



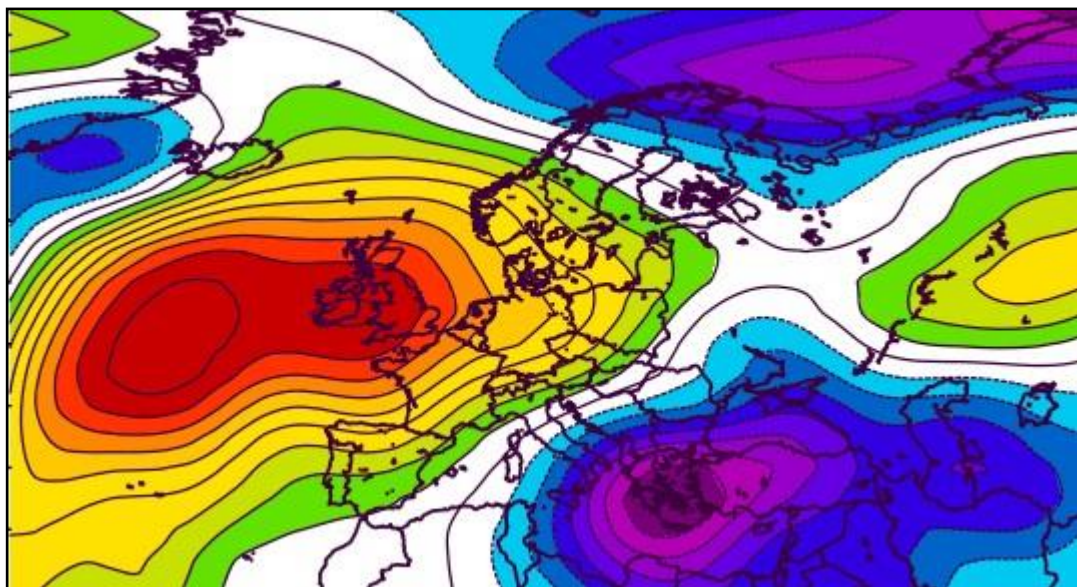
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΗΡΑΚΛΗΣ ΚΥΡΙΑΚΙΔΗΣ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ
ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2022





ΗΡΑΚΛΗΣ ΚΥΡΙΑΚΙΔΗΣ

Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 5257

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπων

ΧΡΙΣΤΙΝΑ ΑΝΑΓΝΩΣΤΟΠΟΥΛΟΥ

© Ηρακλής Κυριακίδης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, 2022

Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΕΙΣΟΔΙΩΝ ΧΙΟΝΟΠΤΩΣΗΣ ΣΤΟΝ ΕΛΛΗΝΙΚΟ ΧΩΡΟ – *Διπλωματική Εργασία*

© Iraklis Kyriakidis, School of Geology, Dept. of Meteorology and Climatology, 2022

All rights reserved.

SYNOPTIC CLIMATOLOGICAL ANALYSIS OF EXTREME SNOWFALLS IN GREECE –
Bachelor Thesis



Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.



Στη μνήμη του παππού μου

Στόχος της τρέχουσας εργασίας είναι η μελέτη δύο εκ των κυρίαρχων τηλεσυνδέσεων (teleconnection patterns) στο Βόρειο Ημισφαίριο, οι οποίες είναι η ατμοσφαιρική ταλάντωση του Β. Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO) και η Αρκτική ταλάντωση (Arctic Oscillation, AO). Ειδικότερα, θα εξεταστεί η συσχέτιση των τιμών των δεικτών αυτών με ατμοσφαιρικές διαταράξεις που πλήττουν την περιοχή της Ελλάδας κατά την χειμερινή περίοδο, καθώς και η δυνατότητα ενός προσεγγιστικού εύρους τιμών, ικανό για να δώσει μια προγνωστική ακρίβεια για την πορεία των διαταραχών και τις περιοχές που δυνητικά θα επηρεαστούν από αυτές. Για χάριν της μελέτης, έχουν επιλεγεί 11 σημαντικές κακοκαιρίες που επηρέασαν τη χώρα από το 1963 έως το 2021, με τις τέσσερις να αφορούν κυρίως τη Βόρεια Ελλάδα και πέντε τη Νότια Ελλάδα. Δύο εξ' αυτών αφορούν ολόκληρη τη χώρα, καθώς βάσει αναφορών έπληξαν το μεγαλύτερο μέρος τόσο του ηπειρωτικού κορμού όσο και της νησιωτικής χώρας. Έχουν χρησιμοποιηθεί επίσης δεδομένα επανανάλυσης από το NCEP/NCAR (NCEP/NCAR Reanalysis. Reanalysis data are available from Jan 1, 1948 through this day), τα οποία αντιπροσωπεύουν τις ανωμαλίες και τη μέση κατάσταση της ατμοσφαιρικής πίεσης στα γεωδυναμικά ύψη των 1000mb και 500mb, για τις περιόδους ενδιαφέροντος. Επιπλέον, χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Hovmöller για να εντοπιστούν οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες (σε βαθμούς Kelvin), η χρονική περίοδος και η κύμανση αυτών κατά την περίοδο των διαταραχών που θα μελετηθούν. Τέλος, δημιουργήθηκαν διαγράμματα με τις ημερήσιες τιμές των δεικτών NAO και AO, τα δεδομένα των οποίων πάρθηκαν από την Εθνική Υπηρεσία Ωκεανών & Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NOAA).

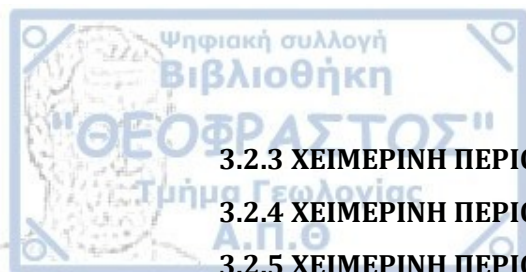


ABSTRACT

The aim of the present study is to research two of the most impactful teleconnection patterns in the Northern Hemisphere, the NAO (North Atlantic Oscillation) and AO (Arctic Oscillation). In particular, the correlation between weather disturbances in greater Greek area on winter and those two patterns will be analyzed, creating an approach range of values of the NAO and AO, which can predict the track of atmospheric lows. For this study, eleven of the most important winterstorms that have affected Greece between 1963 and 2021 have been selected, four of which referring mostly to the Northern part of the country, while five the Southern. The other two storms – based on meteorological data and reports – have affected both mainland Greece and most of its islands. For this purpose, NCEP/NCAR reanalysis data were used, covering the period 1948-2021. The reanalysis represent the anomalies and mean condition for the climate parameters of atmospheric pressure, at 500hPa and 1000hPa. Furthermore, the Hovmöller diagram was used to highlight the temperature anomalies (on Kelvin degrees) in the Eastern Mediterranean for the period each winterstorm lasted. Lastly, a great amount of data has been collected by the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), referring to the daily values of NAO and AO.



ΠΕΡΙΛΗΨΗ	1
ABSTRACT	2
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	5
1.1. ΑΕΡΙΕΣ ΜΑΖΕΣ	6
1.2. ΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ	6
1.3. ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΑΣΥΝΕΧΕΙΑΣ – ΜΕΤΩΠΑ	7
1.4. ΥΦΕΣΕΙΣ.....	8
1.5. ΥΦΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ	9
1.6. ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ	10
1.7. ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ – ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΙΩΝ ΔΑΚΤΥΛΙΩΝ	11
1.8. ΜΟΝΙΜΑ & ΕΠΟΧΙΑΚΑ ΚΕΝΤΡΑ ΔΡΑΣΗΣ	14
1.9. ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΙ.....	14
1.10. ΤΗΛΕΣΥΝΔΕΣΕΙΣ	15
1.11. ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ	16
1.12. Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΝΑΟ	18
1.13. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΤΗΣ ΝΑΟ	22
1.14. Η ΑΡΚΤΙΚΗ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ	24
1.15. Ο ΠΟΛΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΟΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΣΤΗΝ ΑΟ	28
1.16. ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥΣ ΣΤΗ ΝΑΟ ΚΑΙ ΑΟ	29
2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ.....	32
2.1. ΔΕΔΟΜΕΝΑ.....	32
2.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ	36
3. ΑΝΑΛΥΣΗ	40
3.1 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ	40
3.1.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1962-1963 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1963)	40
3.1.2 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2016-2017 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2017)	50
3.2 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΑ ΕΛΛΑΔΑ	57
3.2.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1986-1987 (ΜΑΡΤΙΟΣ 1987).....	57
3.2.2. ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2001-2002 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2002).....	63



3.2.3 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2003-2004 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2004).....	69
3.2.4 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2007-2008 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008).....	75
3.2.5 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2020-2021 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2021).....	81
3.3 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ	89
3.3.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1988-1989 (ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1988).....	89
3.3.2 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1994-1995 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1995)	95
3.3.3 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2001-2002 (ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2001).....	101
3.3.4 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2018-2019 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2019)	107
3.4. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΙΜΩΝ ΝΑΟ-ΑΟ ΜΕ ΤΙΣ ΧΕΙΜΕΡΙΝΕΣ ΚΑΚΟΚΑΙΡΙΕΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΚΑΙ ΝΟΤΙΑ ΕΛΛΑΔΑ.....	113
4. ΣΥΝΟΨΗ	118
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	121

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι άνθρωποι που ζουν στα μέσα γεωγραφικά πλάτη του πλανήτη – στην περιοχή δηλαδή που λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες καιρικές μεταβολές κατά τη διάρκεια ενός έτους – βιώνουν τις μεταβολές του καιρού τόσο κατά τη θερινή όσο και κατά τη χειμερινή περίοδο. Το καλοκαίρι, οι μέσου γεωγραφικού πλάτους περιοχές δέχονται την επίδραση θερμών ξηρών ή υγρών θερμικών κυμάτων ή καυσώνων, ενώ κατά τη διάρκεια του χειμώνα η παρουσία ψυχρών κυμάτων από τις πολικές περιοχές προκαλεί πτώση της θερμοκρασίας και παγετό. Στην πρώτη περίπτωση, ο θερμικός καύσωνας καταλήγει συχνά σε καταιγίδες με ισχυρές βροχοπτώσεις, τις οποίες ακολουθεί συνήθως ένα διάστημα με δροσερές ημέρες. Αντίστοιχα, τον χειμώνα παρατηρείται μια αλλαγή του σκηνικού του καιρού, όταν βροχές και χιονοπτώσεις αντικαθιστούν τις ημέρες χωρίς νεφώσεις και αίθριο καιρό.

Από τα παραπάνω είναι φανερό ότι υπάρχει σημαντική εναλλαγή των καιρικών φαινομένων μέσα σε χρονικά διαστήματα λίγων ημερών. Η εναλλαγή αυτή είναι γνωστή ως ατμοσφαιρική διαταραχή. Επομένως γίνεται αντιληπτό ότι, ατμοσφαιρική διαταραχή αποτελεί μία ξαφνική ή σταδιακή μεταβολή των καιρικών συνθηκών μίας περιοχής, με φαινόμενα όπως βροχοπτώσεις, ισχυροί άνεμοι και άλλων τύπων ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα – ανάλογα με την εποχή και τις καθ' ύψος συνθήκες στην ατμόσφαιρα. Η πλειοψηφία των κακοκαιριών στα μέσα γεωγραφικά πλάτη – και ιδιαίτερα στην περιοχή της Μεσογείου – οφείλονται σε διελεύσεις υφέσεων (βαρομετρικών χαμηλών) από τον Ατλαντικό Ωκεανό ή δημιουργία αυτών μέσα στην κλειστή αυτή λεκάνη.

Τα αίτια που προκαλούν τις συνεχόμενες αυτές μεταβολές του καιρού μπορούν να αποδοθούν:

- Στα καιρικά φαινόμενα, τα οποία οφείλονται στη δραστηριότητα και τους μετασχηματισμούς των αερίων μαζών.

- Στα καιρικά φαινόμενα, τα οποία οφείλονται στη διέλευση μετωπικών υφέσεων – κυρίων και δευτερευόντων.

Επομένως, οι παράγοντες που διαμορφώνουν τον καιρό μιας περιοχής είναι δυνατό να μελετηθούν με βάση τη δραστηριότητα των αερίων μαζών και των μετώπων που κυριαρχούν σε μία περιοχή της γης.

1.1. ΑΕΡΙΕΣ ΜΑΖΕΣ

Αέρια μάζα είναι ένα μεγάλο σώμα αέρα της κατώτερης ατμόσφαιρας, το οποίο αποτελείται από ομοιογενή χαρακτηριστικά (θερμοκρασία, υγρασία, πυκνότητα) κατά την οριζόντια έννοια (Willett, 1933). Μπορεί να καλύψει εκτάσεις εκατοντάδων ή και χιλιάδων χιλιομέτρων, ενώ η κατακόρυφη έκτασή της μπορεί να φτάσει μέχρι την τροπόπαυση. Αναπτύσσονται σε περιοχές που επικρατούν τα μόνιμα ή εποχικά κέντρα δράσης και αποκτούν τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους από την παρατεταμένη επαφή τους με την υποκείμενη επιφάνεια. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον, καθώς συνδέονται στενά με τη μελέτη των διαταραχών στην ατμόσφαιρα. Οι πιο έντονες ατμοσφαιρικές διαταραχές των μέσων γεωγραφικών πλατών δημιουργούνται κατά μήκος των επιφανειών οι οποίες διαχωρίζουν δυο παρακείμενες αέριες μάζες (Markowski et al., 2010).

1.2. ΓΕΝΕΣΗ ΤΩΝ ΑΕΡΙΩΝ ΜΑΖΩΝ

Οι περιοχές που δημιουργούνται οι αέριες μάζες ονομάζονται πηγές των αερίων μαζών. Είναι γνωστό ότι το θερμικό ισοζύγιο των κατώτερων στρωμάτων της ατμόσφαιρας, αλλά και η περιεκτικότητα σε υγρασία, ελέγχονται από την υποκείμενη επιφάνεια με την οποία οι αέριες μάζες βρίσκονται σε επαφή. Η φύση επομένως της πηγής αυτής καθορίζει σε πολύ μεγάλο βαθμό τα αρχικά χαρακτηριστικά μίας αέριας μάζας.

Από τον ορισμό της αέριας μάζας προκύπτει ότι η πηγή θα πρέπει να παρουσιάζει δύο ουσιαστικά κριτήρια (Willett, 1933; Strahler and Strahler, 1978):

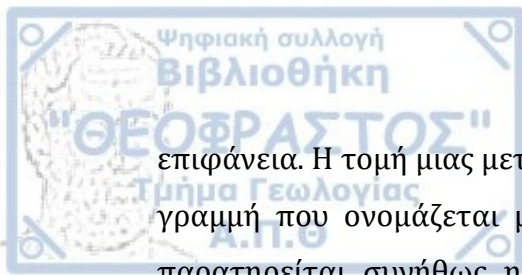
- Η πηγή θα πρέπει να είναι μία εκτεταμένη και ομοιόμορφη από φυσική άποψη περιοχή.
- Η περιοχή αυτή θα πρέπει να χαρακτηρίζεται από μία γενική στασιμότητα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, η οποία θα εξαναγκάζει τον αέρα να παραμένει για αρκετό χρονικό διάστημα πάνω από την περιοχή.

Οι προϋποθέσεις αυτές αντικατοπτρίζουν περιοχές άπνοιας ή ασθενών ανέμων, οι οποίες θα προσδώσουν ομοιογένεια στον αέρα που φτάνει πάνω από την περιοχή. Παρόλο που τέτοιες περιοχές παραπέμπουν σε στάσιμους αντικυκλώνες, καθώς σε αυτούς δεν επικρατούν ισχυροί άνεμοι, αέριες μάζες μπορούν να δημιουργηθούν και από κυκλωνικά συστήματα που χαρακτηρίζονται από μεγάλη διάρκεια παραμονής στη περιοχή δράσης τους. Χαρακτηριστικά παραδείγματα αυτών αποτελούν ο δακτύλιος των χαμηλών πιέσεων στο Νότιο Ημισφαίριο, η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης και το χαμηλό του Πακιστάν κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού.

Γίνεται αντιληπτό λοιπόν ότι μία αέρια μάζα μπορεί να δημιουργηθεί πάνω σε ένα μόνιμο ή εποχιακό κέντρο δράσης, είτε αυτά αφορούν βραδέως κινούμενους αντικυκλώνες είτε στάσιμα κυκλωνικά συστήματα. Συνεπώς, ανάλογα το χρόνο ύπαρξής της, μια πηγή αερίων μαζών μπορεί να χαρακτηριστεί μόνιμη ή εποχιακή.

1.3. ΕΠΙΦΑΝΕΙΕΣ ΑΣΥΝΕΧΕΙΑΣ – ΜΕΤΩΠΑ

Όταν δύο αέριες μάζες με διαφορετικά θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά έρθουν κατά την κίνησή τους σε επαφή, τότε εισχωρούν η μία εντός της άλλης στα όριά τους (Ahrens Donald, 2007) . Έτσι, η μεταξύ τους διαχωριστική επιφάνεια είναι μια «επιφάνεια ασυνέχειας» που ονομάζεται μετωπική



επιφάνεια. Η τομή μιας μετωπικής επιφάνειας με ένα οριζόντιο επίπεδο είναι μια γραμμή που ονομάζεται μέτωπο. Κατά μήκος των μετωπικών αυτών ζωνών παρατηρείται συνήθως η καιρική δραστηριότητα των μέσων γεωγραφικών πλατών.

ΕΙΔΗ ΜΕΤΩΠΩΝ

- ΨΥΧΡΟ ΜΕΤΩΠΟ
- ΘΕΡΜΟ ΜΕΤΩΠΟ
- ΣΤΑΣΙΜΟ ΜΕΤΩΠΟ
- ΣΥΝΕΣΦΙΓΜΕΝΟ ΜΕΤΩΠΟ

ΜΕΤΩΠΙΚΕΣ ΖΩΝΕΣ

Στον πλανήτη εντοπίζονται μόνιμα πέντε ζώνες μετώπων. Τα μέτωπα αυτά είναι:

- Το Ενδοτροπικό ή Ισημερινό μέτωπο.
- Το Πολικό μέτωπο του Β. Ημισφαιρίου.
- Το Πολικό μέτωπο του Ν. Ημισφαιρίου.
- Το Αρκτικό μέτωπο.
- Το Ανταρκτικό μέτωπο.

1.4. ΥΦΕΣΕΙΣ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, υπεύθυνοι για τη δημιουργία ατμοσφαιρικών διαταραχών είναι οι αέριες μάζες και τα μέτωπα. Οι διαταραχές αυτές ονομάζονται και υφέσεις, οι οποίες έχουν ως χαρακτηριστικό γνώρισμα ένα βαρομετρικό σύστημα, το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους παρουσιάζει τιμές ατμοσφαιρικής πίεσης μικρότερες από εκείνες που παρουσιάζει η γύρω περιοχή. Με άλλα λόγια, διαπιστώνεται μία συνεχής ελάττωση της πίεσης από την

περιφέρεια προς την κεντρική περιοχή. Τα κύρια χαρακτηριστικά των υφέσεων είναι η έντονη νέφωση, ο υετός και οι ισχυροί άνεμοι. Οι άνεμοι – λόγω της δύναμης βαροβαθμίδας - πνέουν από τις υψηλότερες προς τις χαμηλότερες πιέσεις και αντίθετα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού. Επομένως γίνεται αντιληπτό πως στα βαρομετρικά χαμηλά και στο κέντρο αυτών οι άνεμοι είναι καθ' ύψος ανοδικοί. Υφέσεις μπορούν να δημιουργηθούν και στα ανώτερα τμήματα της ατμόσφαιρας (500 mb, 5.500 grm), η γένεση των οποίων οφείλεται στην αποκοπή (Cut-off Lows) ψυχρών αερίων μαζών από τους πόλους και επηρεάζουν τις περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών.

1.5. ΥΦΕΣΕΙΣ ΤΗΣ ΜΕΣΟΓΕΙΟΥ

Οι υφέσεις της Μεσογείου οφείλονται σε έναν συνδυασμό επιρροής των μεγάλης κλίμακας συστημάτων της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας (large-scale circulation systems) και των ιδιαίτερων μορφολογικών χαρακτηριστικών των παρακείμενων σε αυτή χωρών (Meteorological Office 1962). Επηρεάζουν τον καιρό της Ελλάδας και χωρίζονται σε δύο κατηγορίες (Radinović, 1965; Maheras, 1983; Flocas and Karakostas, 1996):

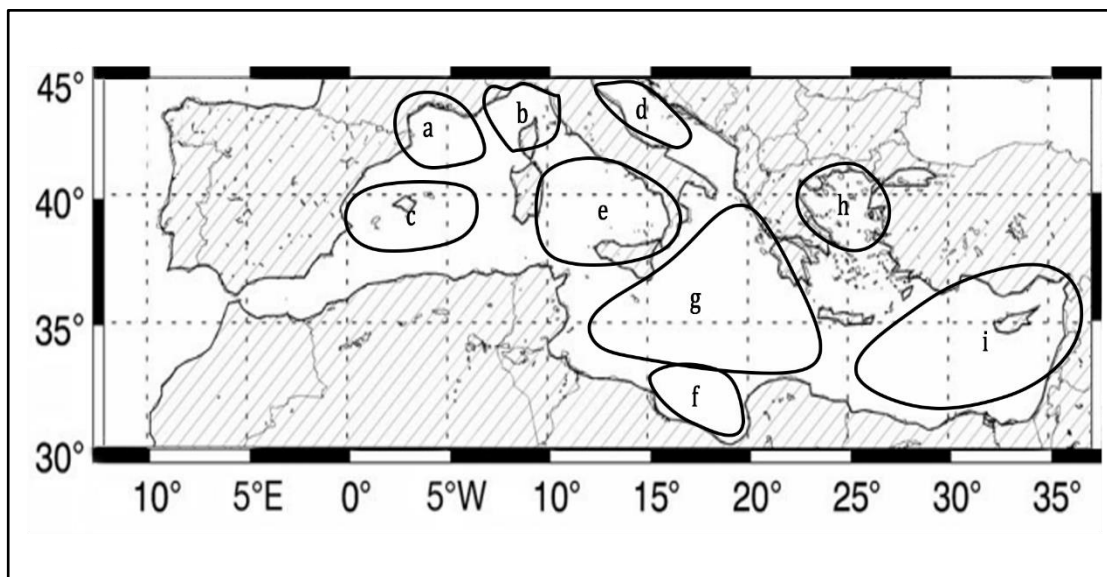
1. Υφέσεις που σχηματίζονται μέσα στη Μεσόγειο.
2. Υφέσεις που περνούν από τον Ατλαντικό ωκεανό στη Μεσόγειο από το στενό του Γιβραλτάρ ή το άνοιγμα των Πυρηναίων.

Στη διαίρεση αυτή ο μεγαλύτερος αριθμός είναι των υφέσεων που σχηματίζονται μέσα στη Μεσόγειο.

Περιοχές κυκλογένεσης στη Μεσόγειο είναι κυρίως (J. Lockwood, 1974; Flocas and Karacostas, 1996; Flocas et al., 2001; Maheras et al., 2002):

- Οι κόλποι του Λέοντα και της Γένοβας.
- Οι Βαλεαρίδες Νήσοι.
- Η βόρεια Αδριατική.
- Το Τυρρηνικό πέλαγος.
- Η περιοχή της Σύρτης.

- Η κεντρική Μεσόγειος.
- Το βόρειο Αιγαίο.
- Η περιοχή της Κύπρου.



Σχήμα 1.5.1: Περιοχές κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Κατά αλφαβητική σειρά: α) Κόλπος του Λέοντα, β) Κόλπος της Γένοβας, γ) Βαλεαρίδες Νήσοι, δ) Βόρεια Αδριατική, ε) Τυρρηνικό Πέλαγος, ς) Περιοχή της Σύρτης, ζ) Κεντρική Μεσόγειος, η) Βόρειο Αιγαίο, θ) Περιοχή της Κύπρου (Flocas et al., 2009).

Ως προς τη συχνότητα εμφάνισης σε ετήσια βάση, οι υφέσεις του κόλπου της Γένοβας είναι οι πρώτες σε αριθμό στη Μεσόγειο. Οι ψυχρές αέριες μάζες που κατεβαίνουν από την κοιλάδα του Ροδανού, με την επίδραση του όγκου των Άλπεων δίνουν τις υφέσεις αυτές. Οι περισσότερες σχηματίζονται τον χειμώνα και δίνουν ραγδαίες βροχοπτώσεις και ισχυρούς ανέμους.

Κατά κανόνα, η κακοκαιρία κατά τη χειμερινή περίοδο στον ελλαδικό χώρο είναι αποτέλεσμα διέλευσης τέτοιων υφέσεων.

1.6. ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ

Αντικυκλώνας ή βαρομετρικό υψηλό είναι το βαρομετρικό σύστημα, το οποίο στην επιφάνεια του εδάφους η ατμοσφαιρική πίεση αυξάνει από την περιφέρεια του συστήματος προς το κέντρο αυτού. Το συγκεκριμένο σύστημα ανακαλύφθηκε πρώτα από τον Sir Francis Galton τη δεκαετία του 1860. Στην περιοχή του αντικυκλώνα οι άνεμοι πνέουν κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού και από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις. Αυτό έχει σαν

αποτέλεσμα οι άνεμοι καθ' ύψος να είναι καθοδικοί, δηλαδή στην επιφάνεια λειτουργεί ο μηχανισμός απόκλισης. Με άλλα λόγια, ο αντικυκλώνας είναι ένας μεγάλος στρόβιλος ομοιόμορφης, θερμοϋγρομετρικά, αέριας μάζας. Από το παραπάνω βγαίνει το συμπέρασμα ότι ο αντικυκλώνας αποτελεί ένα βαρομετρικό σύστημα καλοκαιρίας.

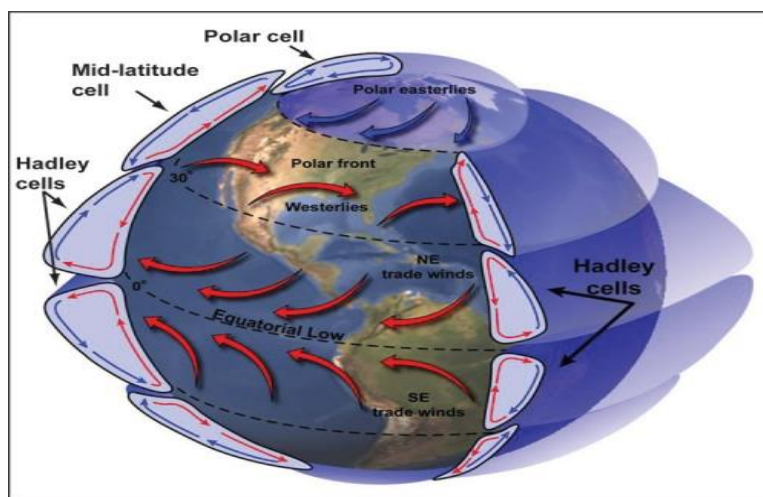
1.7. ΓΕΝΙΚΗ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ – ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΡΙΩΝ ΔΑΚΤΥΛΙΩΝ

Μεγάλο ρόλο στην επιφανειακή θερμοκρασία ενός τόπου παίζει το γεωγραφικό πλάτος. Και αυτό διότι, το ποσό της ηλιακής ενέργειας – που αποτελεί την κύρια πηγή ενέργειας στον πλανήτη μας – ποικίλλει. Το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας στη μονάδα επιφάνειας προσλαμβάνεται όταν οι ακτίνες είναι κάθετες προς την επιφάνεια. Συνεπώς, ανεξάρτητα από παράγοντες όπως η κλίση του άξονα περιστροφής της γης και της ελλειπτικής τροχιάς της γύρω από τον ήλιο, σε ετήσια κλίμακα οι περιοχές κοντά στον Ισημερινό δέχονται τις υψηλότερες τιμές ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ οι πόλοι τις χαμηλότερες. Ωστόσο,

όπως κάθε δείγμα ρευστού προσπαθεί να ισορροπήσει, έτσι και ο ατμοσφαιρικός αέρας επιδιώκει να ισοσταθμίσει τη διαφορά ενέργειας μεταξύ του ισημερινού των και πόλων. Η

Γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας είναι το εργαλείο με το οποίο η

ατμόσφαιρα προσπαθεί να ισορροπήσει την ενέργεια στον πλανήτη. Η Γενική



Σχήμα 1.7.1: Οι δακτύλιοι του Hadley, Ferrel (Mid-latitude cells) και ο πολικός (Polar cell). Σε κάθε ημισφαίριο αντιστοιχεί ένας δακτύλιος από τους τρεις. (<https://groups.seas.harvard.edu/climate/eli/research/equable/hadley.html>)

κυκλοφορία φαίνεται στο σχήμα 1.7.1 και μπορεί να περιγραφεί ικανοποιητικά από τις παρακάτω κυκλικές κινήσεις – δακτυλίους:

HADLEY CELL

Το όνομα του δακτυλίου αυτού πάρθηκε από τον George Hadley, ο οποίος το 1735 διατύπωσε την άποψη ότι ο αέρας στην περιοχή των τροπικών, λόγω υπερθέρμανσης συνεχώς ανέρχεται, ενώ στην περιοχή των πόλων, λόγω ψύξης συνεχώς κατέρχεται. Έτσι, στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας δημιουργείται ένα μεσημβρινό ρεύμα προς τους πόλους, ενώ κοντά στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργείται ένα επίσης μεσημβρινό ρεύμα προς τον Ισημερινό. Το δεύτερο αυτό ρεύμα, εκτρεπόμενο λόγω της δύναμης Coriolis, συναντά τους ΒΑ για το Βόρειο και ΝΑ για το Νότιο Ημισφαίριο αληγείς ανέμους. Ο δακτύλιος αυτός βρίσκεται στη ζώνη μεταξύ του Ισημερινού και των Υποτροπικών γεωγραφικών πλατών (0° - 30°). Συνοψίζοντας, με βάση τη θεωρία του κλειστού συστήματος αυτού χαμηλές πιέσεις θα πρέπει να επικρατούν στις περιοχές του Ισημερινού, ενώ λόγω καθοδικών κατακόρυφων κινήσεων του αέρα στις υποτροπικές περιοχές θα πρέπει να υπάρχουν υψηλές πιέσεις.

FERREL CELL

Το όνομα του δακτυλίου αυτού πάρθηκε από τον William Ferrel, ο οποίος το 1856 είπε ότι σε σφαιρική πάντα κλίμακα, η ολική κίνηση των δυτικών ανέμων θα πρέπει να αντισταθμίζεται με μία άλλη κίνηση ανατολικών ανέμων, έτσι ώστε η κίνηση της ατμόσφαιρας να μην είναι ούτε επιταχυνόμενη ούτε επιβραδυνόμενη. Έτσι, μετά τον δακτύλιο του Hadley, προστέθηκε στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (30° - 60°) ο “δακτύλιος του Ferrel”. Στον δακτύλιο αυτό προβλέπονται ανοδικές κινήσεις στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (60° Β) και καθοδικές στα υποτροπικά (30° Β), με αποτέλεσμα στην επιφάνεια να επικρατούν δυτικοί άνεμοι, οι λεγόμενοι Westerlies, τόσο στο Βόρειο όσο και στο Νότιο Ημισφαίριο.

Ο πολικός δακτύλιος έχει παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτόν του Hadley, αλλά μικρότερης έντασης. Δημιουργεί υψηλές πιέσεις σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη ($>60^\circ$ B).

Συνοψίζοντας, το μοντέλο των τριών δακτυλίων προβλέπει ανοδικές καταρχήν κινήσεις του αέρα στην περιοχή του Ισημερινού λόγω υπερθέρμανσης των επιφανειακών στρωμάτων της ατμόσφαιρας. Ο αέρας αυτός, αφού κερδίσει σημαντικό ύψος φτάνοντας μέχρι και την τροπόπαυση (10-15 km), εκτρέπεται προς τους πόλους, αποκτώντας δυτική συνιστώσα λόγω της δύναμης Coriolis. Στην πορεία του ψύχεται με αποτέλεσμα, στο γεωγραφικό πλάτος των 30° περίπου, να αποκτά καθοδική κίνηση προς το έδαφος. Στον δακτύλιο του Ferrel προβλέπονται ανοδικές κινήσεις στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη (60° B) και καθοδικές στα υποτροπικά (30° B), ενώ στον πολικό ανοδικές κινήσεις στην περιοχή των 60° B και καθοδικές κοντά στην περιοχή των 90° B, καθώς ΒΑ άνεμοι (Easterlies) πνέουν επιφανειακά από τον αρκτικό κύκλο προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Αντίθετα ΝΑ άνεμοι πνέουν επιφανειακά από τον ανταρκτικό κύκλο.

Με το μοντέλο αυτό των τριών δακτυλίων εξηγούνται επιτυχώς:

1. Το σύστημα των επιφανειακών πλανητικών και ιδιαίτερα των αληγών ανέμων.
2. Η ζώνη των «υποτροπικών υψηλών» - των πέντε μόνιμων αντικυκλώνων (μόνιμων κέντρων δράσης) – στις θέσεις επαφής των δύο πρώτων δακτυλίων που έχουν αναλυθεί.

1.8. ΜΟΝΙΜΑ & ΕΠΟΧΙΑΚΑ ΚΕΝΤΡΑ ΔΡΑΣΗΣ

Μόνιμα κέντρα δράσης λέγονται τα βαρομετρικά χαμηλά ή οι αντικυκλώνες που εμφανίζονται πάνω από μία συγκεκριμένη περιοχή καθόλη τη διάρκεια του έτους. Ο Αντικυκλώνας των Αζορών και το Χαμηλό της Ισλανδίας είναι δύο μόνιμα κέντρα δράσης που θα μελετηθούν στη συνέχεια.

Εποχιακά κέντρα δράσης αποκαλούνται τα βαρομετρικά χαμηλά ή οι αντικυκλώνες που εμφανίζονται κατά τη διάρκεια μόνο μίας συγκεκριμένης εποχής του έτους.

1.9. ΑΕΡΟΧΕΙΜΑΡΡΟΙ

Στην ανώτερη ατμόσφαιρα, υπάρχουν περιοχές - σχεδόν καθόλη τη διάρκεια του έτους - που επικρατεί ένα πολύ ισχυρό ρεύμα αέρα που είναι γνωστό ως αεροχείμαρρος (Jet Stream) και ανακαλύφθηκε από τον Ιάπωνα μετεωρολόγο Wasaburo Oishi την περίοδο 1923-1925. Η δημιουργία αυτών των ανέμων οφείλεται στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και σχετίζεται με το μοντέλο των τριών δακτυλίων, όπως αναλύθηκε παραπάνω. Βρίσκονται ακριβώς κάτω από την τροπόπαυση και έχουν τον ρόλο της μεταφοράς ενέργειας σε μεγάλες αποστάσεις μέσα στην ατμόσφαιρα. Είναι δυτικοί άνεμοι και το σημείο που βρίσκονται σε έναν συγκεκριμένο χρόνο επηρεάζεται από μια ποικιλία κλιματικών παραμέτρων. Υπάρχουν δύο αεροχείμαρροι σε κάθε ημισφαίριο: ο αεροχείμαρρος του πολικού μετώπου και ο υποτροπικός αεροχείμαρρος. Η δραστηριότητα αυτών καθορίζει την αλληλεπίδραση των αερίων μαζών τροπικής προέλευσης με τις πολικές. Τέλος, έχουν σημαντικό ρόλο στη συμπεριφορά των Τηλεσυνδέσεων που θα αναλυθούν στη συνέχεια.

Όλα τα παραπάνω έχουν αναφερθεί, καθώς για τη μελέτη της κύμανσης του Βορείου Ατλαντικού και της Αρκτικής Ταλάντωσης, απαραίτητη προϋπόθεση είναι η γνώση της δραστηριότητας και της δημιουργίας του Αντικυκλώνα των

Αζορών, του Χαμηλού της Ισλανδίας, καθώς και την ατμοσφαιρική κατάσταση στον Βόρειο Πόλο.

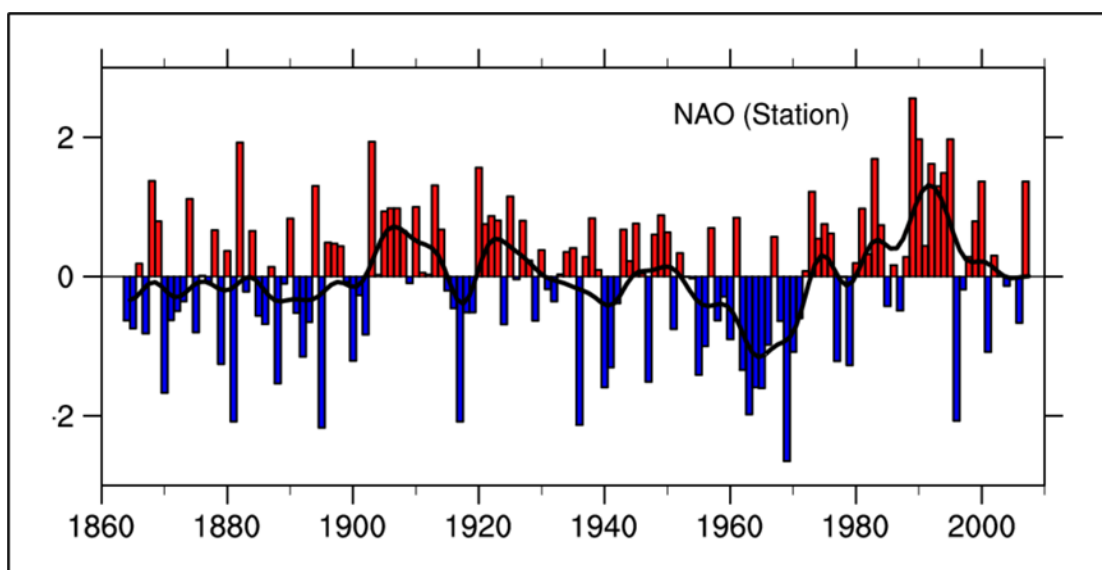
1.10. ΤΗΛΕΣΥΝΔΕΣΕΙΣ

Είναι γνωστό ότι οι καιρικές συνθήκες που επικρατούν σε μια περιοχή – για μια μικρή χρονική περίοδο – είναι ευμετάβλητες και μπορεί να επηρεαστούν από την κατάσταση του καιρού σε γειτονικές αυτής, σε απόσταση δηλαδή μερικών δεκάδων χιλιομέτρων. Σύμφωνα με πολυετή δεδομένα που αφορούν ταυτόχρονες αποκλίσεις στις καιρικές και κλιματικές συνθήκες μεταξύ περιοχών που βρίσκονται σε πολύ μεγάλη απόσταση, έχει αποδειχθεί ότι μπορεί να υπάρχει αμοιβαία σύνδεση στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία ανάμεσα σε σημεία που απέχουν χιλιάδες χιλιόμετρα το ένα με το άλλο. Η συσχέτιση των αποκλίσεων των τιμών αυτών και η σύνδεση απομακρυσμένων περιοχών κλιματικά περιγράφουν τις τηλεσυνδέσεις (teleconnection patterns). Οι τηλεσυνδέσεις αποτελούν τμήμα της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με γεωγραφικά καθορισμένα κέντρα. Υπάρχουν, δηλαδή, στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας κάποια σταθερά μοτίβα, των οποίων η μεταβολή και η διακύμανση καθορίζει τον τύπο καιρού σε μία περιοχή (Barnston and Livezey 1987).

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, οι τηλεσυνδέσεις ενώνουν απομακρυσμένες περιοχές κυρίως μέσω των ατμοσφαιρικών κυμάτων πλανητικής κλίμακας, όπως είναι τα κύματα Rossby. Παρόλο που η ακριβής φύση και το σχήμα των δομών αυτών ποικίλλει, σύμφωνα με τη στατιστική μεθοδολογία και τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται στην ανάλυση τους, προκύπτουν κάποια σταθερά χαρακτηριστικά πάνω από συγκεκριμένες περιοχές που ταυτοποιούν τα πιο εμφανή μοτίβα τηλεσυνδέσεων.

1.11. ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ ΤΟΥ ΒΟΡΕΙΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ

Πάνω από τα μέσα και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη στο Βόρειο Ημισφαίριο εντοπίζονται κατά προσέγγιση 12 ξεχωριστά μοτίβα τηλεσύνδεσης. Το προεξέχον είναι αυτό της ταλάντωσης του Βορείου Ατλαντικού (North Atlantic Oscillation, NAO) και αναφέρεται στην παρατηρούμενη εναλλαγή των ατμοσφαιρικών μαζών μεταξύ των Υποτροπικών και Υποπολικών περιοχών του Β. Ατλαντικού Ωκεανού [Barnston and Livezey, 1987]. Χαρακτηρίζεται από μεταβολές, σε μηνιαία και εποχιακή βάση, της βαροβαθμίδας μεταξύ των δύο γνωστών κέντρων δράσης της περιοχής αυτής, δηλαδή του αντικυκλώνα του Αζορών και του χαμηλού της Ισλανδίας [Wallace and Gutzler, 1981]. Ως μέτρο εκτίμησης των ανωτέρω μεταβολών χρησιμοποιείται ευρέως ο "Δείκτης της NAO" (North Atlantic Circulation Index, NAOI). Παρόλο που η NAO αποτελεί το μοναδικό μοτίβο τηλεσύνδεσης που επικρατεί καθόλη τη διάρκεια του χρόνου στο Β. Ημισφαίριο, οι κλιματικές ανωμαλίες σχετιζόμενες με αυτό είναι περισσότερο εμφανείς κατά τους χειμερινούς μήνες, όταν και η δραστηριότητα στην ατμόσφαιρα είναι πιο έντονη.

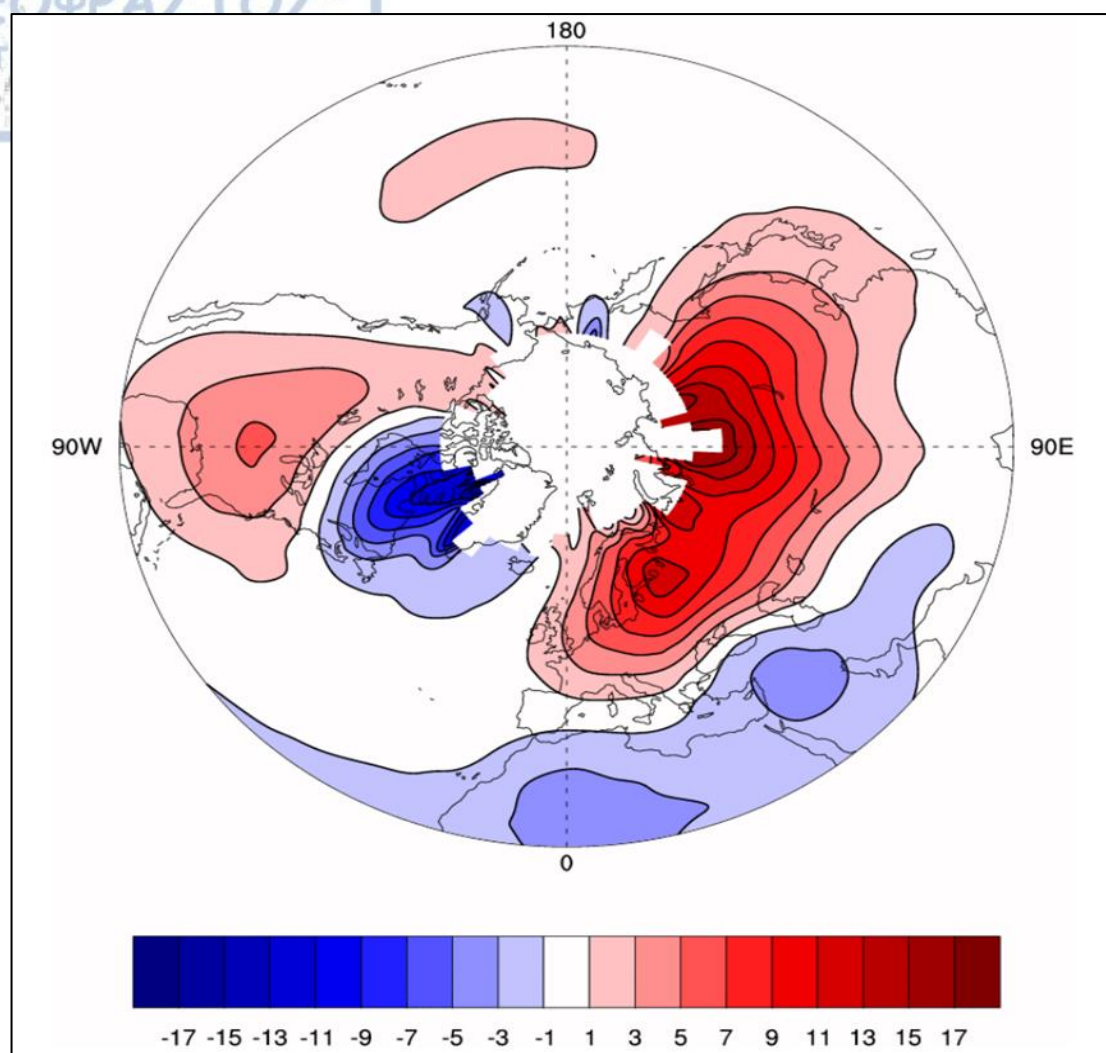


Σχήμα 1.11.1: Χρονοσειρά της μέσης τιμής του δείκτη NAO για τη χειμερινή εποχή του Β. Ημισφαιρίου (Δεκέμβριος - Μάρτιος, για την περίοδο 1864-2007). Για τον υπολογισμό του Δείκτη χρησιμοποιούνται οι τιμές πίεσης συγκεκριμένων μετεωρολογικών σταθμών που βρίσκονται κοντά στις κεντρικές περιοχές των ως άνω κέντρων δράσης, όπως είναι ο Stykkisholmur για το χαμηλό της Ισλανδίας και ο Ponta Delgada για τον αντικυκλώνα των Αζορών. Η μέση χειμερινή τιμή πίεσης ανά έτος στους 2 σταθμούς προκύπτει από τη μέση τιμή της περιόδου (1864-1983). Η μαύρη καμπύλη παρουσιάζει τις τιμές του Δείκτη ομαλοποιημένες, αφαιρώντας διακυμάνσεις μικρότερες των 4 ετών (Hurrell & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based).").

Στον πίνακα του σχήματος (1.11.1) εμφανίζονται οι τιμές και οι διακυμάνσεις του δείκτη της NAO κατά τη χειμερινή εποχή για τη χρονική περίοδο 1864-2007. Όταν λοιπόν ο δείκτης είναι θετικός, υψηλότερες από το κανονικό τιμές επιφανειακής πίεσης επικρατούν από τον 55° παράλληλο και νοτιότερα, ενώ σε μία ευρεία περιοχή στην Αρκτική ζώνη εμφανίζονται χαμηλότερες από τη μέση τιμή πιέσεις. Έχουμε δηλαδή τον αντικυκλώνα των Αζορών αρκετά ενισχυμένο, ενώ το χαμηλό της Ισλανδίας συγχρόνως «βαθαίνει». Γνωρίζοντας ότι στο Β. Ημισφαίριο γύρω από τις χαμηλές πιέσεις οι άνεμοι κινούνται αριστερόστροφα (counterclockwise) και στις υψηλές δεξιόστροφα (clockwise), η θετική φάση του δείκτη σχετίζεται με ισχυρή Δυτική ροή (Westerlies), η οποία συμβάλλει ώστε να μεταφέρονται προς τα ΒΔ κατά μήκος του Ατλαντικού, και κατά συνέπεια προς την Ευρώπη, σχετικά θερμές και υγρές αέριες μάζες από νοτιότερες περιοχές του Ατλαντικού. Επιπλέον, ισχυροί νότιοι άνεμοι επικρατούν στις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ, ενώ υψηλότερες από το κανονικό τιμές ανέμων βόρειας συνιστώσας εντοπίζονται στο δυτικό κομμάτι της Γροιλανδίας, την υποπολική περιοχή του Καναδά και τη Μεσόγειο. Όταν ο δείκτης έχει χαμηλές ή αρνητικές τιμές, οι χειμώνες στη βόρεια και κεντρική Ευρώπη είναι ασυνήθιστα δριμείς και ψυχροί, καθώς τα κέντρα δράσης στον Ατλαντικό είναι εξασθενημένα. Επίσης έχουμε μετατόπιση του Αζορικού αντικυκλώνα βορειότερα, επικράτηση έντονης μεσημβρινής κυκλοφορίας και συνεπώς επικράτηση συστημάτων εμποδισμού. Αυτό ευνοεί την έλευση ηπειρωτικών πολικών αερίων μαζών μέχρι και στα νοτιότερα τμήματα της Ευρώπης και σε ό,τι αφορά την περιοχή μας και τη μεσόγειο, οι αρνητικές τιμές του δείκτη συνδέονται με μεσημβρινή κυκλοφορία και άρα κακοκαιρίες στη νότια Ευρώπη.

