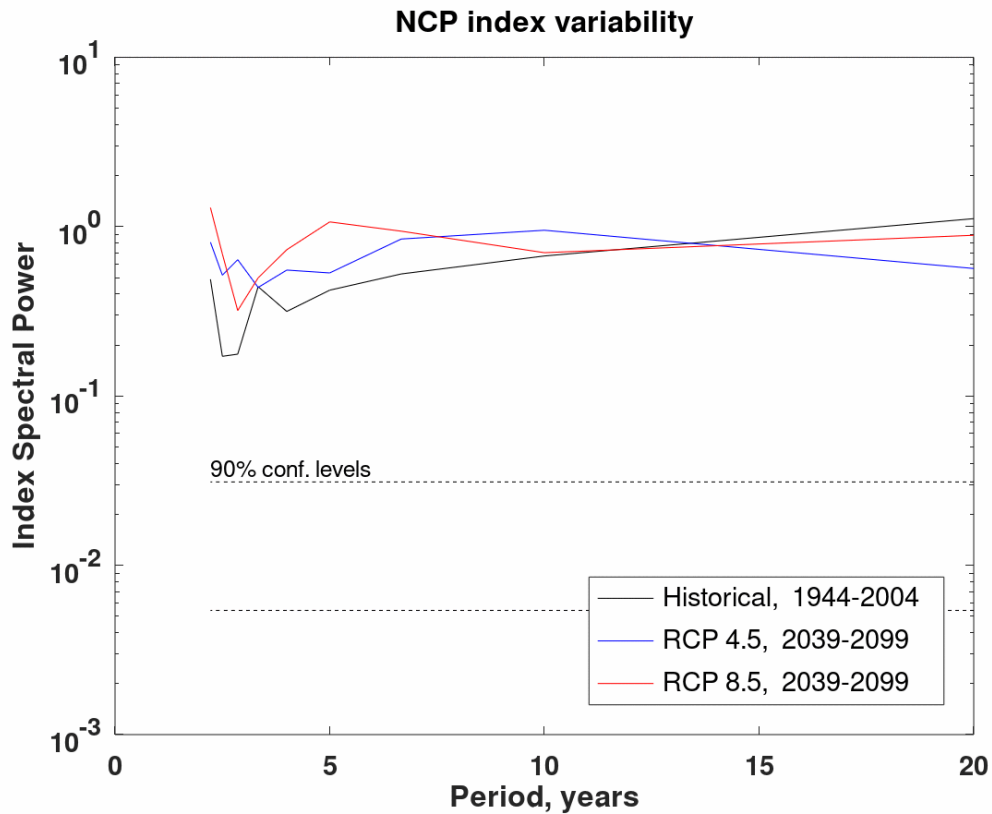


Σχήμα 39. Μηνιαία κι ετήσια τιμή z της κανονικοποίησης του δείκτη NCPI ανάμεσα στις περιοχές της Βόρειας Θάλασσας και της Βόρειας Κασπίας για τη χρονοσειρά 2006-2100 και το κλιματικό σενάριο RCP8.5.

Ο μέσος NCPI σε αυτή την περίπτωση είναι ίσος με -119.83 γεωδυναμικά μέτρα κι ο μέσος κανονικοποιημένος μηνιαίος NCPI είναι πολύ οριακά θετικός κι ο μέσος κανονικοποιημένος ετήσιος NCPI πολύ οριακά αρνητικός. .

Από το διάγραμμα συμπεραίνεται ότι μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 2 σερί έτη) θετικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 2017-8, 2020-1, 2026-7, 2032-4 και 2051-2.

Αντίστοιχα, μεγάλες περιόδους (τουλάχιστον 2 σερί έτη) αρνητικού ετήσιου δείκτη NCP σημειώνονται τις περιόδους 2014-5, 2045-6, 2053-4, 2062-3, 2073-4 και 2093-6.



Σχήμα 40. Φασματική κατανομή δείκτη NCP για την περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1850-2005, και τα κλιματικά σενάρια RCP4.5 και RCP8.5 την περίοδο 2039-2099 για επίπεδο εμπιστοσύνης 90%.