1.12. Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΝΑΟ

Οι ταλαντώσεις του Β. Ατλαντικού προκαλούν μεταβολές στην ταχύτητα και τη διεύθυνση των ανέμων πάνω στον Ατλαντικό, τροποποιώντας σημαντικά τη μεταφορά θερμότητας και υγρασίας [Hurrell et al., 2003]. Κατά τη διάρκεια μιας χειμερινής περιόδου, στην οποία ο δείκτης έχει θετικές τιμές, η ενισχυμένη Δυτική ροή των ανέμων πάνω από τον Β. Ατλαντικό μεταφέρει σχετικά θερμές και υγρές θαλάσσιες αέριες μάζες στο μεγαλύτερο κομμάτι της Ευρώπης, έως και τμήματα της Ασίας. Παράλληλα, ισχυροί πολικοί βόρειοι άνεμοι μεταφέρουν ψυχρό αέρα νότια, μειώνοντας έτσι τη θερμοκρασία ξηράς και θάλασσας πάνω από το βορειοδυτικό τμήμα του Ατλαντικού. Θερμοκρασιακές αποκλίσεις (περιοχές βορείας Αφρικής και Μέσης Ανατολής πιο ψυχρές, περιοχή βόρειας Αμερικής πιο θερμή), σχετιζόμενες με τη δυνατή δεξιόστροφη ροή γύρω από τον αντικυκλώνα των Αζορών, φαίνονται στο σχήμα 1.12.1.

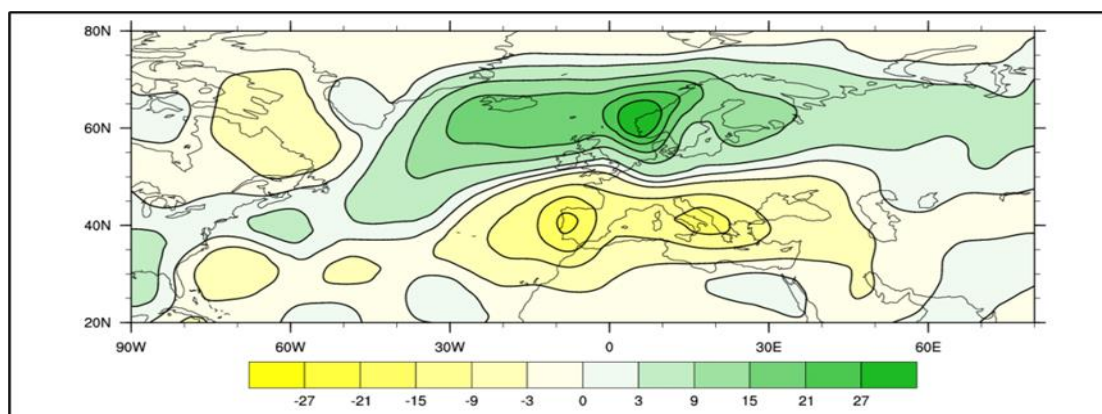


Σχήμα 1.12.1: Η γεωγραφική κατανομή των “ανωμαλιών” της θερμοκρασίας επιφάνειας μιας μοναδιαίας απόκλισης (διαφορά από τη μέση τιμή της περιόδου 1900-2005 για τους χειμερινούς μήνες. Οι ισόθερμες καμπύλες είναι χαραγμένες ανά 0,2°C (Hurrell & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based).").

Το συγκεκριμένο μοτίβο που οδηγεί σε αυτές τις θερμοκρασιακές μεταβολές είναι σημαντικό. Εξαιτίας του γεγονότος ότι η θερμοχωρητικότητα στους ωκεανούς είναι πολύ μεγαλύτερη από αυτή της ξηράς, οι μεταβολές της θερμοκρασίας στις ηπειρωτικές περιοχές είναι πολύ πιο έντονες από αυτές στους ωκεανούς. Συνεπώς, οι τελευταίες τείνουν να ελέγχουν τη θερμοκρασιακή μεταβλητότητα του Β. Ημισφαιρίου. Επίσης, δεδομένου ότι η θετικότητα του Δείκτη NAO δείχνει ότι το συγκεκριμένο μοτίβο τηλεσύνδεσης μπορεί να προκαλέσει μεταβολές της θερμοκρασίας κατά μήκος του μεγαλύτερου μέρους της Ευρασίας, γίνεται αντιληπτό πως η διακύμανση της NAO εκπροσωπεί ένα

μεγάλο ποσοστό στις μεταβολές της μέσης θερμοκρασίας της χειμερινής εποχής στο Β. Ημισφαίριο (Β.Η.). Ακόμη, οι μακροπρόθεσμες αλλαγές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία, σχετιζόμενες με την κύμανση του Β. Ατλαντικού, έχουν συμβάλει ουσιαστικά στη θέρμανση των μηνών του χειμώνα του Β. Ημισφαιρίου τις τελευταίες δεκαετίες.

Αλλαγές στη διάταξη της κυκλοφορίας πάνω από τον Β. Ατλαντικό λόγω της NAO έχουν συνοδευτεί και από μεταβολές στην ένταση και στην πορεία των υφέσεων [Walker and Bliss 1932, van Loon and Rogers 1978, Rogers and van Loon 1979]. Κατά τη διάρκεια του χειμώνα στο Β.Η., μια καλά οργανωμένη ύφεση σχετίζεται και επηρεάζει περιοχές που βρίσκονται γύρω από τον Β. Ειρηνικό και Β. Ατλαντικό, με τη μέγιστη καιρική δραστηριότητα να εντοπίζονται εσωτερικά των ωκεανών. Χειμώνες με θετική τιμή του Δείκτη συνδέονται με μία βορειοανατολική μετατόπιση στην υφιστατική δραστηριότητα στον Ατλαντικό, επηρεάζοντας κατά συνέπεια μια περιοχή που καταλαμβάνει τη νότια Γροιλανδία, την Ισλανδία και τη Νορβηγική Θάλασσα. Αντίθετα, στην Ιβηρική χερσόνησο και στην περιοχή της Μεσογείου υπάρχει απουσία υφέσεων, άρα καλοκαιρία. Συνεπώς, οι χειμώνες τείνουν να είναι πιο υγροί από το φυσιολογικό στις περιοχές που πλήττονται από χαμηλά και πιο ξηροί στα μέρη που η ροή της ατμόσφαιρας δεν επιτρέπει την έλευση υφέσεων. Το συγκεκριμένο μοτίβο, μαζί με την τάση του δείκτη να παρουσιάζει πιο θετικές τιμές από το 1960 έως σήμερα φαίνεται πως σιγά σιγά καθιερώνεται. Η μεταβολή των τιμών βροχόπτωσης τη χειμερινή περίοδο φαίνεται στο σχήμα 1.12.2.



Σχήμα 1.12.2: Μεταβολή στο ύψος βροχής τη χειμερινή περίοδο μίας μοναδιαίας απόκλισης (διαφορά από τη μέση τιμή της περιόδου 1979-2003). Οι ισοϋετείς καμπύλες είναι χαραγμένες ανά 0,3 mm/day. (Hurrell & National Center for Atmospheric Research Staff (Eds). "The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (station-based).").

Η τάση της αύξησης των τιμών της NAO τις τελευταίες δεκαετίες τον χειμώνα έχει επίσης αποτέλεσμα, με την αύξηση του ύψους των κυμάτων βορειανατολικά του Ατλαντικού. Τέτοιες αλλαγές φέρουν επιπτώσεις στη λειτουργία και την ασφάλεια της μεταφοράς εμπορευμάτων από εμπορικά πλοία, των πλατφόρμων άντλησης πετρελαίου από κοιτάσματα και στην παράκτια ανάπτυξη για τις περιοχές που πλήττονται από τα κύματα αυτά.

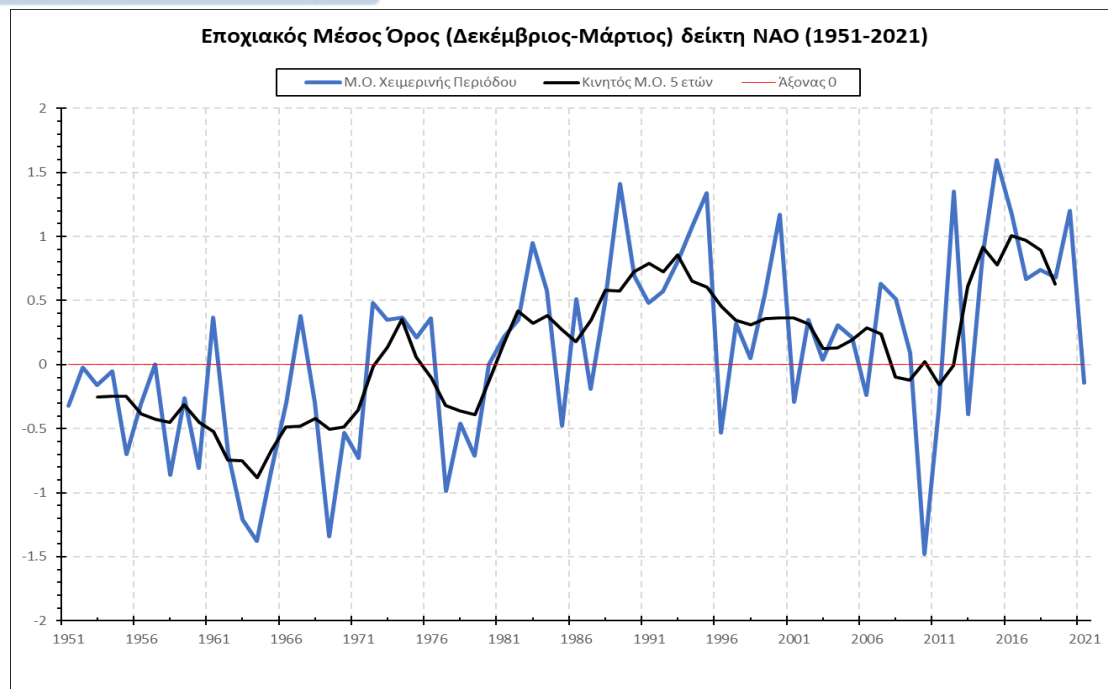
Εκτός από τις επιδράσεις που έχουν προηγουμένως αναφερθεί, σημαντικές μεταβολές στην επιφανειακή θερμοκρασία, τη θερμοχωρητικότητα των υδάτων του Ατλαντικού, σε ωκεάνια ρεύματα και στη σχετιζόμενη μεταφορά θερμότητάς τους, καθώς και η κλίμακα της παγοκάλυψης στην Αρκτική και σε περιοχές νοτιότερα αυτής κοντά στον κύκλο, επηρεάζονται επίσης από τη διακύμανση της NAO. Για παράδειγμα, στον Β. Ατλαντικό είναι πιθανό να υπάρξουν μεταβολές στην κατανομή και τη μεταφορά θερμότητας μέσω των ωκεάνιων ρευμάτων κατά τη χειμερινή περίοδο. Η ανανέωση των υδάτων σε ενδιάμεσα και μεγάλα βάθη στη θάλασσα Λαμπραντόρ και στη Νορβηγική συμβάλλει σημαντικά στην παραγωγή και στην κίνηση του νερού μεγάλου βάθους (>2km), όπως το North Atlantic Sea Water (NAPW), βοηθώντας έτσι στη διατήρηση της θερμόαλης κυκλοφορίας. Η ένταση της θερμότητας των ρευμάτων αυτών στις προαναφερθείσες θάλασσες χαρακτηρίζεται από μεγάλη μεταβλητότητα, η οποία σχετίζεται και αυτή με την κύμανση της NAO. Παρομοίως, η πιο έντονη εποχιακή μεταβολή της παγοκάλυψης εντοπίζεται στον Β. Ατλαντικό (αυξομείωση στην έκταση του πάγου μεταξύ Γροιλανδικής θάλασσας και της θάλασσας του Λαμπραντόρ) και οφείλεται σε αλλαγές του δείκτη.

1.13. ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΤΟΥ ΔΕΙΚΤΗ ΤΗΣ ΝΑΟ

Δεδομένου ότι η ταλάντωση του Β. Ατλαντικού επιδρά στο κλίμα, την οικονομία και τα οικοσυστήματα του Β.Η., είναι μείζονος σημασίας να κατανοηθούν οι μηχανισμοί που καθορίζουν τη δομή και τη μεταβλητότητα της κύμανσης αυτής. Επαρκή στοιχεία δείχνουν ότι ένα μεγάλο μέρος των μεταβολών στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία που διαμορφώνει τη ΝΑΟ, προκύπτει από την εσωτερική, μη γραμμική συμπεριφορά της ατμόσφαιρας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Η αλληλεπίδραση μεταξύ σταθερών και συνοπτικών συστημάτων στην ατμόσφαιρα αποτελούν το λόγο που η ροή δεν μπορεί να είναι έχει μια γραμμική μορφή, κάνοντάς τη ιδιαίτερα χαοτική. Συνεπώς, οι μηνιαίες και οι ετήσιες μεταβολές στη φάση και το πλάτος της ταλάντωσης της ΝΑΟ είναι δύσκολο να προβλεφθούν με ακρίβεια. Παρόλα αυτά, μια υπόθεση της τάσης του δείκτη, είτε έχει θετικές είτε αρνητικές τιμές αυτός, για ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα, είναι σημαντική, καθώς ακόμα και ένα μικρό ποσοστό της προβλεψιμότητας θα ήταν χρήσιμο, δεδομένης της αξιοσημείωτης επίδρασης της ΝΑΟ στο κλίμα και τα οικοσυστήματα του Β.Η.

Έχουν προταθεί ορισμένοι μηχανισμοί που μπορεί να επηρεάζουν την ακριβή κατάσταση της ταλάντωσης του Β. Ατλαντικού. Εντός της ατμόσφαιρας, αλλαγές στο βαθμό και την ένταση της θέρμανσης των τροπικών περιοχών έχουν δείξει ότι συμβάλλουν στη μεταβολή του Δείκτη. Η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης με τη σειρά της εξαρτάται άμεσα από την υπερθέρμανση του επιφανειακού αέρα και της κατανομής αυτού, καθώς το Η.Θ.Ε. (Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος) και Ε.Θ.Ε. (Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος) στη ζώνη αυτή είναι εμφανώς μικρότερα από στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Επιπλέον, η πρόσφατη υπερθέρμανση των ωκεανών κυρίως γύρω από την περιοχή του Ισημερινού [Wallace et al., 1993] – γεγονός που οφείλεται κατά μεγάλο βαθμό στην ανθρώπινη δραστηριότητα – μπορεί να λειτουργήσει ως μηχανισμός για την προβλεψιμότητα και την κύμανση του Δείκτη της ΝΑΟ, διότι βάσει προσομοιώσεων κλιματικών μοντέλων, φαίνεται πως η τάση του Δείκτη θα είναι θετική, αλλάζοντας έτσι δυνητικά τις τροχιές των υφέσεων ή ακόμα και το

κλίμα. Η θετικότητα του δείκτη μπορεί να φανεί στο σχήμα 1.13.1, η οποία από το 1980 και μετέπειτα, είναι κυρίαρχη κατά μέσο όρο τη χειμερινή περίοδο.

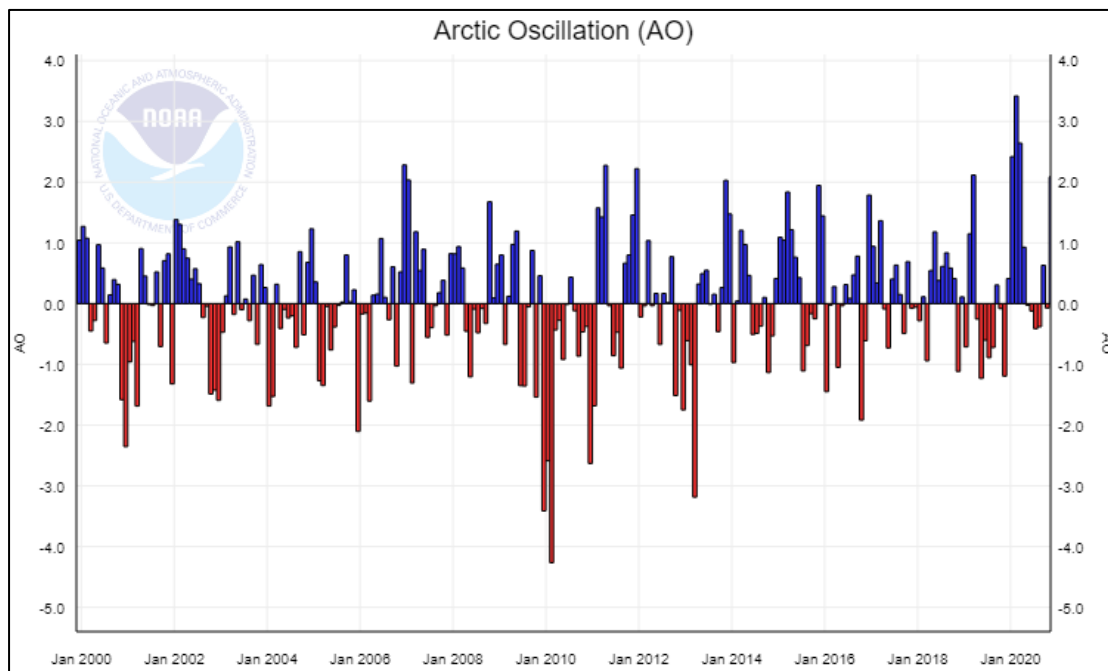


Σχήμα 1.13.1: Μέσος όρος δείκτη NAO για την περίοδο Δεκέμβριος-Μάρτιος (wintertime DJFM seasonal NAO index) κάθε έτους από το 1951 έως το 2021.

Άλλος ένας μηχανισμός που συμβάλλει στη κύμανση του Β. Ατλαντικού αποτελεί η δραστηριότητα στην ανώτερη ατμόσφαιρα. Για παράδειγμα, αλλαγές στη σύσταση του στρατοσφαιρικού όζοντος, η αύξηση των θερμοκηπικών αερίων και τα εκάστοτε επίπεδα της ηλιακής ακτινοβολίας επηρεάζουν την ισορροπία του ενεργειακού ισοζυγίου της στρατόσφαιρας. Όλα τα παραπάνω έχουν σαν αποτέλεσμα την τροποποίηση του πολικού στροβίλου (Polar Vortex), ανάλογα με τις τιμές των ποσοτήτων αυτών. Γνωρίζοντας λοιπόν ότι οι προκαλούμενες ανωμαλίες στην κυκλοφορία της στρατόσφαιρας μπορεί να έχουν σχετική διάρκεια, η επικοινωνία και οι αλληλεπιδράσεις που λαμβάνουν χώρα ανάμεσα στο σύστημα τροπόσφαιρας-στρατόσφαιρας μέσω ροής κυμάτων αέρα, μπορούν να αποφέρουν ένα ικανοποιητικό ποσοστό προβλεψιμότητας στην κύμανση της NAO.

1.14. Η ΑΡΚΤΙΚΗ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ

Η Αρκτική Ταλάντωση (Arctic Oscillation) είναι ένα μοτίβο Τηλεσύνδεσης και σχετίζεται με μεταβολές τις πίεσης ανάμεσα στον Αρκτικό Κύκλο και τα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Θεωρείται πως επηρεάζει τις θερμοκρασίες κατά τη χειμερινή περίοδο τόσο στην Ευρασία όσο και στη Βόρεια Αμερική και εξηγεί ένα μέρος των μεταβολών που αναφέρθηκε και στην NAO. Πιο αναλυτικά, η Αρκτική Ταλάντωση χαρακτηρίζεται από τη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας (MSLP) βορειότερα του 20°B παράλληλου και ως μέτρο εκτίμησης χρησιμοποιείται ο "Δείκτης της ΑΟ" (Arctic Oscillation Index, AOI) [Thompson and Wallace, 1998]. Ο AOI προδίδει ένα μοτίβο ταλάντωσης στο οποίο η SLP (Sea Level Pressure) στην πολική ζώνη και στα μέσα γεωγραφικά πλάτη του Β.Η. κυμαίνεται σε θετικές και αρνητικές φάσεις.



Σχήμα 1.14.1: Χρονοσειρά της μέσης μηνιαίας τιμής του δείκτη ΑΟ για την περίοδο 2000-2020. (<https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/ao/>)

Στη θετική φάση του δείκτη, το χαμηλό στον αρκτικό κύκλο «βαθαίνει» συνεχώς, ενώ ο αντικυκλώνας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη γίνεται πιο ισχυρός. Αυτό συμβάλλει στην επικράτηση των δυτικών ανέμων (Westerlies) στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ενώ στην περιοχή του βόρειου πόλου επικρατούν ισχυροί

βορειοανατολικοί άνεμοι, με αποτέλεσμα οι ψυχρές αέριες μάζες να εγκλωβίζονται στην περιοχή του Αρκτικού κύκλου. Επομένως, η κυκλοφορία είναι ζωνική.

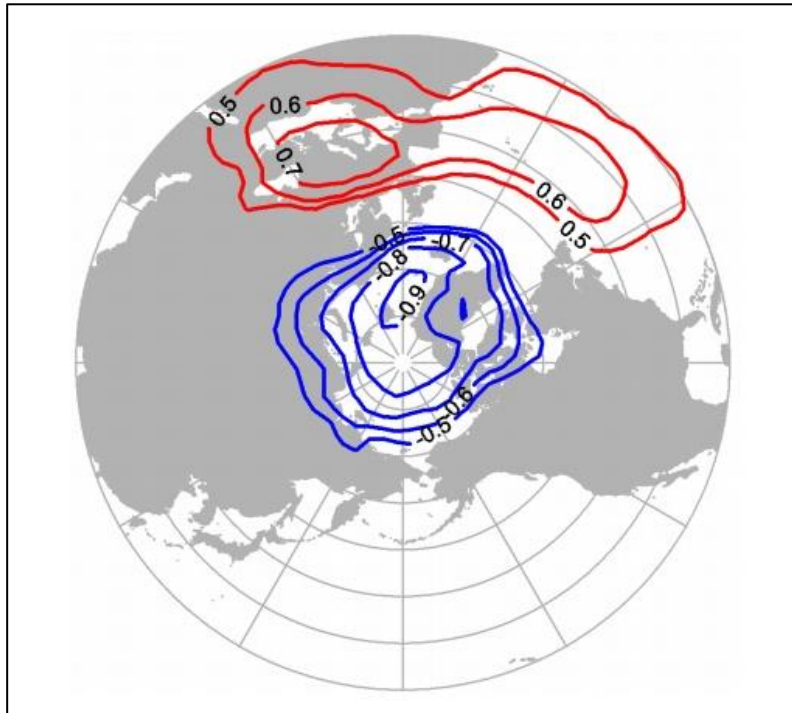
Στην αρνητική φάση του δείκτη το πολικό χαμηλό είναι εξασθενημένο, δηλαδή δε βαθαίνει περαιτέρω και το σύστημα έχει υψηλότερες από το κανονικό πιέσεις στην περιοχή. Επιπλέον, περιοχή με υψηλές πιέσεις εμφανίζεται στον Αρκτικό κύκλο, με αποτέλεσμα να «σπρώχνει» το χαμηλό σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη. Ο αντικυκλώνας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη εξασθενεί επίσης, χωρίς να έχει ιδιαίτερα υψηλές πιέσεις. Επομένως, γίνεται αντιληπτό ότι η δύναμη της βαροβαθμίδας στην αρνητική φάση του δείκτη είναι μικρότερη σε σχέση με τη θετική, ενώ υπάρχει μεσημβρινή κυκλοφορία λόγω της τάσης του πολικού χαμηλού να κατέρχεται σε νοτιότερες περιοχές. Συνεπώς, χωρίς την επικράτηση των Westerlies και με την εμφάνιση των Ridges και Troughs, έχουμε ως αποτέλεσμα στην επιφάνεια να ενισχύεται η κυκλωνική δραστηριότητα.

Κατά τη θετική φάση του δείκτη, στον Καναδά και στη Γροιλανδία επικρατούν χαμηλές θερμοκρασίες, στην Ασία και τη Βόρεια Ευρώπη υψηλότερες από το κανονικό θερμοκρασίες με έντονη κυκλογένεση, στις Ανατολικές ακτές των Η.Π.Α. υψηλότερες από το κανονικό θερμοκρασίες και στις Δυτικές ακτές των Η.Π.Α. ο καιρός είναι ζεστός, χωρίς τη διέλευση ατμοσφαιρικών διαταραχών. Κατά την αρνητική φάση του δείκτη, στον Καναδά και στη Γροιλανδία επικρατούν ήπιες για την εποχή θερμοκρασίες, στην Ασία και τη Βόρεια Ευρώπη χαμηλότερες από το φυσιολογικό θερμοκρασίες, στις Ανατολικές ακτές των Η.Π.Α. χαμηλότερες από το κανονικό θερμοκρασίες και ισχυρή κυκλογένεση, ενώ στις Δυτικές ακτές των Η.Π.Α. ο καιρός είναι κρύος.

Σε ό,τι αφορά την περιοχή της Μεσογείου, κατά τη θετική φάση επικρατεί ανομβρία και φυσιολογικές για την εποχή θερμοκρασίες, ενώ στην αρνητική φάση υπάρχει έντονη κυκλογένεση και δημιουργία υφέσεων.

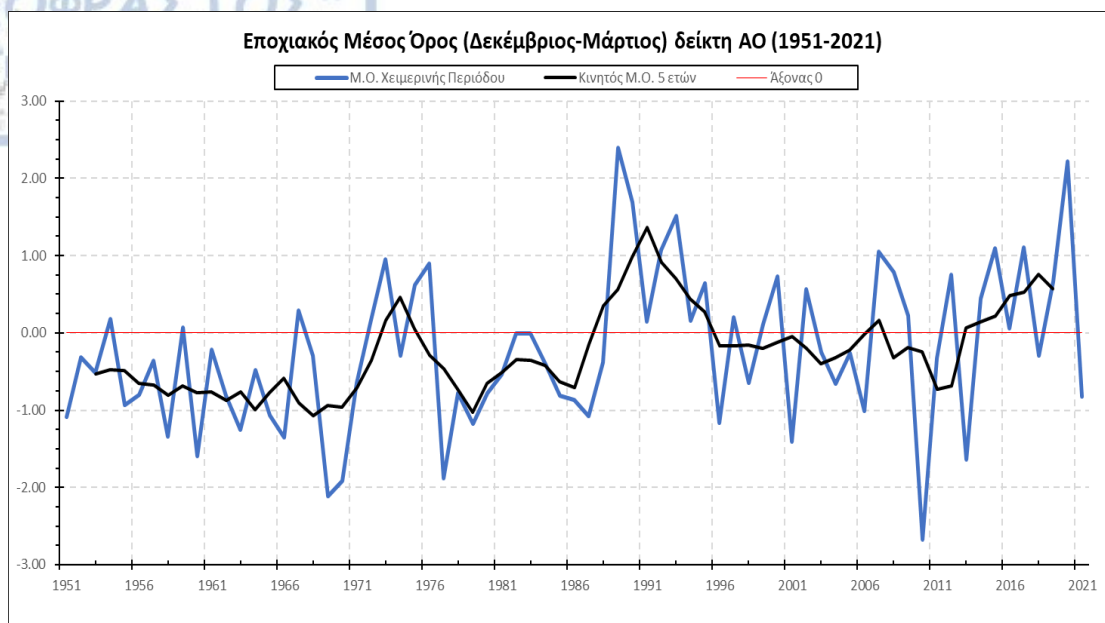
Μελέτες συσχέτισης της Αρκτικής ταλάντωσης και των κέντρων δράσεων της [Thompson and Wallace, 2000], έχουν δείξει ότι το συγκεκριμένο μοτίβο τηλεσύνδεσης έχει μεγαλύτερη πρακτική εφαρμογή στην περιοχή του

Ατλαντικού ωκεανού και της Ευρώπης, καθώς οι τιμές συσχέτισης μεταξύ του Αρκτικού κύκλου και του Ατλαντικού ωκεανού είναι μεγαλύτερες από τα υπόλοιπα μέρη του Β.Η., ιδιαίτερα του Ειρηνικού ωκεανού. Αυτό φαίνεται και στο σχήμα 1.14.2.



Σχήμα 1.14.2: Η περιοχές με την απόλυτη τιμή συσχέτισης ανάμεσα στη SLP και στον AOI, μεγαλύτερη του 0,5. 2 περιοχές δείχνουν καλύτερη συσχέτιση: Η 1^η είναι αυτή με την αρνητική συσχέτιση στον Αρκτικό Ωκεανό και τη γύρω περιοχή (μπλε χρώμα), ενώ η 2^η είναι αυτή με τη θετική συσχέτιση στον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό και τη Μεσόγειο (κόκκινο χρώμα) (Zhao et al., 2006).

Τα τελευταία 40 χρόνια έχουν παρατηρηθεί σημαντικές αλλαγές στο περιβάλλον του Αρκτικού Ωκεανού [Serreze et al., 2000] και η μείωση των παγοκαλυμμάτων είναι αυτή που έχει προβληματίσει περισσότερο [e.g., Deser et al., 2000; Hilmer and Lemke, 2000; Wadhams and Davis, 2000; Rothrock and Zhang, 2005]. Στο σχήμα 1.14.3 φαίνεται ότι οι αλλαγές αυτές έχουν συντελέσει σε μία τάση του δείκτη να έχει πιο θετικές τιμές τη χειμερινή περίοδο, από το 1980 και μετάπειτα.



Σχήμα 1.14.3: Μέσος όρος δείκτη ΑΟ για την περίοδο Δεκέμβριος-Μάρτιος (wintertime DJFM seasonal AO index) κάθε έτους από το 1951 έως το 2021.

Άλλη μία σημαντική παρατήρηση είναι η συνολική αύξηση στη συχνότητα και την ένταση των βαρομετρικών χαμηλών στις πολικές περιοχές [Zhang et al., 2004] και η συνολική τους επίδραση στον ωκεανό, τους πάγους και τις χιονοπτώσεις στην περιοχή. Μελέτες έχουν δείξει ότι οι υπάρχουσες αυξητικές τάσεις της θερμοκρασίας στην περιοχή – σχετιζόμενες με την κλιματική αλλαγή – επιτρέπουν πλέον περισσότερες υφέσεις που δημιουργούνται στα μέσα γεωγραφικά πλάτη να φτάσουν σε υψηλότερα. Καθώς όμως τα συγκεκριμένα συστήματα σχετίζονται με αυξημένη οριζόντια μεταφορά θερμών αερίων μαζών, τείνουν να τροποποιήσουν τη δραστηριότητα που υπό μέσες συνθήκες λαμβάνει χώρα στον Αρκτικό Ωκεανό [Langlois, Fisisco, Barber, Papakyriakou, 2008].

Συνεπώς, το πολικό χαμηλό στον Αρκτικό Ωκεανό εμφανίζεται ενισχυμένο κυρίως στο 1^ο μισό της χειμερινής περιόδου, καθώς, λόγω του καλοκαιριού που προηγείται και γνωρίζοντας πως η κλιματική αλλαγή έχει παίξει σημαντικό ρόλο στο λιώσιμο των πάγων στην περιοχή, είναι δυνατή η δημιουργία ακόμη χαμηλότερων πιέσεων στην περιοχή αυτή. Αντίθετα, στο 2^ο μισό του χειμώνα και στις αρχές της άνοιξης, όπου ο όγκος των παγοκαλυμμάτων έχει αυξηθεί και λόγω των χαμηλών θερμοκρασιών που έχουν προηγηθεί στο 1^ο μισό, το πολικό χαμηλό εξασθενεί και δημιουργούνται υψηλές πιέσεις στον Αρκτικό Ωκεανό.

Σε αντίθεση με άλλα πρότυπα της επιφανειακής μεταβλητότητας, η Αρκτική Ταλάντωση χαρακτηρίζεται από την εκτεταμένη βαροτροπική κατακόρυφη δομή της, φτάνοντας μέχρι το ύψος της στρατόσφαιρας στο 2^ο μισό του χειμώνα. Η ενδεχόμενη μεταβολή στις συνθήκες της στρατόσφαιρας μέσα στον Πολικό στρόβιλο γίνεται αντιληπτή στην τροπόσφαιρα - με καιρικές μεταβολές - με καθυστέρηση εβδομάδων έως μερικών μηνών [Baldwin and Dunkerton, 1999; Christiansen, 2001].

1.15. Ο ΠΟΛΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΟΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΣΤΗΝ ΑΟ

Ένας μεγάλης κλίμακας κυκλώνας που αποκαλείται «Στρατοσφαιρικός Πολικός Στρόβιλος», σχηματίζεται στη μέση ατμόσφαιρα πάνω από τους πόλους το φθινόπωρο και έχει διάρκεια ζωής μέχρι την άνοιξη. Ο Αρκτικός και ο Ανταρκτικός στρόβιλος έχουν πολλά κοινά χαρακτηριστικά, όπως δυνατούς ανατολικούς ανέμους και μπορούν να επεκταθούν από τα 14 km μέχρι πάνω από τα 50 km υψόμετρο. Η κατανόηση του στροβίλου αυτού είναι σημαντική, καθώς επηρεάζει την ποσότητα του στρατοσφαιρικού όζοντος στους πόλους, καθώς και τον καιρό και το κλίμα στην τροπόσφαιρα. Η δραστηριότητα του Αρκτικού στροβίλου είναι μεγαλύτερη από αυτή του Ανταρκτικού και συνδέεται με το επιφανειακό πολικό χαμηλό στον Αρκτικό Ωκεανό.

Τα όρια του Πολικού Στροβίλου οριοθετούνται από ισχυρούς δυτικούς ανέμους (Jet Streams), οι οποίοι δρουν ως εμπόδιο και απομονώνουν τις καιρικές συνθήκες στον Αρκτικό κύκλο από αέριες μάζες των μέσων γεωγραφικών πλατών [e.g., Manney et al., 1994; Schoeberl et al., 1992]. Η απομόνωση αυτή και η θέση του Στροβίλου κατά τη διάρκεια του χειμώνα, περιόδου που η περιοχή αυτή δε δέχεται ηλιακή ακτινοβολία λόγω της υπάρχουσας κλίσης του άξονα της Γης, επιτρέπει στον Στρόβιλο να λειτουργήσει ως δεξαμενή χαμηλών θερμοκρασιών στο στρώμα της κατώτερης στρατόσφαιρας, συχνά έως και 195° K.

Ο Αρκτικός Πολικός Στρόβιλος έχει την τάση να είναι πιο μικρός σε έκταση, πιο θερμός και πιο ασταθής από τον Ανταρκτικό, κυρίως διότι η μεγαλύτερη παρουσία ξηράς στο Β.Η. οδηγεί σε γένεση περισσότερων πλανητικών κυμάτων [Andrews, 1976]. Τα κύματα αυτά μπορούν να μειώσουν τη δύναμη του Στροβίλου [Andrews, 1976; McIntyre & Palmer, 1983].

Στις περιπτώσεις που ο Στρόβιλος είναι αρκετά εξασθενημένος, είναι πιθανό να λαμβάνει χώρα ένα φαινόμενο που ονομάζεται Αιφνίδια Στρατοσφαιρική Θέρμανση (Sudden Stratospheric Warming, SSW). Η SSW μπορεί να προκαλέσει θερμοκρασιακές ανωμαλίες στο στρώμα της στρατόσφαιρας και σχετίζονται με μεταβολές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην Τροπόσφαιρα [Thompson et al., 2002]. Οφείλεται στην ξαφνική αλλαγή της ροής των ανέμων στα 10 mb γεωδυναμικό ύψος (32 km) από δυτική (westerlies) σε ανατολική (easterlies). Επιπλέον, μπορούν να λάβουν χώρα κατά μέσο όρο 6 φορές σε μία δεκαετία [Butler et al., 2017].

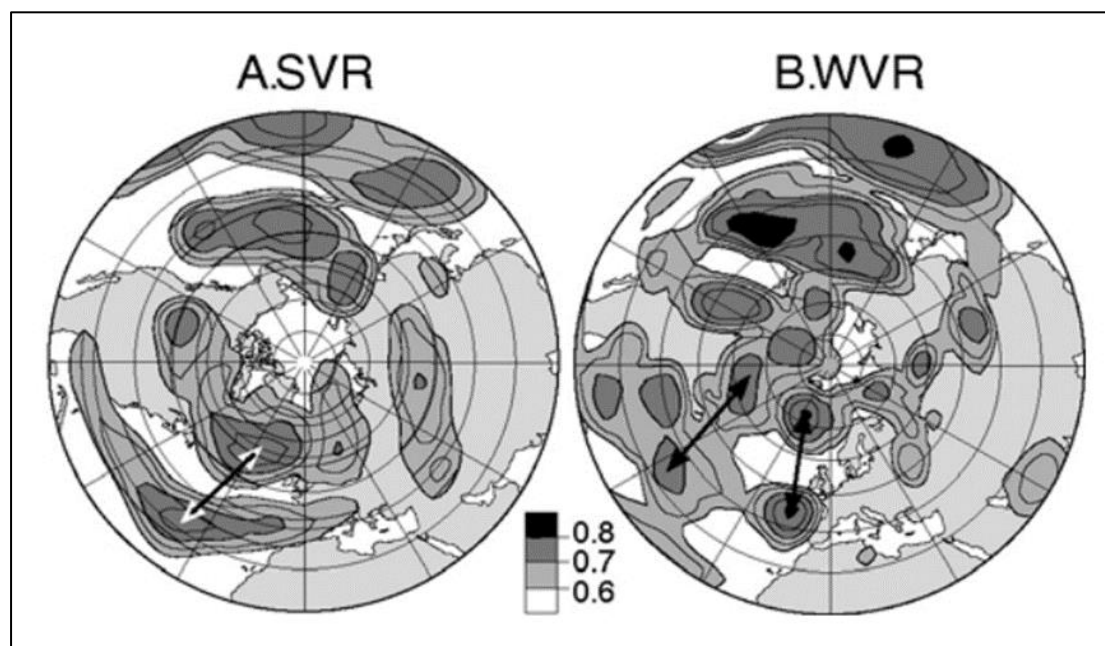
Από τα παραπάνω γίνεται αντιληπτό ότι ο Πολικός Στρόβιλος του Βορείου Ημισφαιρίου επηρεάζει σημαντικά την Αρκτική Ταλάντωση, καθώς και την προβλεψιμότητα των καιρικών συνθηκών στην Τροπόσφαιρα [e.g., Sigmond et al., 2013; Tripathi, et al., 2015a; Tripathi, et al., 2015b].

1.16. ΑΝΤΙΚΥΚΛΩΝΕΣ ΕΜΠΟΔΙΣΜΟΥ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥΣ ΣΤΗ ΝΑΟ ΚΑΙ ΑΟ

Σημαντικότατο ρόλο έχουν οι αντικυκλώνες εμποδισμού στις τιμές των δεικτών της ΝΑΟ και ΑΟ, ιδιαίτερα στην πρώτη. Οι εμποδιστές αυτοί αποτελούν κύματα συνοπτικού μήκους με μεγάλο πλάτος, τα οποία «σπάνε» τη ζωνική κυκλοφορία (Δύση-Ανατολή) και δημιουργούν μια μεσημβρινή ροή των υφέσεων και των αερίων μαζών (Βορράς-Νότος). Αυτές οι μορφές εμποδισμού (στη μέση τροπόσφαιρα), σχετίζονται με ένα ισχυρό, εκτεταμένο θερμό αντικυκλώνα στην επιφάνεια που εμποδίζει την προς ανατολάς κανονική πορεία των υφέσεων.

Οι Αντικυκλώνες Εμποδισμού, ο Πολικός Στρόβιλος, καθώς και η SSW σχετίζονται άμεσα μεταξύ τους. Στρατοσφαιρικές ανωμαλίες όπως η SSW και επεισόδια εμποδισμού έχουν συσχετιστεί μεταξύ τους [e.g., Labitzke, 1965; Quiroz, 1986]. Επιπλέον, σύμφωνα με τα αποτελέσματα 3 μοντέλων μελέτης [Taguchi, 2008; Martius et al., 2009, and Woollings et al., 2010], όταν ο Πολικός Στρόβιλος είναι εξασθενημένος και λαμβάνει χώρα η SSW, είναι πιθανό να ακολουθεί μετά από ένα σύντομο χρονικό διάστημα η εμφάνιση Αντικυκλώνα Εμποδισμού στην περιοχή του ανατολικού Βόρειου Ατλαντικού Ωκεανού (Euro-Atlantic Blockings).

Οι εμποδιστές αυτοί – ανάλογα με τη φάση που βρίσκεται ο Πολικός Στρόβιλος (ενισχυμένος, εξασθενημένος) – μπορούν να λειτουργήσουν ως μεμονωμένα-ανεξάρτητα μοτίβα τηλεσυνδέσεων. Ωστόσο, όπως θα φανεί από τα αποτελέσματα του σχήματος 1.16.1 [Castanheira and Graf, 2003], μπορούν να συσχετιστούν ικανοποιητικά με την NAO.



Σχήμα 1.16.1: Συσχέτιση τηλεσυνδεσιμότητας για τα μέσα μηνιαία γεωδυναμικά ύψη των 300 hPa. A: Καθεστώς ενισχυμένου Πολικού Στροβίλου (Strong Vortex Regime, SVR), B: Καθεστώς εξασθενημένου Πολικού Στροβίλου (Weak Vortex Regime, WVR). Εμφανίζονται τιμές συσχέτισης πάνω του 0.6. Τα βέλη δείχνουν τις τοποθεσίες των τηλεσυνδέσεων που προκύπτουν (Castanheira and Graf, 2003).

Στο καθεστώς ενισχυμένου Πολικού Στροβίλου, υπάρχουν δύο μεγάλες ζωνικές περιοχές με δυνατή τηλεσυνδεσιμότητα πάνω από το μεγαλύτερο κομμάτι του Βορείου Ατλαντικού (σχήμα 1.16.1, αριστερά). Στο καθεστώς εξασθενημένου Πολικού Στροβίλου, υπάρχουν δύο μεσημβρινά μοτίβα τηλεσύνδεσης (σχήμα 1.16.1, δεξιά). Το δυτικό μοτίβο συγκροτεί ένα κέντρο δράσης πάνω από τον ΒΑ Καναδά και ένα άλλο στο ανατολικό κομμάτι του υποτροπικού Βορείου Ατλαντικού. Το ανατολικό μοτίβο εμφανίζεται με τα κέντρα δράσης του να τοποθετούνται το ένα ανατολικά της Γροιλανδίας και το άλλο δυτικά της Ιβηρικής χερσονήσου [Wallace and Gutzler, 1981, Barnston and Livezey, 1987]. Το ανατολικό μοτίβο εμφανίζει μεγάλη τιμή συσχέτισης με τη ΝΑΟ (0,91), ωστόσο το δυτικό μοτίβο και το μοτίβο σε καθεστώς SVR έχουν χαμηλότερες τιμές συσχέτισης (0.62 και 0,74 αντίστοιχα).

Από τα παραπάνω γίνεται προφανές ότι τα Blocking Patterns του Βορείου Ατλαντικού έχουν τη δυναμική να καθορίσουν τις τιμές της ταλάντωσης του Β.Α. Όπως θα δούμε στα αποτελέσματα, η πλειοψηφία των κακοκαιριών τον χειμώνα στην περιοχή της Ελλάδας οφείλεται στην καταρχήν παρουσία αντικυκλώνων εμποδισμού στον Βόρειο Ατλαντικό.

Στόχος της παρούσας εργασίας είναι να μελετηθεί η σχέση των μοτίβων τηλεσύνδεσης του Βόρειου Ατλαντικού (ΝΑΟ) και της Αρκτικής (ΑΟ) με τα επεισόδια έντονων χειμερινών ατμοσφαιρικών διαταραχών στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου και της Ελλάδας. Επιπλέον, θα λάβει χώρα η ταξινόμηση των κακοκαιριών αυτών χωρικά σε εκείνες που αφορούν τη βόρεια Ελλάδα και τη νότια αντίστοιχα με τις αντίστοιχες τιμές των δεικτών σε καθεμία από αυτές, ώστε να εξεταστεί η συσχέτισή τους. Σκοπό αποτελεί ο εντοπισμός ενός εύρους τιμών των δεικτών, ικανός για να χαρακτηρίζει μεμονωμένα και ξεχωριστά τα επεισόδια υφέσεων για τα 2 αυτά τμήματα της χώρας, καθώς και για τις κακοκαιρίες που πλήττουν όλο τον Ελλαδικό χώρο.

2. ΔΕΔΟΜΕΝΑ – ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

2.1. ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Για την πραγματοποίηση της μελέτης χρησιμοποιήθηκαν οι ημερήσιες τιμές δεδομένων επανανάλυσης NCEP/NCAR από την Εθνική Υπηρεσία Ωκεανών & Ατμόσφαιρας των Η.Π.Α. (NOAA). Συγκεκριμένα, συγκεντρώθηκαν οι ημερήσιες τιμές των δεικτών για τους μήνες που έλαβαν χώρα οι κακοκαιρίες. Επίσης, συλλέχθηκαν και χάρτες που απεικονίζουν τις κλιματικές ανωμαλίες πίεσης στα ισοβαρικά επίπεδα των 1000mb και 500mb, τις ημέρες των υφέσεων.



Σχήμα 2.1.1: Η αρχική σελίδα του site της NOAA.

Το Εθνικό Κέντρο Περιβαλλοντικών Προβλέψεων (National Centers for Environmental Prediction, NCEP) και το Εθνικό Κέντρο Ατμοσφαιρικών Ερευνών (National Center for Atmospheric Research, NCAR) έχουν συνεργαστεί σε μία έρευνα για να παραχθεί ένα αναδρομικό αρχείο παγκόσμιας ανάλυσης των ατμοσφαιρικών πεδίων που χρήζουν συνεχούς παρακολούθησης, για πάνω από 50 έτη. Αυτή η προσπάθεια περιείχε την ανάκτηση παρατηρήσεων από πολλές διαφορετικές πηγές, όπως μετεωρολογικούς σταθμούς στην επιφάνεια, στα πλοία, στα αεροσκάφη, καθώς συλλογή δεδομένων από ραδιοβολήσεις και δορυφόρους [Kistler et al., 2001]. Τα δεδομένα αυτά μετέπειτα υπέστησαν τη διαδικασία του ποιοτικού ελέγχου με ένα σύστημα ενσωμάτωσης δεδομένων, το Reanalysis. Από τις πηγές που συλλέγει τα δεδομένα το reanalysis γίνεται αντιληπτό ότι μπορεί να περιγράψει μετεωρολογικές παραμέτρους

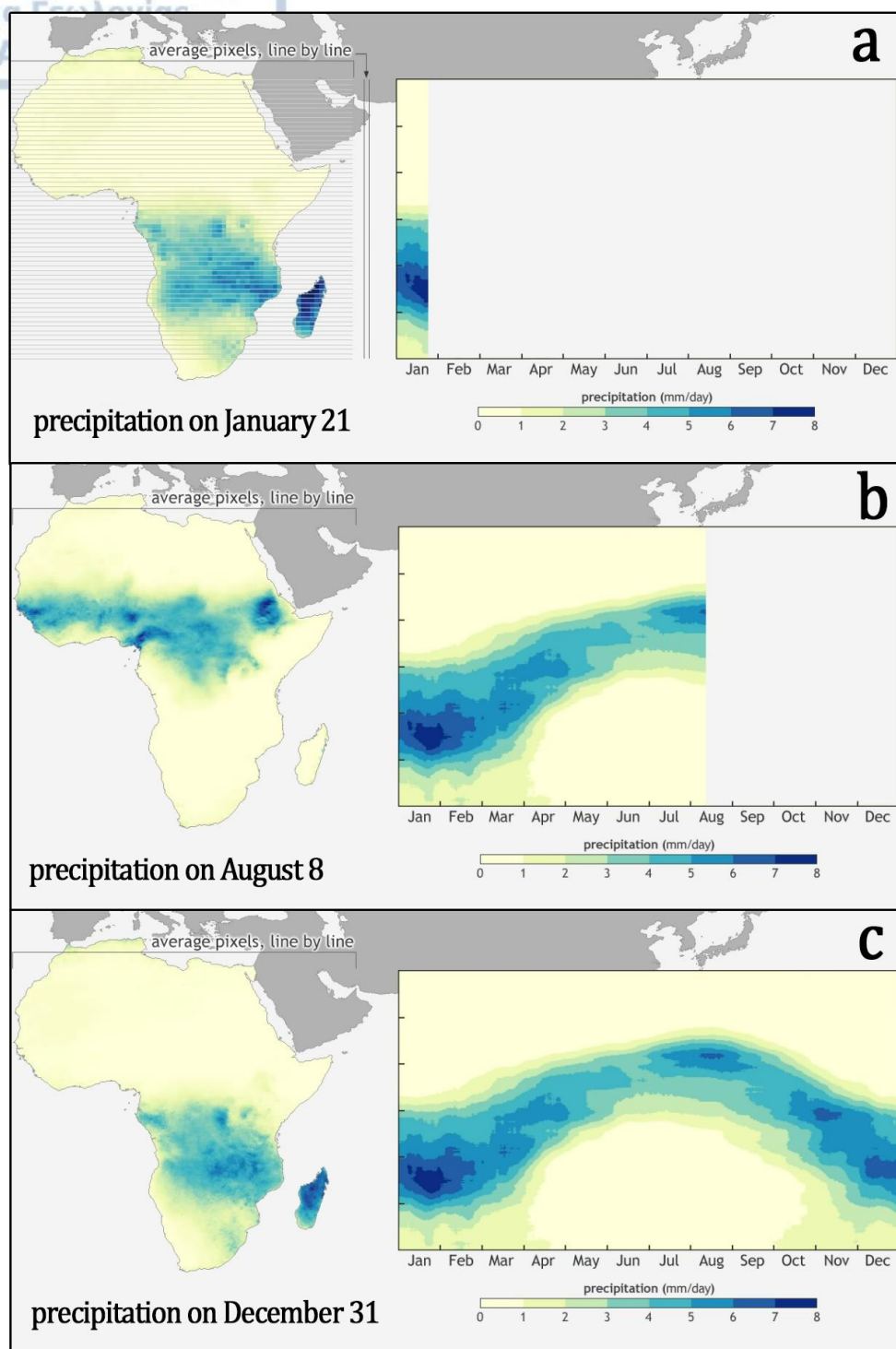
(θερμοκρασία, πίεση, άνεμο, υγρασία) από την επιφάνεια μέχρι και μεγάλα υψόμετρα της ατμόσφαιρας. Το σύστημα της επανάλυσης περιγράφηκε πρώτα από την Eugenia Kalnay [Kalnay et al., 1996].