Από το διάγραμμα συμπεραίνουμε ότι σε επίπεδο εμπιστοσύνης 90% στην περίοδο της ιστορικής χρονοσειράς 1944-2004, ο δείκτης NCP έχει περίοδο εμφάνισης σε μεγάλες χρονικές περιόδους, στην περίοδο 2039-2099 για το κλιματικό σενάριο RCP4.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 10 έτη ενώ τέλος, στην ίδια περίοδο για το κλιματικό σενάριο RCP8.5, ο δείκτης έχει περίοδο εμφάνισης περίπου 2 έτη.

Γενικά σχόλια-παρατηρήσεις για τους δείκτες

Από τα εξαγόμενα διαγράμματα συμπεραίνονται οι εξής γενικές παρατηρήσεις:

- ❖ Οι μέσες SLP των σταθμών Ponta Delgada και Reykjavik του δείκτη NAO έχουν αύξουσα τάση (ιστορική χρονοσειρά →RCP4.5→RCP8.5) με εξαίρεση αυτήν της Ponta Delgada για το RCP8.5 που είναι οριακά χαμηλότερη από την αντίστοιχη του RCP4.5.
- ❖ Οι μέσες κανονικοποιημένες μηνιαίες κι ετήσιες διαφορές SLP των κέντρων πιέσεων για τους δείκτες NAO, MI κι EEI είναι πρακτικά ίσες με μηδέν.
- ❖ Ομοίως οι μέσοι κανονικοποιημένοι μηνιαίοι κι ετήσιοι NCPI των ζευγών σταθμών Βόρειας Θάλασσας και Κασπίας είναι πρακτικά ίσοι με μηδέν.
- ❖ Παρατηρείται αύξηση της μέσης διαφοράς SLP των κέντρων πιέσεων για τους δείκτες MI κι EEI στις μελλοντικές χρονοσειρές σε σχέση με την ιστορική.
- ❖ Παρατηρείται επίσης μεγαλύτερη αύξηση της μέσης διαφοράς SLP στο απαισιόδοξο σενάριο, RCP8.5, σε σχέση με το μάλλον αισιόδοξο, RCP4.5.
- ❖ Εξαίρεση στις 2 προηγούμενες παρατηρήσεις αποτελεί το σενάριο RCP8.5 του δείκτη EEI, όπου η μέση διαφορά SLP είναι μικρότερη τόσο από την αντίστοιχη της ιστορικής χρονοσειράς όσο κι από αυτήν του σεναρίου RCP4.5
- ❖ Έχουμε ελάχιστη μεταβολή του μέσου δείκτη έντασης του NCP, NCPI, με τιμές που κυμαίνονται κοντά στα -120 γεωδυναμικά μέτρα σε όλες τις χρονοσειρές.

Τέλος, ο παρακάτω πίνακας παρουσιάζει συγκεντρωτικά τα αποτελέσματα των περιόδων εμφάνισης κάθε φαινομένου όπως εκφράζεται από τον αντίστοιχο κλιματικό δείκτη και τις χρονοσειρές και τα σενάρια που παρουσιάστηκαν:

Κλιματικός δείκτης	Χρονοσειρά/Σενάριο	Κύκλος φαινομένου (έτη)
NAO	ιστορική χρονοσειρά	~7
	RCP4.5	~4
	RCP8.5	2+
MI	ιστορική χρονοσειρά	~7
	RCP4.5	~ (4 ή 7)
	RCP8.5	~7
EEI	ιστορική χρονοσειρά	~7
	RCP4.5	~5
	RCP8.5	~2.5
NCP	ιστορική χρονοσειρά	μεγάλες χρονικές περιόδους
	RCP4.5	~10
	RCP8.5	~2

Πίνακας 3. Συγκεντρωτικά αποτελέσματα της φασματικής ανάλυσης κάθε κλιματικού δείκτη για κάθε χρονοσειρά και σενάριο.

Γ. Βιβλιογραφία

- Ζερεφός, Χ, Ρεπαπής, Χ, Γιαννακόπουλος, Χ, Καψωμενάκης, Ι, Παπανικολάου, Δ, Παπανικολάου, Μ, Πούλος, Σ, Βρεκούσης, Μ, Φιλάνδρας, Κ, Τσελιούδης, Γ, Γερασόπουλος, Ε, Δουβής, Κ, Διακάκης, Μ, Νάστος, Π, Χατζηνικολάου, Π, Ξοπλάκη, Ε, Luterbacher, J, Ζάνης, Π, Τζεδάκης, Χ, Φουντά, Δ, Ελευθεράτος, Κ, Ρεπαπής, Κ. "Το Κλίμα της Ανατολικής Μεσογείου και της Ελλάδος: Παρελθόν, Παρόν και Μέλλον.", *Τράπεζα της Ελλάδος*.
- Παπανικολάου, Δ, Παπανικολάου, Μ., (2011). "Επιτροπή μελέτης επιπτώσεων κλιματικής αλλαγής: Παλαιοκλιματικές αλλαγές.", *Τράπεζα της Ελλάδος*.
- Luterbacher, J., Xoplaki, E. (2003). "500-Year Winter Temperature and Precipitation Variability over the Mediterranean Area and its Connection to the Large-Scale Atmospheric Circulation", in Bolle, H.-J. (ed.), "Mediterranean Climate. Variability and Trends", *Springer Verlag*, Berlin, Heidelberg, 133-153.
- Emeis, K-C, Schulz, H., Struck, U., Rossignol-Strick, M., Erlenkeuser, H., Howell, M.W., Kroon, D., Mackensen, A., Ishizuka, S., Oba, T. Sakamoto, T., Koizumi, I. (2003). "Eastern Mediterranean surface water temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ composition during deposition of sapropels in the late Quaternary". *Paleoceanography*, 18, 1, 1005.
- Emeis, K.C., Struck, U., Schulz, H-M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T., Martinez-Ruiz, F. (2000). "Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158, 259-280.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., Hayes, A. (2002b). "Holocene atmosphere – ocean interactions: records from Greenland and The Aegean Sea", *Climate Dynamics*, 18, 587-593.
- Gogou, A., Bouloubassi, I., Lykousis, V., Arnaboldi, M., Gaitani, P., Meyers, P.A. (2007). "Organic geochemical evidence of abrupt late Glacial-Holocene climate changes in the North Aegean Sea", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 256, 1-20.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., Kaufman, A. (1997). "Late Quaternary palaeoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel", *Quaternary Research*, 47, 155-168.
- Geraga, M., Tsaila-Monopoli, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2000). "An evaluation of paleoenvironmental changes during the last 18,000 yr BP in the Myrtoon Basin, S.W. Aegean Sea", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 156, 1-17.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P., Shackleton, N. (2001). "Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during Late Quaternary", *Marine Geology*, 178, 39-62.
- Vergnaud-Grazzini, C., Devaux, M., Znaidi, J. (1986). "Stable isotope anomalies in the Mediterranean Pleistocene records", *Marine Micropaleontology*, 10, 35-69.
- Rossignol-Strick, M. (1995). "Sea-land correlation of pollen records in the eastern Mediterranean for the glacial-interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale", *Quaternary Science Reviews*, 14, 893-915, Pergamon, Elsevier, Oxford.
- Asioli, A., Trincardi, F., Lowe, J. J., Ariztegui, D., Langone L., Oldfield, F. (2001). "Submillennial scale climatic oscillations in the central Adriatic during the Lateglacial: palaeoceanographic implications", *Quaternary Science Reviews*, 20, 11, 1201-1221.
- Aksu, A.E., D. Yaşar, P.J. Mudie and H. Gillespie (1995). "Late Glacial–Holocene palaeoclimatic and paleoceanographic evolution of the Aegean Sea: micropaleontological and stable isotopic evidence", *Marine Micropaleontology*, 25, 1-28.
- Zachariasse, W.J., Jorissen, F.J., Perissoratis, C., Rohling, E.J., Tsapralis, V. (1997). "Late Quaternary foraminiferal changes and the nature of sapropel S1 in Skopelos basin", *Proceedings of 5th Hellenic Symposium on Oceanography and Fisheries*, I, Greece, 391-394.
- De Rijk, S., Hayes, A., Rohling, E.J. (1999). "Eastern Mediterranean sapropel S1 interruption: an expression of the onset of climatic deterioration around 7ka BP", *Marine Geology*, 153, (1-4), 337-343, doi:10.1016/S0025-3227(98)00075-9.
- Jolly, D., S.P. Harrison, B. Damnati and R. Bonnefille (1998). "Simulated climate and biomes of Africa during the Late Quaternary: comparison with pollen and lake status data", *Quaternary Science Reviews*, 17, 629-657.
- Rossignol-Strick, M. (1985). "Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variations of insolation", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49, 237-263.