Οι μεταβλητές των πλεγμάτων, το πιο χρησιμοποιούμενο προϊόν της επανάλυσης, έχουν ταξινομηθεί σε τρεις κατηγορίες [Kalnay et al. 1996]:

- Τύπου Α μεταβλητές, οι οποίες περιλαμβάνουν τιμές θερμοκρασίας από την ανώτερη ατμόσφαιρα, περιστροφικού ανέμου και γεωδυναμικών υψών. Βασίζονται κυρίως από πραγματικά δεδομένα και για τον λόγο αυτό είναι το πιο αξιόπιστο προϊόν της επανάλυσης.
- Τύπου Β μεταβλητές, οι οποίες περιλαμβάνουν τιμές υγρασίας, αποκλινόντων ανέμων και παραμέτρων της επιφάνειας. Βασίζονται τόσο από πραγματικά δεδομένα όσο και από τα προγνωστικά δεδομένα που χρησιμοποιούν τα NCEP/NCAR.
- Τύπου C μεταβλητές, οι οποίες περιλαμβάνουν τιμές όπως η ροή ενέργειας στην επιφάνεια, δείκτες θερμότητας και βροχόπτωσης. Βασίζονται αποκλειστικά από τα προγνωστικά δεδομένα.

Στόχος αυτής της προσπάθειας των NCEP/NCAR είναι η δημιουργία ατμοσφαιρικών αναλύσεων με τη χρήση ιστορικών δεδομένων (από το 1948 και μετά) και η παραγωγή δεδομένων που αντιπροσωπεύουν την τρέχουσα ατμοσφαιρική κατάσταση.

Τέλος, από το NCEP/NCAR χρησιμοποιήθηκε το διάγραμμα Hovmöller (Hovmöller, 1949). Το συγκεκριμένο διάγραμμα συνδυάζει τις παραμέτρους του χρόνου (χρονική περίοδο) και του χώρου (ορισμένη περιοχή γεωγραφικού μήκους ή πλάτους) που αφορούν μια μελέτη, ενώ η μεταβλητή μπορεί να ποικίλλει (τιμές υγρασίας, θερμοκρασίες, αποκλίσεις, ύψη βροχής κλπ.).

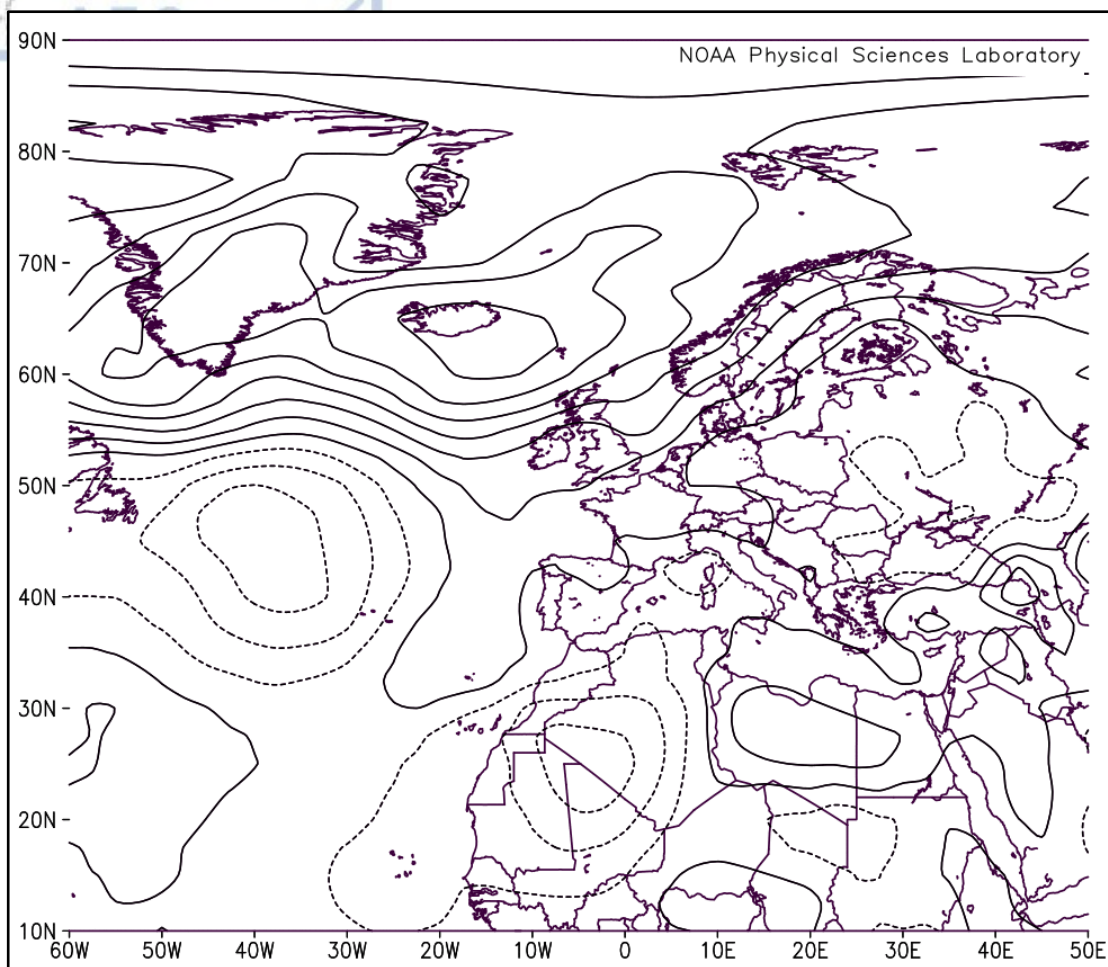


Σχήμα 2.1.2: Τμηματική αναπαράσταση του διαγράμματος Hovmöller που αφορά τα ημερήσια ύψη βροχής και την κατανομή αυτών για ένα ημερολογιακό έτος, για την ήπειρο της Αφρικής.

Στο σχήμα 2.1.2 αναπαρίσταται ένα παράδειγμα της χρήσης του διαγράμματος. Στον οριζόντιο άξονα (άξονας x) τοποθετείται ο χρόνος, ενώ στον κατακόρυφο (άξονας y) συναντάται ο χώρος, που στην προκειμένη περίπτωση είναι η ήπειρος της Αφρικής. Πιο αναλυτικά, κάθε μεμονωμένη μονάδα στήλης αντιστοιχεί σε μία μέρα (1 από τις 365 του έτους) βροχόπτωσης στην Αφρική. Στο 2.1.2a) φαίνεται η κατανομή της ημερήσιας βροχόπτωσης για την 21^η Ιανουαρίου, με τα μεγαλύτερα ύψη αυτής να εντοπίζονται στο νότιο κομμάτι της ηπείρου. Στο 2.1.2b) και βρισκόμενοι πλέον ημερολογιακά στον Αύγουστο, είναι εμφανές πως οι βροχοπτώσεις έχουν μετατοπιστεί βορειότερα, γεγονός που σκιαγραφείται στο διάγραμμα Hovmöller (το σκούρο μπλε χρώμα με το οποίο χαρακτηρίζονται τα μεγαλύτερα ύψη βροχής εντοπίζεται υψηλότερα). Στο 2.1.2c) φαίνεται πως οι βροχοπτώσεις επανέρχονται στα νοτιότερα τμήματα της Αφρικής, γεγονός που αντικατοπτρίζεται και πάλι στο διάγραμμα. Η ακρίβεια της μεθόδου αυτής επαληθεύεται από το συγκεκριμένο παράδειγμα, διότι επιβεβαιώνεται στο διάγραμμα η περιοχική περιοδικότητα που εμφανίζουν οι ετήσιες βροχοπτώσεις στην Αφρική.

Σε αυτή την εργασία θα χρησιμοποιηθούν τα διαγράμματα Hovmöller για να εντοπιστούν οι θερμοκρασιακές ανωμαλίες (σε βαθμούς Kelvin), η χρονική περίοδος και η κύμανση αυτών (γεωγραφικό μήκος) κατά την περίοδο των διαταραχών που θα μελετηθούν.

Περιοχή ενδιαφέροντος για την εργασία αποτελεί η Ευρώπη και η περιοχή του Βορείου Ατλαντικού ωκεανού και πιο συγκεκριμένα η περιοχή με συντεταγμένες από 60°Δ έως 50°Α γεωγραφικά μήκη και 10°Β έως 90°Β γεωγραφικά πλάτη. Ωστόσο, χρησιμοποιήθηκε και χάρτης που καλύπτει ολόκληρο το Βόρειο Ημισφαίριο, χάριν κυρίως της ΑΟ.



Σχήμα 2.1.3: Χάρτης που δείχνει την περιοχή μελέτης με συντεταγμένες από 60°Δ έως 50°Α γεωγραφικά μήκη και 10°Β έως 90°Β γεωγραφικά πλάτη. Στον χάρτη φαίνονται επίσης οι αποκλίσεις της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (Mean Sea Level Pressure) για το έτος 2021,

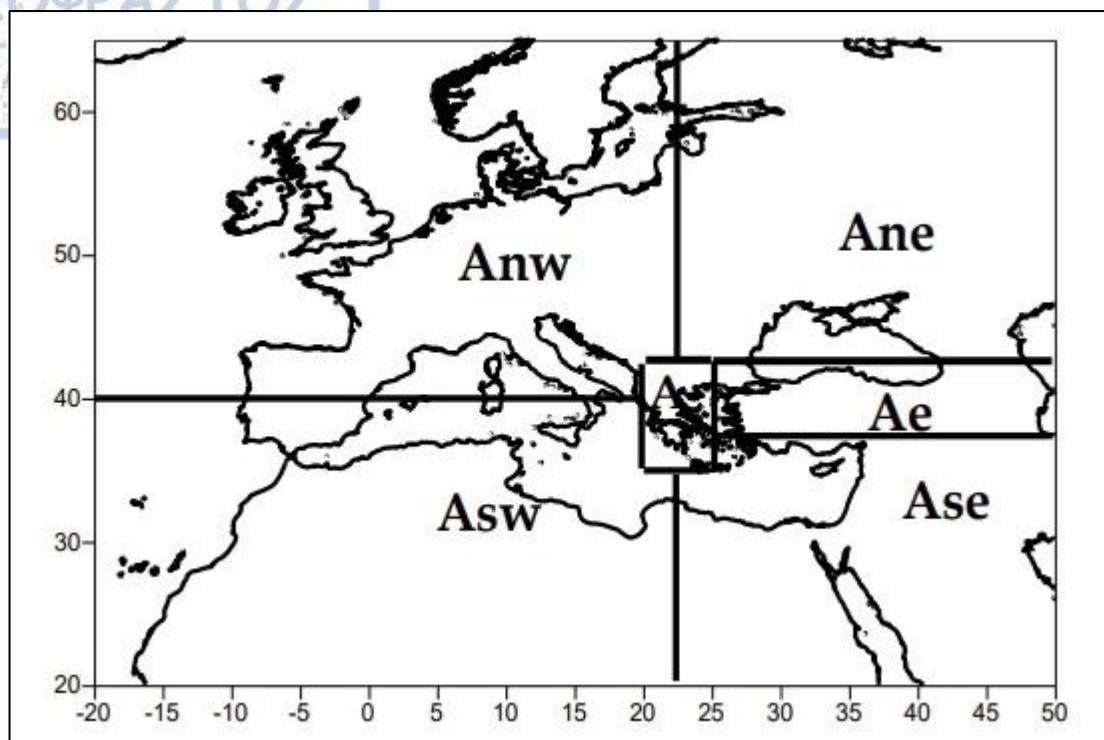
2.2. ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τη μελέτη των υφέσεων που θα αναλυθούν χρησιμοποιήθηκαν - για την ποιοτική και χωρική ταξινόμησή τους - οι τύποι κυκλοφορίας (Air Flow Types), προκειμένου να εντοπιστούν οι θέσεις των αντικυκλωνικών και κυκλωνικών κέντρων δράσης στον ελληνικό χώρο [Anagnostopoulou et al, 2003].

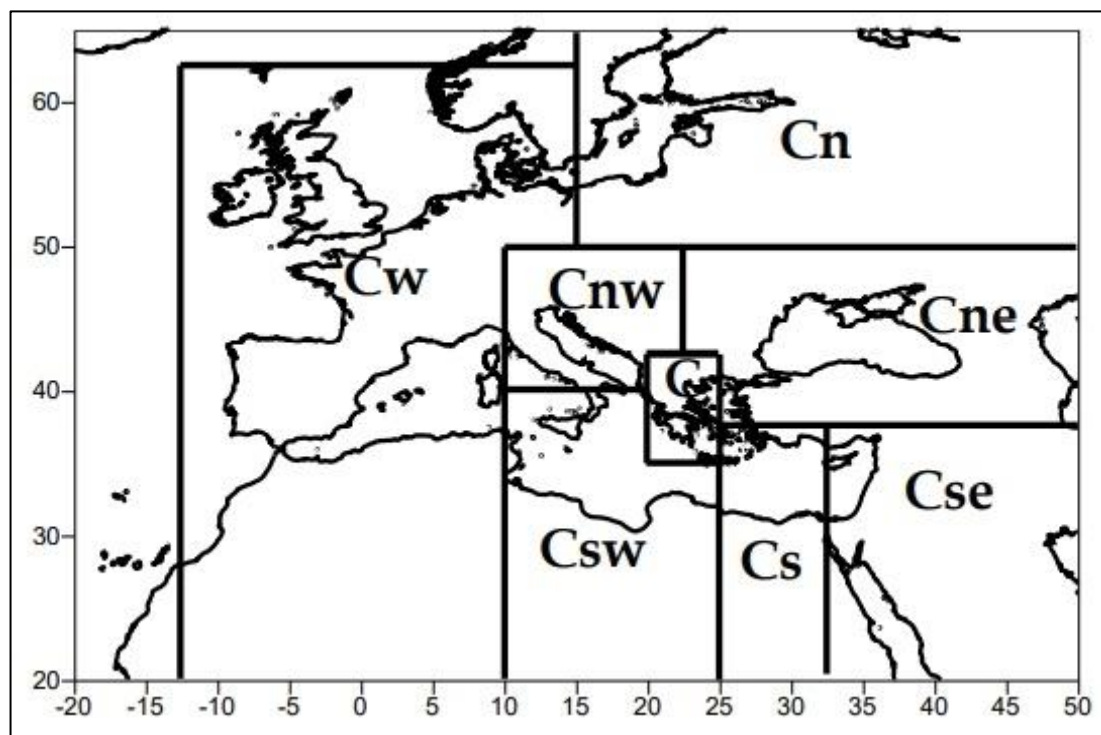
Για τη δημιουργία υφέσεων στη Μεσόγειο, η μεσημβρινή κυκλοφορία είναι αυτή που παίζει τον πιο καθοριστικό ρόλο [Maheras, 1983, 1988]. Η επικράτηση μεσημβρινής κυκλοφορίας συνδέεται με αύξηση των βαρομετρικών χαμηλών στη δυτική Μεσόγειο και τα Βαλκάνια, ενώ η επικράτηση ζωνικής κυκλοφορίας συνδέεται με μείωση αυτών [Maheras & Kolyva-Machera, 1990].

Λόγω της ιδιαιτερότητας του μορφολογικού ανάγλυφου της Ελλάδας, ο μηχανισμός ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων στις διάφορες περιοχές της χώρας ποικίλλει, ανάλογα με την περιοχή [Anagnostopoulou, 2003]. Στη δυτική και βόρεια Ελλάδα, τα καιρικά φαινόμενα οφείλονται κατά βάση στην πορεία των υφέσεων που κινούνται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, και στην έντονη ορογραφία. Αντίθετα, στην ανατολική ηπειρωτική και νότια Ελλάδα, οι βροχοπτώσεις και οι χιονοπτώσεις κατά τη χειμερινή περίοδο είναι κυρίως αποτέλεσμα ενός συνδυασμού της δράσης των ηπειρωτικών αντικυκλώνων βόρεια της ελληνικής περιοχής (περιοχή Βαλκανίων), με τις κυκλωνικές καταστάσεις στα νότια, νοτιοδυτικά ή νοτιοανατολικά [Maheras, 1979].

Για την κατάταξη των τύπων κυκλοφορίας στον ευρύτερο ελλαδικό χώρο γίνεται χρήση μιας αυτόματης μεθόδου ταξινόμησης [Maheras & Anagnostopoulou, 2003]. Βασίζεται στα ημερήσια πεδία ανωμαλιών στη στάθμη των 500 mb των NCEP/NCAR reanalysis. Επομένως, σε ό,τι αφορά την κυκλοφορία στα 500 mb από την ελληνική περιοχή, προκύπτουν 14 τύποι κυκλοφορίας: έξι που αφορούν αντικυκλωνικά συστήματα (A, Asw, Anw, Ane, Ase, Ae) και οκτώ κυκλωνικά (C, Csw, Cs, Cnw, Cne, Cse, Cn, Cw) σύμφωνα με τη θέση του κέντρου (αντικυκλωνικού ή κυκλωνικού), σε σχέση πάντα με τον ελληνικό χώρο. Αυτοί οι τύποι κυκλοφορίας δίνουν μια εικόνα της επικρατούσας συνοπτικής κατάστασης πάνω από την ευρύτερη ευρωπαϊκή περιοχή.



Σχήμα 2.2.1: Θέσεις αντικυκλωνικών τύπων κυκλοφορίας [Maheras & Anagnostopoulou, 2003].



Σχήμα 2.2.2: Θέσεις κυκλωνικών τύπων κυκλοφορίας [Maheras & Anagnostopoulou, 2003].

Από τους κυκλωνικούς τύπους κυκλοφορίας αυτοί που συνδέονται με εμφάνιση υφέσεων, οι οποίες επηρεάζουν κυρίως το βόρειο τμήμα της χώρας, είναι οι Csw,

Cw, Cn και C. Ιδανικοί τύποι αντικυκλωνικής κυκλοφορίας για έλευση ψυχρών αερίων μαζών τη χειμερινή περίοδο στη Βόρεια Ελλάδα αποτελούν οι Anw, Ane και A, καθώς στους δύο πρώτους τύπους η ροή του ανέμου σε όλα τα ύψη της τροπόσφαιρας είναι βόρειας συνιστώσας, με μεγαλύτερη ένταση κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Ο A τύπος – όντας κινητός αντικυκλώνας - αποτελεί συνέχεια των Anw και Ane, επομένως οι ψυχρές αέριες μάζες επικρατούν ήδη στην περιοχή.

Το νότιο τμήμα της Ελλάδας επηρεάζεται από τους κυκλωνικούς τύπους C και Csw, ενώ οι Cne, Cs και Cse μπορεί να σχετιστούν και με χαμηλές θερμοκρασίες. Προϋπόθεση των υφέσεων που πλήττουν τη νότια χώρα είναι η παρουσία ενός αντικυκλώνα τύπου Anw που με ταχείς ρυθμούς «καταρρέει» προς την περιοχή των Βαλκανίων. Με αυτόν τον τρόπο, επιτυγχάνεται η ροή του ανέμου να είναι B-BA συνιστώσας, υποδηλώνοντας έτσι τη δυνατότητα έλευσης ακόμα πιο ψυχρών αερίων μαζών σε σχέση με αυτών που είναι απαραίτητοι για μια χειμερινή κακοκαιρία στη Βόρεια Ελλάδα.

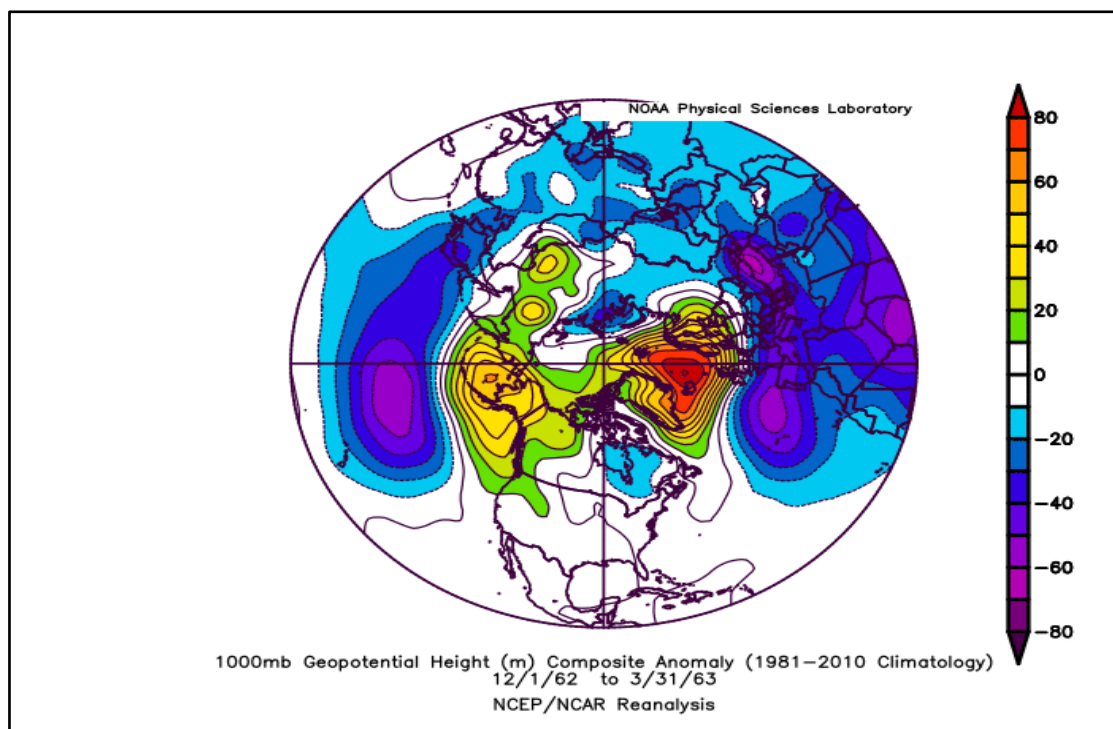
3. ΑΝΑΛΥΣΗ

3.1 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗΝ ΕΛΛΑΔΑ

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο έχουν επιλεγεί οι πιο σημαντικές χειμερινές κακοκαιρίες που έχουν πλήξει την Ελλάδα και μέρη αυτής από το 1963 έως το 2021. Πολλές από τις ατμοσφαιρικές διαταραχές που θα αναλυθούν έχουν αφήσει ρεκόρ καταγραφών σε ελάχιστες, μέσες ελάχιστες θερμοκρασίες και ημέρες ολικού παγετού σε περιοχές της χώρας, καθώς και σημαντικά ύψη χιονιού. Οι 2 πιο ακραίες κακοκαιρίες – τόσο από άποψης θερμοκρασιών όσο και χιονοπτώσεων – που έπληξαν την περιοχή της Ελλάδας το διάστημα 1963-2021 είναι αυτή του Ιανουαρίου 1963 και του Ιανουαρίου 2017, οι οποίες επηρέασαν όλη την επικράτεια.

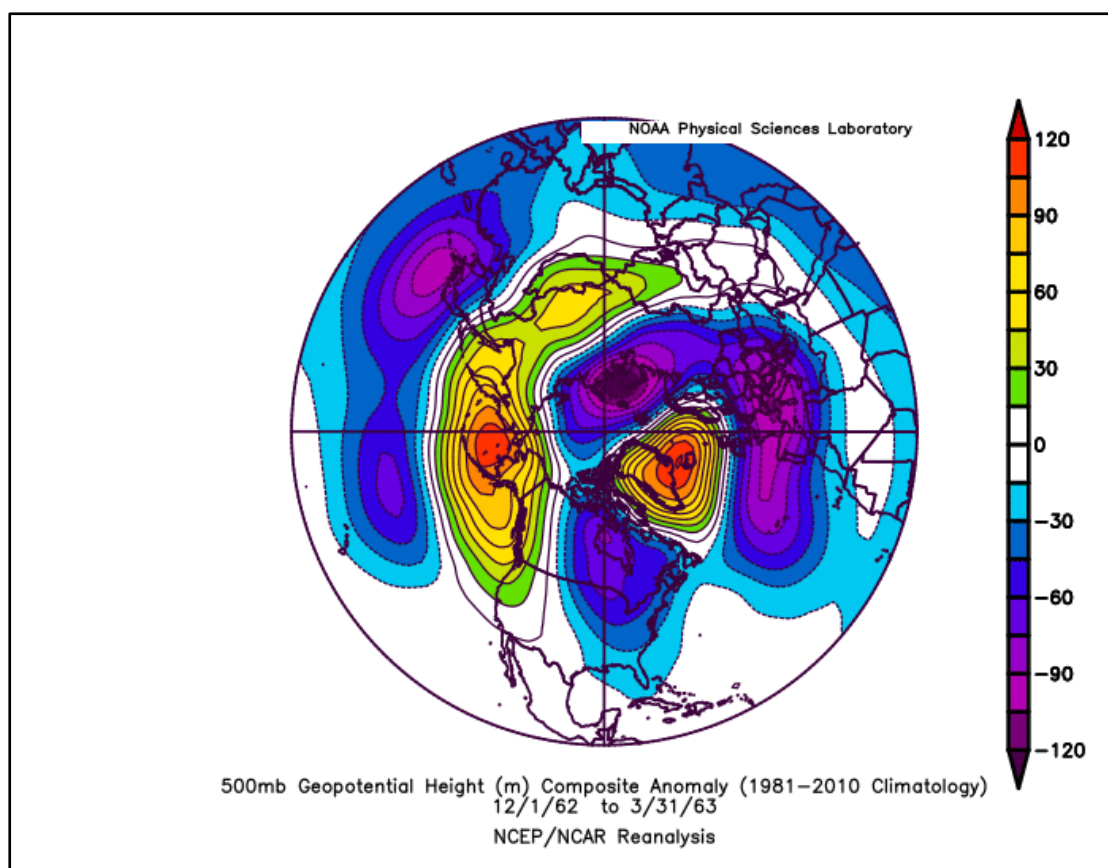
3.1.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1962-1963 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1963)

Η χειμερινή περίοδος του 1962-1963 έχει μείνει στην ιστορία ως «ο χειμώνας



Σχήμα 3.1.1: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb (SLP). Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

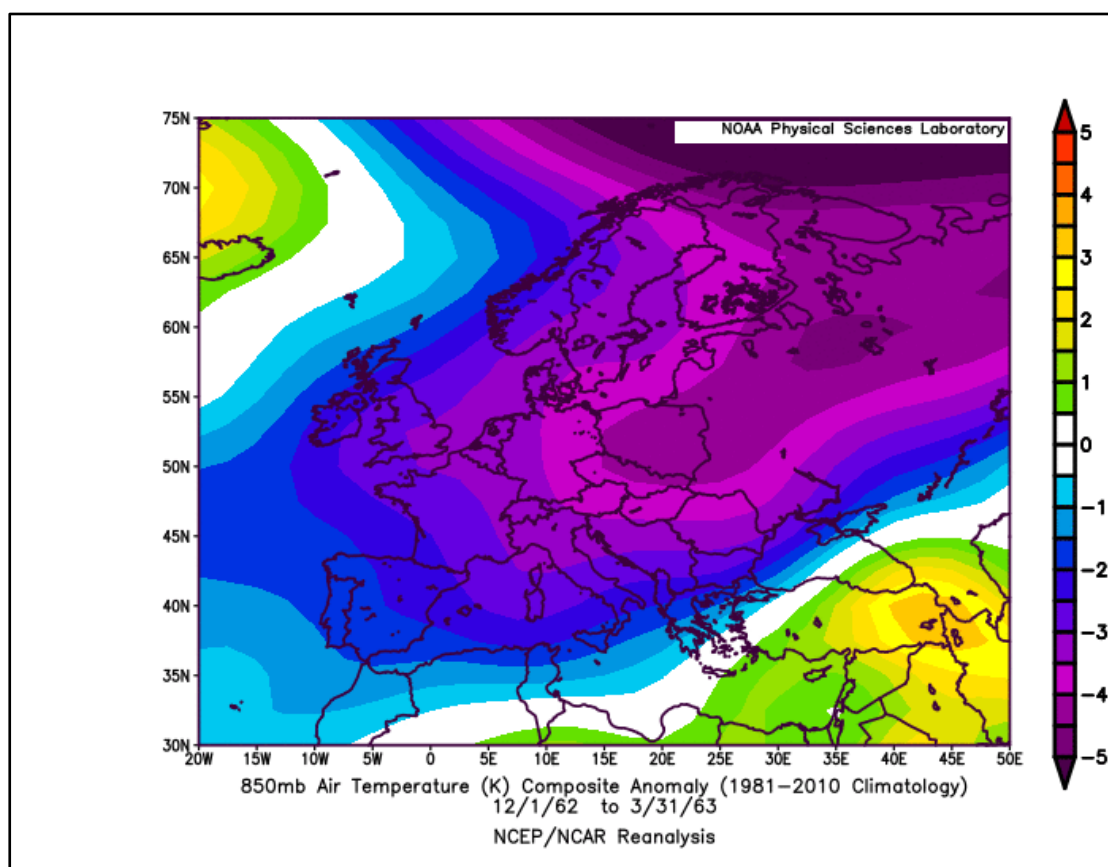
των πάγων», καθώς υπήρξε από τους πιο σφοδρούς – τόσο σε θερμοκρασία όσο και σε χιονοπτώσεις – χειμώνες του 20^{ου} αιώνα για την Ευρώπη. Οι μέσες τιμές θερμοκρασίας, βροχόπτωσης και πίεσης στα γεωδυναμικά ύψη των 1000mb ($\approx$ SLP) και 500mb (5.500 grm) για όλη την περίοδο είχαν μεγάλες αποκλίσεις από τα μέσα κλιματικά νούμερα και πιο συγκεκριμένα για τον Ιανουάριο. Ενδεικτικά, στο σχήματα (3.1.1 και 3.1.2) φαίνονται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb και 500 mb για όλη τη χειμερινή περίοδο (December-March, DJFM).



Σχήμα 3.1.2: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb (5.500 grm). Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Σύμφωνα με τις τιμές γεωδυναμικών υψών στα ανωτέρω σχήματα, παρατηρείται ότι για όλη τη διάρκεια του συγκεκριμένου χειμώνα, το πολικό χαμηλό κοντά στην επιφάνεια είναι εξασθενημένο (1000 mb), καθώς υπάρχει και ένα ισχυρό blocking pattern στην περιοχή της Ισλανδίας και της Νορβηγικής

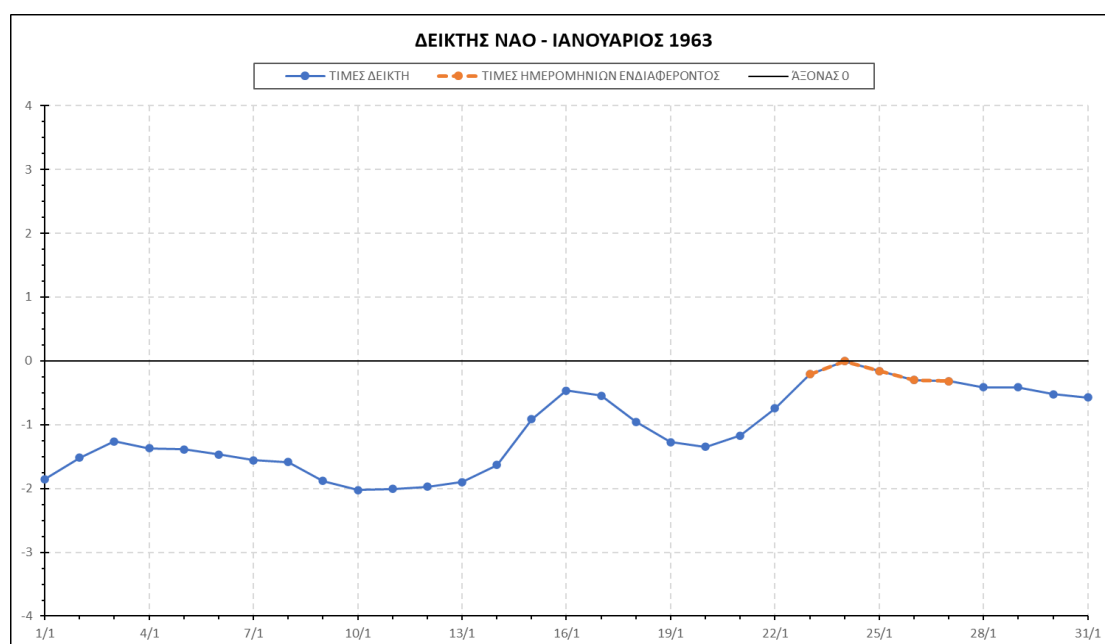
θάλασσας, με θετικές αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών τόσο στην επιφάνεια όσο και στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Το συγκεκριμένο μοτίβο που φαίνεται πως επικράτησε για όλη τη χειμερινή περίοδο, συνέβαλε στη μεσημβρινή ροή πάνω από την Ευρώπη, γεγονός που δικαιολογεί και τις αρνητικές αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές θερμοκρασίας στα 850 mb (σε βαθμούς Kelvin), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.3.



Σχήμα 3.1.3: Αποκλίσεις των τιμών θερμοκρασίας στο ύψος των 850 mb (1.500 m υψόμετρο) από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 20° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 75° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον χειμώνα του 1962-63.

Την περίοδο του Ιανουαρίου και πιο συγκεκριμένα από τις 23 έως τις 27 του μήνα ένα μεγάλο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής έπληξε την Ελλάδα, δίνοντας χιονοπτώσεις σε όλη τη χώρα και ολικό παγετό στο ηπειρωτικό κομμάτι της. Πιο αναλυτικά:

Αντικυκλώνας εμποδισμού όντας ήδη βρισκόμενος στη βορειοδυτική Ευρώπη (Ανω), με κέντρο δυτικά του Ηνωμένου Βασιλείου, στο βορειοανατολικό Ατλαντικό Ωκεανό επεκτάθηκε και στην Κεντρική Ευρώπη, όσο προσεγγίζουμε τις ημέρες ενδιαφέροντος. Η παρουσία του Αντικυκλώνα αυτού δικαιολογείται και από τις τιμές του δείκτη NAO που φαίνονται στο σχήμα 3.1.4.

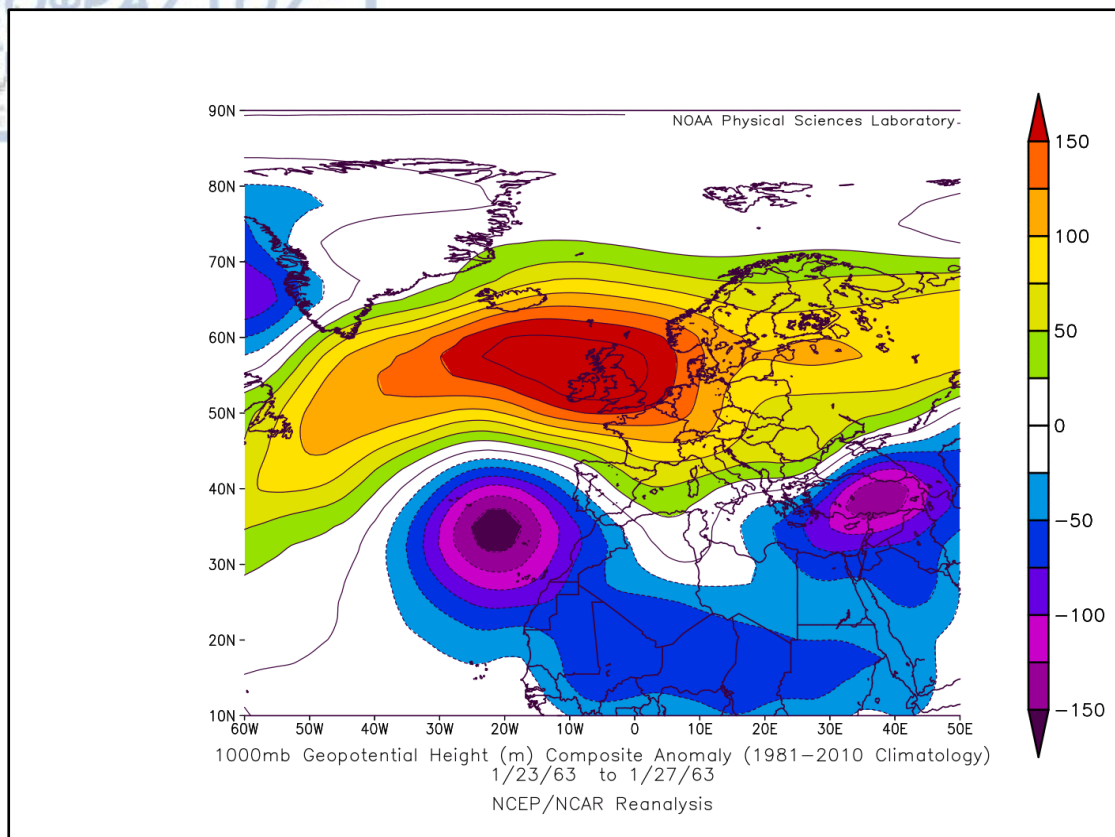


Σχήμα 3.1.4: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Ιανουάριο του 1963. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε την Ελλάδα.

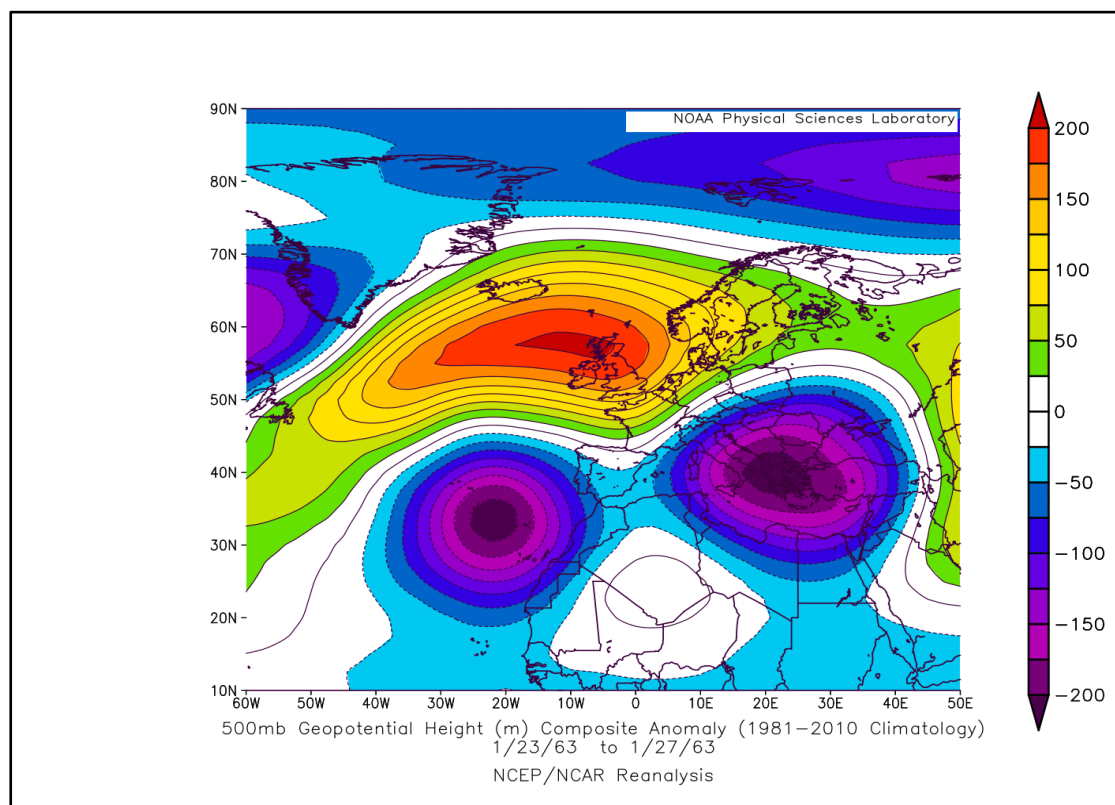
Όπως είναι αναμενόμενο από το σχήμα 3.1.4, ο δείκτης NAO καθόλη τη διάρκεια του μήνα παραμένει αρνητικός, καθώς η συγκεκριμένη χειμερινή περίοδος έχει τον αντικυκλώνα εμποδισμού στην Ισλανδία να εμμένει. Συνεπώς, η μεσημβρινή κυκλοφορία επιτρέπει την έλευση cP αερίων μαζών στην περιοχή της Μεσογείου.

Παράλληλα με την μεταφορά των συγκεκριμένων αερίων μαζών, δημιουργείται αρχικά βαρομετρικό χαμηλό (C) στην περιοχή του Ιονίου με κίνηση A, το οποίο επηρεάζει κυρίως τη βόρεια Ελλάδα το διάστημα 23-25/1. Στη συνέχεια και με τη διέλευση της ύφεσης, δημιουργείται εκ νέου βαρομετρικό χαμηλό (Cs) στη ΝΑ Μεσόγειο με κίνηση BA, πλήττοντας το νότιο κομμάτι της χώρας το διάστημα 25-27/1.

Στα σχήματα 3.1.5 και 3.1.6 φαίνονται οι θετικές αποκλίσεις των γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb και 500 mb στην περιοχή που επικρατεί ο αντικυκλώνας (Anw), ενώ εμφανείς είναι επίσης και οι σημαντικά αρνητικές αποκλίσεις στα 5.500 grm στην περιοχή των Βαλκανίων και ευρύτερα στη Μεσόγειο, οι οποίες υποδηλώνουν την ύπαρξη ενός cut-off low στην περιοχή της Ελλάδας για τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Σε ό,τι αφορά τις αρνητικές αποκλίσεις στα 1000mb, αυτές εμφανίζονται κυρίως στη νοτιοανατολική Μεσόγειο, λόγω του ισχυρού Cs χαμηλού που έπληξε δευτερευόντως τη νότια Ελλάδα.

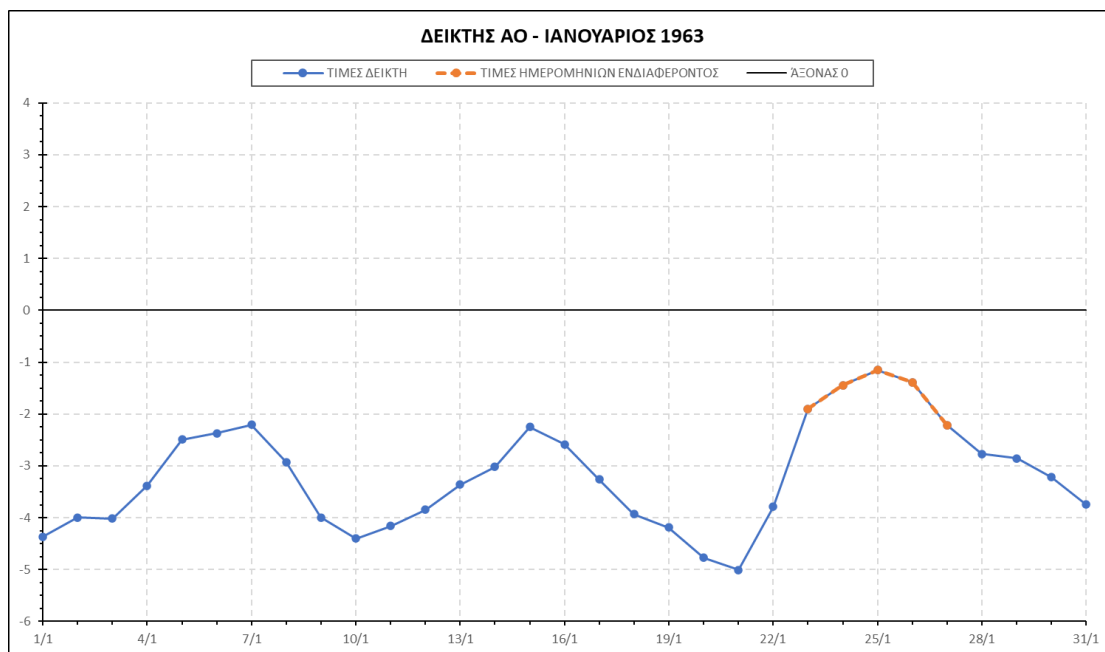


Σχήμα 3.1.5: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



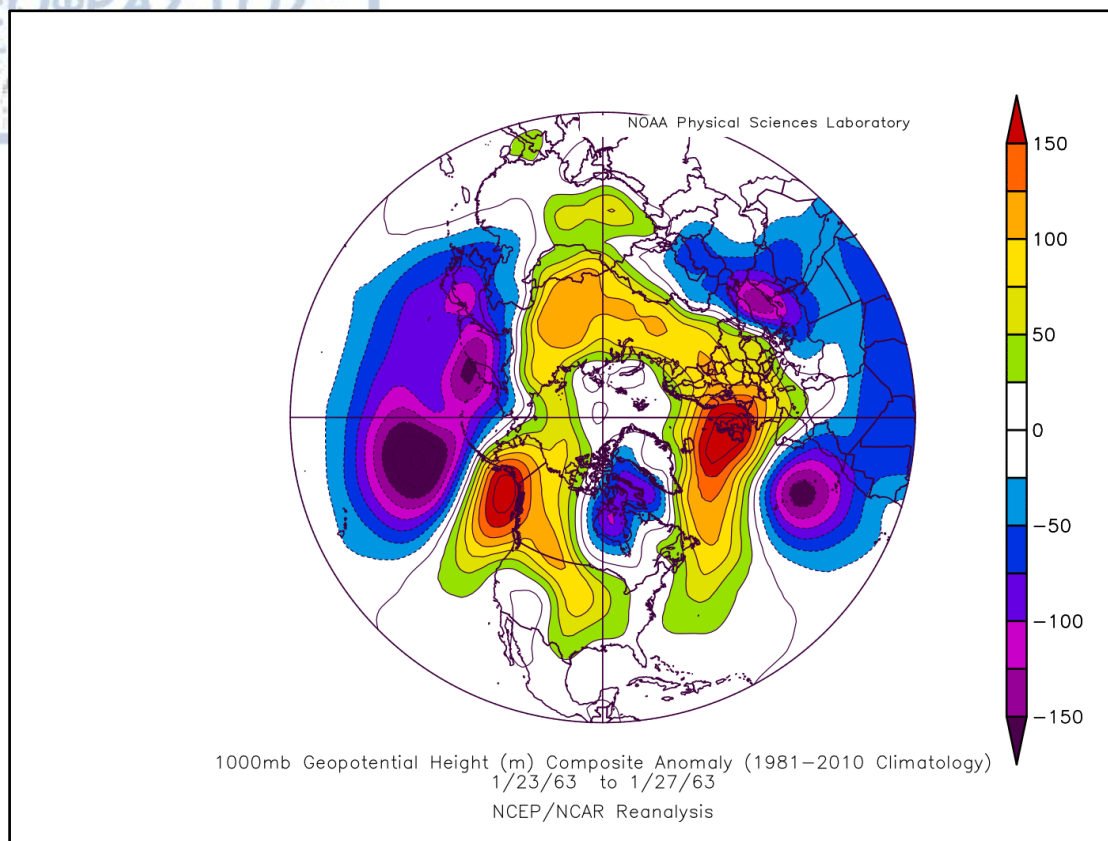
Σχήμα 3.1.6: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

Σε ό,τι αφορά τις τιμές του δείκτη ΑΟ για την περίοδο ενδιαφέροντος, αυτές εμφανίζονται αρκετά αρνητικές πριν το πέρας της κακοκαιρίας, ενώ αυξάνονται προς το τέλος της κακοκαιρίας, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.7.