- Duplessy, J-C., E. Cortijo and N. Kallel (2005).** "External Geophysics, Climate and Environment Marine records of Holocene climatic variations", *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 87-95.
- Rohling, E.J., Hilgen, F.J. (1991).** "The eastern Mediterranean climate at times of sapropel formation: a review", *Geologie & Mijnbouw*, 70, 253-264.
- Rohling, E.J. (1994).** "Review and new aspects concerning the formation of Eastern Mediterranean sapropels", *Marine Geology*, 122, 1-28.
- Perissoratis, C., Piper, D.J.W. (1992).** "Age, regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the northern Aegean Sea", *Geomarine Letters*, 12, 49-53.
- De Lange, G.J., Thomson, J., Reitz, A., Slomp, C.P., Principato, M.S., Erba, E., Corselli, C. (2008).** "Synchronous basin-wide formation and redox-controlled preservation of a Mediterranean sapropel", *Nature Geosciences*, 1, 606-610.
- Triantaphyllou, M.V., Ziveri, P., Gogou, A., Marino, G., Lykousis, V., Bouloubassi, I., Emeis, K.-C., Kouli, K., Dimiza, M., Rosell-Mel , A., Papanikolaou, M., Katsouras, G., Nunez, N. (2009).** "Late Glacial-Holocene climate variability at the south-eastern margin of the Aegean Sea", *Marine Geology*, 266, 1-4, 182-197.
- Geraga, M., Tsaila-Monopolis, St., Ioakim, Ch., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2005).** "Short-term climate changes in the southern Aegean Sea over the last 48,000 years", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 220, 311-332.
- Geraga, M., Mylona, G., Tsaila-Monopoli, St., Papatheodorou, G., Ferentinos, G. (2008).** "Northeastern Ionian Sea: Palaeoceanographic variability over the last 22 ka", *Journal of Marine Systems*, 74, 1-2, 623-638.
- Berger, J-F., Guilaine, J. (2009).** "The 8,200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective", *Quaternary International*, 200, 1-2, 31-49.
- Worley, S.J., Woodruff, S.D., Reynolds, R.W., Lubker, S.J., Lott, N. (2005).** "ICOADS Release 2.1 data and products", *International Journal of Climatology (CLIMAR-II Special Issue)*, 25, 823-842.
- Efstratiou, N., Karetso, A., Banou, E., Margomenou, D. (2004).** "The Neolithic settlement of Knossos: new light on an old picture", in Cadogan, G. (ed.), *Knossos: Palace, City, State*, vol. 12, British School at Athens Studies, London.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba, R., Zhang, D. (2007).** "Palaeoclimate", in Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds), "Climate Change 2007: The Physical Science Basis", Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, and New York, NY, USA.
- Luterbacher, J., Rickli, R., Xoplaki, E., Tinguely, C., Beck, C., Pfister, C., Wanner, H. (2001).** "The Late Maunder Minimum (1675–1715) – a key period for studying decadal scale climatic change in Europe." *Climatic Change*, 9, 441–462.
- Repapis, C. C., Schuurmans, C. J. E., Zerefos, C., Ziomas, J. (1989).** "A note on the frequency of occurrence of severe winters as evidenced in monastery and historical records from Greece, during the period 1200-1900 A.D" *Theor. Appl. Climatol.* 39, 213-217.
- Mayewski, P.A., Rohling, E., Stager, J.C., Karlen, W., Maasch, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J. (2004).** "Holocene climate variability", *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- Xoplaki, E., Maheras, P., & Luterbacher, J. (2001).** "Variability of climate in meridional Balkans during the periods 1675-1715 and 1780-1830 and its impact on human life", *Climatic Change*, 48, 581.
- Silenzi, S., Antonioli, F., Chemello, R. (2004).** "A new marker for sea surface temperature trend during the last centuries in temperate areas: Vermetid reef", *Global and Planetary Change*, 40, 105.
- Pavlopoulos, K., Karkanias, P., Triantaphyllou, M., Karymbalis, E., Tsourou, T., Palyvos, N. (2006).** "Paleoenvironmental Evolution of the Coastal Plain of Marathon, Greece, during the Late Holocene: Depositional Environment, Climate, and Sea Level Changes." *Journal of Coastal Research*, 22(2), 424-438.
- Antonioli, F., Silenzi, S., & Frisia, S. (2001).** "Tyrrhenian holocene palaeoclimate trends from spelean serpulids", *Quaternary Science Reviews*, 20, 1661.
- Schilman, B., M. Bar-Matthews, A. Almogi-Labin and B. Luz (2001).** "Global climate instability reflected by Eastern Mediterranean marine records during the late Holocene", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 176, 157.

Kuniholm, P. I., Striker, C.L. (1987). "Dendrochronological investigations in the Aegean and neighboring regions, 1983-1986", *Journal of Field Archaeology*, 14, 385.

Akkemik, Ü., Aras, A. (2005). "Reconstruction (1689-1994 AD) of April-August precipitation in the southern part of central Turkey", *International Journal of Climatology*, 25, 537.

Del Rio Vera, J. et al. (2006). "Mediterranean Sea level analysis from 1992 to 2005", presented at ESA workshop, Venice, Italy
(www.earth.esa.int/workshops/venice06/participants/838paper_838_delriovera.pdf).

Somot, S., Sevault, F., Déqué, M. (2006). "Transient climate change scenario simulation of the Mediterranean Sea for the twenty-first century using a high-resolution ocean circulation model", *Climate Dynamics*, 27, 7-8, 851-879.

Belkin, I.M. (2009). "Rapid warming of Large Marine Ecosystems", *Progress in Oceanography*, 81, 1-4, 207-13.

Meehl, G. A., T. F. Stocker, W. Collins, P. Friedlingstein, A. Gaye, J. M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I. Watterson, A. Weaver and Z.-C. Zhao (2007). "Global Climate Projections", Chapter 10 of IPCC Fourth Assessment Report, IPCC, Cambridge, Cambridge University Press.

Berman, T., Paldor, N., Brenner, S. (2003). "Annual SST cycle in the Eastern Mediterranean, Red Sea and Gulf of Elat", *Geophysical Research Letters*, 30, 5, 1261, doi:10.1029/2002GL015860.

05_chapter_07_r1.pdf

National Oceanic and Atmospheric Administration-NOAA

Katsafados, P., A. Papadopoulos, and G. Kallos (2005). "Regional Atmospheric Response to Tropical Pacific SST Perturbations." *Geophysical Research Letters*, 32, L04806, doi: 10.1029/2004GL021828.

Papadopoulos, V., Bartzokas, A., Chronis, T., Georgopoulos, D., Ferentinos, G, 2011: "Factors Regulating the Air–Sea Heat Fluxes Regime over the Aegean Sea." doi: 10.1175/2011JCLI4197.1

Yu, L., R. A. Weller and B. Sun, 2004: "Improving latent and sensible heat flux estimates for the Atlantic Ocean (1988–99) by a synthesis approach." *J. Climate*, 17, 373–393.

Zolina, O., and S. K. Gulev, 2003: "Synoptic variability of ocean– atmosphere turbulent fluxes associated with atmospheric cyclones." *J. Climate*, 16, 2717–2734.

Shaman, J., R. M. Samelson, and E. Skyllingstad, 2010: "Air–sea fluxes over the Gulf Stream region: Atmospheric controls and trends." *J. Climate*, 23, 2651–2670.

Bond, N. A., and M. F. Cronin, 2008: "Regional weather patterns during anomalous air–sea fluxes at the Kuroshio Extension Observatory (KEO)." *J. Climate*, 21, 1680–1697.

Sterl, A., and W. Hazeleger, 2003: "Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean." *Climate Dyn.*, 21, 550–571.

Konda, M., H. Ichikawa, H. Tomita, and M. F. Cronin, 2010: "Surface heat flux variations across the Kuroshio Extension as observed by surface flux buoys." *J. Climate*, 23, 5206–5221.

Cayan, D. R., 1992: "Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: The connection to monthly atmospheric circulation." *J. Climate*, 5, 354–369.

Alexander, M. A., and J. D. Scott, 1997: "Surface flux variability over the North Pacific and North Atlantic Oceans." *J. Climate*, 10, 2963–2978.

Josey, S. Somot, and M. Tsimplis, 2011: "Impacts of atmospheric modes of variability on Mediterranean Sea surface heat exchange." *J. Geophys. Res.*, 116, C02032, doi:10.1029/2010JC006685.