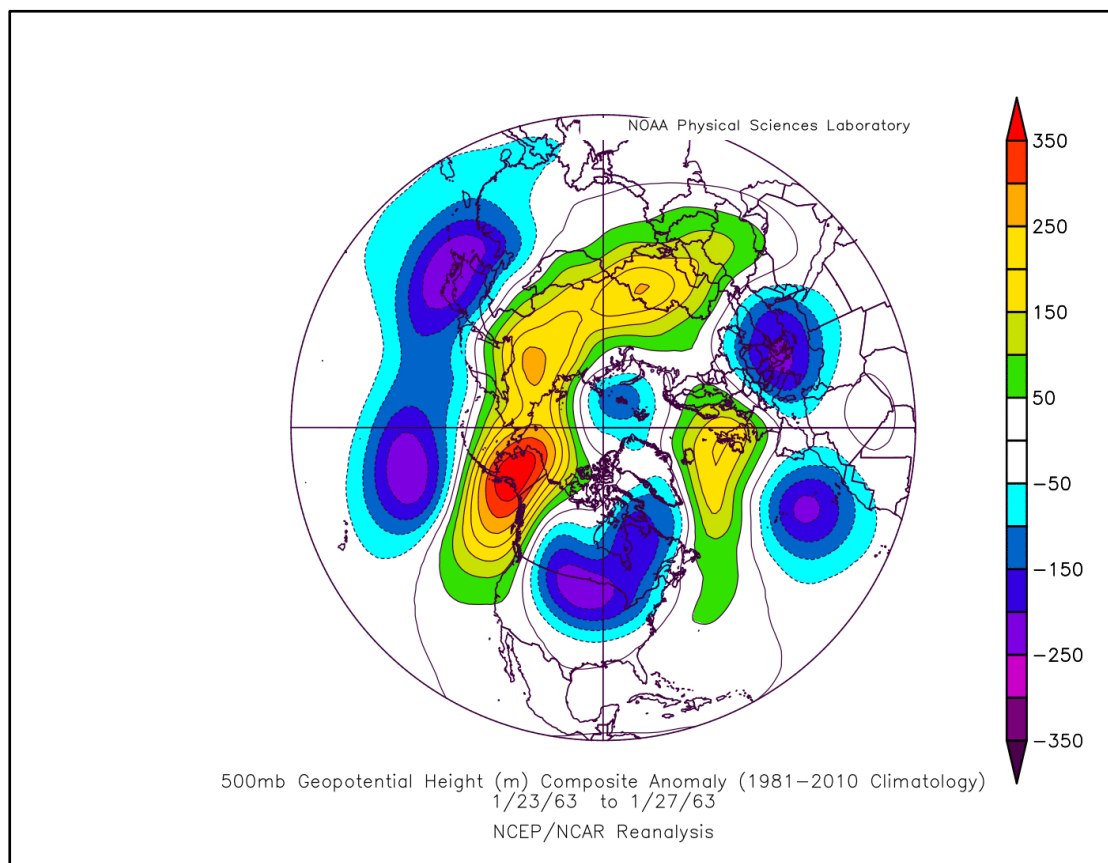


Σχήμα 3.1.7: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 1963. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε την Ελλάδα.

Οι τιμές του δείκτη παραμένουν αρνητικές για όλον το μήνα, γεγονός που οφείλεται στο εξασθενημένο πολιτικό χαμηλό, όπως φαίνεται στα σχήματα 3.1.8 και 3.1.9.

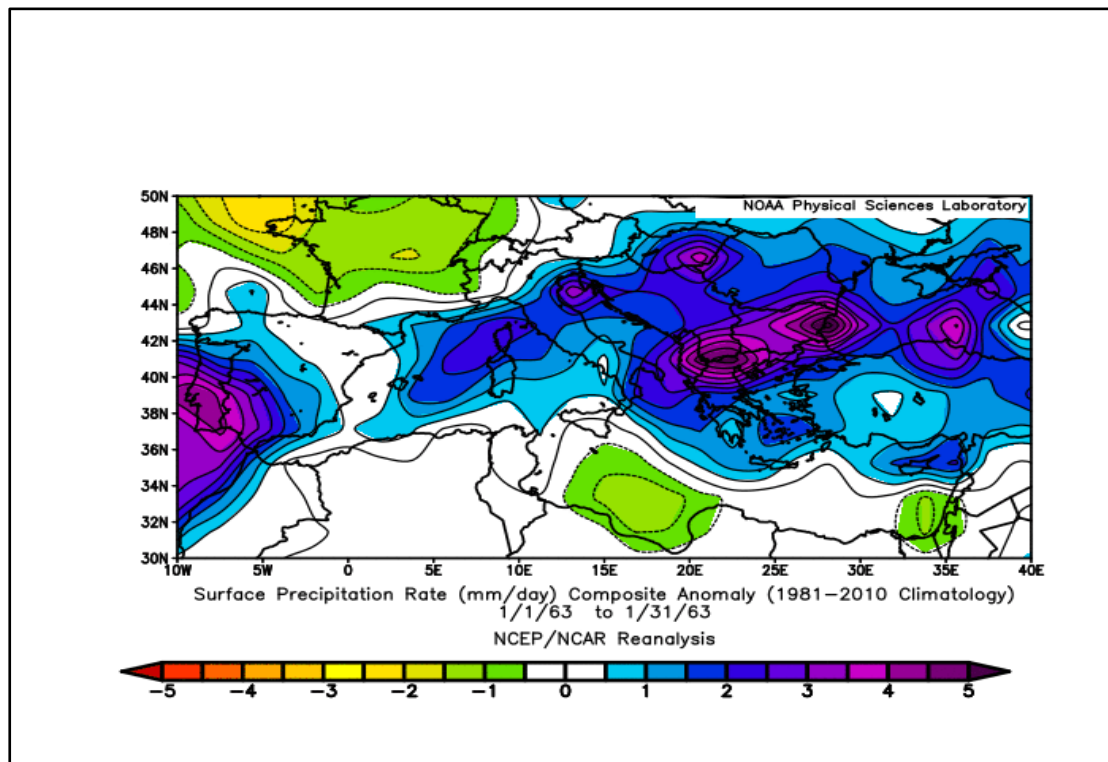


Σχήμα 3.1.8: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



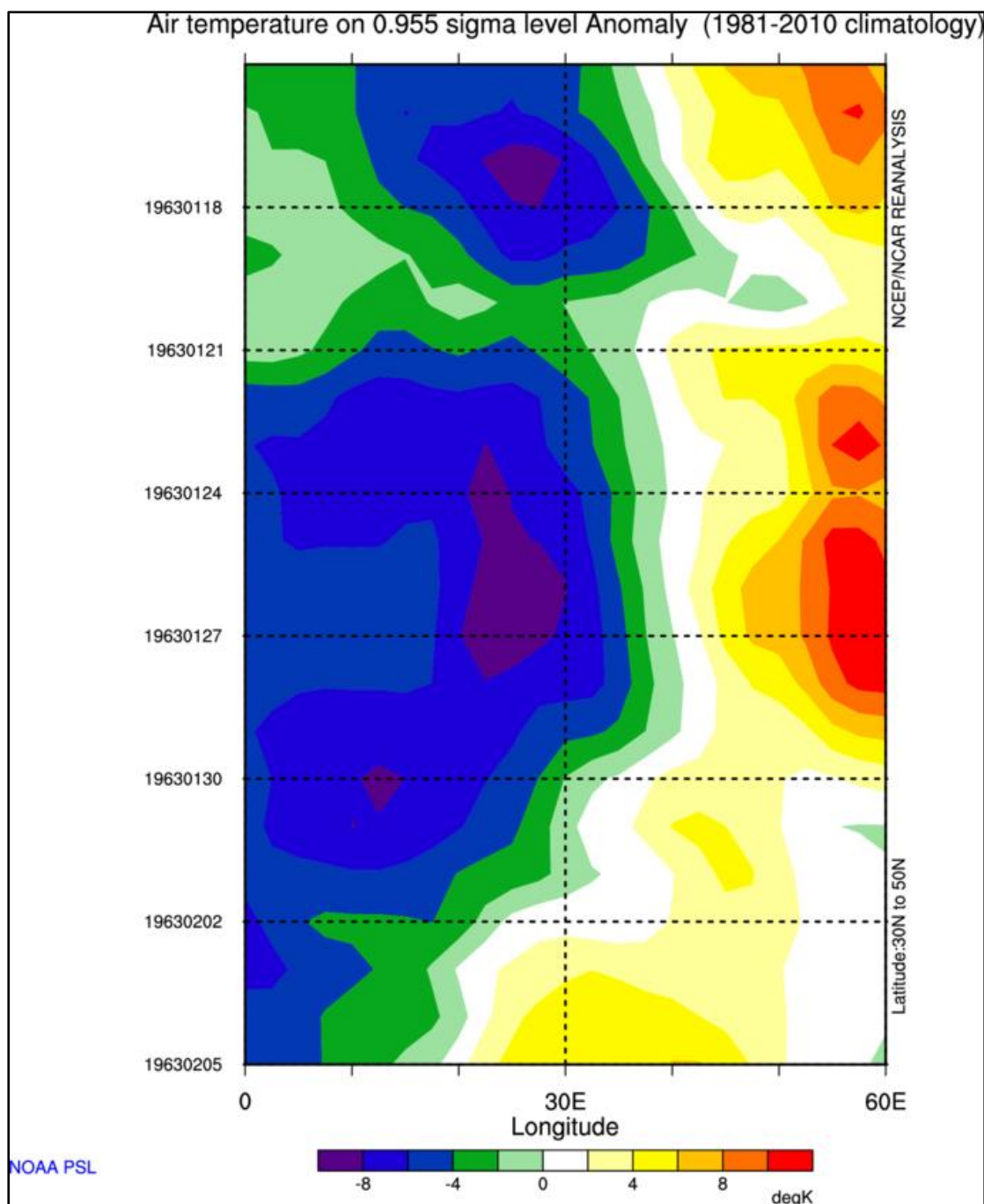
Σχήμα 3.1.9: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Έχει επισημανθεί προηγουμένως (βλ. «Η ΑΡΚΤΙΚΗ ΤΑΛΑΝΤΩΣΗ», σελ. 24) ότι όταν ο δείκτης ΑΟ βρίσκεται σε αρνητική φάση, αυξάνονται οι πιθανότητες κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Όντας λοιπόν ο δείκτης μόνιμα αρνητικός για τον Ιανουάριο, δικαιολογείται και η αύξηση σε υετίσιμα ποσά νερού ανά ημέρα (mm/day), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.10.



Σχήμα 3.1.10: Αποκλίσεις ημερήσιων τιμών βροχόπτωσης (mm/day) από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 10°Δ έως 40° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 1963.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.1.11, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Ιανουαρίου του 1963 συμβαδίζει με την περίοδο (23-27/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.

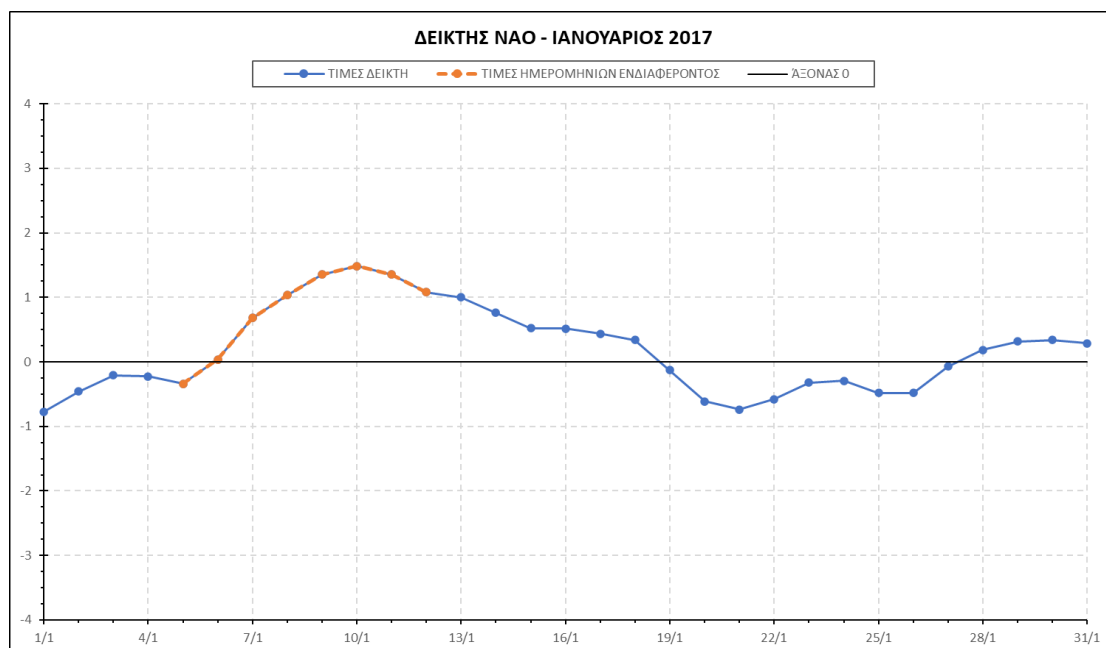


Σχήμα 3.1.11: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 1963. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

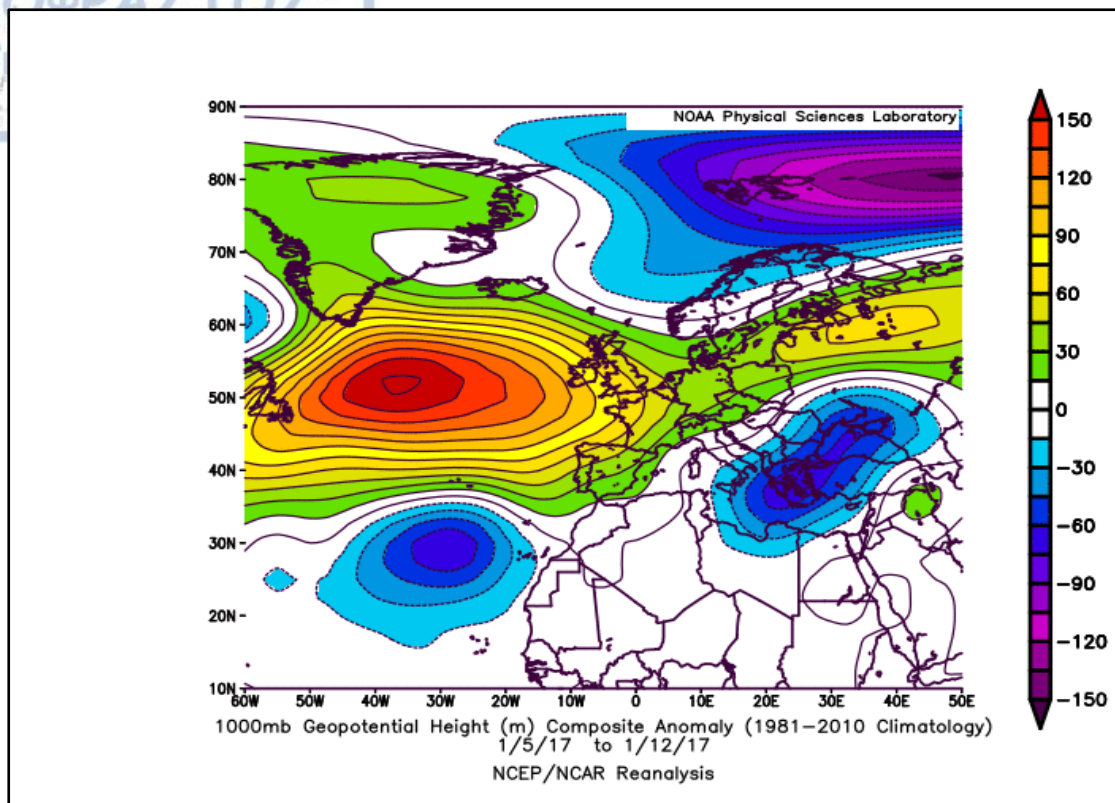
3.1.2 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2016-2017 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2017)

Οι Ιανουάριος του 2017 ήταν ένας από τους πιο ψυχρούς μήνες που έχουν καταγραφεί στη Βαλκανική Χερσόνησο λόγω των πολύ χαμηλών θερμοκρασιών που έλαβαν χώρα για τις περισσότερες ημέρες του μήνα και πιο συγκεκριμένα για το διάστημα 5-12/1. (Anagnostopoulou et al., 2017). Η ανατολική ηπειρωτική Ελλάδα στο διάστημα αυτό (5-12/1) δέχτηκε μεγάλα ύψη χιονιού λόγω του Aegean Effect, καθώς και στο υπόλοιπο κομμάτι της χώρας σημειώθηκαν αξιόλογες χιονοστρώσεις. Πολλές περιοχές δέχτηκαν ύψη χιονιού που έφταναν μεταξύ 75 cm και 1 m, ενώ περιοχές της κεντρικής και βόρειας Ελλάδας είχαν ολικό παγετό (αρνητικές τιμές θερμοκρασίας για όλο το 24ωρο) για πολλές ημέρες. Ενδεικτικά, η Λάρισα είχε 13 ημέρες ολικού παγετού, ενώ η Θεσσαλονίκη 7.

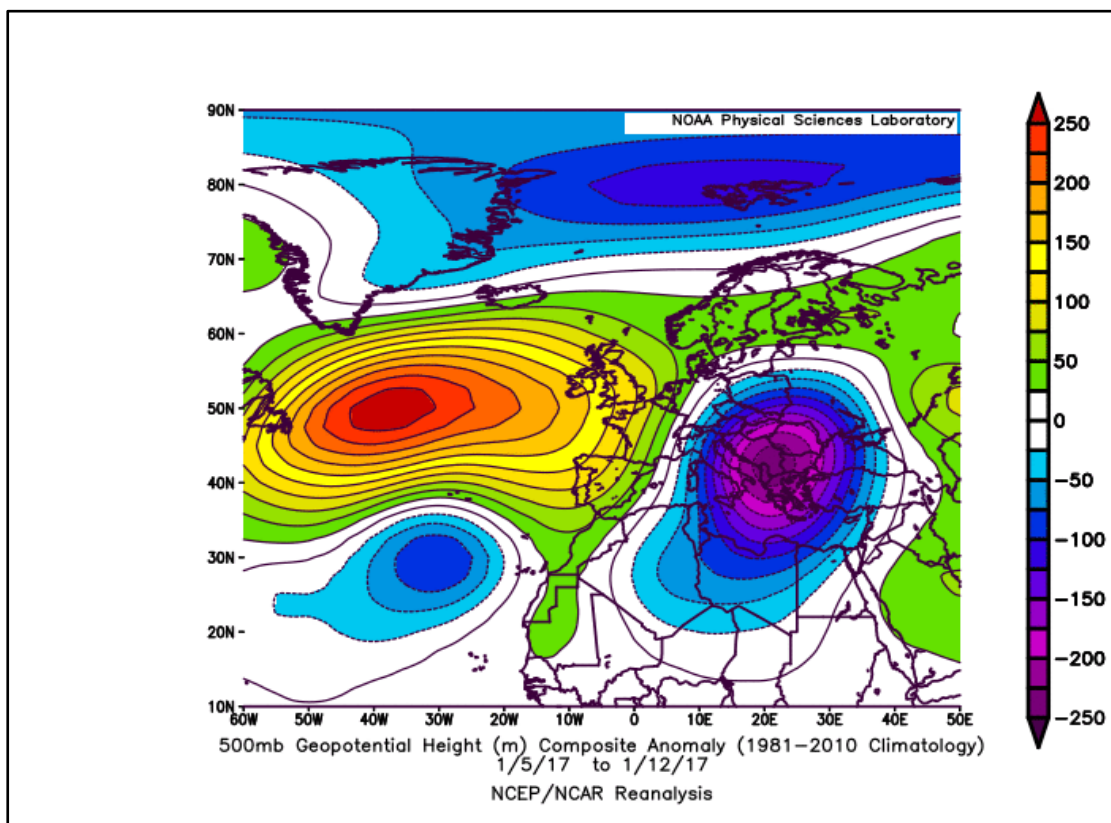
Ο συγκεκριμένος μήνας ξεκίνησε με μια χαρακτηριστικά αρνητική φάση του δείκτη NAO, γεγονός που στηρίζει τη θεωρία ότι οι ψυχρές εισβολές στην Ευρώπη και ειδικότερα στη Μεσόγειο σχετίζονται με το δείκτη. Οι τιμές του δείκτη φαίνονται στο σχήμα 3.1.12.



Σχήμα 3.1.12: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Ιανουάριο του 2017. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε την Ελλάδα.



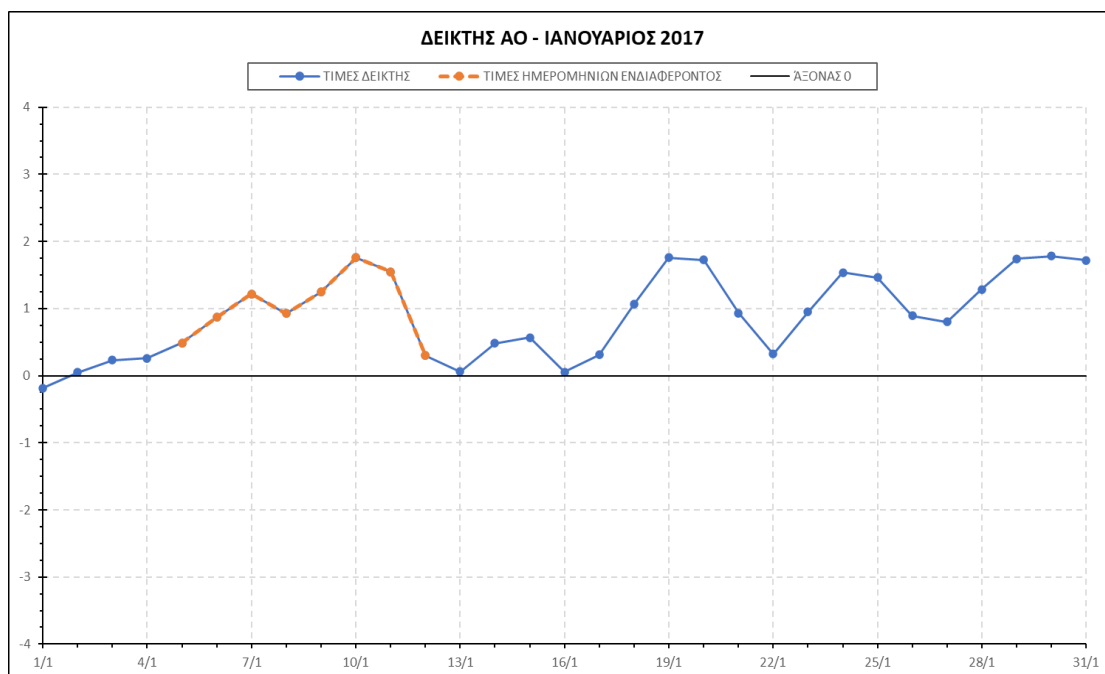
Σχήμα 3.1.13: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



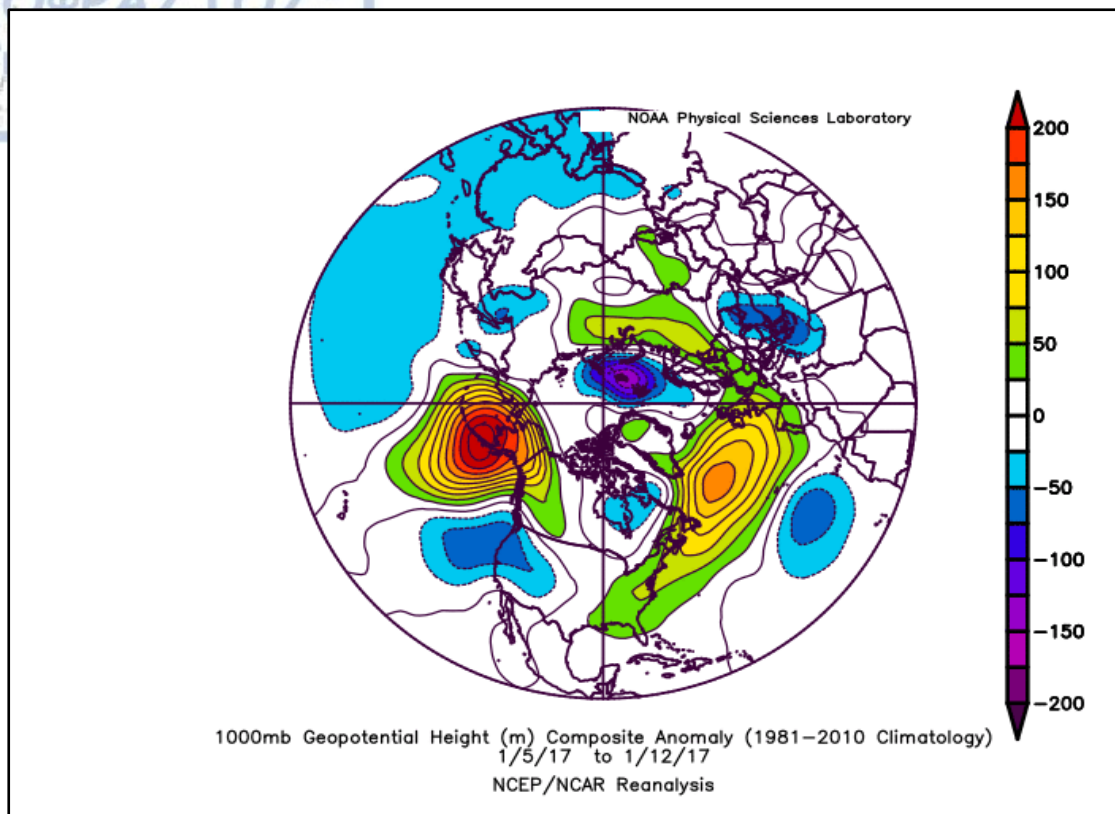
Σχήμα 3.1.14: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb (5.500 grm). Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

Από το σχήμα 3.1.13 φαίνεται οι θετικές αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών και η επικράτηση ενός αντικυκλώνα εμποδισμού στο βόρειο Ατλαντικό, αρκετά πιο δυτικά από αυτούς των υπόλοιπων επεισοδίων που αναλύονται. Στο σχήμα 3.1.14 παρατηρούνται σημαντικά αρνητικές αποκλίσεις στο γεωδυναμικό ύψος των 5.500 grm πάνω από την περιοχή των Βαλκανίων. Επιπλέον, διαπιστώνεται η ύπαρξη ενός cut-off low στην ανώτερη τροπόσφαιρα, το οποίο χαμηλό – σε συνδυασμό με τον αντικυκλώνα εμποδισμού – ήταν και η αιτία για την έλευση των πολύ ψυχρών cP αερίων μαζών από την περιοχή της Σκανδιναβίας και της ΒΑ Ευρώπης. Σε δευτερεύοντα χρόνο, ένα βαρομετρικό χαμηλό (Csw) δημιουργείται πάνω από την κεντρική Ιταλία και είναι αυτό που έδωσε μεγάλα ύψη χιονιού σε όλη τη χώρα και στην ευρύτερη περιοχή των Βαλκανίων.

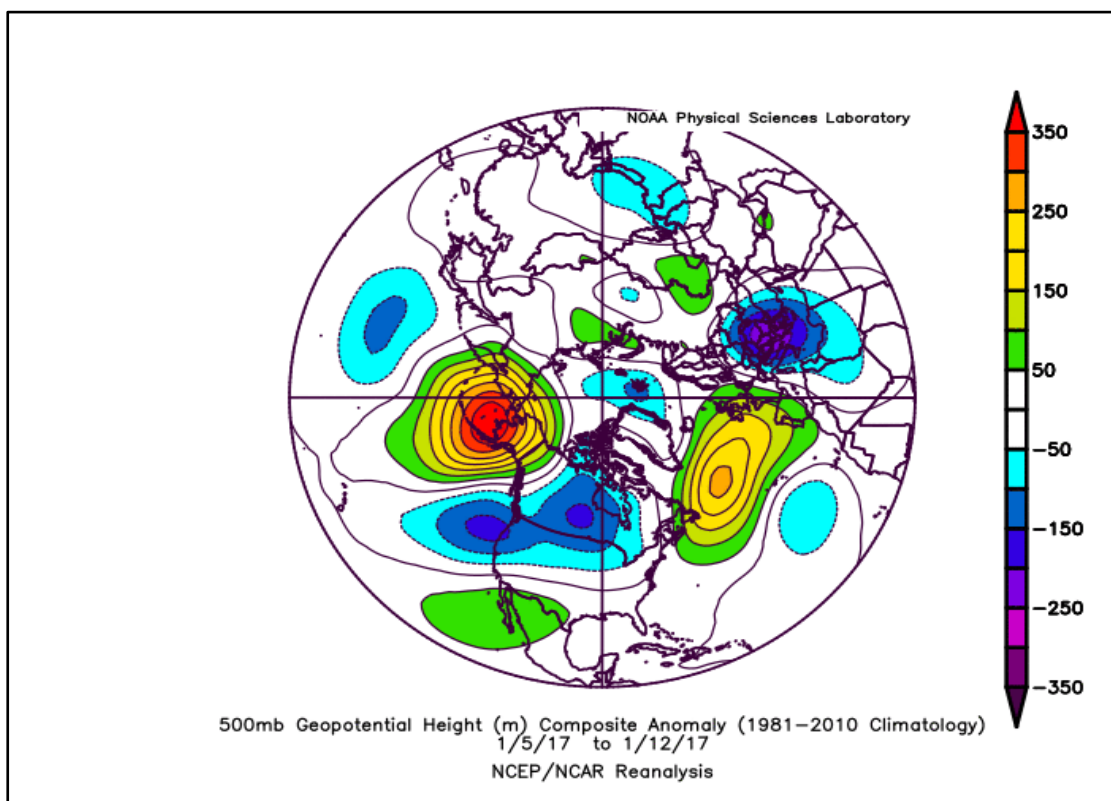
Σε ό,τι αφορά τις τιμές του δείκτη AO για την περίοδο ενδιαφέροντος, αυτές εμφανίζονται θετικές με αυξητική τάση προς τα μέσα της κακοκαιρίας, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.15.



Σχήμα 3.1.15: Ημερήσιες τιμές δείκτη AO για τον μήνα Ιανουάριο του 2017. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε την Ελλάδα.



Σχήμα 3.1.16: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

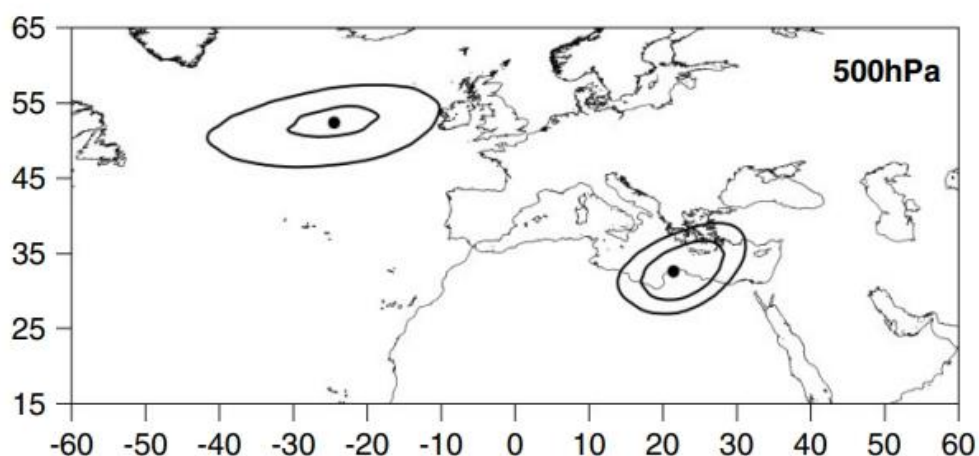


Σχήμα 3.1.17: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Σύμφωνα με το σχήμα 3.1.16, το πολικό χαμηλό στην επιφάνεια για την περίοδο ενδιαφέροντος δεν παρουσιάζει κάποια εξασθένιση, ενώ το ίδιο ισχύει και στα 5.500 grm, όπως δείχνει το σχήμα 3.1.17.

Γίνεται αντιληπτό πως τόσο οι τιμές της NAO όσο και της AO δε δικαιολογούν την παρουσία ατμοσφαιρικής διαταραχής στη Μεσόγειο, καθώς και οι 2 βρίσκονται σε θετική φάση. Ωστόσο, προηγείται της κακοκαιρίας μία περίοδος αρνητικής φάσης του δείκτη NAO, γεγονός που δείχνει ότι ευνοείται η κατάβαση ψυχρών αερίων μαζών. Στην προκειμένη περίπτωση, τις αρνητικές τιμές της NAO διαδέχονται οι θετικές ενός άλλου μοτίβου τηλεσύνδεσης, αυτό της Ανατολικής Μεσογείου (Eastern Mediterranean Pattern, EMP), (Anagnostopoulou et al., 2017).

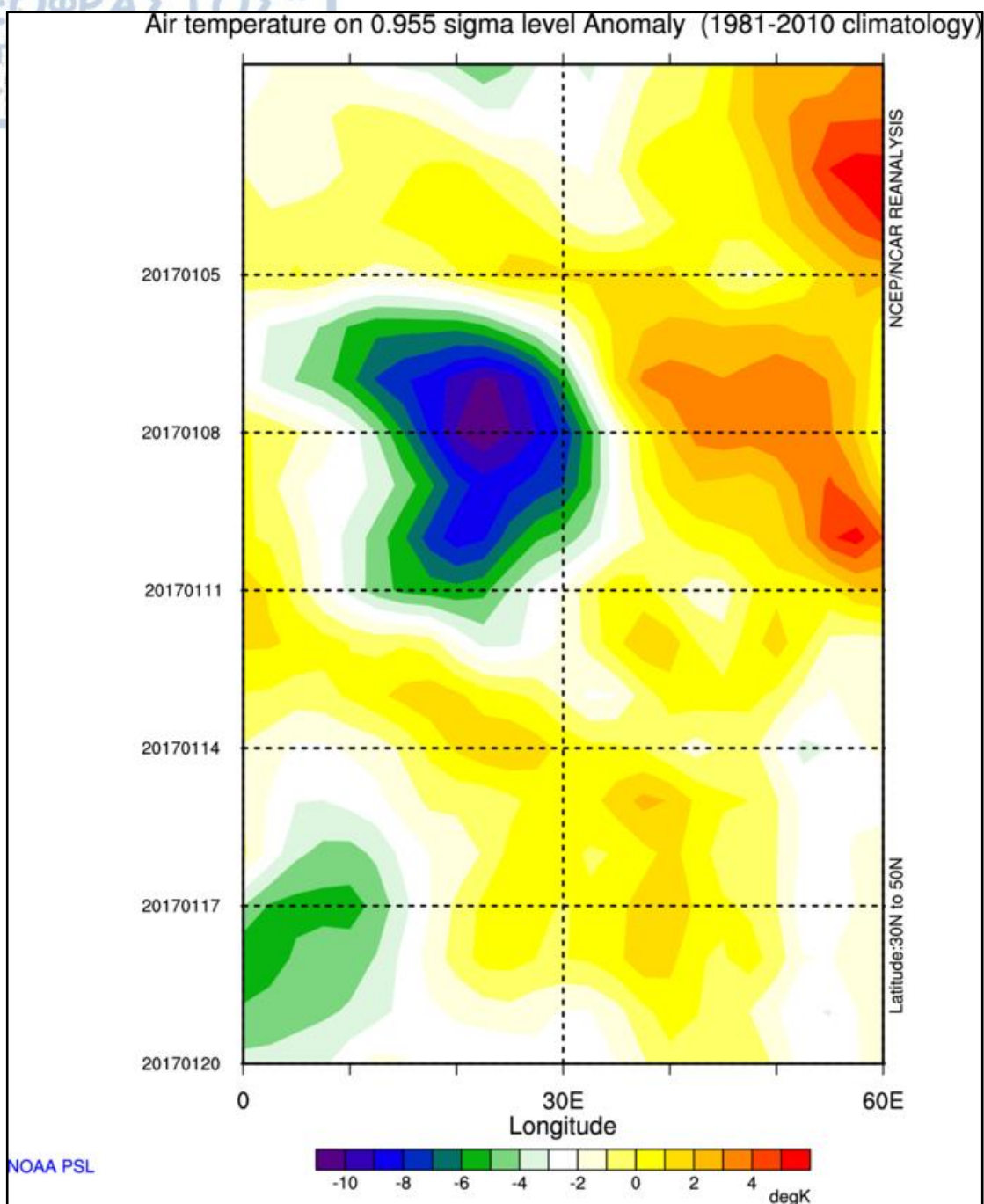
Επιγραμματικά, το συγκεκριμένο μοτίβο αφορά την τηλεσυνδεσιμότητα μεταξύ δύο κέντρων στην ανώτερη τρόποςφαιρα, αυτό της Ανατολικής Μεσογείου και του ΒΑ Ατλαντικού (Hatzaki et al, 2007), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.1.18. Εντοπίζεται η συγκεκριμένη τηλεσύνδεση στα 5.500 grm (500 mb) και 10.000 grm (300 mb) και κυρίως τους χειμερινούς μήνες. Επιπρόσθετα, κατά την αρνητική φάση του δείκτη της EMP παρατηρείται ζωνική κυκλοφορία στην Ευρώπη, ενώ η θετική φάση χαρακτηρίζεται από ενίσχυση του αντικυκλώνα στον Ατλαντικό, οδηγώντας σε μεσημβρινή ροή και έλευση ψυχρών αερίων μαζών στην κεντρική Μεσόγειο. Η EMP εμφανίζεται ως ανεξάρτητο μοτίβο κυκλοφορίας, χωρίς άμεση συσχέτιση με τη NAO.



Σχήμα 3.1.18: Περιοχές των κέντρων δράσεων που εμφανίζουν τηλεσυνδεσιμότητα στην EMP για την εποχή του χειμώνα στα 5.500 grm (500 mb) (Hatzaki et al., 2007).

Όλα τα παραπάνω δείχνουν ότι, ενώ η ΝΑΟ βρισκόταν σε θετική φάση κατά τη διάρκεια της κακοκαιρίας, ήταν αυτή που «διευκόλυνε» τις ψυχρές αέριες μάζες να κατέλθουν σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη. Έτσι, και σε συνδυασμό με την ενίσχυση του αντικυκλώνα στον Ατλαντικό και την ύπαρξη της αποκοπής του αυλώνα στην ανώτερη τροπόσφαιρα, στην περιοχή των Βαλκανίων και πιο συγκεκριμένα στην Ελλάδα έλαβε χώρα ένα από τα πιο σοβαρά χειμερινά επεισόδια ατμοσφαιρικής διαταραχής του 21^{ου} αιώνα.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.1.19, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Ιανουαρίου του 2017 συμβαδίζει με την περίοδο (5-12/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.



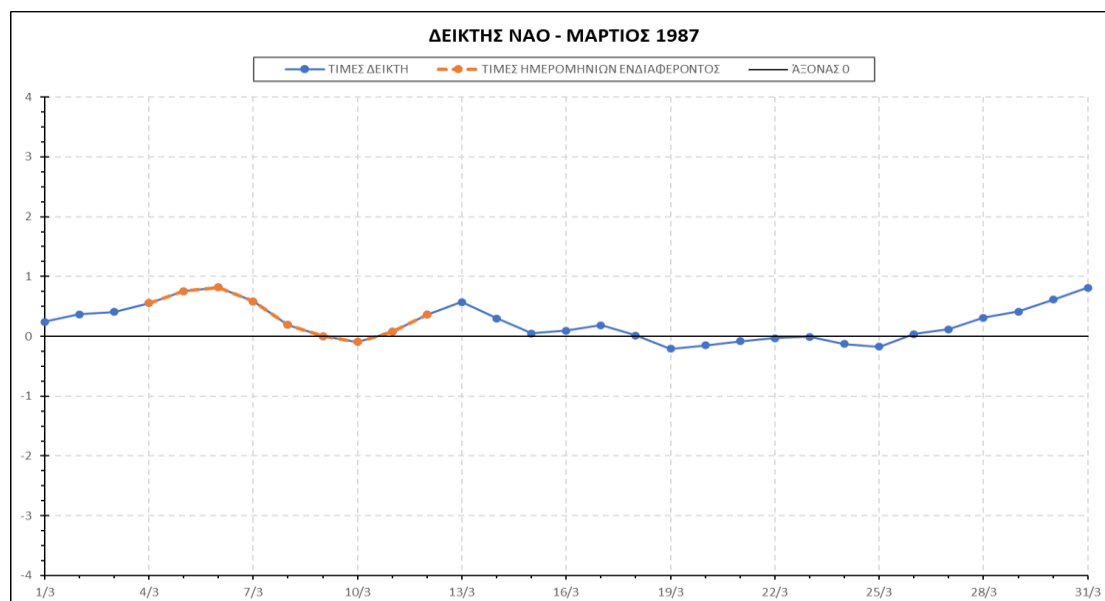
Σχήμα 3.1.19: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 2017. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.2 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΝΟΤΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

3.2.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1986-1987 (ΜΑΡΤΙΟΣ 1987)

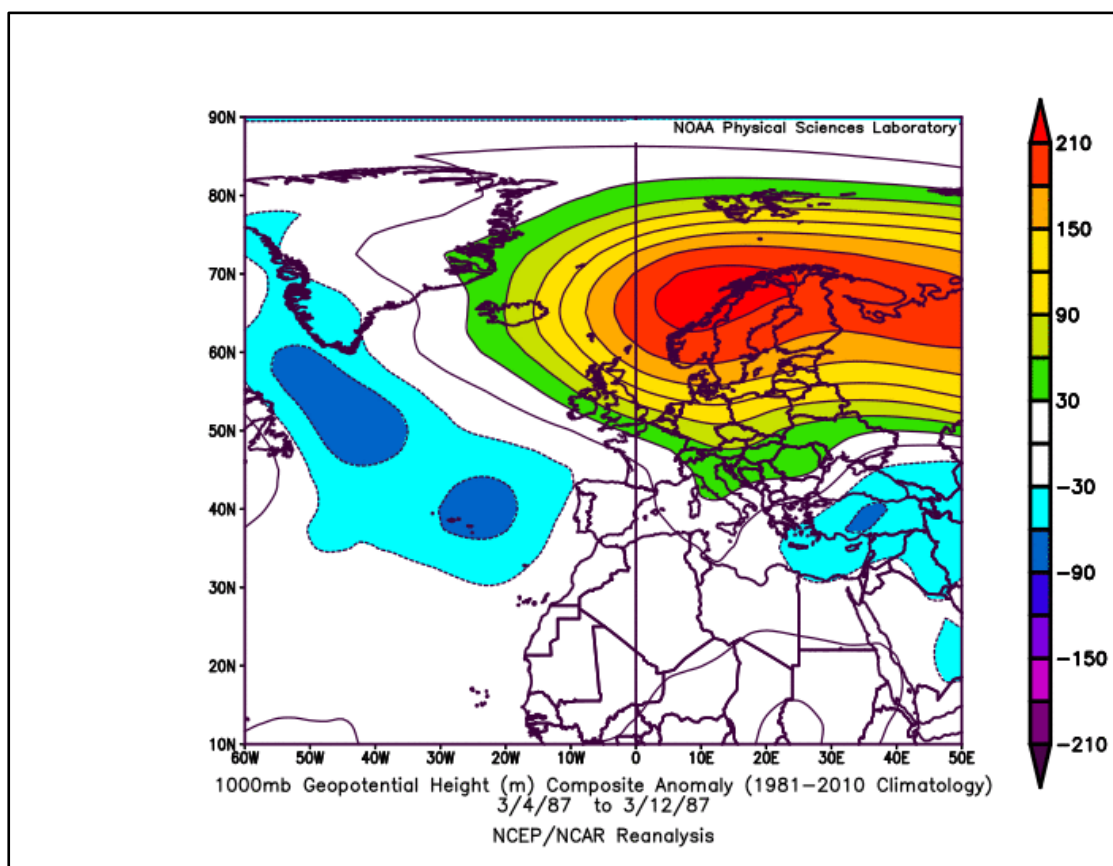
Τη χειμερινή περίοδο του 1986-1987, η μεγαλύτερη ατμοσφαιρική διαταραχή στην Ελλάδα έλαβε χώρα τον Μάρτιο και πιο συγκεκριμένα το διάστημα 4-12/3/1987. Κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής σημειώθηκαν πολύ χαμηλές θερμοκρασίες σε όλη τη χώρα, ενώ σημαντικά ύψη χιονιού επηρέασαν κυρίως την κεντρική και νότια χώρα. Σύμφωνα με τις καταγραφές του ΕΑΑ (Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) ο Μάρτιος του 1987 ήταν για την πρωτεύουσα ο ψυχρότερος Μάρτιος των τελευταίων 150 ετών. Πιο αναλυτικά:

Αντικυκλώνας εμποδισμού (Ane) στην περιοχή της Β-ΒΑ Ευρώπης έκανε την εμφάνισή του με κέντρο τα ΒΔ τμήματα της Ρωσίας, ο οποίος με την πάροδο των ημερών επεκτάθηκε ΝΔ στην υπόλοιπη Β-ΒΑ Ευρώπη. Οι cP αέριες μάζες από την περιοχή της Ρωσίας έφτασαν στη χώρα στις 4/3 και παρέμειναν για χρονικό διάστημα τουλάχιστον μίας εβδομάδας. Ο γένεση υψηλών πιέσεων ώθησε στην αποκοπή των ψυχρών αερίων μαζών από τον αρκτικό κύκλο, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός cut-off low στην ανώτερη τροπόσφαιρα (5500 gpm), το οποίο παρέμεινε στάσιμο πάνω από τα Βαλκάνια για πολλές ημέρες. Στο σχήμα 3.2.1 φαίνονται οι ημερήσιες τιμές του δείκτη NAO για τον μήνα αυτό.

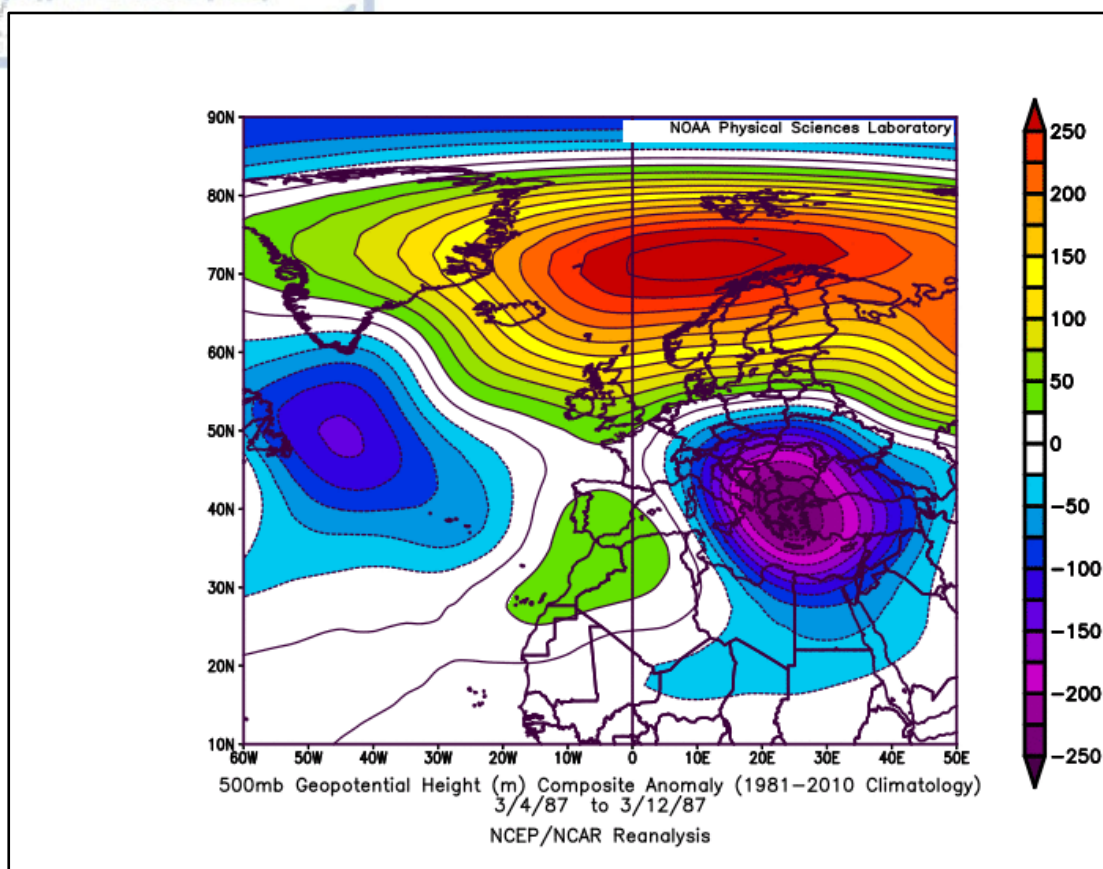


Σχήμα 3.2.1: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Μάρτιο του 1987. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Οι ημερήσιες τιμές του δείκτη εμφανίζονται ελαφρώς θετικές για την περίοδο ενδιαφέροντος, με αυτές να μειώνονται κατά την κορύφωση της κακοκαιρίας (9-11/3). Αυτό συμβαίνει, διότι ο αντικυκλώνας Ane από τις 9/3 επεκτείνεται πιο δυτικά, με το χαμηλό της Ισλανδίας να εξασθενεί σημαντικά. Στα σχήματα 2 και 3 παρουσιάζονται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb (SLP) και 500 mb (5.500 gpm), για την περίοδο ενδιαφέροντος.