Paz, S., Y. Tourre, and S. Planton, 2003: "North Africa–West Asia (NAWA) sea-level pressure patterns and their linkages with the Eastern Mediterranean (EM) climate." *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1999, doi:10.1029/2003GL017862.

Papadopoulos, V. P., A. Bartzokas, T. Chronis, S. Ruiz, and G. Ferentinos, 2011: "Correlation between air-sea heat fluxes over the Aegean Sea and the total precipitable water over Europe and North Africa." *Adv. Sci. Res.*, 6, 63–67.

Lolis, C. J., A. Bartzokas, and B. D. Katsoulis, 2004: "Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter." *Int. J. Climatol.*, 24, 1803–1816.

Gilman, C., and C. Garrett, 1994: "Heat flux parameterization for the Mediterranean Sea: The role of atmospheric aerosols and constraints from the water budget." *J. Geophys. Res.*, 99 (C3), 5119–5134.

Roether, W., B. Manca, B. Klein, D. Bregant, D. Georgopoulos, V. Beitzel, V. Kovacevic, and A. Luchetta, 1996: "Recent changes in Eastern Mediterranean deep waters." *Science*, 271, 333–335.

- Theocharis, A., K. Nittis, H. Kontoyiannis, E. Papageorgiou, and E. Balopoulos, 1999:** “Climatic changes in the Aegean Sea influence the Eastern Mediterranean thermohaline circulation (1986-1997).” *Geophys. Res. Lett.*, 26, 1617–1620.
- Nittis, K., A. Lascaratos, and A. Theocharis, 2003:** “Dense water formation in the Aegean Sea: Numerical simulations during the Eastern Mediterranean Transient.” *J. Geophys. Res.*, 108, 8120, doi:10.1029/2002JC001352.
- Beuvoir, J., and Coauthors, 2010:** “Modeling the Mediterranean Sea interannual variability during 1961–2000: Focus on the Eastern Mediterranean Transient.” *J. Geophys. Res.*, 115, C08017, doi:10.1029/2009JC005950.
- Josey, S. A., 2003:** “Changes in the heat and freshwater forcing of the Eastern Mediterranean and their influence on deep water formation.” *J. Geophys. Res.*, 108 (C7), 3237–3259.
- Romanou, A., G. Tselioudis, C. S. Zerefos, C.-A. Clayson, J. A. Curry, and A. Andersson, 2010:** “Evaporation–precipitation variability over the Mediterranean and the Black Seas from satellite and reanalysis estimates.” *J. Climate*, 23, 5268–5287.
- Trigo, I. F., G. Bigg, and T. Davies, 2002:** “Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean.” *Mon. Wea. Rev.*, 130, 549–569.
- Flocas, H. A., I. Simmonds, J. Kouroutzoglou, K. Keay, M. Hatzaki, V. Bricolas, and D. Asimakopoulos, 2010:** “On cyclonic tracks over the Eastern Mediterranean.” *J. Climate*, 23, 5243–5257.
<https://apps.ecmwf.int/datasets/data/era40-daily/levtype=sfc/>
- Barnston AG, Livezey RE (1987).** “Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns.”, *Mon Wea Rev.*, 115: 1083-1126.
- NOAA/ National Weather Service/ Climate Prediction Center:**
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>
<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/eawruss.shtml>
- The Climate Data Guide:** Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based):
<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-station-based>
- Lionello P., P. Malanotte-Rizzoli, R. Boscolo (2006).** *Mediterranean Climate Variability*, Elsevier Science, ISBN-10:0444542922.
- Eumetcal:** Your portal to Meteorological Education and Training within Europe
<https://www.eumetcal.eu/en/Home/Homepage>
- Ionita, M, 2014:** “The Impact of the East Atlantic/Western Russia Pattern on the Hydroclimatology of Europe from Mid-Winter to Late Spring.” *Climate* 2: 296-309; doi:10.3390/cli2040296.
- Wu, P., K. Haines, and N. Pinardi, 2000:** “Toward an understanding of deep-water renewal in the Eastern Mediterranean.” *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 443–458.
- Chronis, T., V. Papadopoulos, and E. I. Nikolopoulos, 2011a:** “QuickSCAT observations of extreme wind events over the Mediterranean and Black Seas during 2000–2008.” *Int. J. Climatol.*, 31, 2068–2077, doi:10.1002/joc.2213.
- Wallace JM, Gutzler DC (1981).** “Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter.” *Mon Wea Rev.*, 106: 296-310.
- Conté, M., S. Giuffrida, and S. Tedesco, 1989:** “The Mediterranean oscillation: Impact on precipitation and hydrology in Italy.” *Proc. Conf. on Climate and Water, Vol. 1*, Helsinki, Finland, Academy of Finland, 121–137.
- Ruiz, S., D. Gomis, M. Sotillo, and S. Josey, 2008:** “Characterization of surface heat fluxes in the Mediterranean Sea from a 44-year high-resolution atmospheric data set.” *Global Planet. Change*, 63, 258–274.
- Gündüz, M., and E. Ozsoy, 2005:** “Effects of the North Sea Caspian pattern on surface fluxes of Euro-Asian-Mediterranean seas.” *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21701, doi:10.1029/2005GL024315.
- Soukissian, T., G. Chronis, K. Nittis, and C. Diamanti, 2002:** “Advancement of operational oceanography in Greece: The case of the Poseidon system.” *Global Atmos. Ocean Syst.*, 8, 93–107.
- Bentamy, A., K. B. Katsaros, A. M. Mestas-Nuñez, W. M. Drennan, E. B. Forde, and H. Roquet, 2003:** “Satellite estimates of wind speed and latent heat flux over the global oceans.” *J. Climate*, 16, 637–656.
- Berry, D., and E. Kent, 2009:** “A new air–sea interaction gridded dataset from ICOADS with uncertainty estimates.” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 645–656.
- Yu, L., and R. A. Weller, 2007:** “Objectively analyzed air–sea heat fluxes for the global ice-free oceans (1981–2005).” *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 88, 527–539.