Σχήμα 3.2.2: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



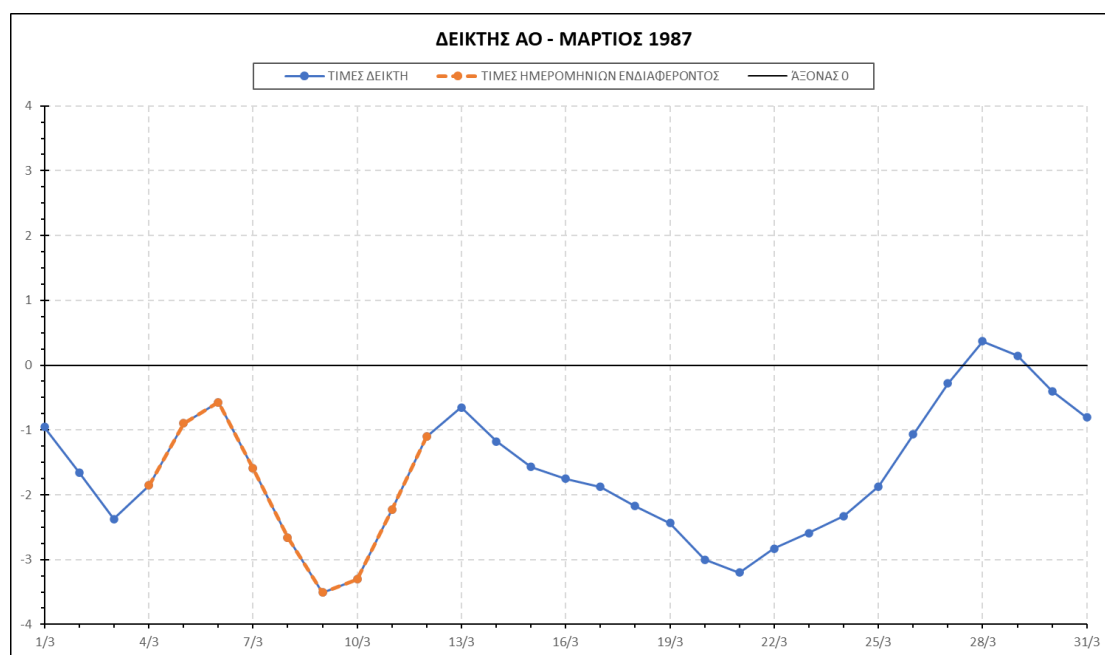
Σχήμα 3.2.3: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

Από τα σχήματα 3.2.2 και 3.2.3 γίνεται αντιληπτό ότι ο κύριος λόγος των φαινομένων στην Ελλάδα οφείλεται σε ένα χαμηλό της ανώτερης τροπόσφαιρας, όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, καθώς είναι εμφανείς οι πολύ μεγάλες αρνητικές αποκλίσεις στα 5.500 grm (σχήμα 3).

Σε ό,τι αφορά τις τιμές του δείκτη AO για την περίοδο ενδιαφέροντος, αυτές εμφανίζονται αρνητικές καθόλη τη διάρκεια της κακοκαιρίας, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2.4.

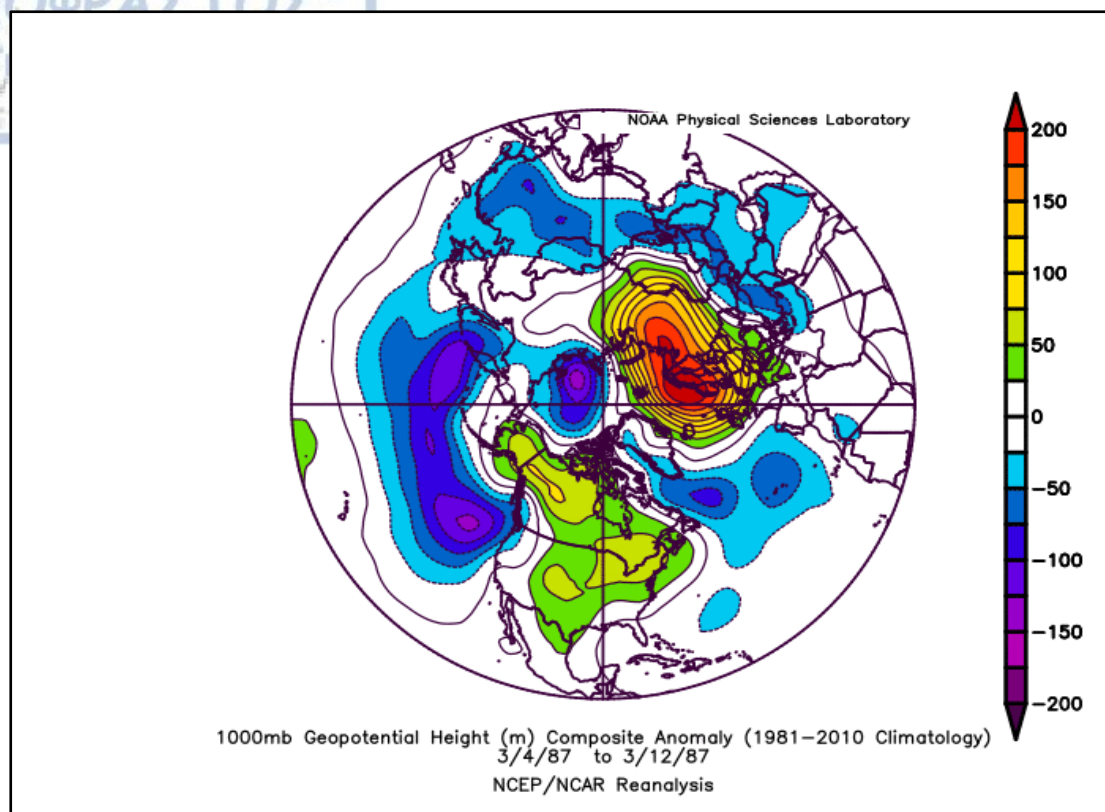
Η εμφανώς μεγάλη αρνητική φάση της AO δείχνει πως το πολικό χαμηλό είναι εξασθενημένο, γεγονός που ευνοεί την κυκλογένεση στην περιοχή της Μεσογείου. Παράλληλα με το cut-off low στην ανώτερη τροπόσφαιρα, λαμβάνει χώρα η γένεση ενός βαρομετρικού χαμηλού (Cs) (6-7/3) σε πρώτη φάση, ενώ σε

δεύτερη φάση δημιουργείται εκ νέου βαρομετρικό χαμηλό (Cs) (9-11/3) στη ΝΑ μεσόγειο (ΝΑ της Κρήτης), με κίνηση ΒΑ. Ο συνδυασμός των ανωτέρω έδωσε τα μεγάλα ύψη χιονιού στη ανατολική ηπειρωτική χώρα και στα νησιά του νότιου Αιγαίου.

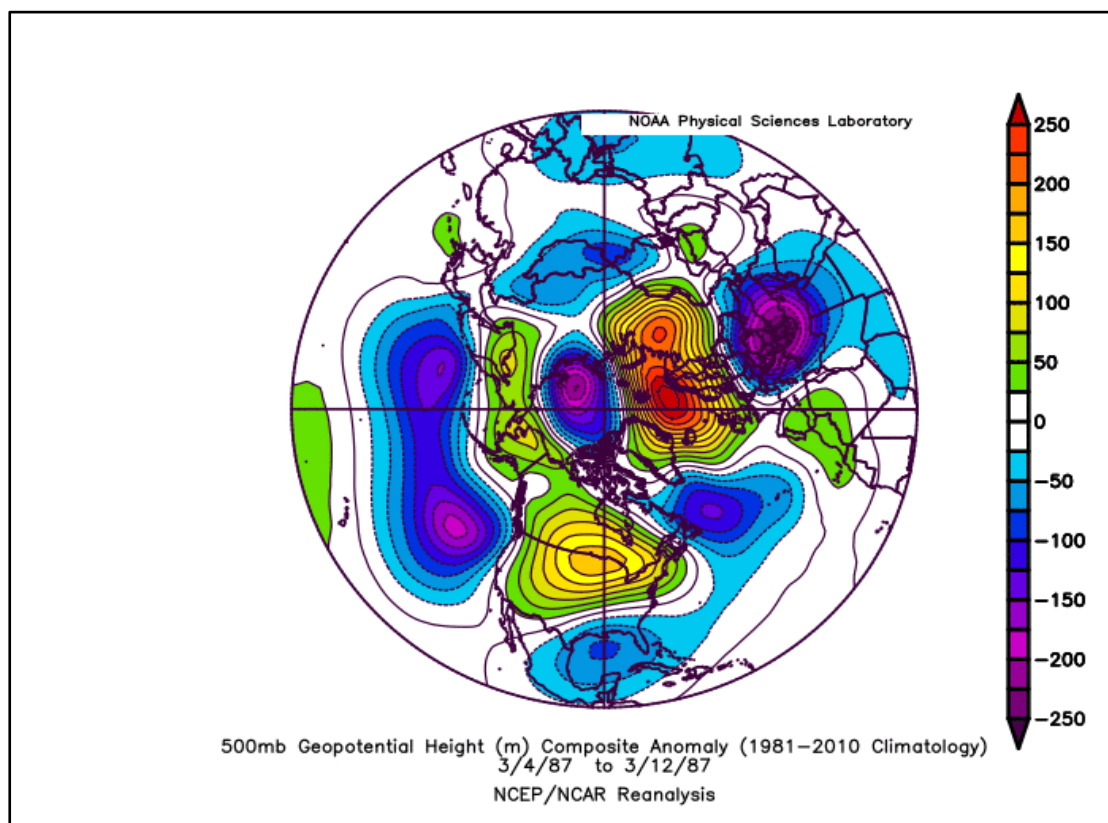


Σχήμα 3.2.4: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Μάρτιο του 1987. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Στα σχήματα 3.2.5 και 3.2.6 παρουσιάζονται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb και 500 mb, για την περίοδο ενδιαφέροντος στο Β.Η.

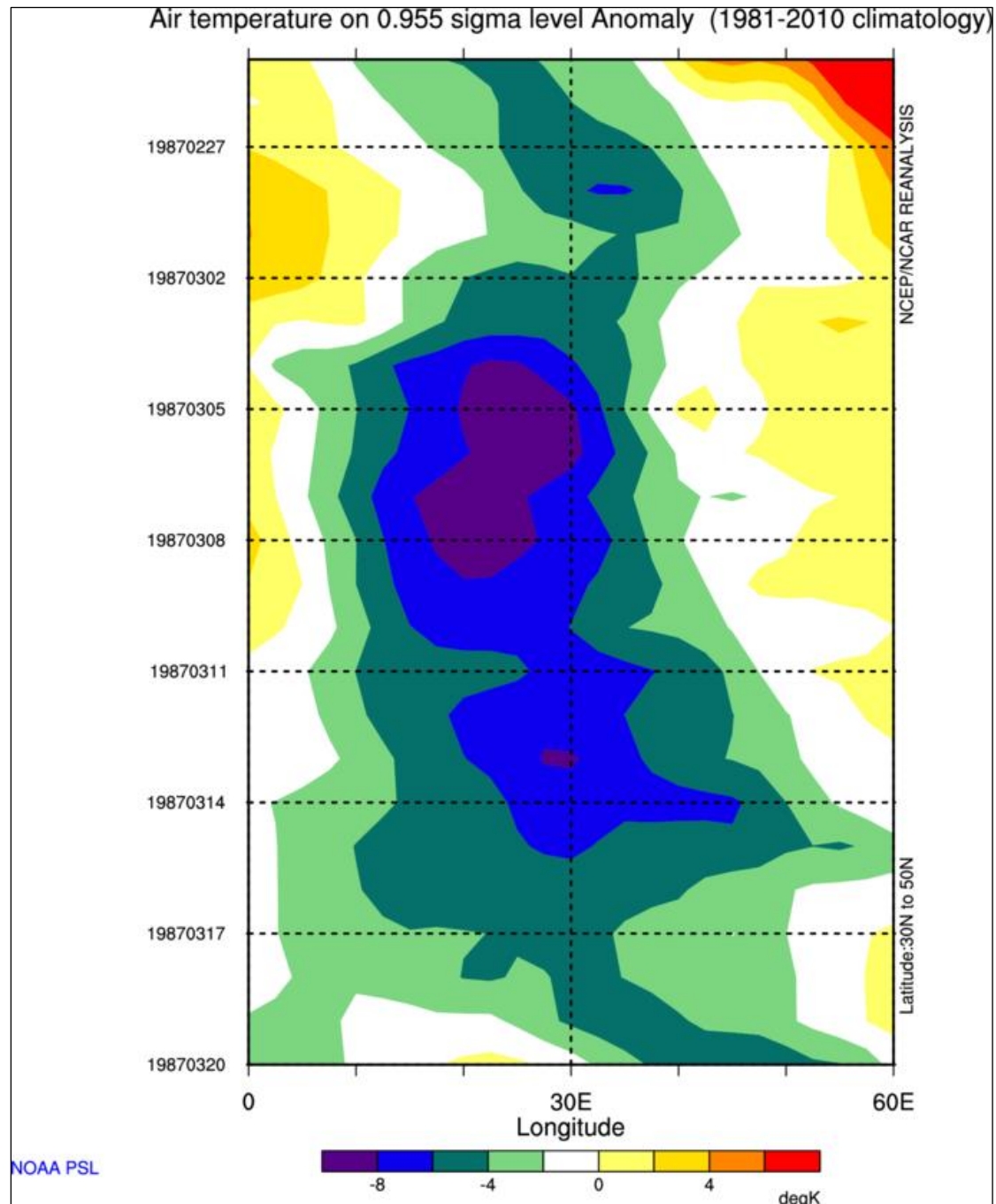


Σχήμα 3.2.5: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.2.6: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.2.7, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Μαρτίου του 1987 συμβαδίζει με την περίοδο (4-12/3) που έλαβε χώρα η ύφεση.

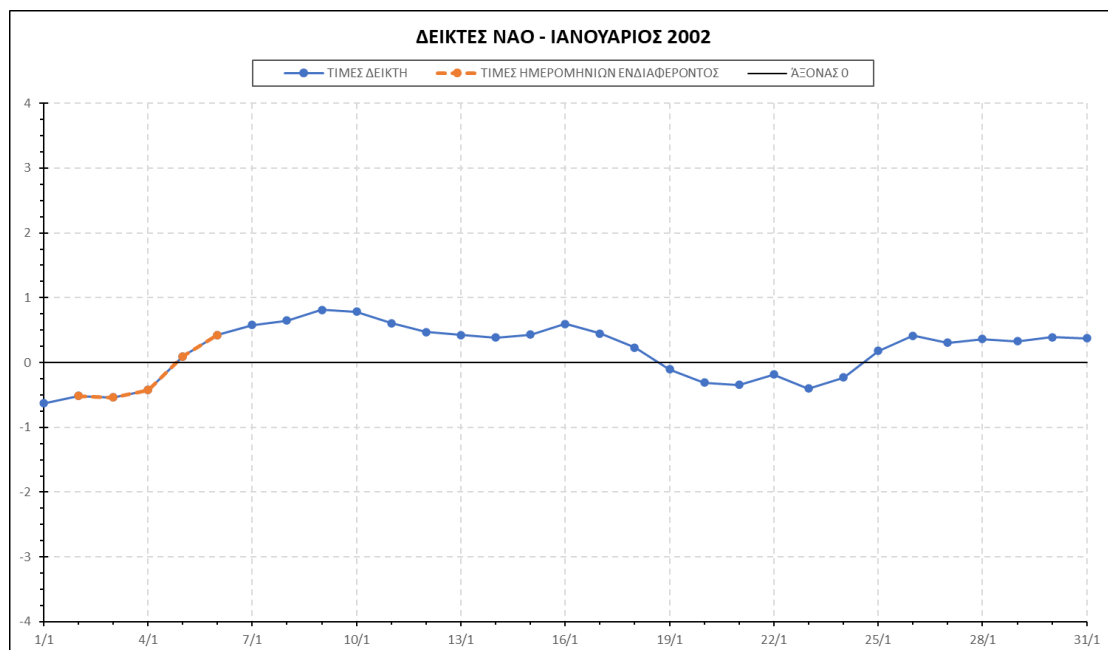


Σχήμα 3.2.7: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για το Μάρτιο του 1987. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.2.2. ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2001-2002 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2002)

Τη χειμερινή περίοδο του 2001-2002, το μεγαλύτερο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής που έπληξε τη νότια Ελλάδα έλαβε χώρα την περίοδο 2-6/1/2002. Επηρέασε κυρίως τα ανατολικά ηπειρωτικά της χώρας, αφήνοντας σημαντικά ύψη χιονιού στην Εύβοια, την Αττική και τις γύρω περιοχές. Πιο αναλυτικά:

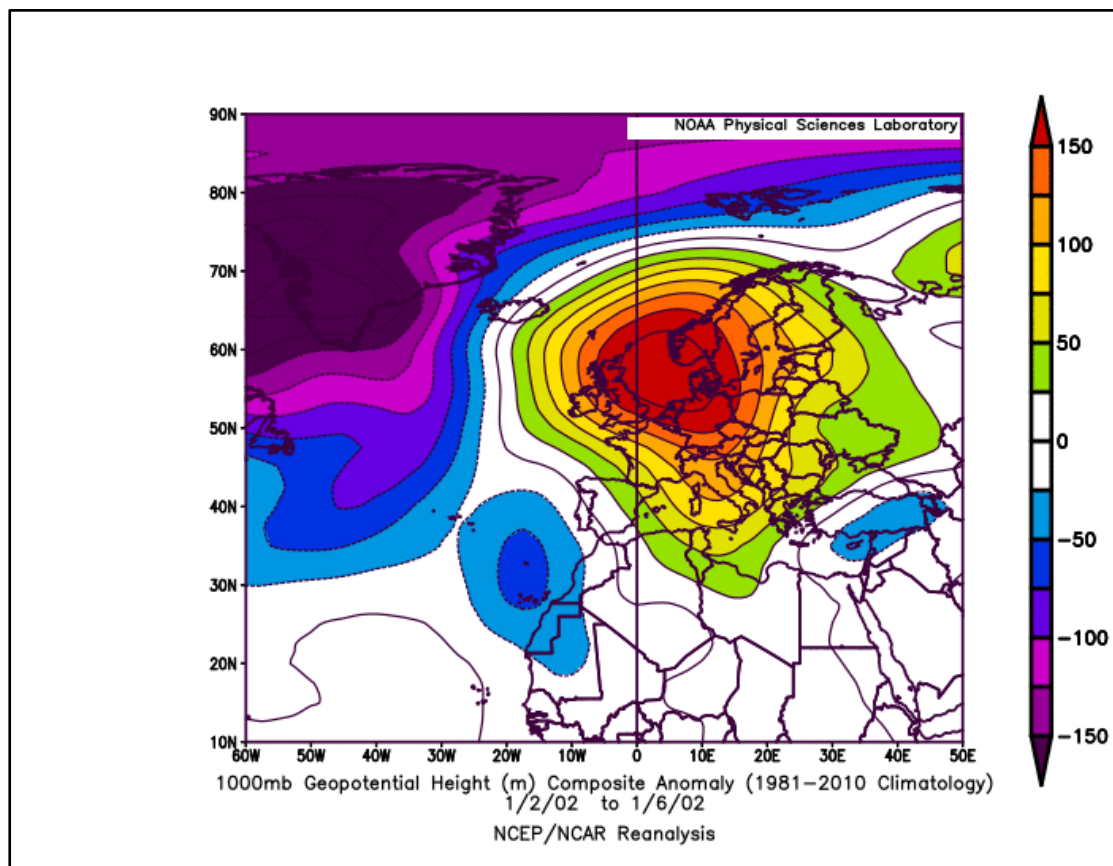
Από τα τέλη του Δεκεμβρίου του 2001, αντικυκλώνας εμποδισμού έκανε την εμφάνισή του στη βορειοδυτική Ευρώπη (Anw) και πιο συγκεκριμένα στο Ηνωμένο Βασίλειο, ο οποίος γρήγορα όσο πλησιάζουμε στις ημέρες τις κακοκαιρίας, κινήθηκε ανατολικά και εδραιώθηκε στη δυτική Ευρώπη (μεταξύ Γερμανίας – Σκανδιναβίας). Η κίνηση αυτή του αντικυκλώνα ευνόησε τη μεταφορά Cp αερίων μαζών από τη ΒΑ Ευρώπη, μέσω των Βαλκανίων στην Ελλάδα. Παράλληλα, βαρομετρικό χαμηλό δημιουργείται δυτικά της Κρήτης (C, 4/1/2002) και μεταφέρεται σταδιακά ανατολικά στην περιοχή της Ρόδου. Η ύπαρξη του χαμηλού στη Ρόδο ευνοεί τη ΒΑ ροή υγρασίας από το Αιγαίο στα ανατολικά ηπειρωτικά (Aegean Effect), με αποτέλεσμα την εκδήλωση πυκνών χιονοπτώσεων. Οι ημερήσιες τιμές του δείκτη NAO φαίνονται στο σχήμα 3.2.8.



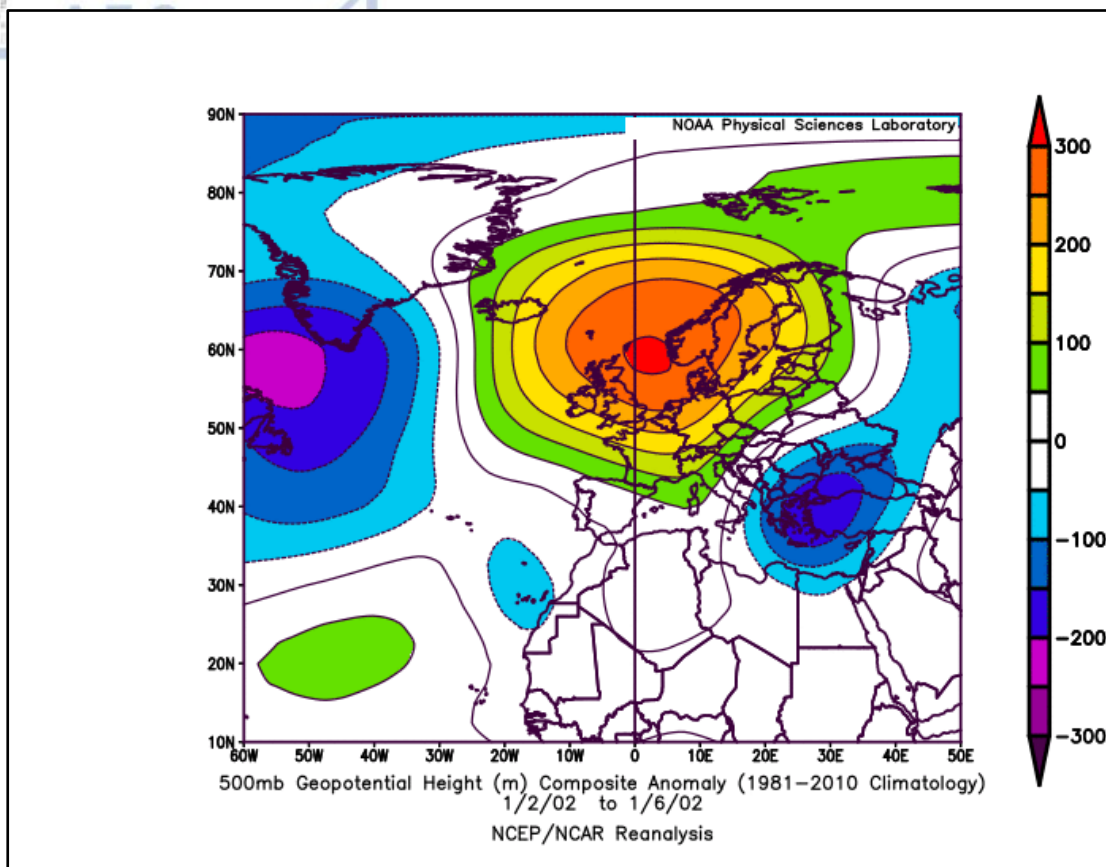
Σχήμα 3.2.8: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Ιανουάριο του 2002. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Από το παραπάνω σχήμα, διαπιστώνεται ότι προϋπάρχει της κακοκαιρίας μία αρνητική φάση στην ταλάντωση του Βόρειου Ατλαντικού, γεγονός που αιτιολογεί την έλευση ψυχρών αερίων μαζών στην περιοχή της Ελλάδας.

Στα σχήματα 3.2.9 και 3.2.10 παρατηρούνται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb (SLP) και 500 mb (5.500 gpm), για την περίοδο ενδιαφέροντος.

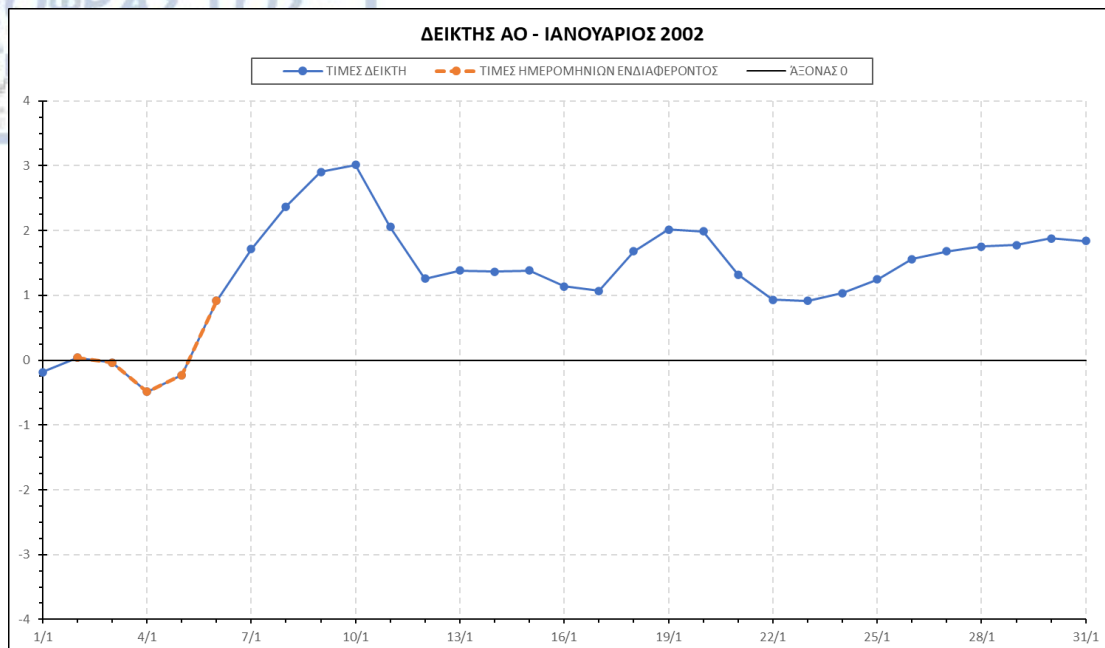


Σχήμα 3.2.9: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

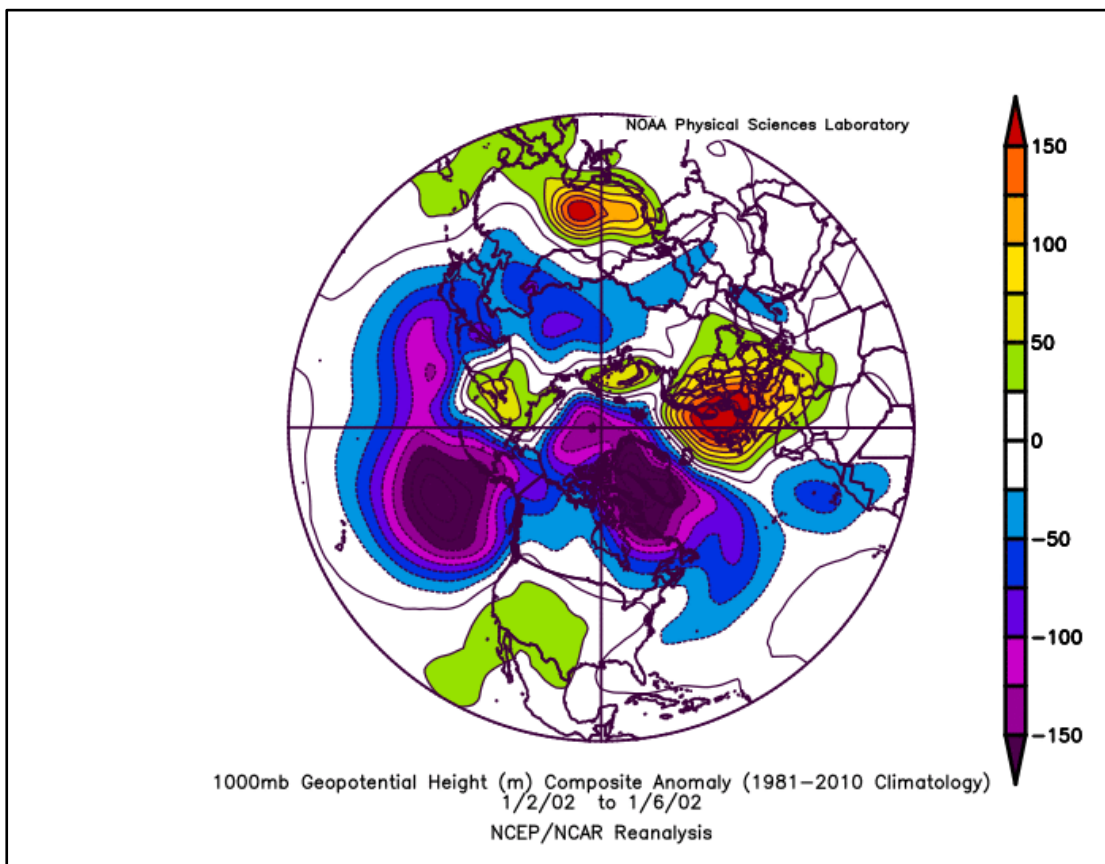


Σχήμα 3.2.10: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

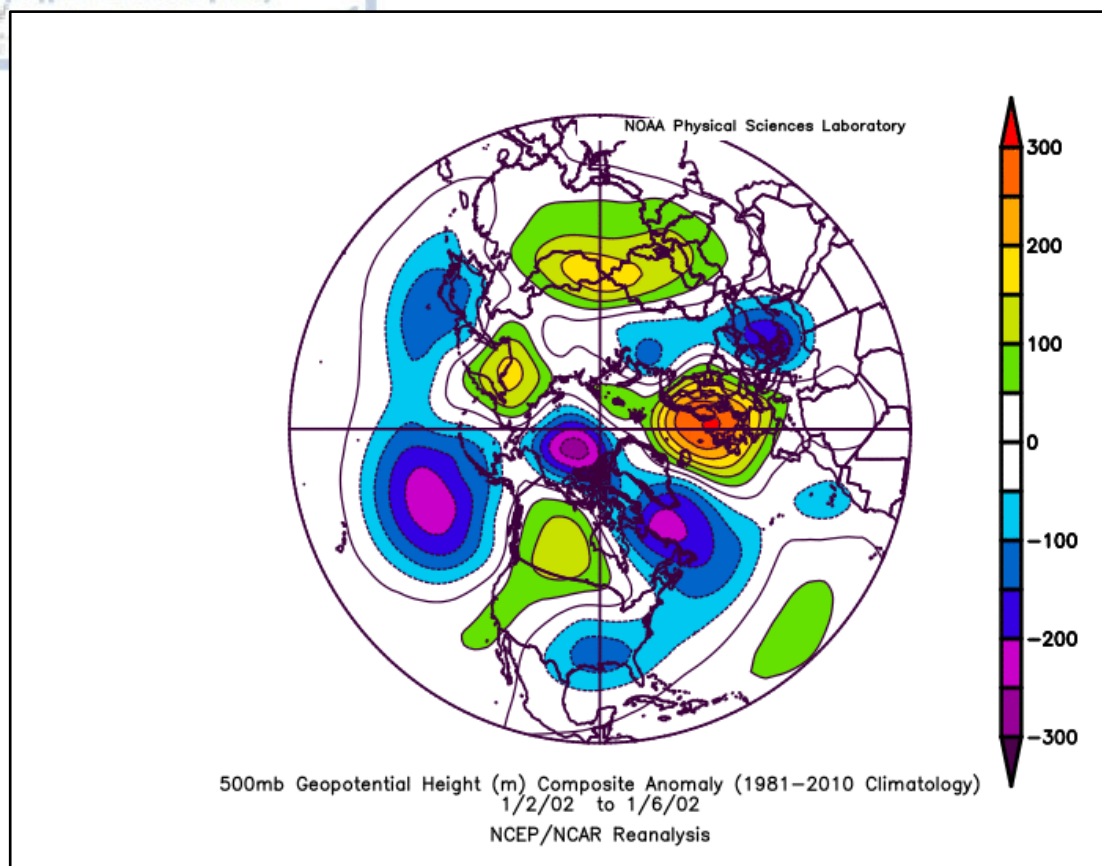
Σε ό,τι αφορά την ΑΟ για την περίοδο ενδιαφέροντος, εμφανίζεται σε ουδέτερη φάση (ελαφρώς αρνητική) με αυξητική τάση προς το τέλος της κακοκαιρίας, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2.11. Συνεπώς, ευνοείται η δημιουργία κυκλογένεσης στη Μεσόγειο.



Σχήμα 3.2.11: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 2002. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.



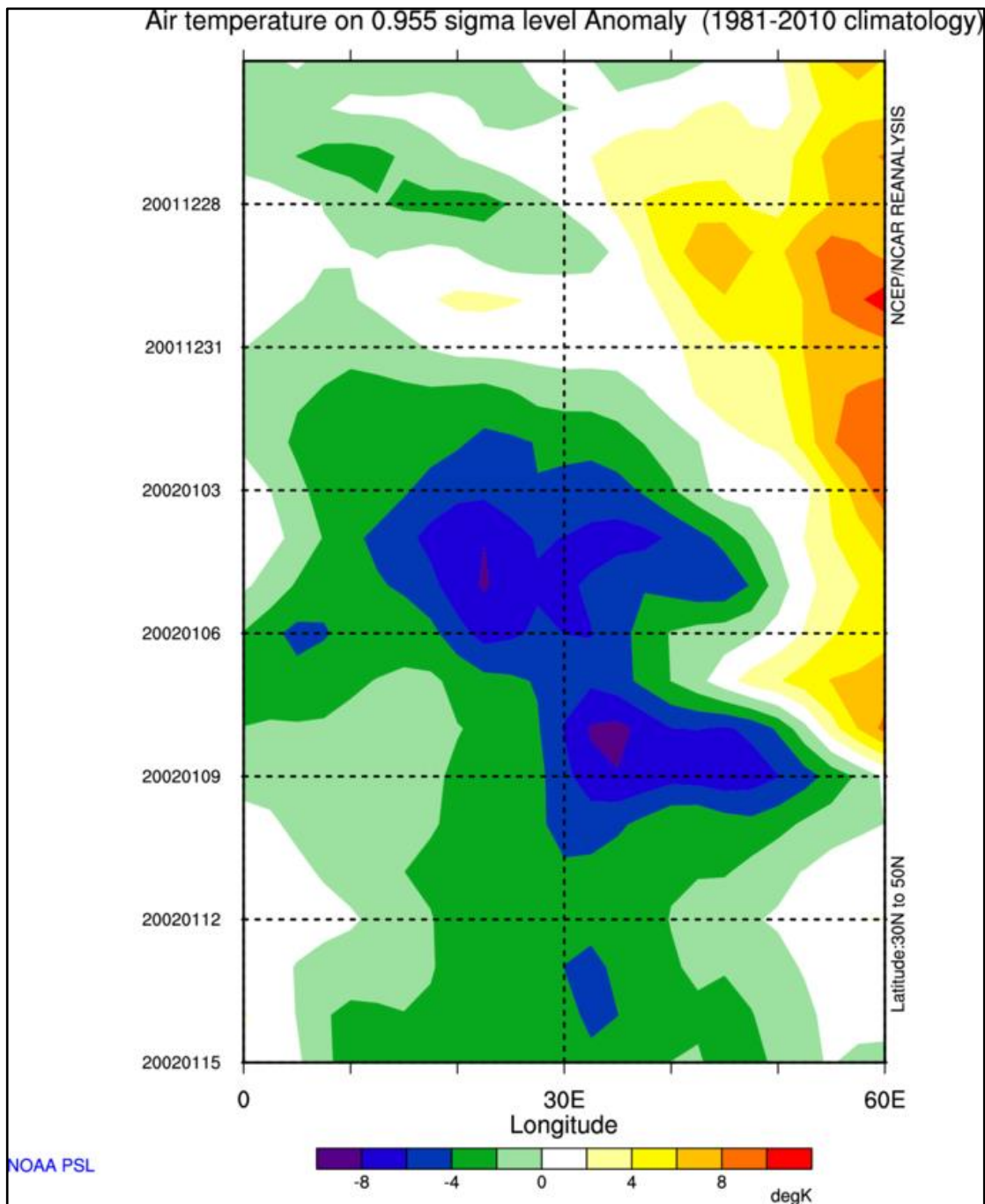
Σχήμα 3.2.12: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.2.13: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Στα σχήματα 3.2.12 και 3.2.13, παρατηρείται η μεσημβρινή κυκλοφορία στην περιοχή του βόρειου Ατλαντικού και της Ευρώπης. Το πολικό χαμηλό στα 5500 grm δε φαίνεται ενισχυμένο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.2.14, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Ιανουαρίου του 2002 συμβαδίζει με την περίοδο (2-6/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.

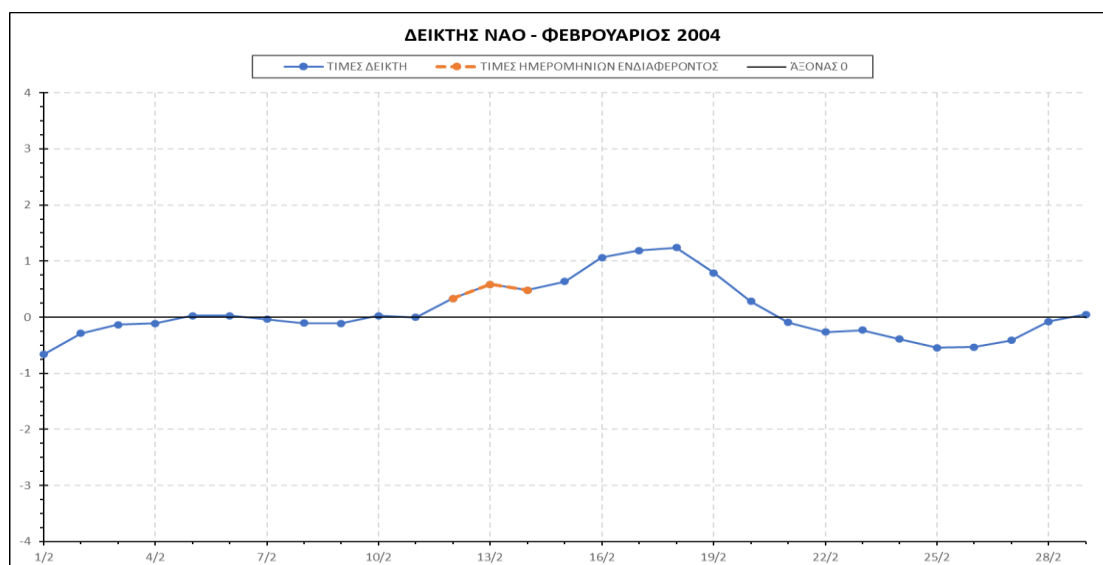


Σχήμα 3.2.14: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 2002. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.2.3 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2003-2004 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2004)

Τη χειμερινή περίοδο του 2003-2004, το μεγαλύτερο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής στον ελλαδικό χώρο έλαβε χώρα την περίοδο 12-14/2/2004. Έπληξε την περιοχή της νότιας και ανατολικής ηπειρωτικής Ελλάδας αφήνοντας σημαντικά ύψη χιονιού. Επιπλέον, σημειώθηκαν χαμηλές θερμοκρασίες, με πιο αξιοσημείωτη την ημέρα 13/2, στην οποία η πόλη της Αθήνας είχε ολικό παγετό, σύμφωνα με τις καταγραφές του ΕΑΑ. Πιο αναλυτικά:

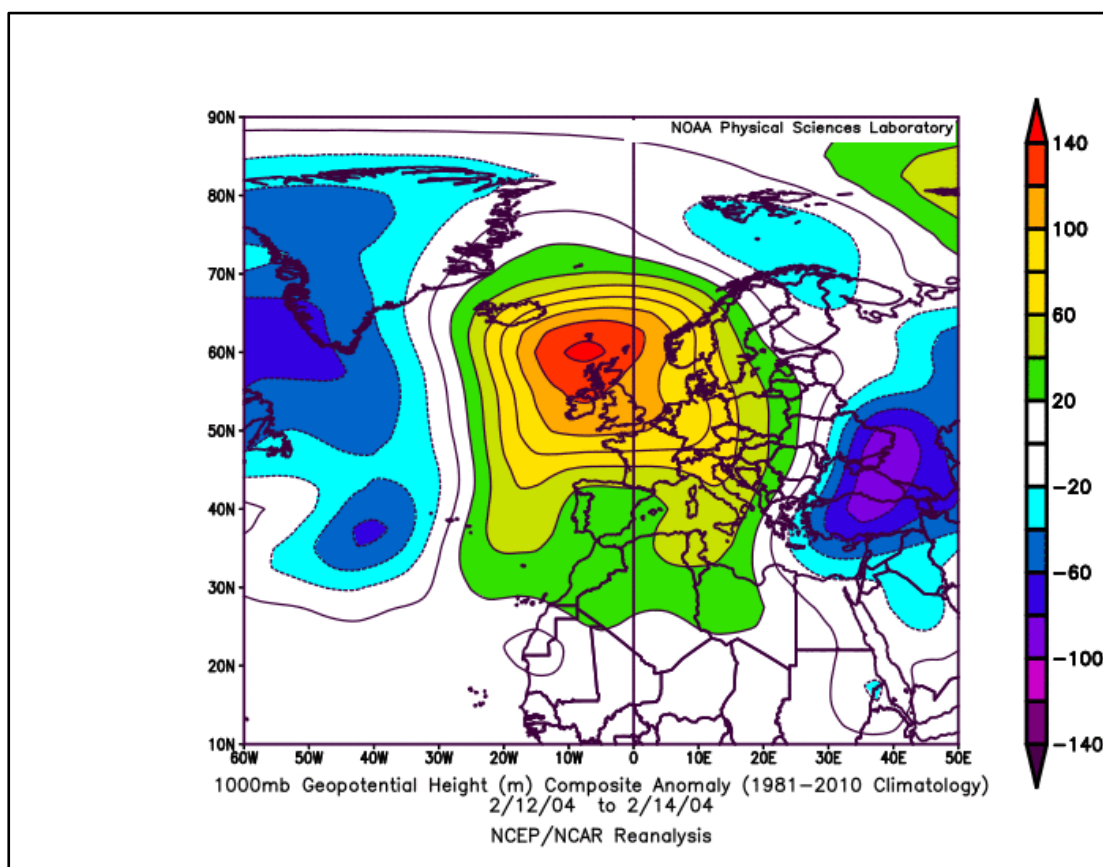
Αντικυκλώνας εμποδισμού (Ανω) έκανε την εμφάνισή του στη βορειοδυτική Ευρώπη, ο οποίος επεκτάθηκε γρήγορα προς την κεντρική Ευρώπη, όσο πλησιάζουμε τις ημέρες ενδιαφέροντος, ενώ παράλληλα δημιουργείται βαρομετρικό (Cs) ανοιχτά της Ρόδου με κατεύθυνση προς τα ΑΒΑ. Στο σχήμα 3.2.15 φαίνονται οι τιμές του δείκτη NAO.



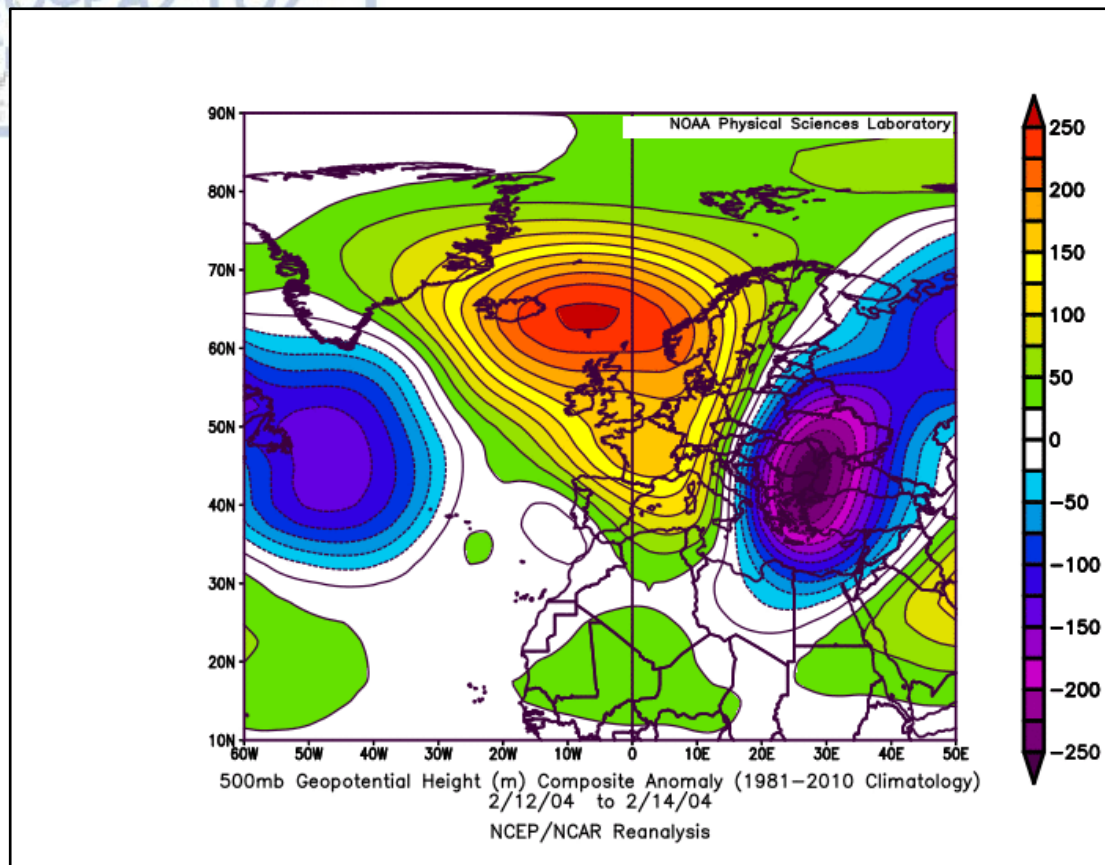
Σχήμα 3.2.15: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Φεβρουάριο του 2004. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Παρατηρείται πως ο δείκτης βρίσκεται σε ουδέτερη φάση πριν την εκδήλωση της κακοκαιρίας, ενώ το τριήμερο οι ημερήσιες τιμές εμφανίζονται ελαφρώς θετικές. Η μεταβολή από την ουδέτερη στην ελαφρώς θετική φάση του δείκτη οφείλεται στο γεγονός πως ο αντικυκλώνας εμποδισμού στη ΒΔ Ευρώπη δεν κάλυψε την περιοχή της Ισλανδίας με τις υψηλές πιέσεις του, αλλά γρήγορα μετακινήθηκε από το Ηνωμένο Βασίλειο προς την κεντρική Ευρώπη.

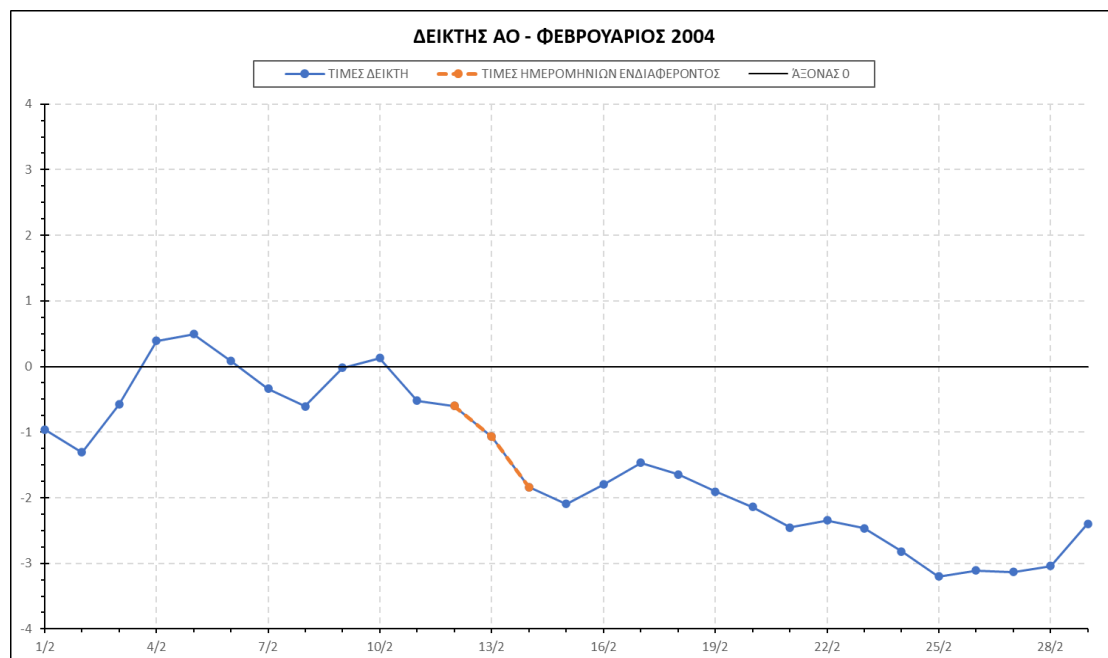
Στα σχήματα 3.2.16 και 3.2.17 παρατηρούνται οι αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb (SLP) και στα 500 mb (5.500 grm). Στο σχήμα 3.2.16 μπορεί να φανεί το γεγονός ότι στην περιοχή της Ισλανδίας δε φαίνονται μεγάλες αποκλίσεις στα 1000mb γεωδυναμικό ύψος και αυτό δείχνει πως ακόμα και στην ουδέτερη φάση του δείκτη ή την ελαφρώς θετική, είναι πιθανό να υπάρξουν ψυχρές εισβολές στη χώρα. Αντίθετα, στο σχήμα 3.2.17 φαίνεται πως θετικές αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στην ανώτερη τροπόσφαιρα εμφανίζονται στην περιοχή της Ισλανδίας.



Σχήμα 3.2.16: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



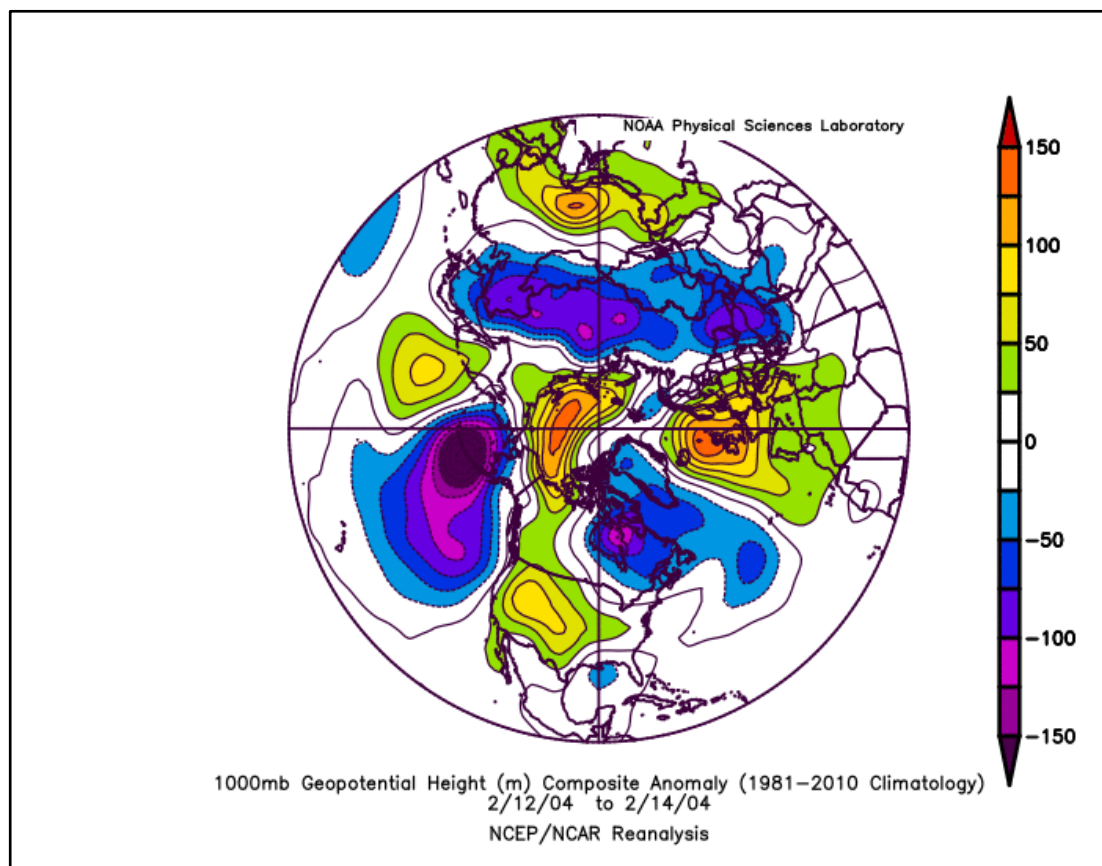
Σχήμα 3.2.17: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



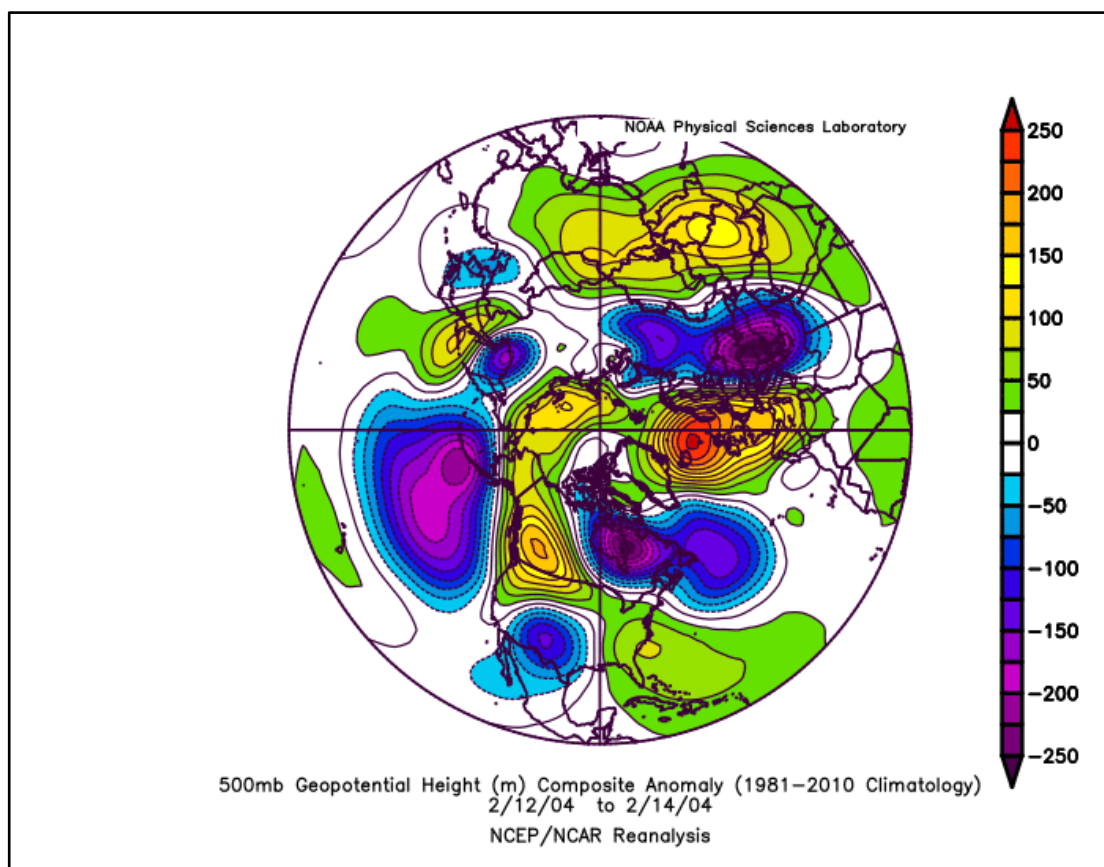
Σχήμα 3.2.18: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Φεβρουάριο του 2004. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Σε ό,τι αφορά την ΑΟ για την περίοδο ενδιαφέροντος, με την έλευση της κακοκαιρίας στη χώρα, αυτή μπαίνει σε αρνητική φάση, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2.18.

Οι αρνητικές τιμές του δείκτη οφείλονται στις θετικές αποκλίσεις που εμφανίζονται στον βόρειο πόλο στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb και 500 mb, όπως φαίνονται στα σχήματα 3.2.19 και 3.2.20. Συνεπώς, το πολικό χαμηλό την περίοδο αυτή είναι εξασθενημένο. Επιπλέον, στο σχήμα 6 φαίνονται οι εξαιρετικά μεγάλες αρνητικές αποκλίσεις στην περιοχή των Βαλκανίων, γεγονός που ευνοεί τη δημιουργία κυκλογένεσης στην περιοχή της Ελλάδας.

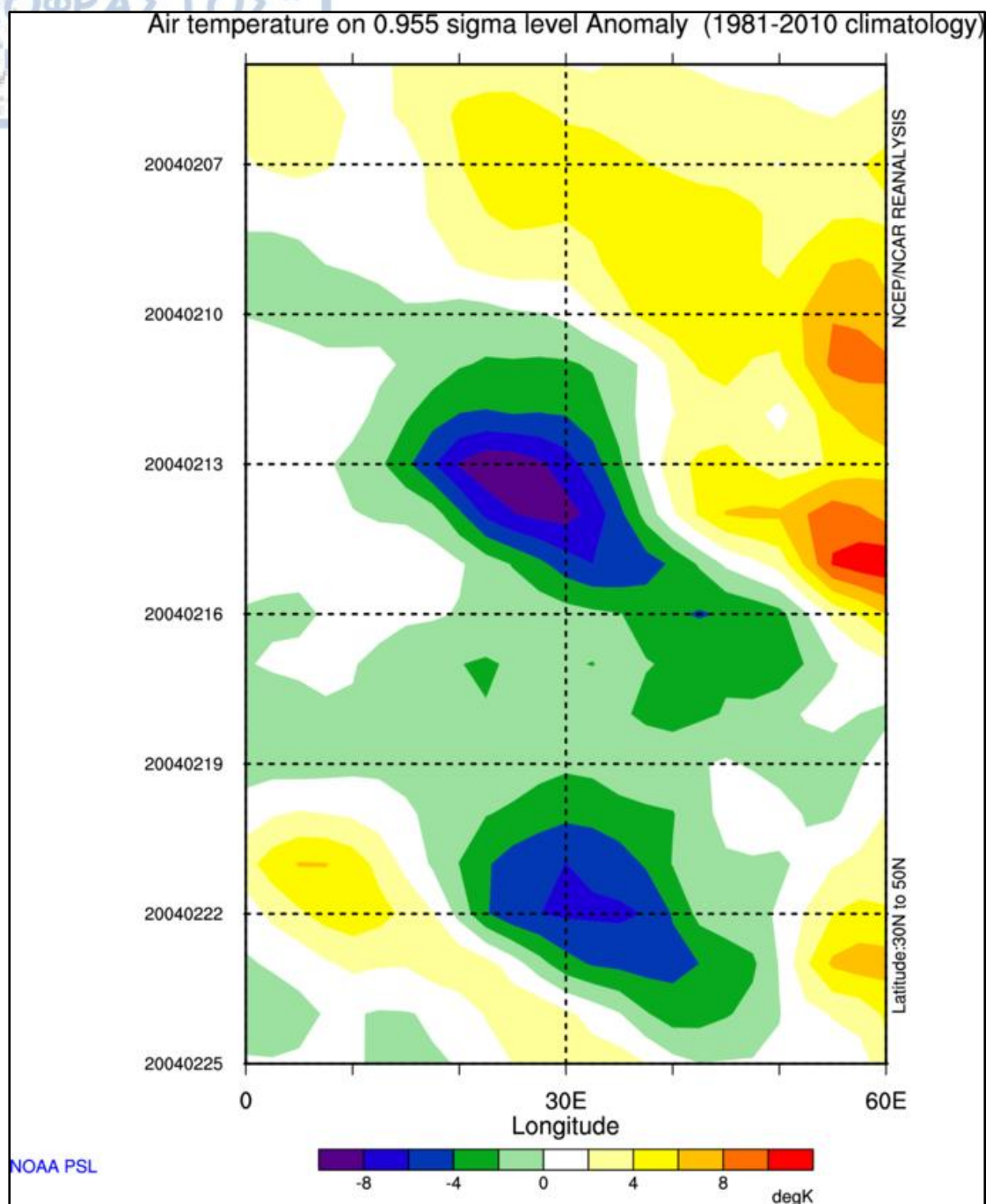


Σχήμα 3.2.19: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.2.20: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.2.21, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Φεβρουαρίου του 2004 συμβαδίζει με την περίοδο (12-14/2) που έλαβε χώρα η ύφεση.

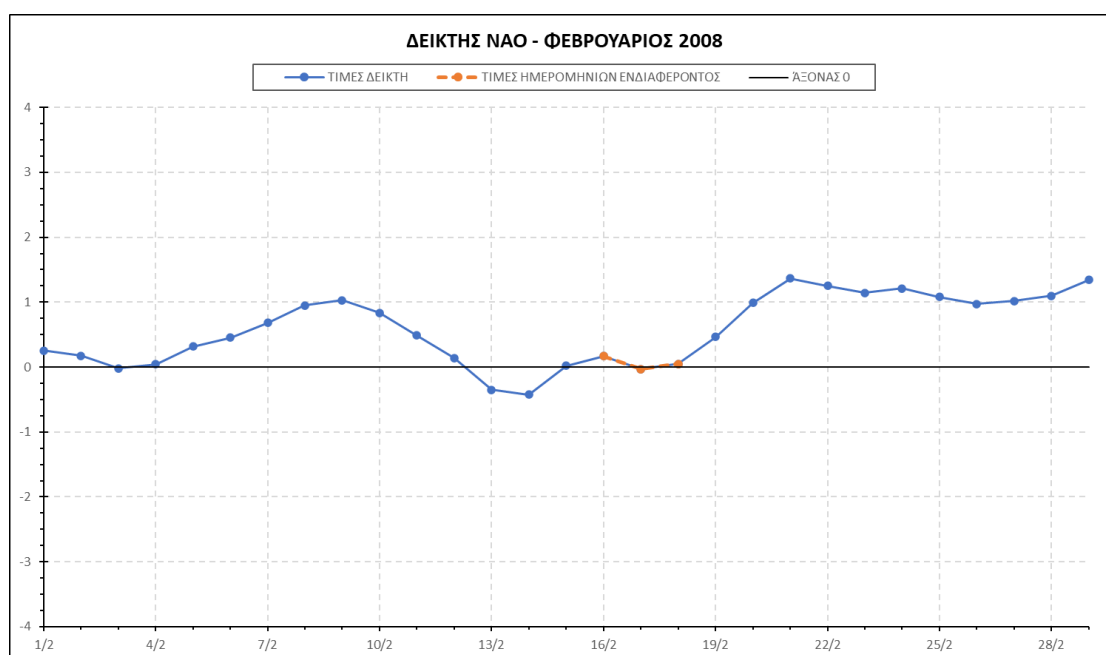


Σχήμα 3.2.21: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Φεβρουάριο του 2004. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.2.4 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2007-2008 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008)

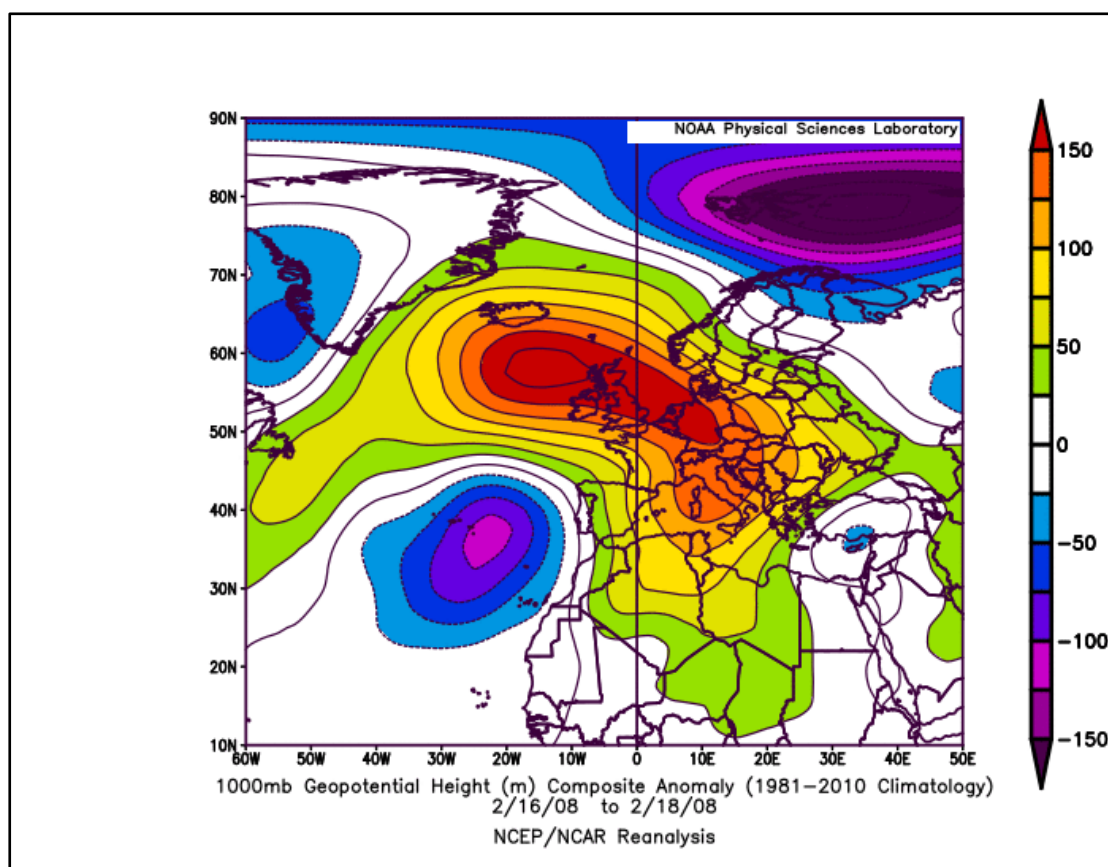
Τη χειμερινή περίοδο του 2007-2008, το μεγαλύτερο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής που έπληξε τη νότια Ελλάδα έλαβε χώρα την περίοδο 16-18/2/2004. Επηρέασε κυρίως το νότια χώρα και τα ανατολικά ηπειρωτικά αφήνοντας μεγάλα ύψη χιονιού σε αυτές τις περιοχές, ενώ χιονοπτώσεις σημειώθηκαν και σε τμήματα της δυτικής Ελλάδας. Πιο αναλυτικά:

Πεδίο υψηλών πιέσεων (Anw) αναπτύσσεται λίγες μέρες πριν την κακοκαιρία στην περιοχή της Νορβηγικής θάλασσας, το οποίο μετατοπίζεται ΝΑ προς την κεντρική Ευρώπη όσο πλησιάζουν οι μέρες ενδιαφέροντος. Αυτό οδήγησε στην έλευση cP αερίων μαζών στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Μετέπειτα, βαρομετρικό χαμηλό (Cs) δημιουργείται ανατολικά της Ρόδου αργά κινούμενο ανατολικά, γεγονός που ευνόησε τη ΒΑ ροή στα μέσα και ανώτερα (700 mb, 500 mb γεωδυναμικό ύψος αντίστοιχα) στρώματα της τροπόσφαιρας στην περιοχή του Αιγαίου (Aegean Effect), δίνοντας ισχυρές χιονοπτώσεις στην Εύβοια, τη Βοιωτία, την Αττική και πολλές περιοχές της Πελοποννήσου. Στο σχήμα 3.2.22 φαίνονται οι τιμές του δείκτη NAO, με τον δείκτη τις ημέρες της διαταραχής να βρίσκεται σε ουδέτερη φάση.

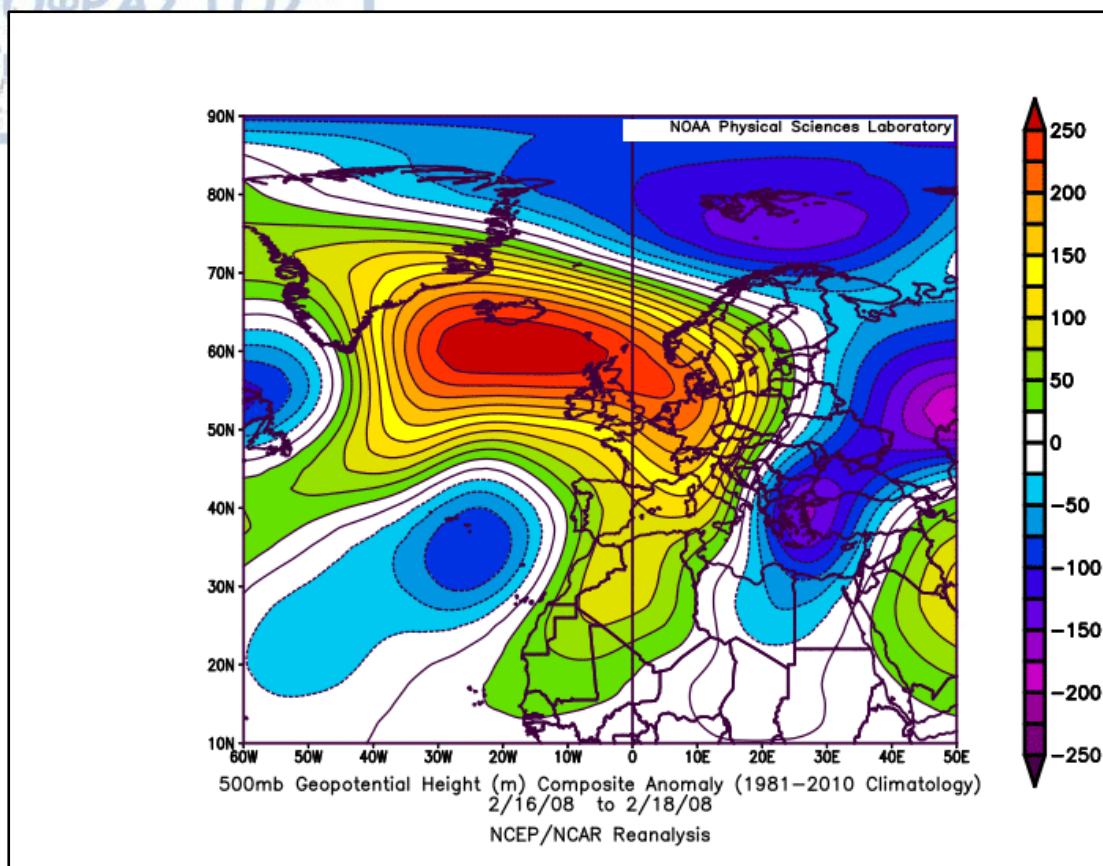


Σχήμα 3.2.22: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Φεβρουάριο του 2008. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Στα σχήματα 3.2.23 και 3.2.24 παρατηρούνται οι αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb (SLP) και στα 500 mb (5.500 grm). Παρατηρούνται οι θετικές αποκλίσεις στην περιοχή που κινήθηκε ο αντικυκλώνας εμποδισμού, ενώ στο σχήμα 3 φαίνεται χαρακτηριστικά η αρνητική απόκλιση των γεωδυναμικών υψών στα 5.500 grm πάνω από την Ελλάδα.

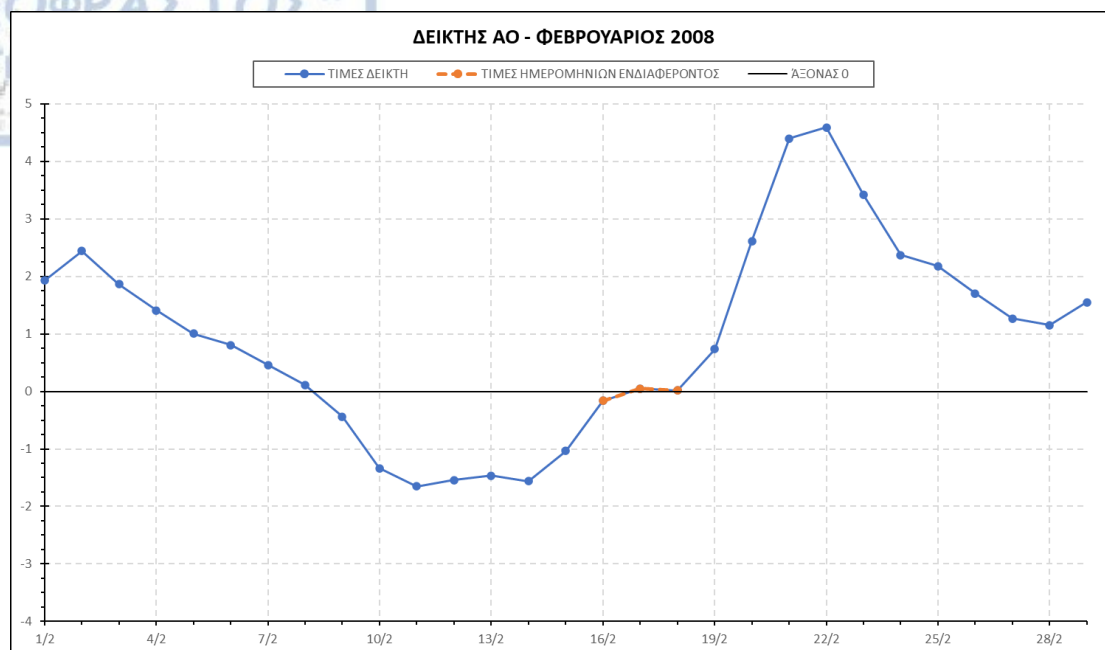


Σχήμα 3.2.23: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



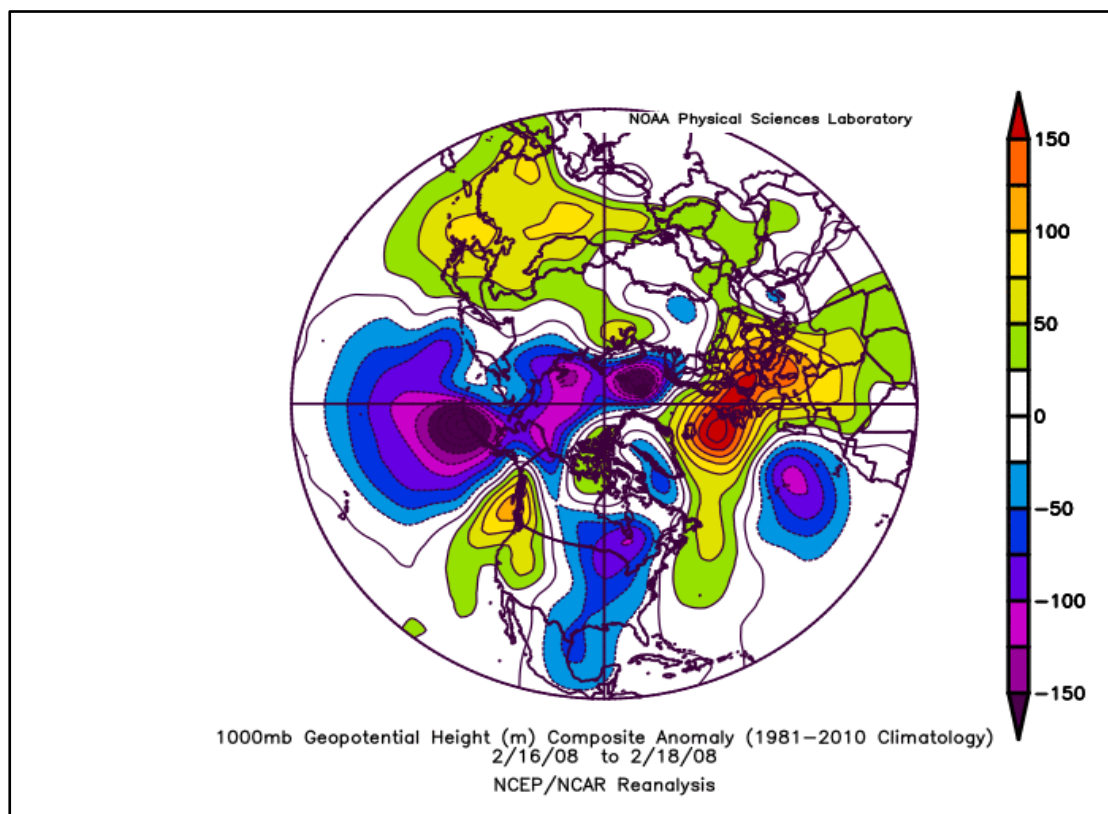
Σχήμα 3.2.24: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

Σε ό,τι αφορά την ΑΟ, πριν την έλευση της ατμοσφαιρικής διαταραχής, βρίσκεται σε αρνητική φάση, ενώ τις ημέρες της κακοκαιρίας, η ημερήσιες τιμές της είναι ουδέτερες (σχήμα 3.2.25). Οι αρνητική φάση πριν την έλευση των ψυχρών αερίων μαζών στην περιοχή υποδηλώνει εξασθένιση του πολικού χαμηλού, μεσημβρινή ροή και επομένως σημαντικές πιθανότητες να κατέλθουν cP αέριες μάζες σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη.

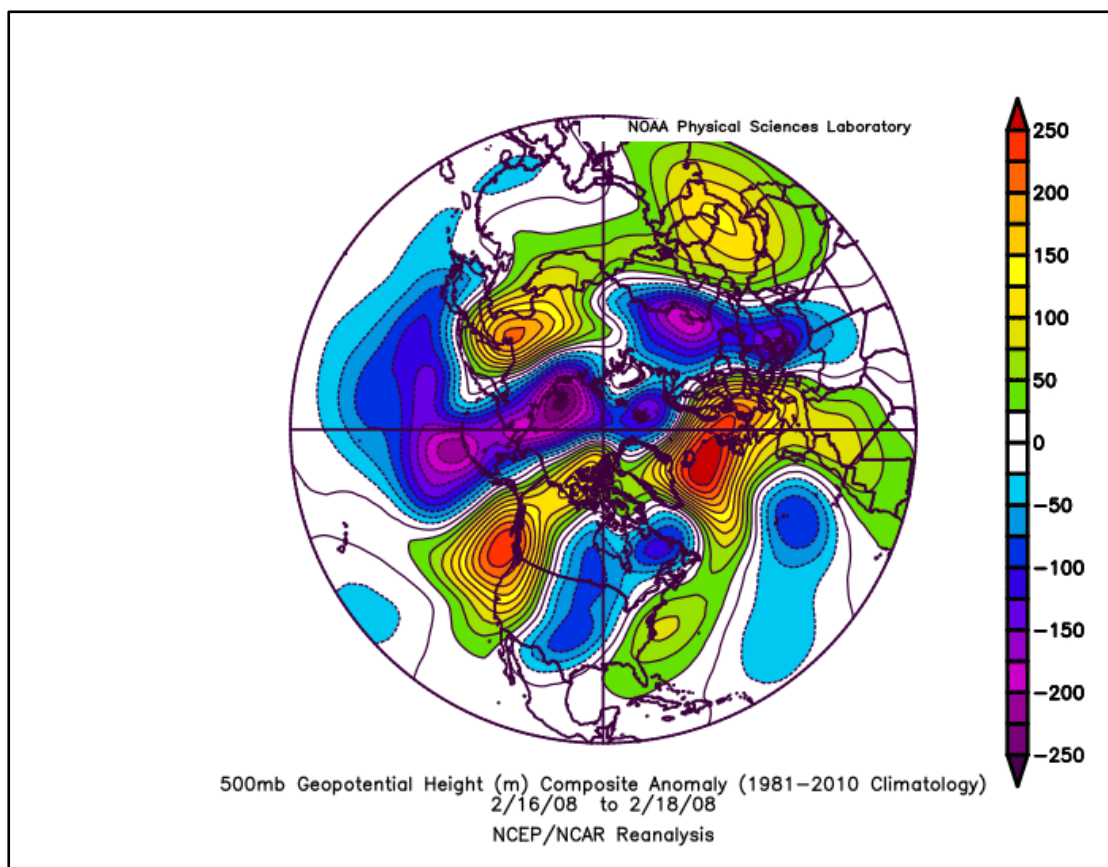


Σχήμα 3.2.25: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Φεβρουάριο του 2008. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Στα σχήματα 3.2.26 και 3.2.27 παρατηρούνται οι αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb (SLP) και στα 500 mb (5.500 grm) για το βόρειο ημισφαίριο.

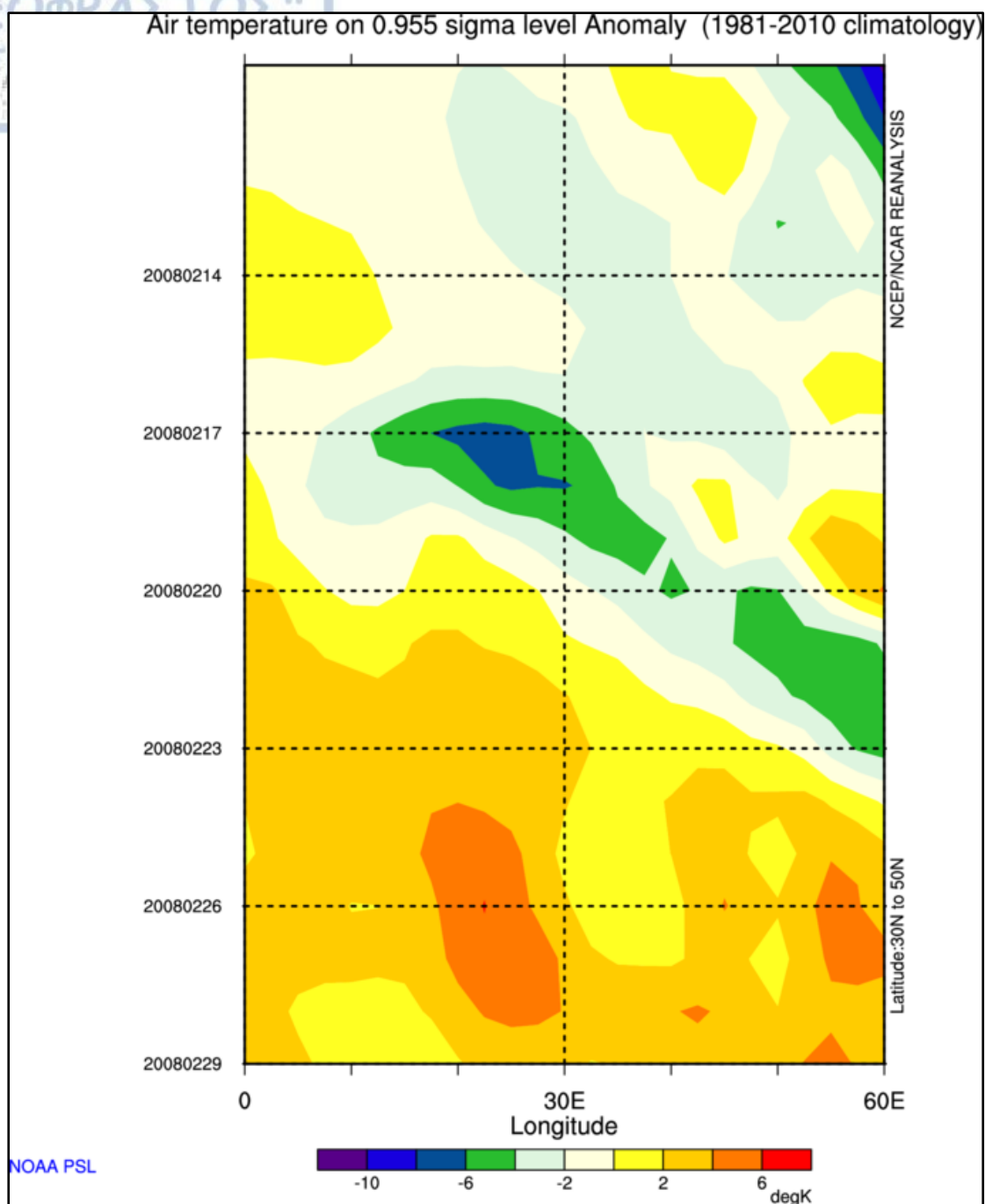


Σχήμα 3.2.26: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.2.27: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.2.28, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Φεβρουαρίου του 2008 συμβαδίζει με την περίοδο (16-18/2) που έλαβε χώρα η ύφεση.



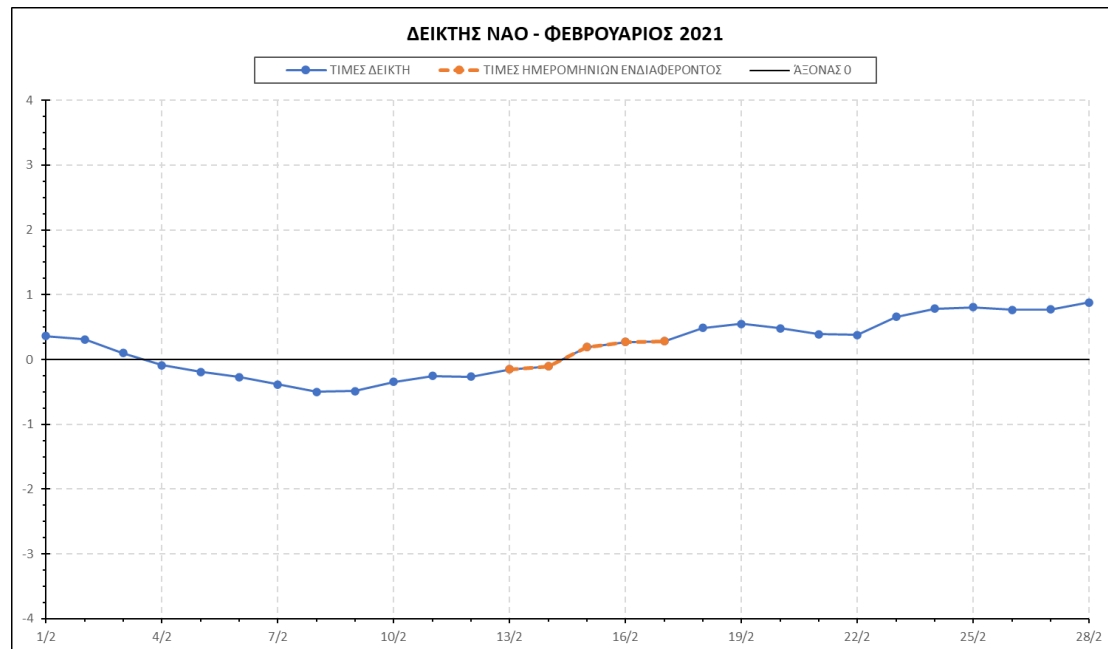
Σχήμα 3.2.28: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Φεβρουάριο του 2008. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.2.5 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2020-2021 (ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2021)

Η χειμερινή περίοδος του 2020-2021 ήταν μία από τις πιο ενεργές σε ό,τι αφορά την εκδήλωση ατμοσφαιρικών διαταραχών στη χώρα. Η πιο σημαντική εξ' αυτών έλαβε χώρα την περίοδο 13-17/2/2021. Επηρέασε το μεγαλύτερο τμήμα της χώρας χιονοπτώσεις και χαμηλές θερμοκρασίες, με επίκεντρο κυρίως τη νότια ηπειρωτική χώρα. Πιο αναλυτικά:

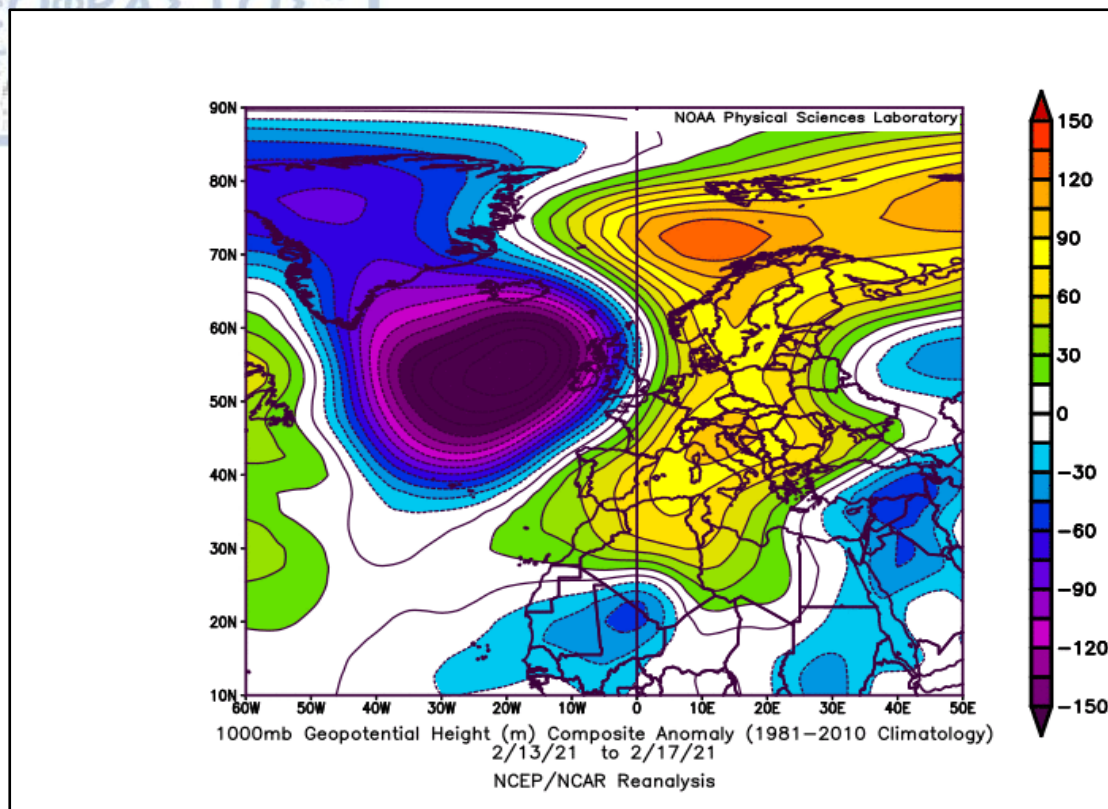
Αντικυκλώνας εμποδισμού (Anw) σχηματίζεται στη βόρεια Ευρώπη (10/2), όντας κατάλοιπο ενός μεγάλου πεδίου υψηλών πιέσεων στη Γροιλανδία. Ο αντικυκλώνας κινείται γρήγορα προς τη κεντρική και νότια Ευρώπη, αποτελώντας δίοδο cP αερίων μαζών από τη ΒΑ Ευρώπη. Παράλληλα, βαρομετρικό χαμηλό (Cw) στη δυτική Μεσόγειο και πιο συγκεκριμένα ανοιχτά του κόλπου του Λέοντα κάνει την εμφάνισή του στις 12/2 και είναι αποτέλεσμα μίας μικρής trough στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από την περιοχή (500 mb, 5.500 μέτρα γεωδυναμικό ύψος). Το χαμηλό κινείται ταχέως ανατολικά προς το Ιόνιο, δίνοντας – σε συνδυασμό με τις πολύ χαμηλές θερμοκρασίες στην επιφάνεια λόγω του αντικυκλώνα στη βόρεια Ευρώπη – αρχικά χιονοπτώσεις στη βόρεια και κεντρική Ελλάδα. Στη συνέχεια – και ενώ ο αντικυκλώνας κινείται ακόμα πιο νότια – νέο επιφανειακό χαμηλό Cs δημιουργείται δυτικά της Κύπρου, ευνοώντας με αυτό τον τρόπο τη ΒΑ ροή στα μέσα και ανώτερα (700 mb, 500 mb γεωδυναμικό ύψος αντίστοιχα) στρώματα της τροπόσφαιρας στην περιοχή του Αιγαίου (Aegean Effect), που σε συνδυασμό με τις ήδη υπάρχουσες χαμηλές θερμοκρασίες στο έδαφος, ισχυρές χιονοπτώσεις έπληξαν την Εύβοια, τη Βοιωτία, την Αττική και πολλές περιοχές της Πελοποννήσου. Τα φαινόμενα ήταν έντονα και λόγω του μεγάλου ύψους χιονιού, προκλήθηκαν προβλήματα σε περιοχές της νότιας Ελλάδας, με αποκλεισμένα χωριά στην Εύβοια και προβλήματα ηλεκτροδότησης σε μεγάλο μέρος της πόλης της Αθήνας τουλάχιστον για μία ημέρα.

Στο σχήμα 3.2.29 φαίνονται οι τιμές του δείκτη NAO, με τον δείκτη τις ημέρες της διαταραχής να βρίσκεται σε ουδέτερη φάση.

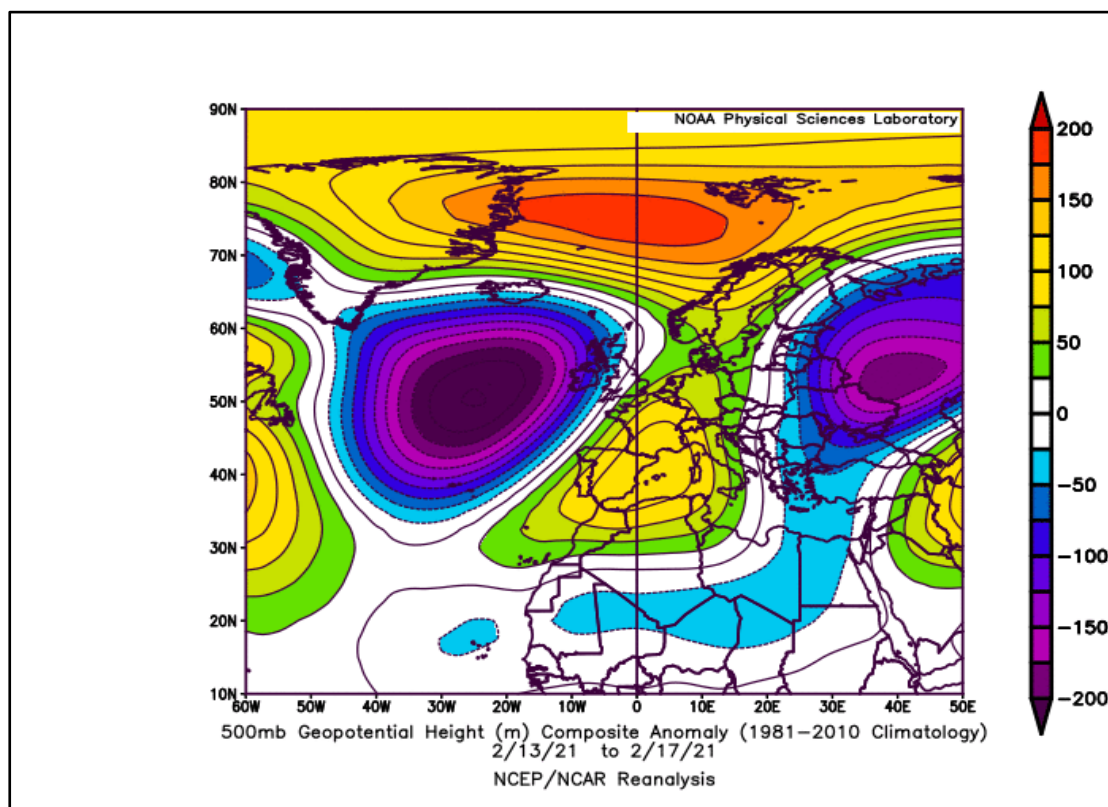


Σχήμα 3.2.29: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Φεβρουάριο του 2021. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.

Στα σχήματα 3.2.30 και 3.2.31 παρατηρούνται οι αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb (SLP) και στα 500 mb (5.500 grm). Παρατηρούνται οι θετικές αποκλίσεις στην περιοχή που κινήθηκε ο αντικυκλώνας εμποδισμού, ενώ στο σχήμα 3 φαίνεται χαρακτηριστικά η αρνητική απόκλιση των γεωδυναμικών υψών στα 5.500 grm πάνω από την Ελλάδα. Τόσο στο σχήμα 2 όσο και στο 3 παρατηρείται πως καθόλη τη διάρκεια της κακοκαιρίας, το χαμηλό της Ισλανδίας παραμένει ενισχυμένο, όμως είναι ελαφρώς μετατοπισμένο σε χαμηλότερο γεωγραφικά πλάτη, λόγω του ισχυρού αντικυκλώνα στη Γροιλανδία.