- Sotillo, M.G., Ratsimandresy, A.W., Carretero, J.C., Bentamy, A., Valero, F., González- Rouco, F., 2005:** “A high-resolution 44-year atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin: contribution to the regional improvement of global reanalysis.” *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-005-0030-7.
- Ratsimandresy, A.W., M. G. Sotilo, J. C. Carretero, E. Alvarez, and H. Hajji, 2008:** “A 44-year high resolution ocean and atmospheric hindcast for the Mediterranean Basin developed within the HIPOCAS project.” *Coastal Eng.*, 55, 827–842.
- Papadopoulos, V. P., T. G. Chronis, S. Ruiz, E. Tragou, S. Josey, and G. Ferentinos, 2010:** “Air-sea heat fluxes estimation in the Aegean Sea (Eastern Mediterranean).” *Rapp. Comm. Int. Mer Medit.*, 39, 156.
- Uppala, M., and Coauthors, 2005:** “The ERA-40 Re-Analysis.” *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131, 2961–3012.
<http://www7.ncdc.noaa.gov/IPS/mcdw/mcdw.html>
<https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/era40>
- Raichich, F., N. Pinardi, and A. Navarra, 2003:** “Teleconnections between Indian Monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean.” *Int. J. Climatol.*, 23, 173–186.
- Brunetti, M., M. Maugeri, and T. Nanni, 2002:** “Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years.” *Int. J. Climatol.*, 22, 1455–1471.
- Kutieli, H., and Y. Benaroch, 2002:** “North Sea–Caspian Pattern (NCP)—An upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition.” *Theor. Appl. Climatol.*, 71, 17–28.
- Ben-Gai, T., A. Bitan, A. Manes, P. Alpert, and Y. Kushnir, 2001:** “Temperature and surface pressure anomalies in Israel and the North Atlantic Oscillation.” *Theor. Appl. Climatol.*, 69, 171–177.
- Düinkeloh, A., and J. Jacobeit, 2003:** “Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-1998.” *Int. J. Climatol.*, 23, 1843–1866.
- Lionello, P., and A. Sanna, 2005:** “Mediterranean wave climate variability and its links with NAO and Indian Monsoon.” *Climate Dyn.*, 25, 611–623.
- Hatzaki, M., H. A. Flocas, D. N. Asimakopoulos, and P. Maheras, 2007:** “The Eastern Mediterranean teleconnection pattern: Identification and definition.” *Int. J. Climatol.*, 27, 727–737.
- Feliks, Y., M. Ghil, and A. W. Robertson, 2010:** “Oscillatory climate modes in the Eastern Mediterranean and their synchronization with the North Atlantic Oscillation.” *J. Climate*, 23, 4060–4079.
- Venegas, S. A., 2001:** “Statistical methods for signal detection in climate.” Danish Center for Earth System, *Science Rep.* 2, 96 pp.
- Eshel, G., and B. F. Farrell, 2000:** “Mechanisms of Eastern Mediterranean rainfall variability.” *J. Atmos. Sci.*, 57, 3219–3232.
- Chronis, T., D. Raitsos, D. Kassis, and A. Sarantopoulos, 2011b:** “The summer North Atlantic Oscillation influence on the eastern Mediterranean.” *J. Climate*, 24, 5584–5596.
- Μαμάσης, Ν, Κουτσογιάννης, Δ, 2010:** “Υδρομετεωρολογία, Κλιματολογία και Κλιματική Αλλαγή.”, Σχολή Πολιτικών Μηχανικών ΕΜΠ, Τομέας Υδατικών Πόρων, Αθήνα.
- IPCC, 2007:** *Climate change 2007: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I,II,III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (Core Writing Team, Pachauri, R.K and Reisinger, A. (eds.), Geneva, Switzerland, p.104.
- Κάσσιου, Ε, 2015:** “Επίδραση της κλιματικής αλλαγής στην ένταση και συχνότητα των γεγονότων ξηρασίας στην Κρήτη.”, Αθήνα.
- IPCC, 2013:** *Climate Change (2013). The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
www.metoffice.gov.uk
- Χατζηπαραδείση, Κ, 2008:** “Διαχείριση υδατικών πόρων υπό συνθήκες κλιματικών αλλαγών.” Διπλωματική εργασία, Μεταπτυχιακό Πρόγραμμα Ειδικεύσεως-Προστασία Περιβάλλοντος και Βιώσιμη Ανάπτυξη, Α.Π.Θ., Θεσσαλονίκη.
- World Meteorological Organization:** <https://public.wmo.int/en>
- Παναγέα, Ι, 2013:** “Επίπτωση κλιματικής αλλαγής στην παραγωγή ενέργειας μέσω φωτοβολταϊκών συστημάτων για την Ελλάδα.”, Χασιά
- Nakićenović, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T.Y. Jung, T. Kram, E.L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H.-H. Rogner, A. Sankovski, M. Sc, N.V. and Z.D., 2000.** IPCC Special Report on Emissions Scenarios. Cambridge University Press.