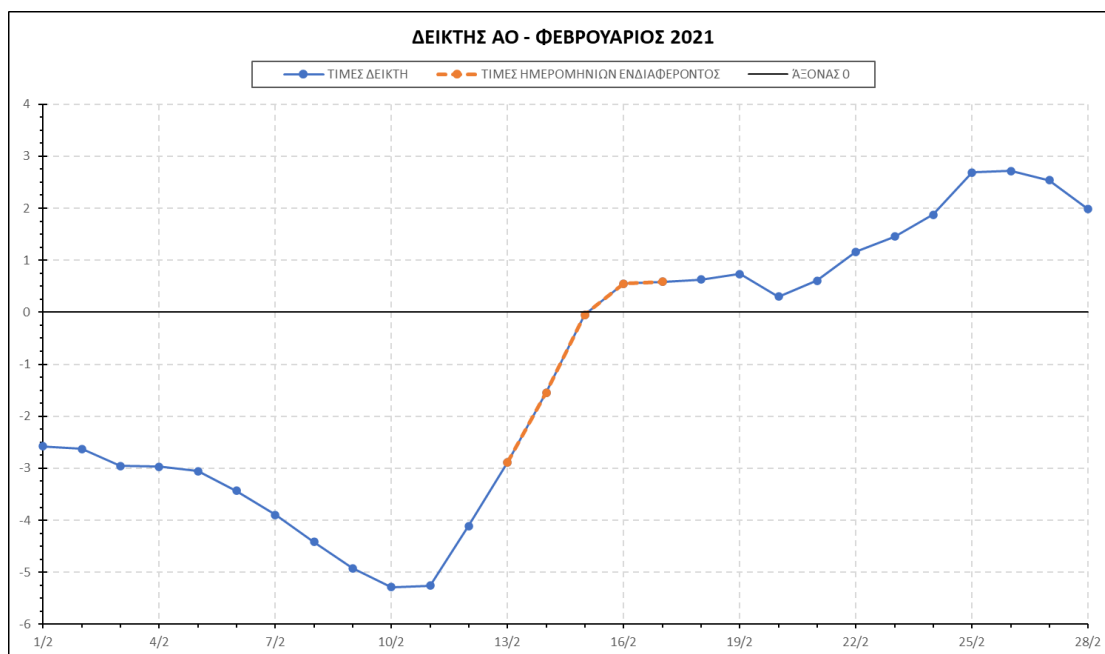


Σχήμα 3.2.30: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

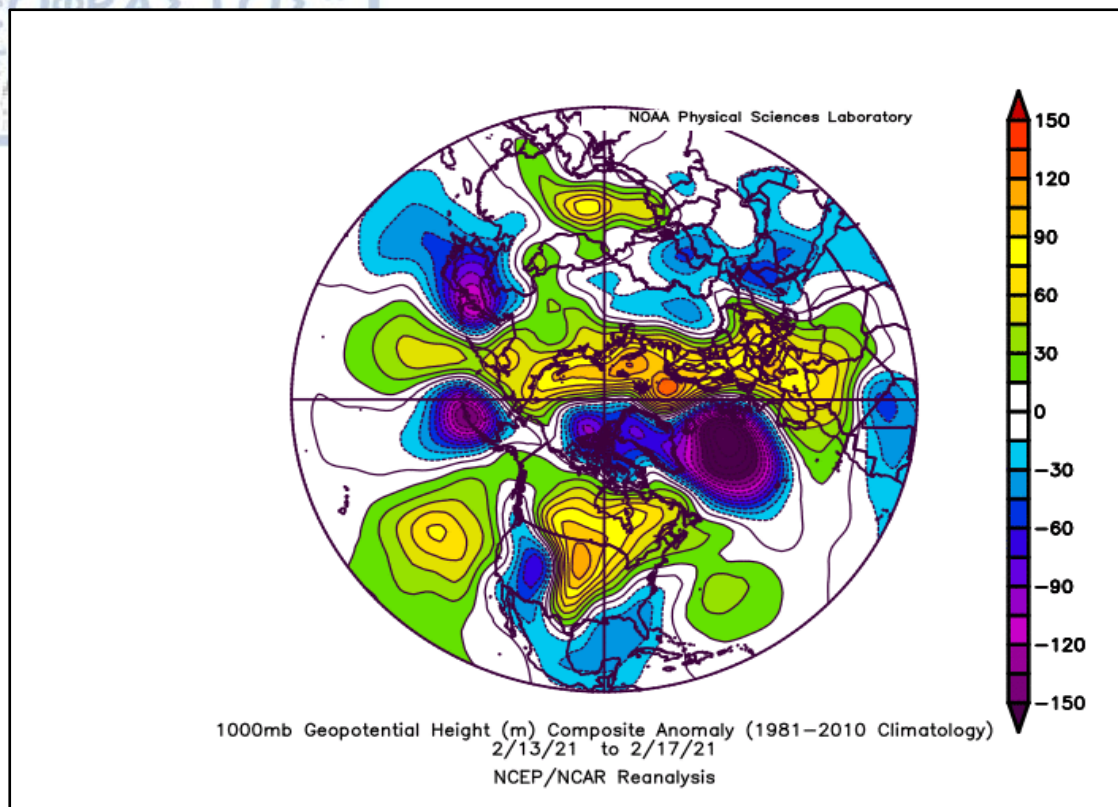


Σχήμα 3.2.31: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

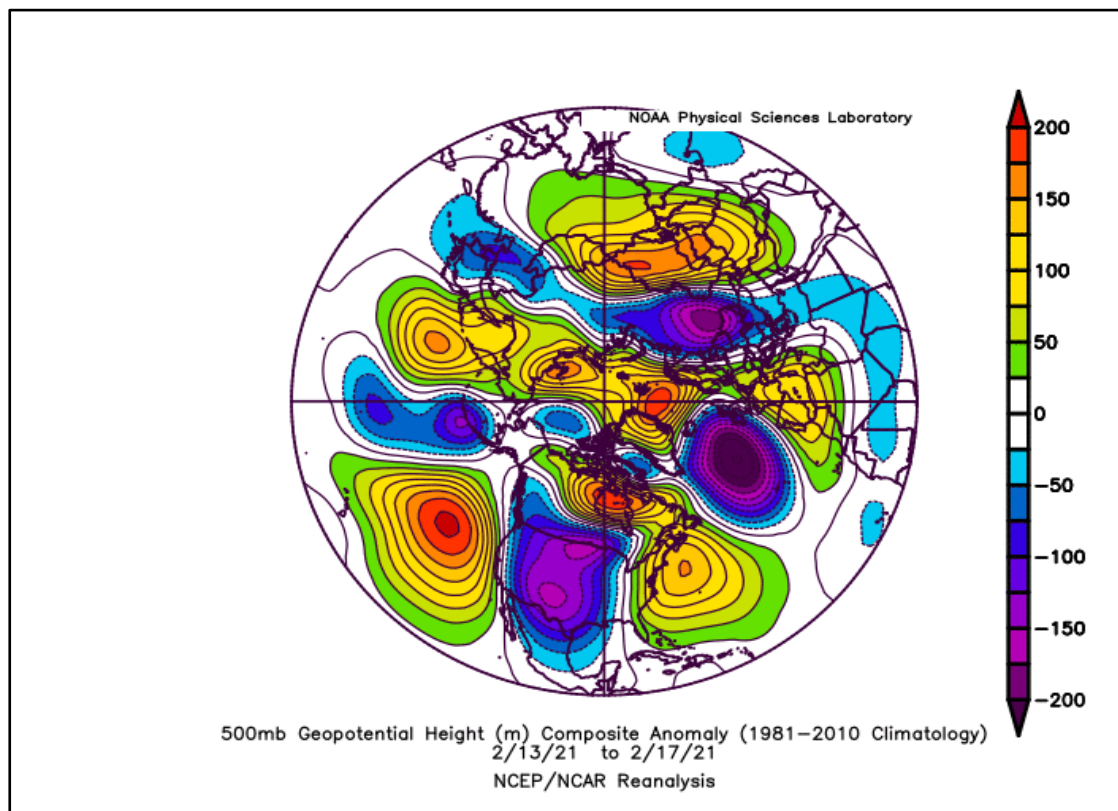
Σε ό,τι αφορά την ΑΟ, στο 1^ο μισό του Φεβρουαρίου φαίνεται πως βρίσκεται σε μεγάλη αρνητική φάση (σχήμα 3.2.32), υποδηλώνοντας πως οι χαμηλές πιέσεις στον αρκτικό κύκλο είναι εξασθενημένες. Έτσι, ευνοείται η κυκλογένεση στη Μεσόγειο και η ικανότητα των ψυχρών αερίων μαζών να κατέρχονται σε μικρότερα γεωγραφικά πλάτη. Πράγματι, όπως φαίνεται τόσο στις αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών κοντά στην επιφάνεια (1000 mb, σχήμα 3.2.33) όσο και στην ανώτερη τροπόσφαιρα (500 mb, σχήμα 3.2.34) ο πολικός στρόβιλος είναι ιδιαίτερα εξασθενημένος και παρουσιάζει θετικές αποκλίσεις.



Σχήμα 3.2.32: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Φεβρουάριο του 2021. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Νότια Ελλάδα.



Σχήμα 3.2.33: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

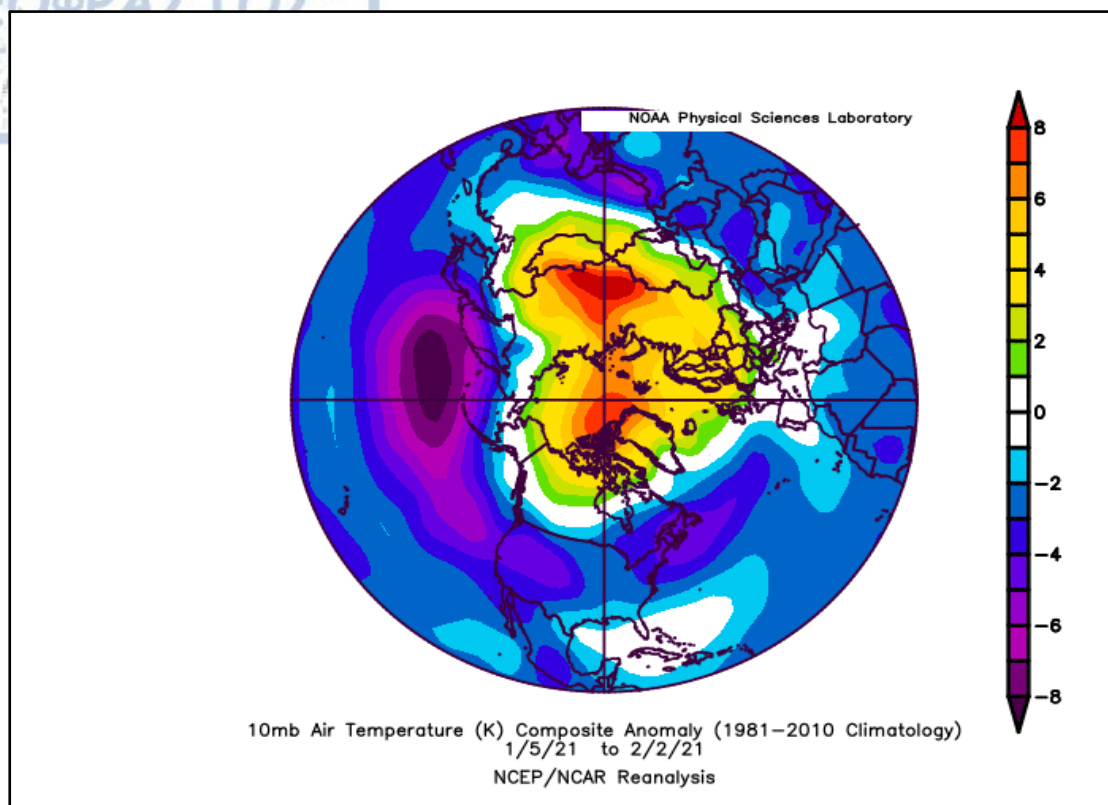


Σχήμα 3.2.34: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

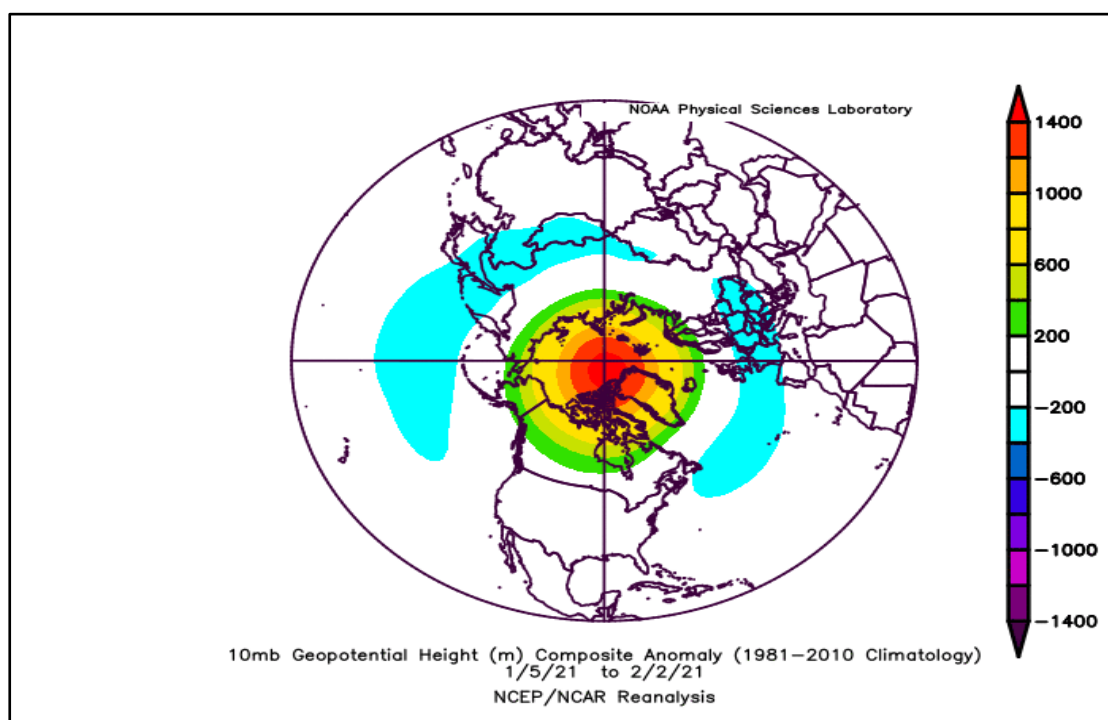
Το μεγάλος εύρος θετικών αποκλίσεων στην περιοχή του αρκτικού κύκλου οφείλεται σε ένα μεγάλο επεισόδιο Αιφνίδιας Στρατοσφαιρικής Θέρμανσης (Sudden Stratospheric Warming, SSW). Όπως έχει αναφερθεί («Ο ΠΟΛΙΚΟΣ ΣΤΡΟΒΙΛΟΣ ΚΑΙ Η ΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΟΥ ΣΤΗΝ ΑΟ», σελ. 28), η SSW μπορεί να προκαλέσει θερμοκρασιακές ανωμαλίες στο στρώμα της στρατόσφαιρας, η οποίες μπορούν να επηρεάσουν δυνητικά την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην Τροπόσφαιρα των μέσων γεωγραφικών πλατών [Thompson et al., 2002].

Σύμφωνα λοιπόν με τα ημερήσια δεδομένα επανανάλυσης ERA5 από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων (ECMWF), μία SSW ξεκίνησε στις 5/1/2021. Αυτή ήταν η πρώτη μεγάλη στρατοσφαιρική θέρμανση από τον Ιανουάριο του 2019 (Lee and Butler, 2020) και η 3^η τους τελευταίους 4 χειμώνες. Κατά την έναρξη του φαινομένου, η μέση θερμοκρασία στο γεωδυναμικό ύψος των 10 mb (32 km) στη στρατόσφαιρα του Αρκτικού Κύκλου, αυξήθηκε κατά 30 βαθμούς κελσίου σε μία εβδομάδα. Η ροή των ανέμων στη στρατόσφαιρα έγινε ανατολική (easterlies) για 16 ημέρες λόγω της SSW του Ιανουαρίου. Προέκυψε σε τρεις διαφορετικές περιόδους και όχι συνεχόμενα: 5 ημέρες από τις 5-9/1, 9 ημέρες από τις 12-20 και 2 ημέρες από τις 1-2/2. Παρόλο που αποτελούν 3 ξεχωριστές περιόδους αντιστροφής των ζωνικών ανέμων στη στρατόσφαιρα του Αρκτικού από δυτικούς σε ανατολικούς, θεωρείται ότι αφορούν ένα περιστατικό αιφνίδιας στρατοσφαιρικής θέρμανσης, καθώς απαιτούνται το λιγότερο 20 συνεχόμενες ημέρες με ανέμους westerlies μεταξύ SSW για να επιτρέψουν το Πολικό Στρόβιλο να επανέλθει στη ζωνική δυτική ροή (Charlton and Polvani, 2007).

Τα μεγάλα επεισόδια SSW όπως έχει αναφερθεί σχετίζονται με την αρνητική φάση τόσο της Αρκτικής όσο και της ταλάντωσης του βορείου Ατλαντικού με μία διαφορά φάσης + 1-2 εβδομάδων. Η σημαντικά αρνητική φάση της NAO τον Ιανουάριο του 2021 και της ΑΟ έως και τα μέσα Φεβρουαρίου φαίνεται πως ήταν το αποτέλεσμα του συγκεκριμένου επεισοδίου στρατοσφαιρικής θέρμανσης, γεγονός που ώθησε σε πολλές εξάρσεις του καιρού στα μέσα γεωγραφικά πλάτη την περίοδο αυτή. Στα σχήματα 3.2.35 και 3.2.36 φαίνονται οι θετικές αποκλίσεις θερμοκρασίας και γεωδυναμικών υψών στα 32.000 gpm.

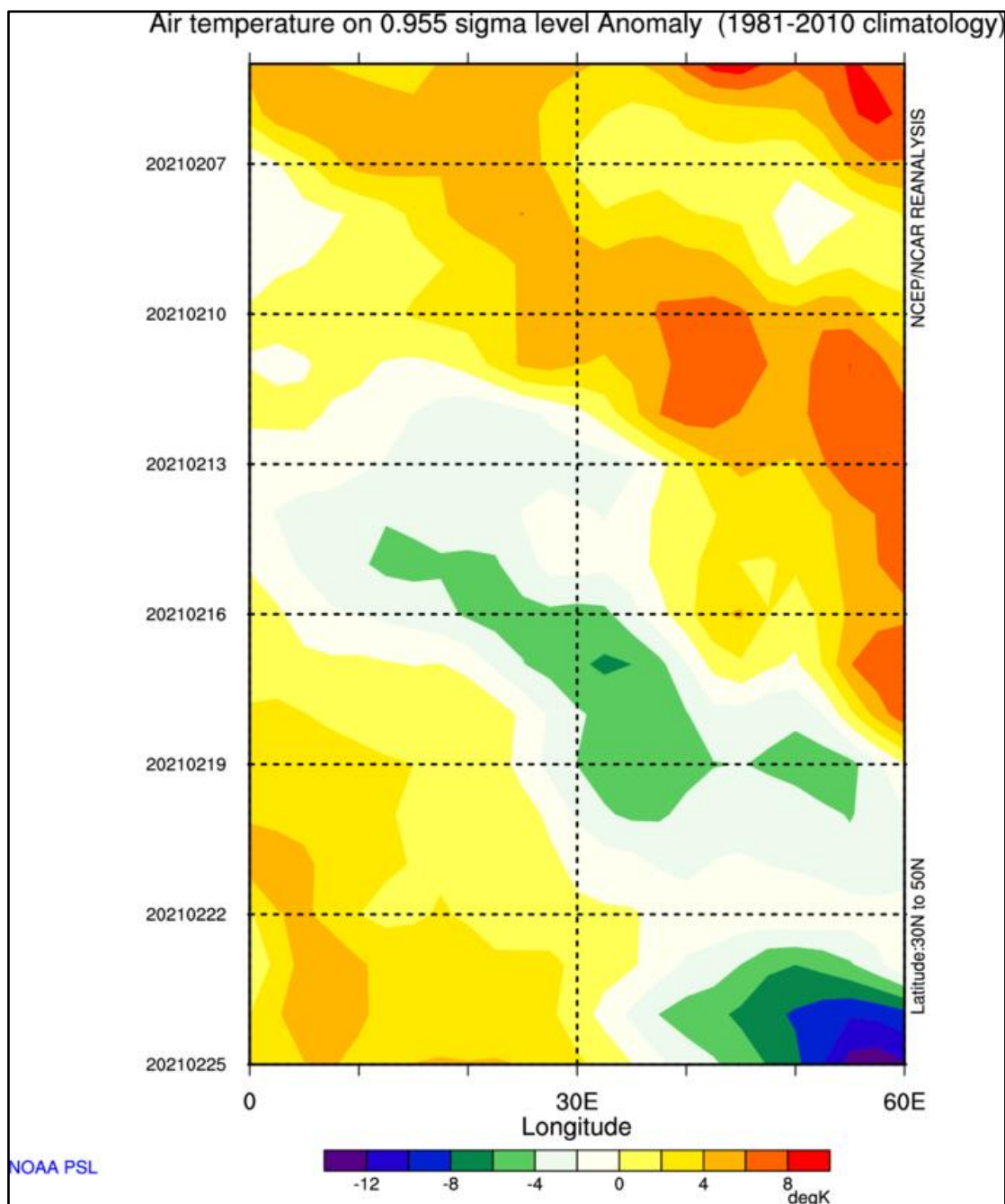


Σχήμα 3.2.35: Αποκλίσεις των τιμών θερμοκρασίας στο ύψος των 10 mb (32.000 m υψόμετρο) από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021) για την περίοδο που έλαβε χώρα το επεισόδιο SSW. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.2.36: Αποκλίσεις υψών (m) στη ισοβαρική επιφάνεια των 10 mb (32.000 m υψόμετρο) από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021) για την περίοδο που έλαβε χώρα το επεισόδιο SSW. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.2.37, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Φεβρουαρίου του 2021 για την περιοχή της Ελλάδας συμβαδίζει με την περίοδο (13-17/2) που έλαβε χώρα η ύφεση.



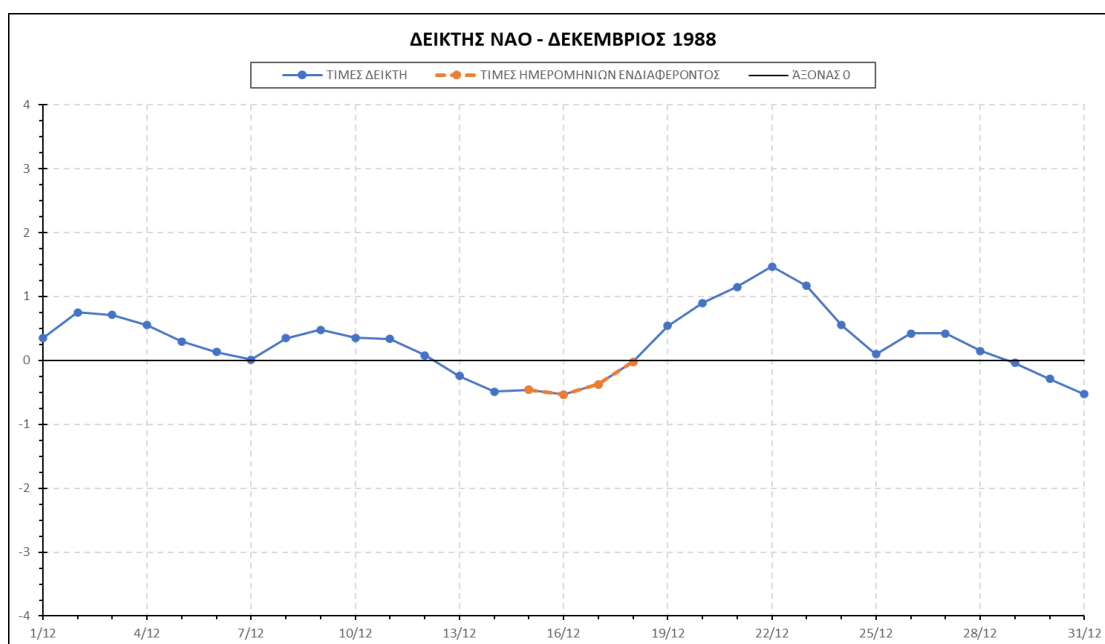
Σχήμα 3.2.37: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Φεβρουάριο του 2021. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.3 ΑΚΡΑΙΑ ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

3.3.1 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1988-1989 (ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1988)

Τη χειμερινή περίοδο του 1988-1989, το πρώτο μεγάλο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής στον ελλαδικό χώρο έλαβε χώρα την περίοδο 15-18/12/1988. Έπληξε την περιοχή της βόρειας Ελλάδας αφήνοντας σημαντικά ύψη χιονιού και όντας συνοδευόμενη από πολύ χαμηλές θερμοκρασίες. Πιο αναλυτικά:

Αντικυκλώνας εμποδισμού έκανε την εμφάνισή του στη βορειοδυτική Ευρώπη (Ανω), με κέντρο δυτικά του Ηνωμένου Βασιλείου, στο βορειοανατολικό Ατλαντικό Ωκεανό, ο οποίος επεκτάθηκε και στην κεντρική Ευρώπη, όσο προσεγγίζουμε τις ημέρες ενδιαφέροντος. Η παρουσία του Αντικυκλώνα αυτού δικαιολογείται και από τις τιμές του δείκτη NAO που φαίνονται στο σχήμα 3.3.1.

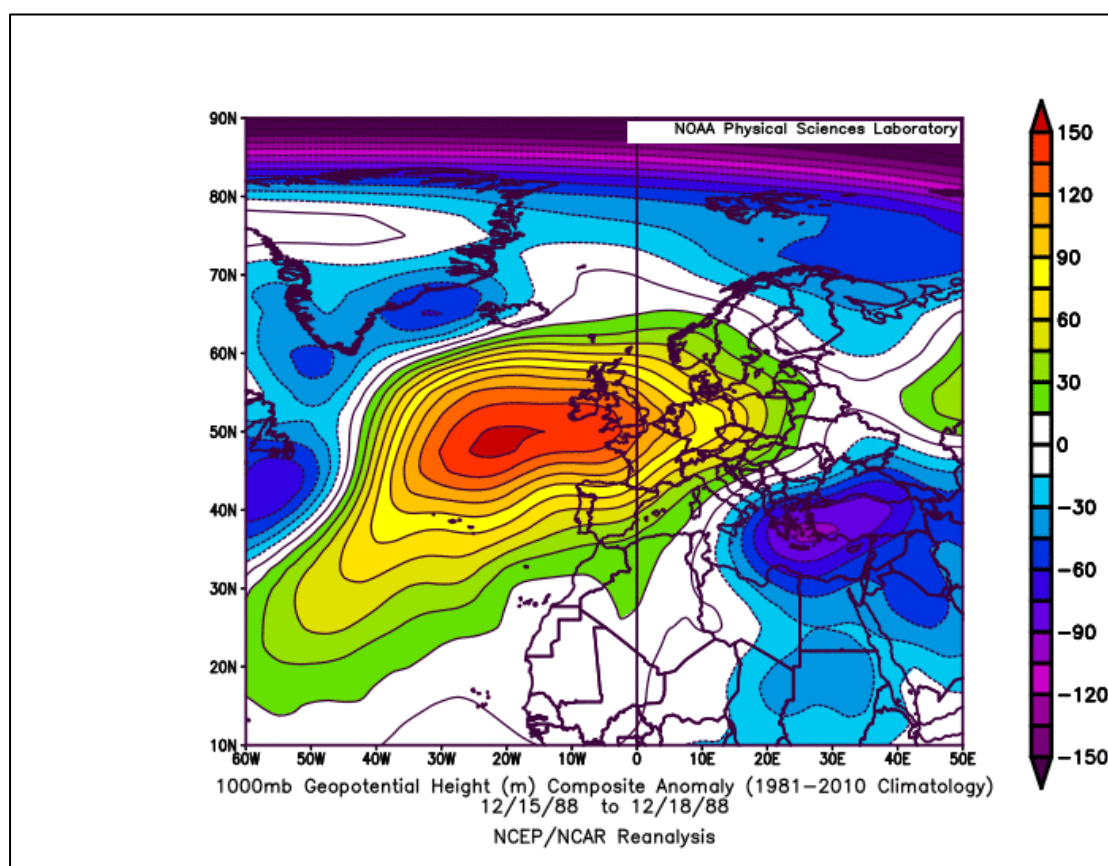


Σχήμα 3.3.1: Ημερήσιες τιμές δείκτη NAO για τον μήνα Δεκέμβριο του 1988. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

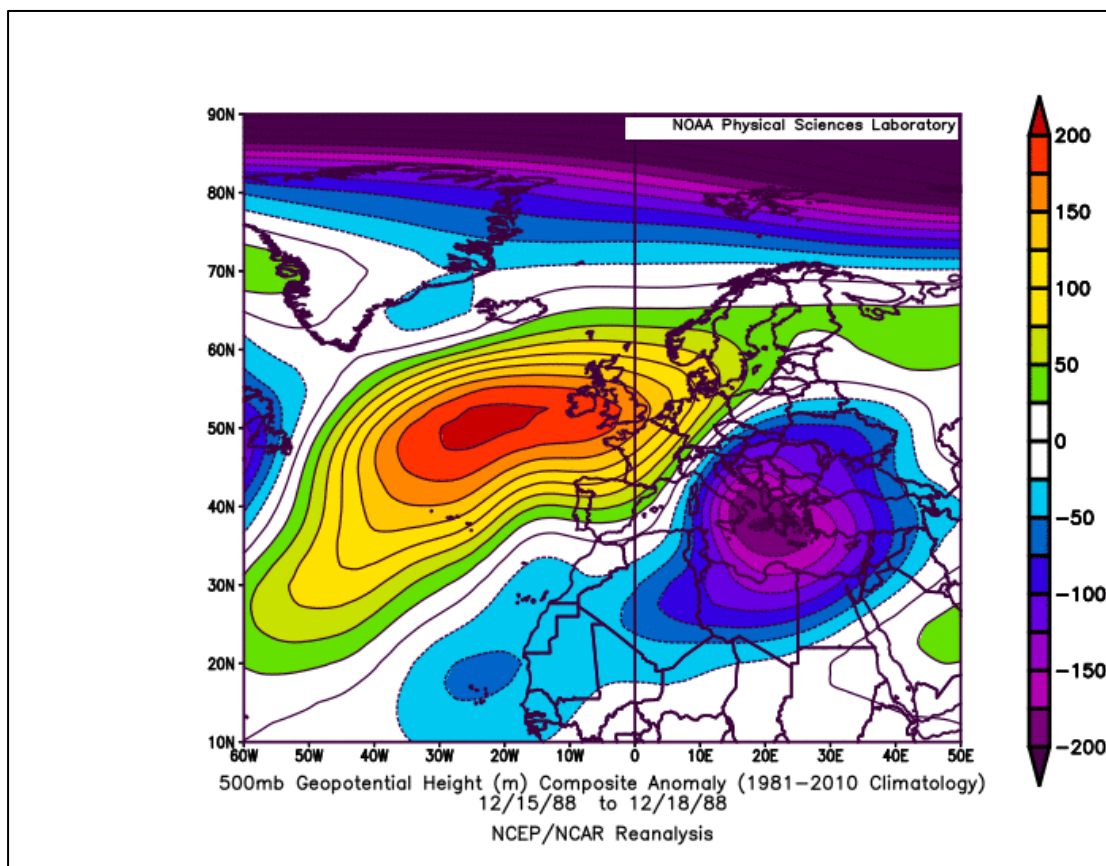
Σύμφωνα λοιπόν με το σχήμα, τόσο πριν όσο και κατά τη διάρκεια της ατμοσφαιρικής διαταραχής οι τιμές του δείκτη είναι αρνητικές, με αποτέλεσμα το χαμηλό της Ισλανδίας να εμφανίζεται εξασθενημένο. Αυτό δίνει την ευκαιρία

σε γένεση υψηλών πιέσεων στην περιοχή αυτή και μεταβολή της κυκλοφορίας από ζωνική σε μεσημβρινή. Συνεπώς, λόγω της μεσημβρινής κυκλοφορίας, η έλευση cP αερίων μαζών στην περιοχή της Μεσογείου και πιο συγκεκριμένα στη χώρα μας γίνεται εφικτή. Παράλληλα με την μεταφορά των συγκεκριμένων αερίων μαζών, δημιουργείται βαρομετρικό χαμηλό (Csw) στο Τυρρηνικό πέλαγος με κίνηση BA.

Σε ό,τι αφορά τα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb ($\approx$ SLP) και ειδικότερα των 500 mb (5.500 gpm), στον Αντικυκλώνα που επικρατεί πάνω από την κεντρική και δυτική Ευρώπη, αυτά εμφανίζονται έως και 200 μέτρα υπερυψωμένα, ενώ στην περιοχή της ύφεσης, δηλαδή στα Βαλκάνια και στην Ελλάδα, οι ισοβαρικές αυτές επιφάνειες εντοπίζονται έως και 200 μέτρα χαμηλότερα από τα φυσιολογικά ύψη. Στα σχήματα 3.3.2 και 3.3.3 παρουσιάζονται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb και 500 mb, για την περίοδο ενδιαφέροντος.



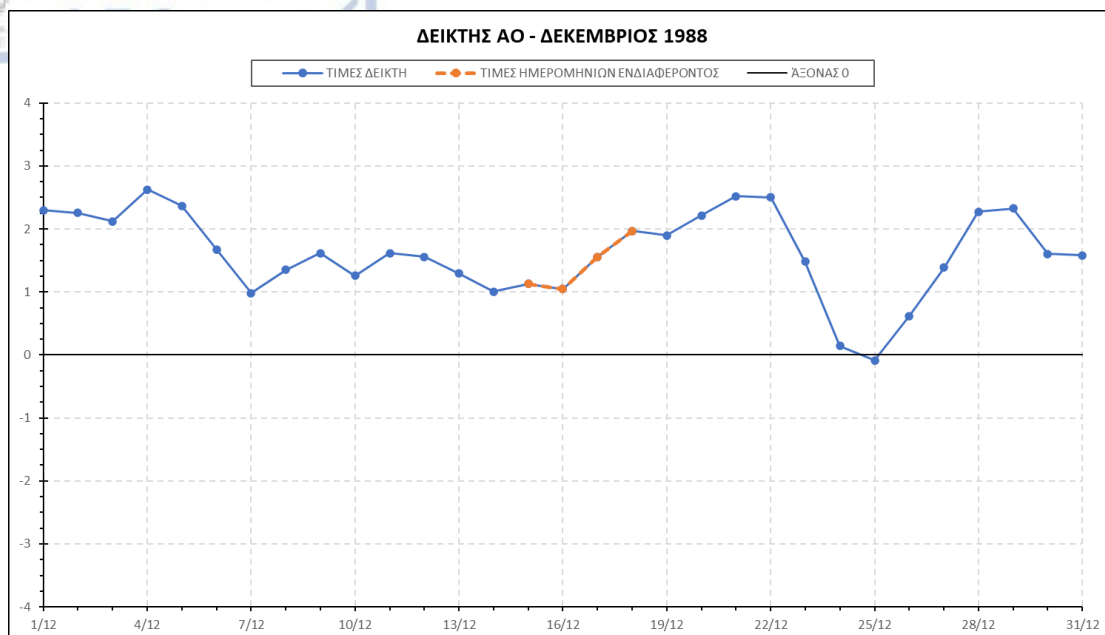
Σχήμα 3.3.2: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



Σχήμα 3.3.3: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

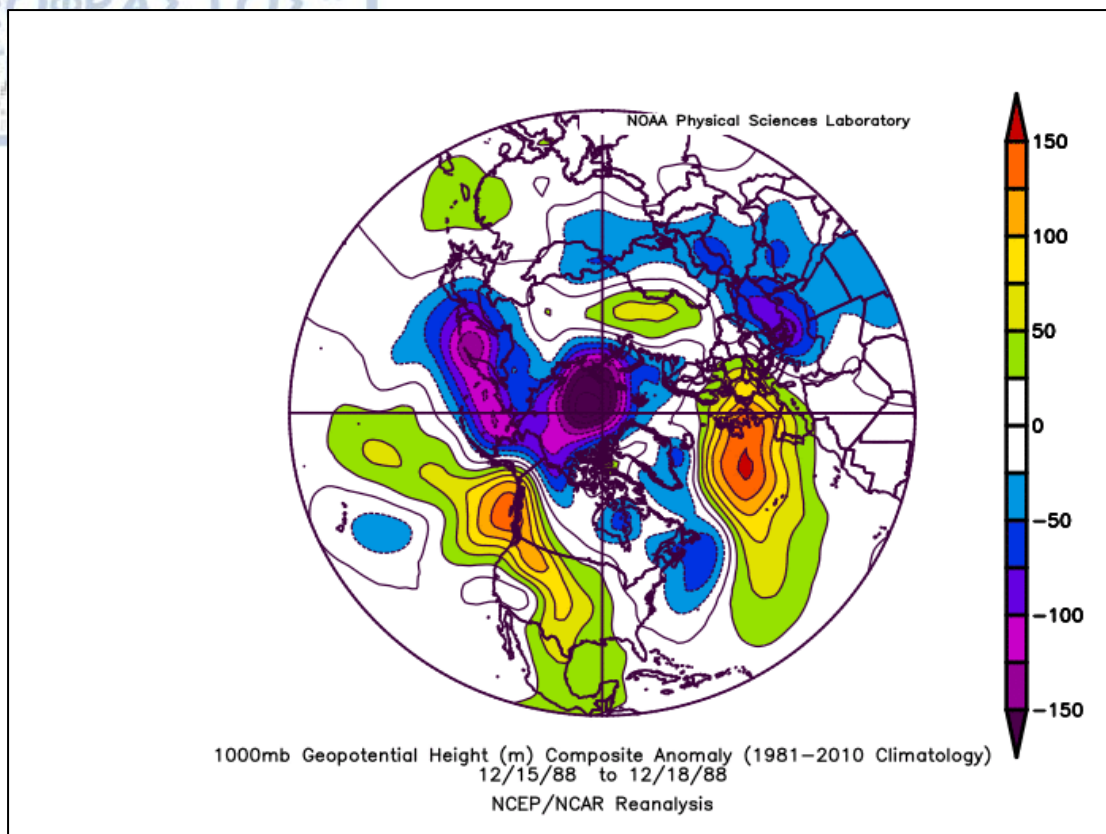
Από τα σχήματα 3.3.2 και 3.3.3 παρατηρείται η ύπαρξη ενός cut-off low στην ισοβαρική στάθμη των 500 mb με κέντρο το Ιόνιο, η οποία βρίσκεται στη μέση τροπόσφαιρα, καθώς δεν επηρεάζεται από την ορεογραφία, την τυρβώδη ροή κ.ά.

Σε ό,τι αφορά τις τιμές του δείκτη AO για την περίοδο ενδιαφέροντος, αυτές εμφανίζονται ελαφρώς θετικές με αυξητική τάση προς το τέλος της κακοκαιρίας, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.4.

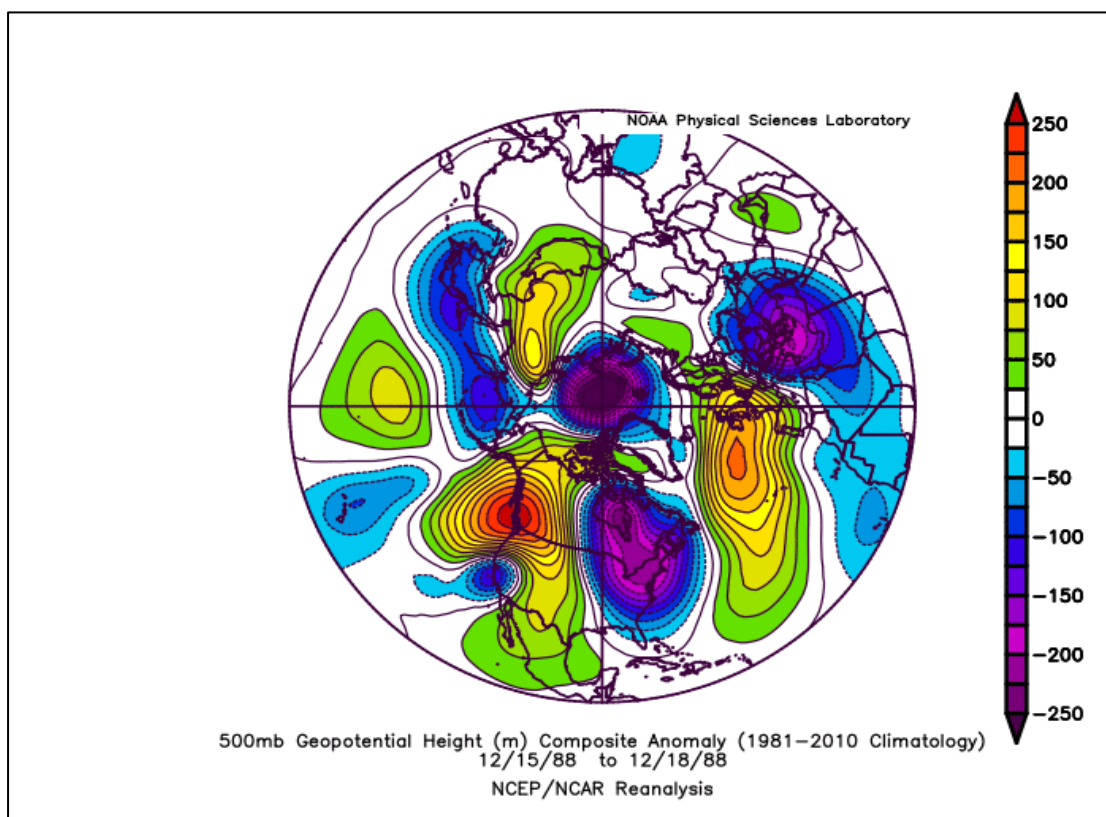


Σχήμα 3.3.4: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Δεκέμβριο του 1988. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

Το γεγονός ότι οι τιμές αυτές είναι θετικές, υποδηλώνει πως το χαμηλό στον Αρκτικό Κύκλο είναι ενισχυμένο, καθώς σύμφωνα με τα σχήματα 3.3.5 και 3.3.6, φαίνεται η αρνητική τιμή των γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb και 500 mb. Επίσης, παρόλο που επικρατεί αντικυκλώνας εμποδισμού στον βορειανατολικό Ατλαντικό Ωκεανό, αυτός εισβάλλει γρήγορα στην ηπειρωτική κεντρική Ευρώπη, με αποτέλεσμα η ροή να μην είναι μεν πλήρως ζωνική, αλλά να μετατοπίζεται η επικράτηση των δυτικών ανέμων (Westerlies) από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη σε ελαφρώς υψηλότερα αυτών. Παρόλο που η Αρκτική Ταλάντωση και οι τιμές αυτής για τη συγκεκριμένη περίοδο φαίνονται απαγορευτικές για κυκλογένεση στην περιοχή της Μεσογείου, η αρνητική φάση στην Ταλάντωση του Βορείου Ατλαντικού με το ισχυρό αυτό blocking pattern είναι αυτή που προκάλεσε εν τέλει τις προϋποθέσεις για τη συγκεκριμένη ατμοσφαιρική διαταραχή.

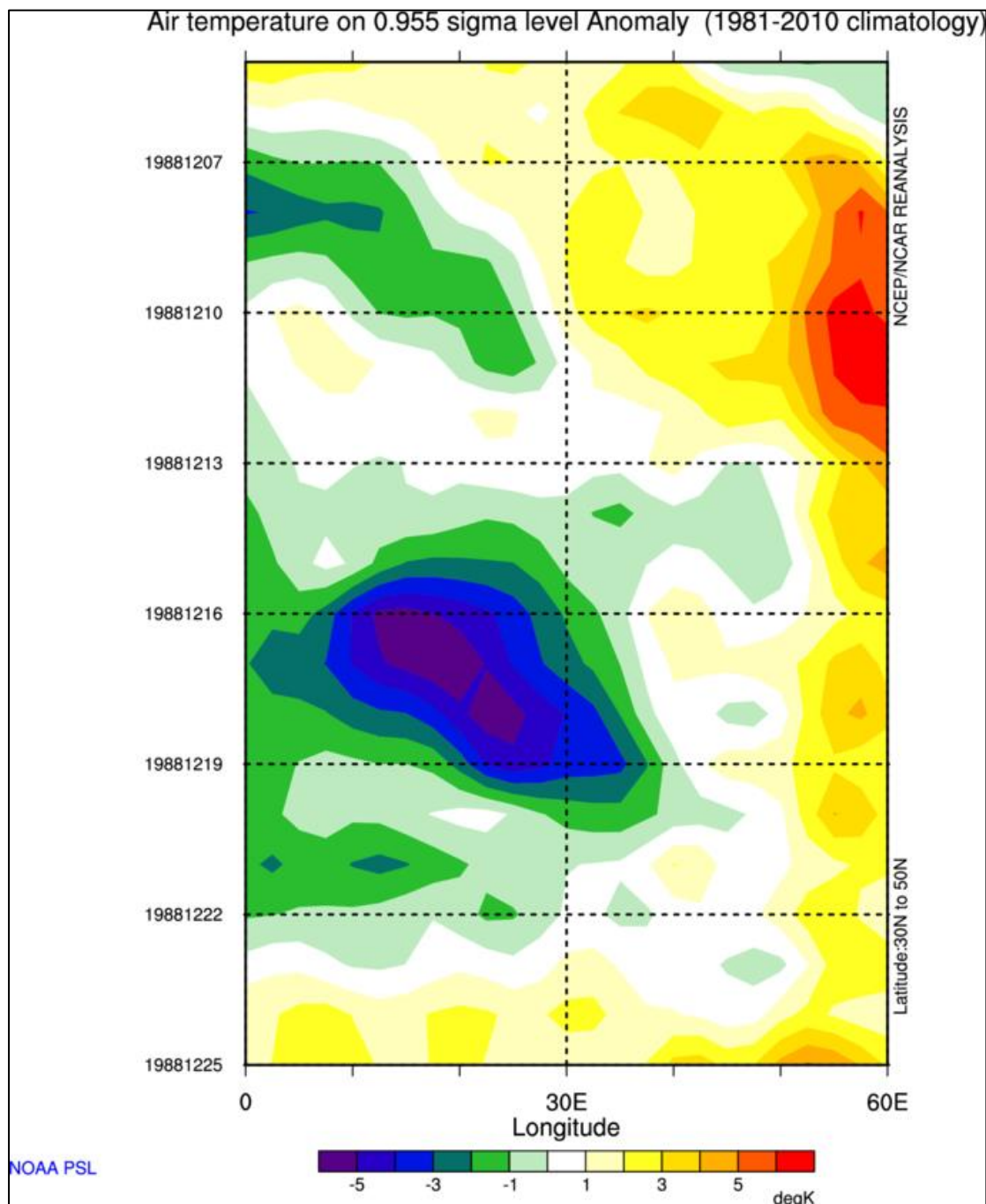


Σχήμα 3.3.5: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.3.6: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.3.7, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Δεκεμβρίου του 1988 συμβαδίζει με την περίοδο (15-18/12) που έλαβε χώρα η ύφεση.