IPCC, 2001: *Climate Change (2001): The Scientific Basis*. "Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change." [Houghton, J.T., Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C.A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 881pp.

IPCC, 2014: *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp.

Moss, R. H., J. A. Edmonds, K. A. Hibbard, M. R. Manning, S. K. Rose, D. P. van Vuuren, T. R. Carter, S. Emori, M. Kainuma, T. Kram, G. A. Meehl, J. F. B. Mitchell, N. Nakicenovic, K. Riahi, S. J. Smith, R. J. Stouffer, A. M. Thomson, J. P. Weyant & T. J. Wilbanks, 2010: "The next generation of scenarios for climate change research and assessment." *Nature* 463:747-756.

Βάσκου, Ε, 2015: "Η Ηλιακή Ακτινοβολία στην περιοχή της Ευρώπης (βάσει των κλιματικών μοντέλων που συμμετέχουν στο πρόγραμμα "CMIP5").", Θεσσαλονίκη.

D. P. van Vuuren, J. Edmonds, M. Kainuma, K. Riahi, A. Thomson, K. Hibbard, G. C. Hurtt, T. Kram, V. Krey, J-F Lamarque, T. Masui, M. Meinshausen, N. Nakicenovic, S. J. Smith, S. K. Rose 2011: "The representative concentration pathways: an overview."

Riahi, K., Rao, S., Krey, V., et al. (2011). "RCP 8.5—A Scenario of Comparatively High Greenhouse Gas Emissions." *Climatic Change*, 109, 33-57.

<https://doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y>

IPCC, 2000. "Special Report on Emissions Scenarios. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.", Nebojsa Nakicenovic and Rob Swart (Editors), IPCC Secretariat, Cambridge University Press, UK. 570 pp.

<http://apdrc.soest.hawaii.edu/datadoc/cmip5.php>