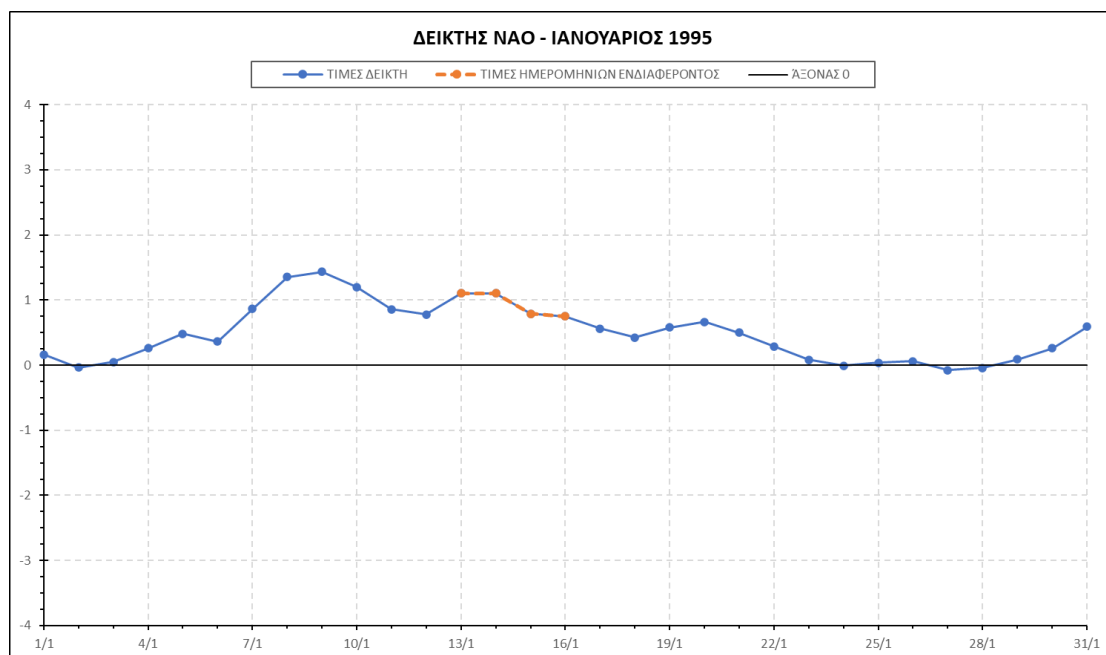


Σχήμα 3.3.7: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Δεκέμβριο του 1988. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.3.2 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 1994-1995 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1995)

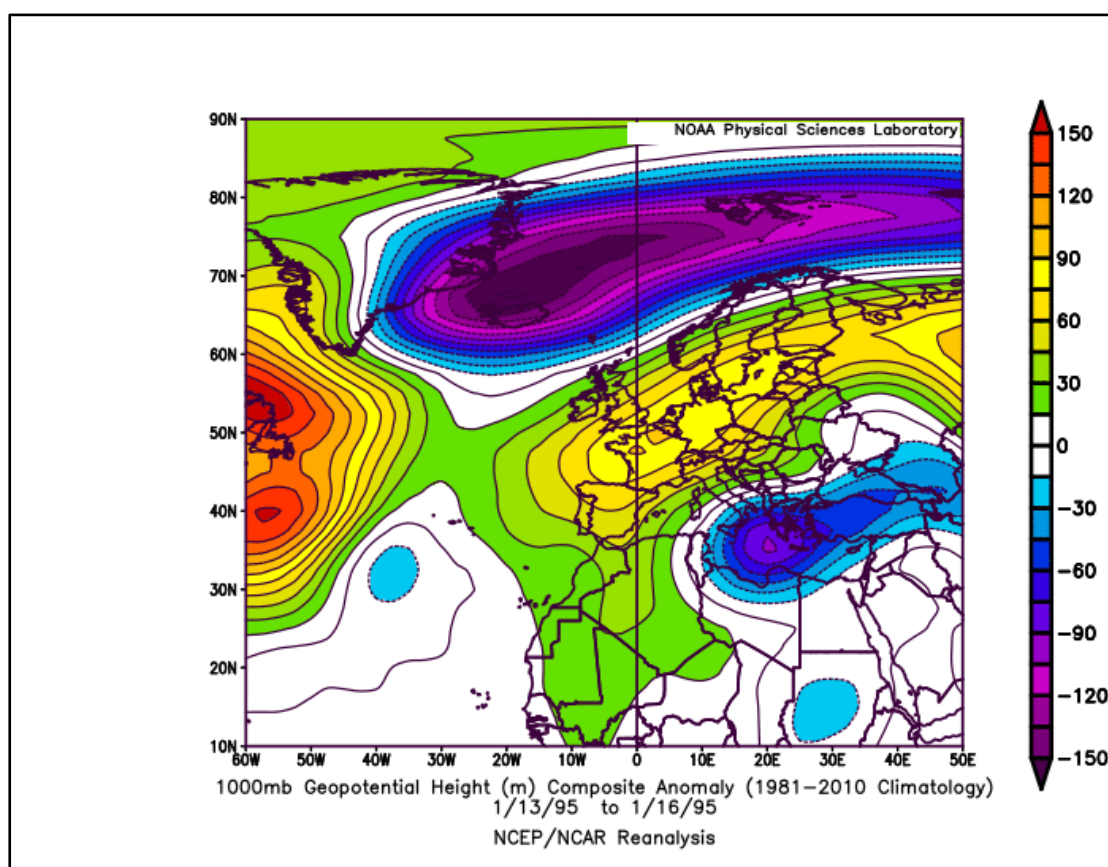
Τη χειμερινή περίοδο του 1994-1995, το μεγαλύτερο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής που έπληξε τη βόρεια Ελλάδα ήταν αυτό στις 13-16/1/1995. Σημειώθηκαν χαμηλές θερμοκρασίες και σημαντικά ύψη χιονιού στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και δυτικής Μακεδονίας, ενώ χιονοπτώσεις έλαβαν χώρα και σε τμήματα της κεντρικής χώρας. Πιο αναλυτικά:

Αντικυκλώνας εμποδισμού (Απw) έκανε την εμφάνισή του νότια του Ηνωμένου Βασιλείου (11-12/1) και εξαπλώθηκε στην κεντρική Ευρώπη όσο φτάνουμε της ημέρες της κακοκαιρίας, με αποτέλεσμα ψυχρές αέριες μάζες από τη Β-ΒΑ Ευρώπη να φτάσουν στην περιοχή της Ελλάδας. Στη συνέχεια, βαρομετρικό χαμηλό (Csw) δημιουργήθηκε ΝΔ του Ιονίου Πελάγους και κινήθηκε ΑΒΑ, δίνοντας ισχυρά φαινόμενα στη βόρεια Ελλάδα. Δεδομένου ότι το πεδίο υψηλών πιέσεων δεν κατάφερε να φτάσει έως την περιοχή της Ισλανδίας, η οποία βρίσκεται υπό την επιρροή του ενισχυμένου χαμηλού της, η φάση της ΝΑΟ, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.8, είναι θετική.

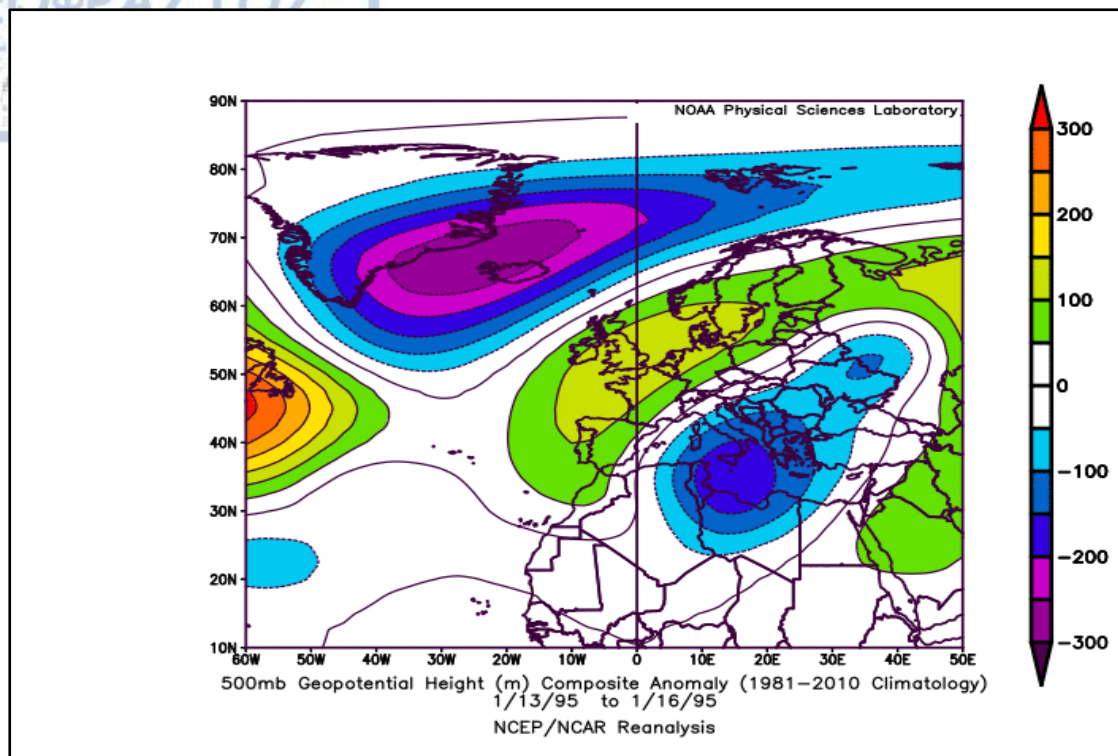


Σχήμα 3.3.8: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΝΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 1995. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

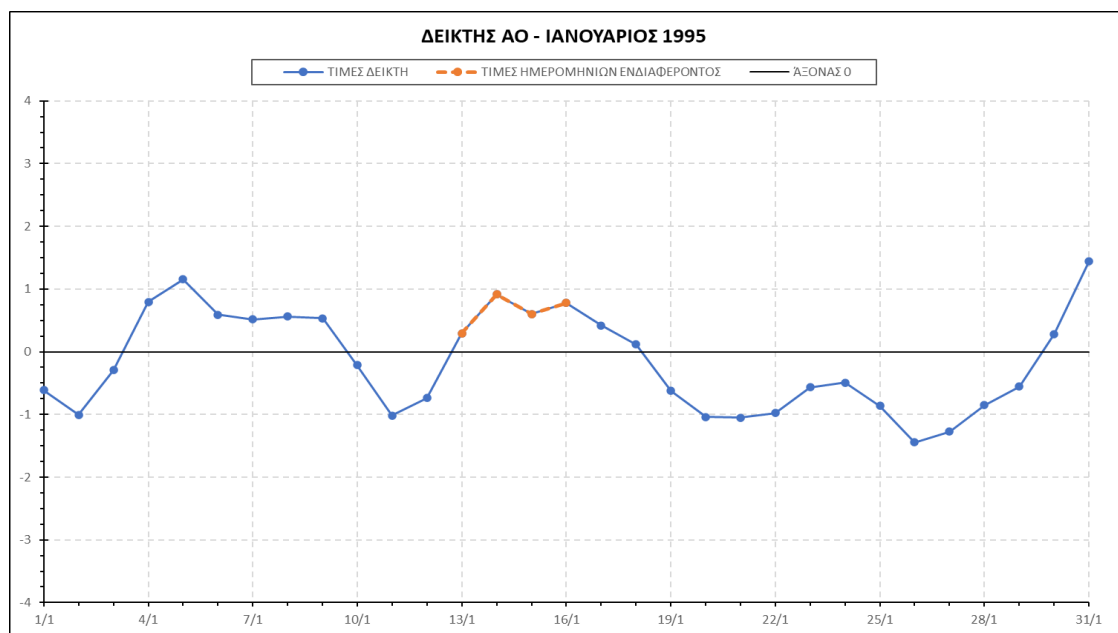
Στα σχήματα 3.3.9 και 3.3.10 παρουσιάζονται οι ανωμαλίες-αποκλίσεις από τις μέσες κλιματικές τιμές στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb και 500 mb, για την περίοδο ενδιαφέροντος. Στο σχήμα 3 φαίνονται οι αρνητικές αποκλίσεις των γεωδυναμικών υψών στη Μεσόγειο, κάτι που υποδηλώνει την παρουσία ενός cut-off low στην ανώτερη τροπόσφαιρα (5.500 grm) με κέντρο την κεντρική μεσόγειο και την περιοχή της Σύρτης.



Σχήμα 3.3.9: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



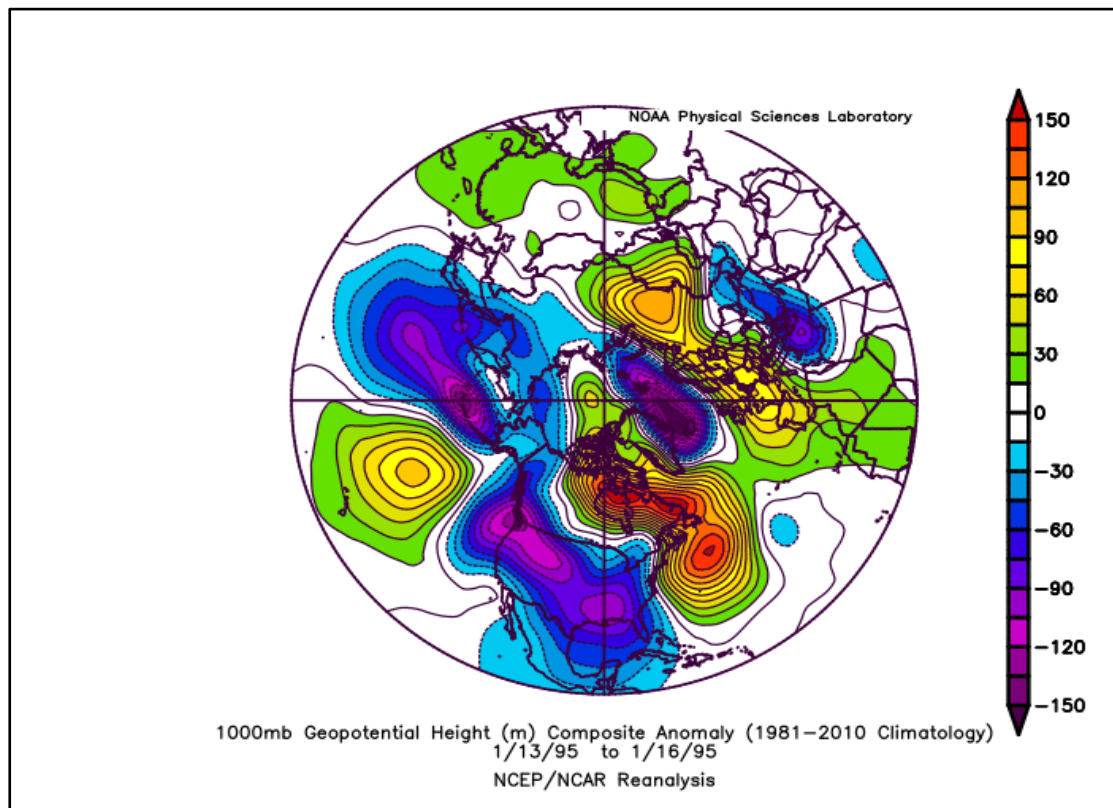
Σχήμα 3.3.10: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



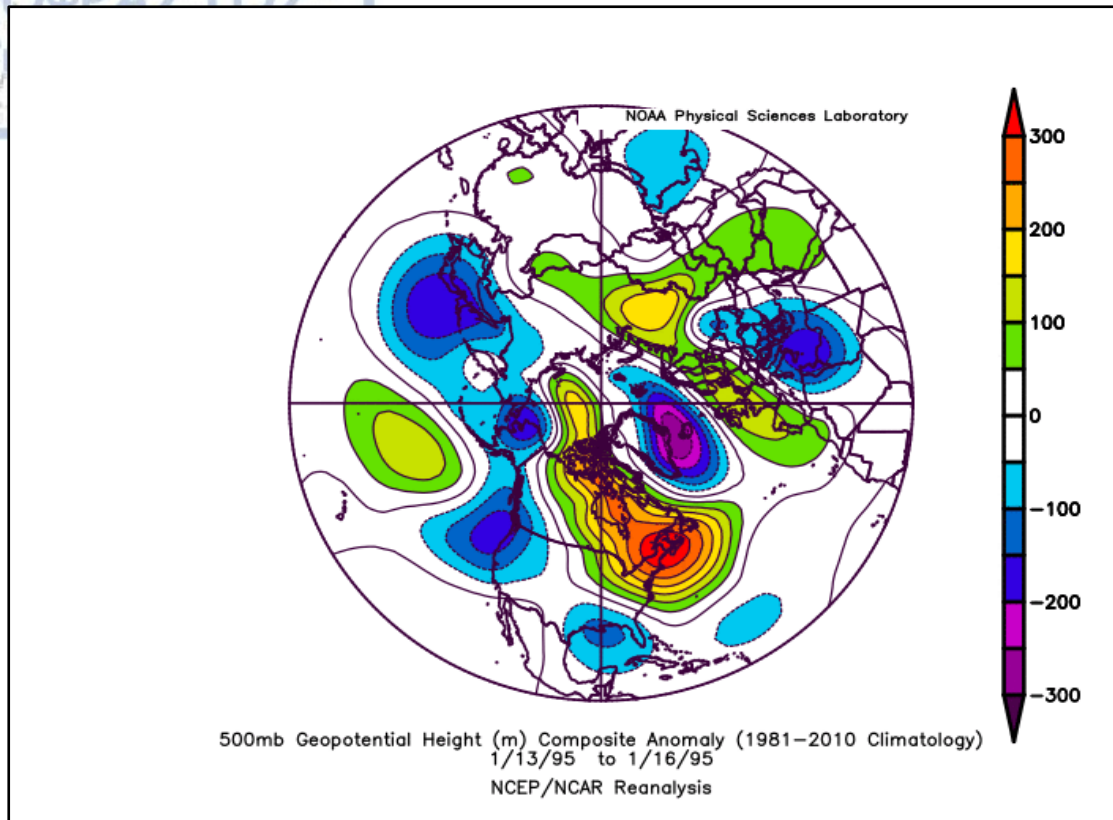
Σχήμα 3.3.11: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 1995. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

Σε ό,τι αφορά τις τιμές του δείκτη AO για την περίοδο ενδιαφέροντος, αυτές εμφανίζονται ελαφρώς θετικές (σχήμα 3.3.11).

Η φάση της AO είναι ελαφρώς θετική τις ημέρες της κακοκαιρίας, συνεπώς βρίσκεται κοντά σε ουδέτερες τιμές. Στα σχήματα 3.3.12 και 3.3.13, φαίνονται οι αρνητικές τιμές των γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb και 500 mb στην περιοχή του αρκτικού κύκλου.



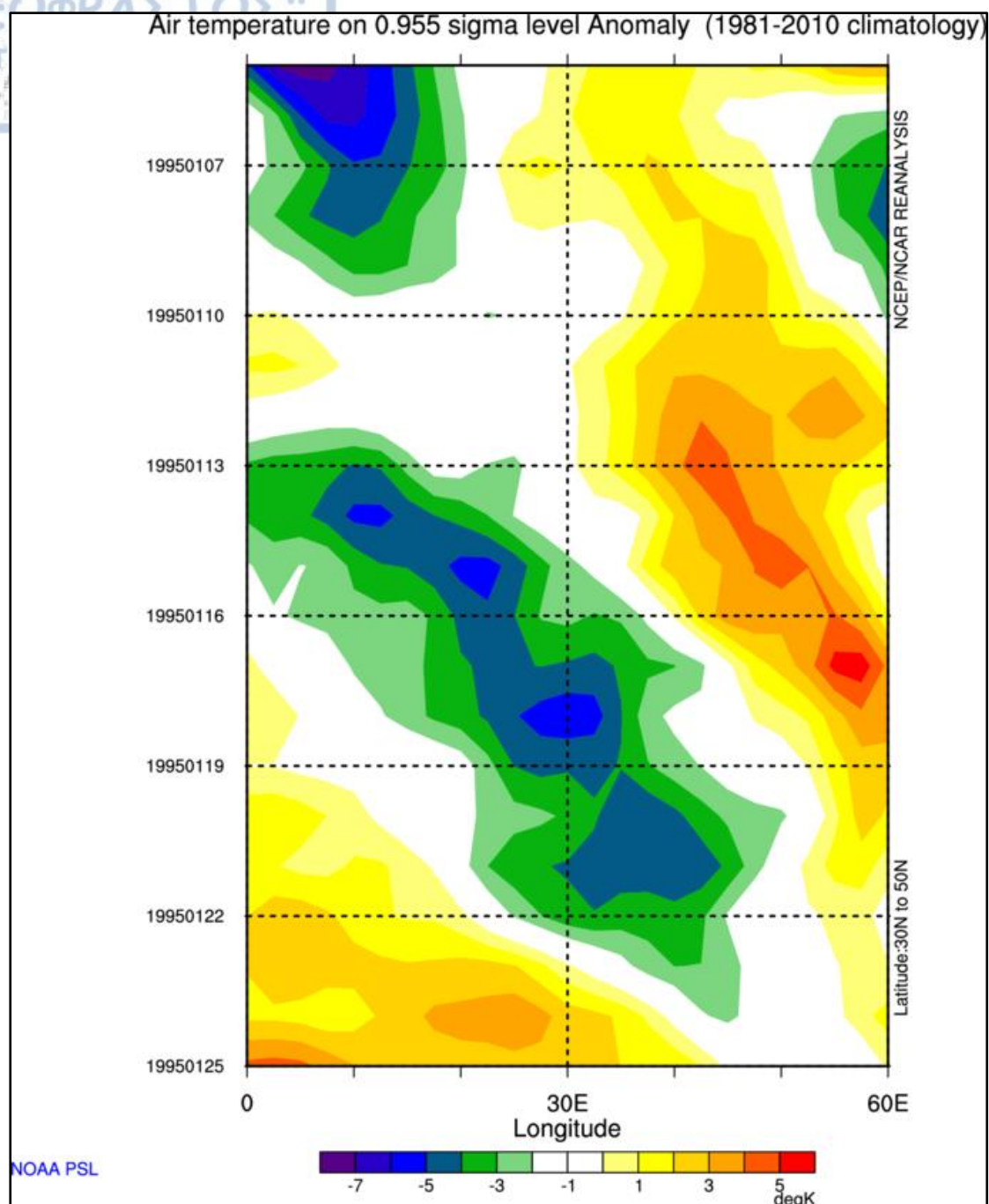
Σχήμα 3.3.12: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.3.13: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Φαίνεται λοιπόν, ότι η κακοκαιρία που έπληξε τη χώρα και κυρίως τη βόρεια Ελλάδα έλαβε χώρα υπό το καθεστώς ελαφρώς θετικής φάσης NAO και AO.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.3.14, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Ιανουαρίου του 1995 συμβαδίζει με την περίοδο (13-17/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.

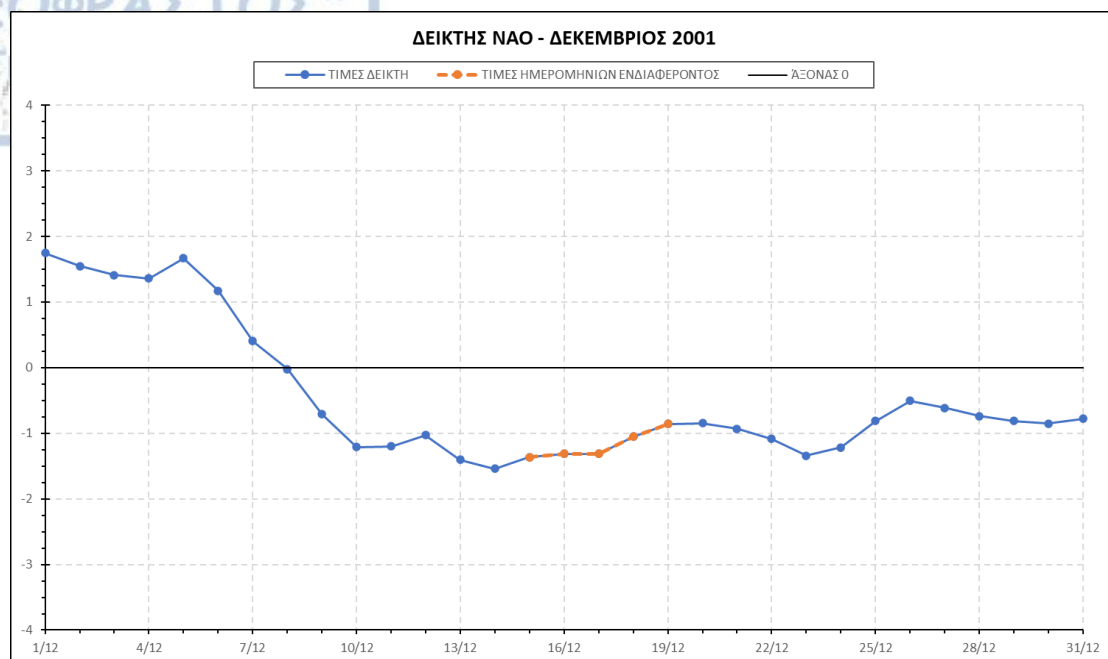


Σχήμα 3.3.14: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 1995. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

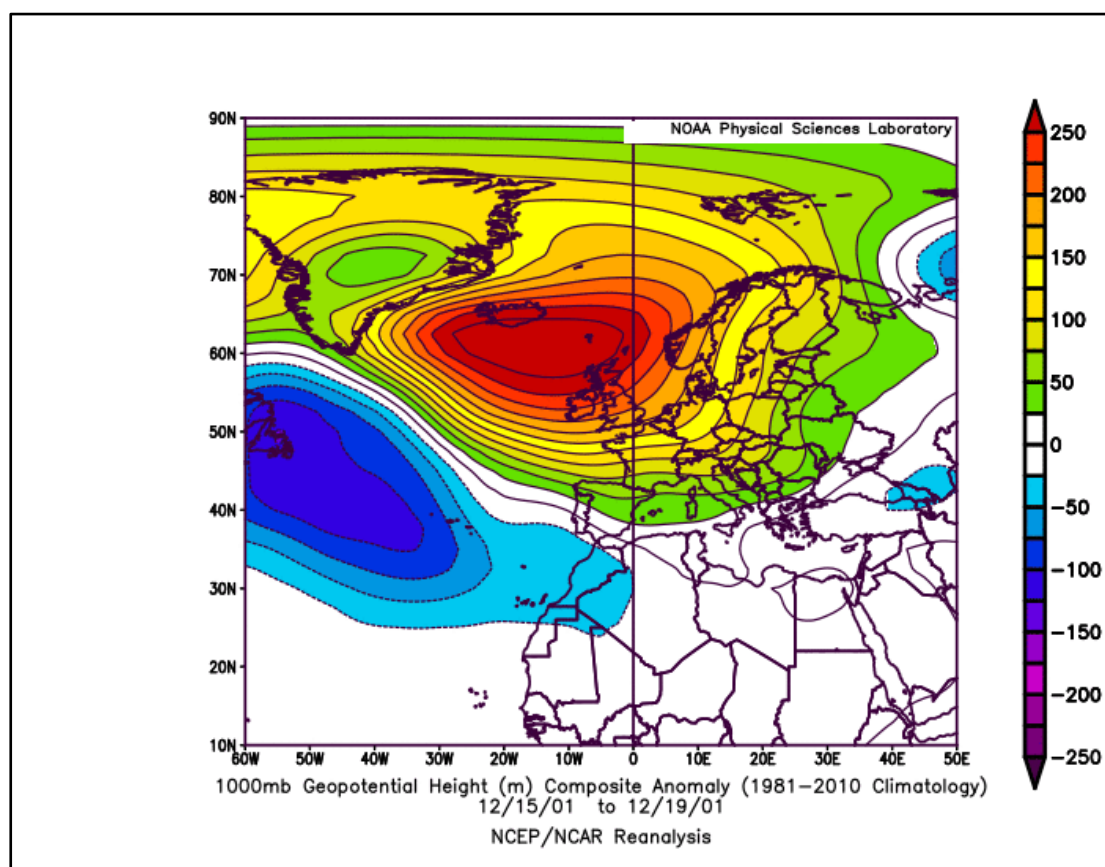
3.3.3 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2001-2002 (ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 2001)

Τη χειμερινή περίοδο του 2001-2002, το πρώτο σημαντικό επεισόδιο ατμοσφαιρική διαταραχής στην Ελλάδα έλαβε χώρα την περίοδο 15-19/12/2001. Επηρέασε ιδιαίτερα την κεντρική και βόρεια χώρα με δριμύ ψύχος από τη ΒΑ Ευρώπη και μεγάλα ύψη χιονιού. Το ποσοστό χιονοκάλυψης (snow cover) από τη Λαμία και βορειότερα άγγιξε το 100%, με πολλές παραθαλάσσιες πόλεις να δέχονται σημαντικές χιονοπτώσεις. Πιο αναλυτικά:

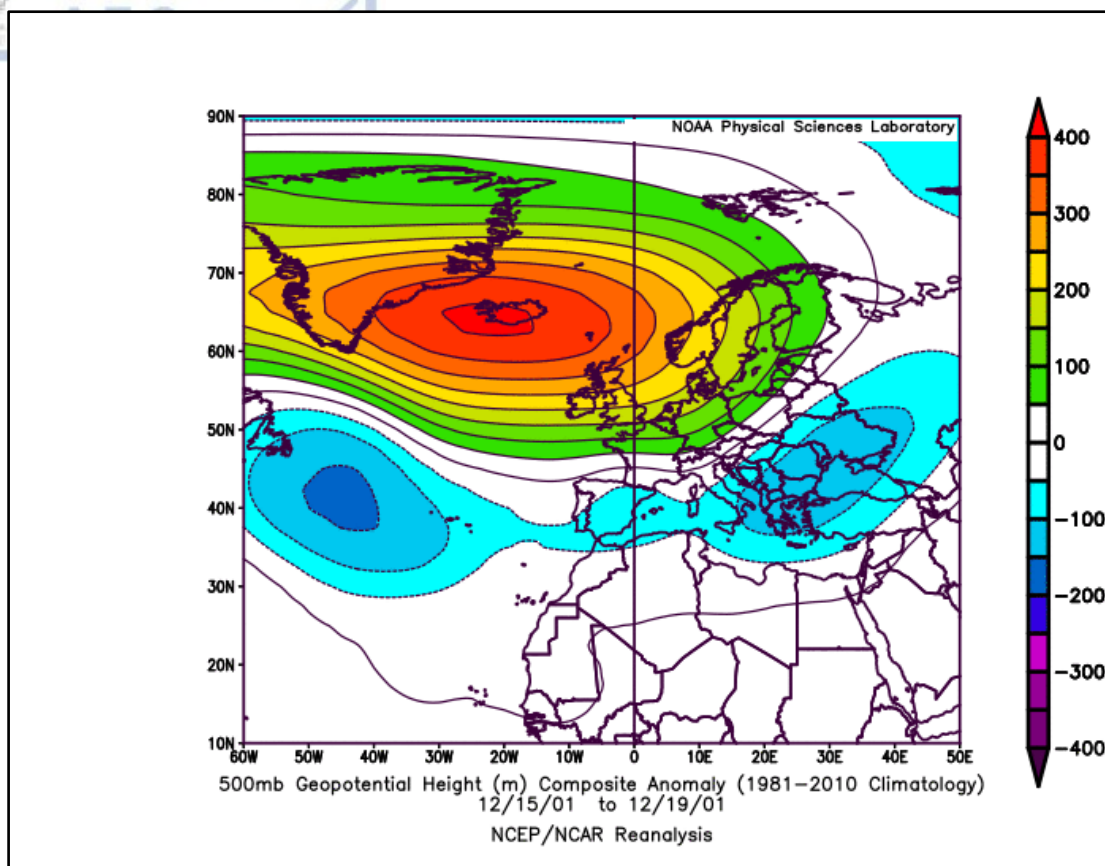
Αντικυκλώνας εμποδισμού (Anw) με υψηλά πεδία πιέσεων (≈ 1040 mb στην επιφάνεια) κάνει την εμφάνισή του στη Βόρεια Θάλασσα στις 10/12 και επεκτείνεται ανατολικά πάνω από τη Σκανδιναβία όσο πλησιάζουμε στις μέρες τις κακοκαιρίας. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα το «σπάσιμο» της ζωνικής κυκλοφορίας και την αντικατάστασης αυτής από τη μεσημβρινή, γεγονός που ευνοεί την κατάβαση cP αερίων μαζών στην περιοχή των Βαλκανίων. Παράλληλα, λαμβάνει χώρα η αποκοπή (cut-off low) ενός χαμηλού της ανώτερης τροπόσφαιρας (5.500 gpm) από τον αρκτικό κύκλο στις 11/12, το οποίο κινείται προς την περιοχή της Ιβηρικής χερσονήσου. Στις 15/12, βαρομετρικό χαμηλό (Cw) δημιουργείται στη δυτική Μεσόγειο, λόγω της αποκοπής. Εν συνεχεία, το blocking pattern στη Σκανδιναβία ενισχύεται περαιτέρω, ωθώντας μία δεύτερη αποκοπή χαμηλού ανώτερης τροπόσφαιρας να κινηθεί στην περιοχή των Βαλκανίων στις 16/12. Το χαμηλό της δυτικής Μεσογείου κινείται ανατολικά στην περιοχή του Ιονίου και σε συνδυασμό με το δεύτερο χαμηλό ανώτερη τροπόσφαιρας πλήττουν με πολύ χαμηλές θερμοκρασίες και ισχυρές χιονοπτώσεις την κεντρική και κυρίως τη βόρεια Ελλάδα. Ο ισχυρός αντικυκλώνας εμποδισμού εξηγεί και την αρνητική φάση στην οποία βρίσκεται η NAO, όπως φαίνεται στο σχήμα 3.3.15.



Σχήμα 3.3.15: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΝΑΟ για τον μήνα Δεκέμβριο του 2001. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.



Σχήμα 3.3.16: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.



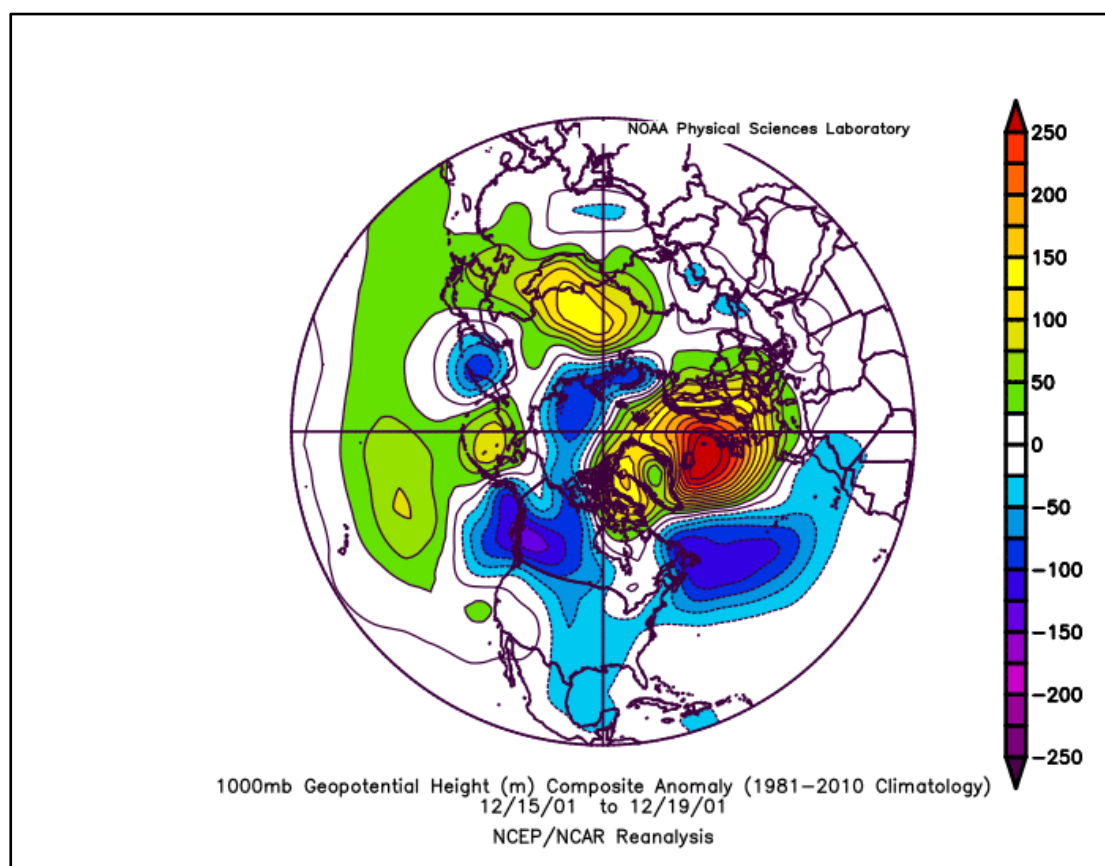
Σχήμα 3.3.17: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

Στα σχήματα 3.3.16 και 3.3.17 φαίνονται οι υψηλά θετικές αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών στην περιοχή της ΒΔ Ευρώπης και της Ισλανδίας, καθώς και οι αρνητικές στα 500mb στην περιοχή της Μεσογείου.

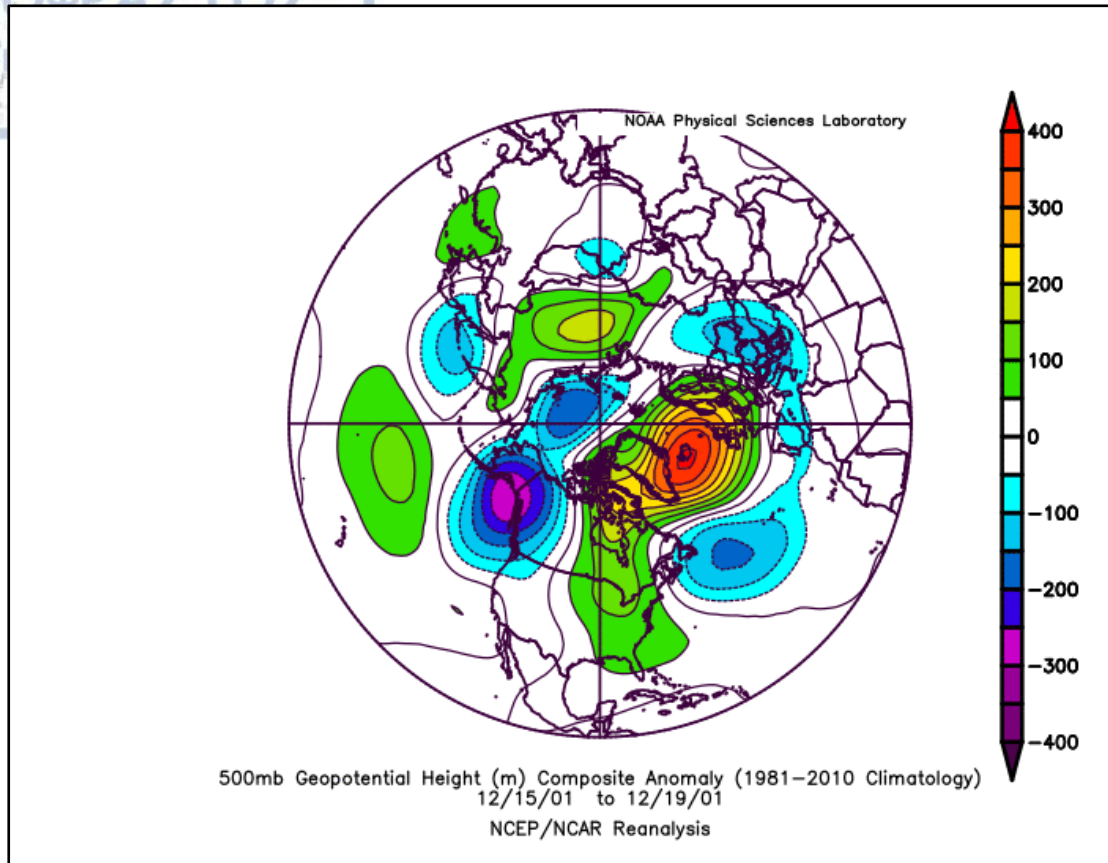
Σε ό,τι αφορά την ΑΟ βρίσκεται επίσης σε αρνητική φάση, γεγονός που ευνοεί την κυκλογένεση στη Μεσόγειο (σχήμα 3.3.18). Στα σχήματα 3.3.19 και 3.3.20, φαίνονται οι αρνητικές τιμές των γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb και 500 mb στην περιοχή του αρκτικού κύκλου.



Σχήμα 3.3.18: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Δεκέμβριο του 2001. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.



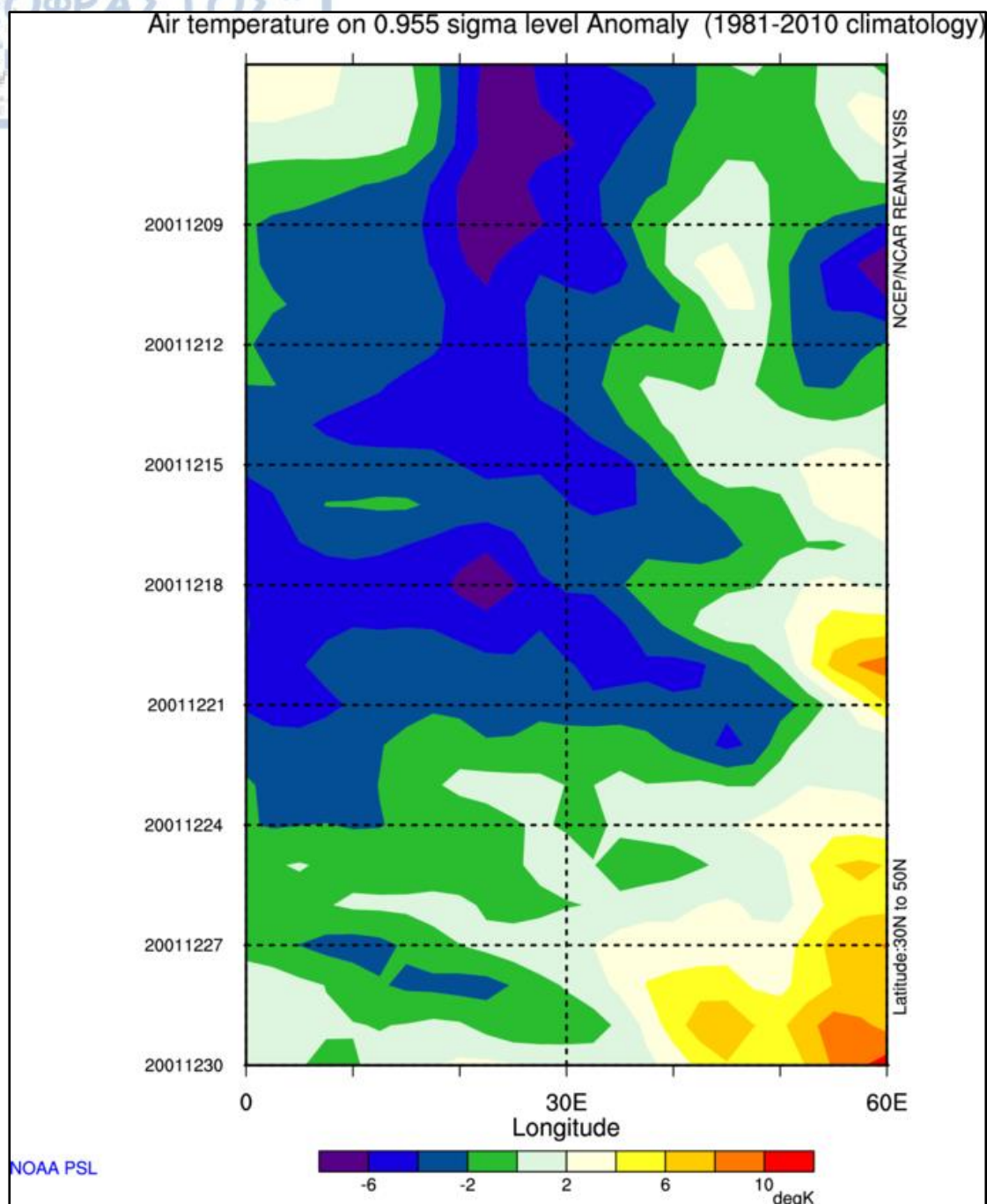
Σχήμα 3.3.19: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.3.20: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Φαίνεται λοιπόν ότι, σε αντίθεση με το 1995, η κακοκαιρία του Δεκεμβρίου του 2001 που έπληξε τη χώρα και κυρίως τη βόρεια Ελλάδα έλαβε χώρα υπό το καθεστώς αρνητικής φάσης NAO και AO.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.3.21, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Δεκεμβρίου του 2001 συμβαδίζει με την περίοδο (15-19/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.

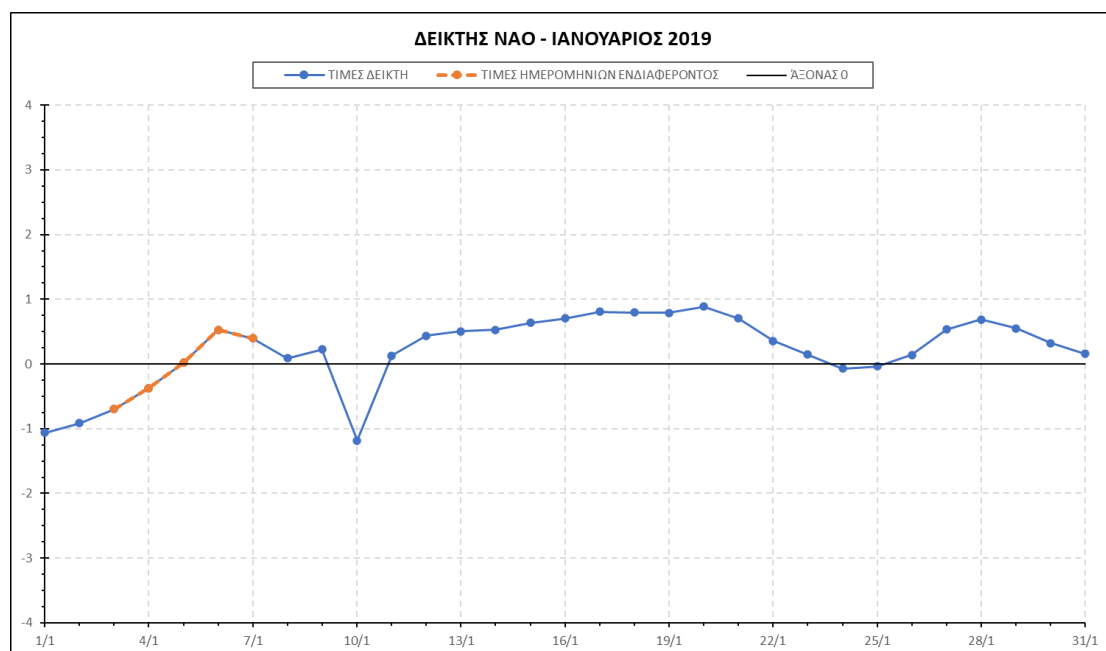


Σχήμα 3.3.21: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για το Δεκέμβριο του 2001. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.3.4 ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟΣ 2018-2019 (ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 2019)

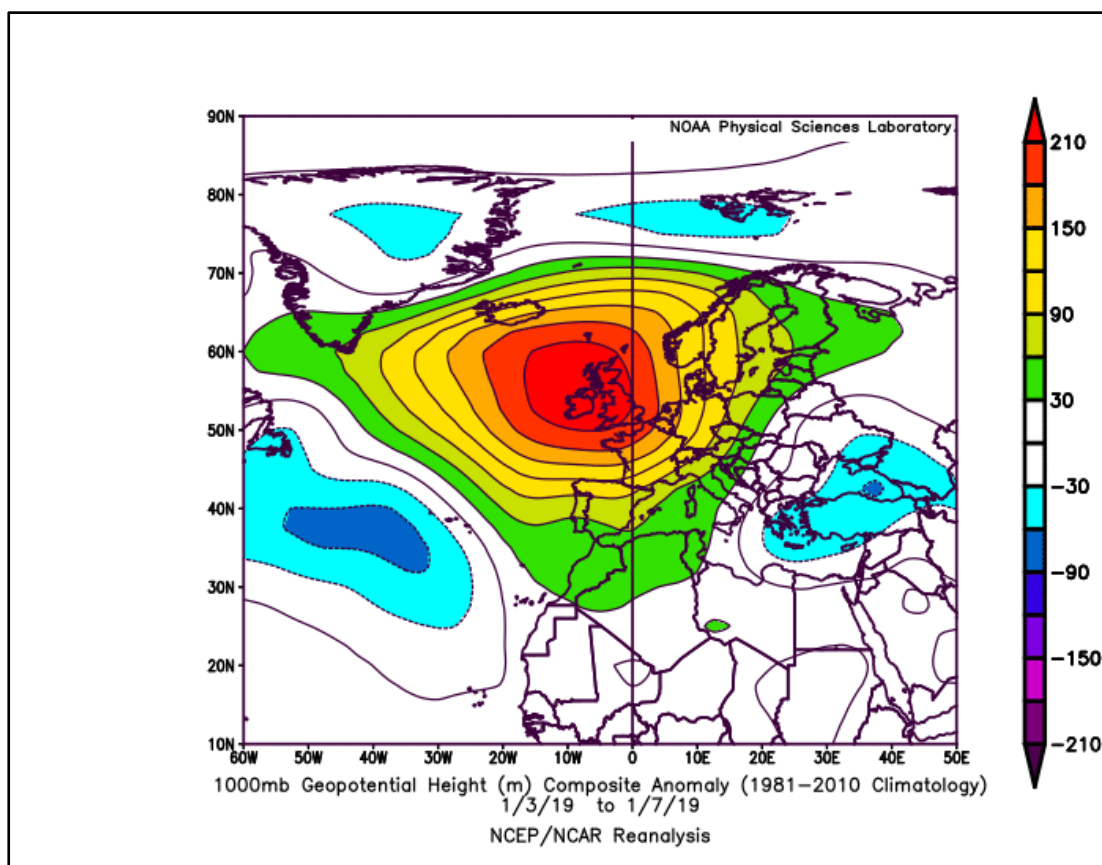
Τη χειμερινή περίοδο του 2018-2019, το μεγαλύτερο επεισόδιο ατμοσφαιρικής διαταραχής που έπληξε τη βόρεια Ελλάδα ήταν αυτό την περίοδο 3-7/1/2019. Επηρέασε την περιοχή με χαμηλές θερμοκρασίες και μεγάλα ύψη χιονιού. Πιο αναλυτικά:

Αντικυκλώνας εμποδισμού (Ανω) κάνει την εμφάνισή του στην περιοχή του Ηνωμένου Βασιλείου, ο οποίος κατευθύνεται ΝΑ προς την κεντρική Ευρώπη, όσο πλησιάζουμε στις ημέρες ενδιαφέροντος. Η κυκλοφορία στην Ευρώπη και στην περιοχή της Μεσογείου γίνεται ζωνική, με τη δυνατότητα ψυχρών αερίων μαζών να κατέλθουν νοτιότερα. Παράλληλα, δημιουργείται βαρομετρικό χαμηλό (Csw) στις 3/1 ανοιχτά του Ιονίου με κατεύθυνση ΒΑ, δίνοντας χιονοπτώσεις στη βόρεια Ελλάδα. Στη συνέχεια, μια trough στην ανώτερη τροπόσφαιρα δίνει τη δυνατότητα δημιουργίας χαμηλού (C) στο βόρειο Αιγαίο (5/1) και τα φαινόμενα εντείνονται περαιτέρω, αφήνοντας σημαντικά ύψη χιονιού στα βόρεια ηπειρωτικά. Η συνολική κίνηση του αντικυκλώνα κατά τη διάρκεια της κακοκαιρίας εξηγεί τις τιμές του δείκτη ΝΑΟ, ο οποίος εμφανίζεται σε αρνητική φάση με τάσεις να γίνει ουδέτερος (σχήμα 3.3.22).

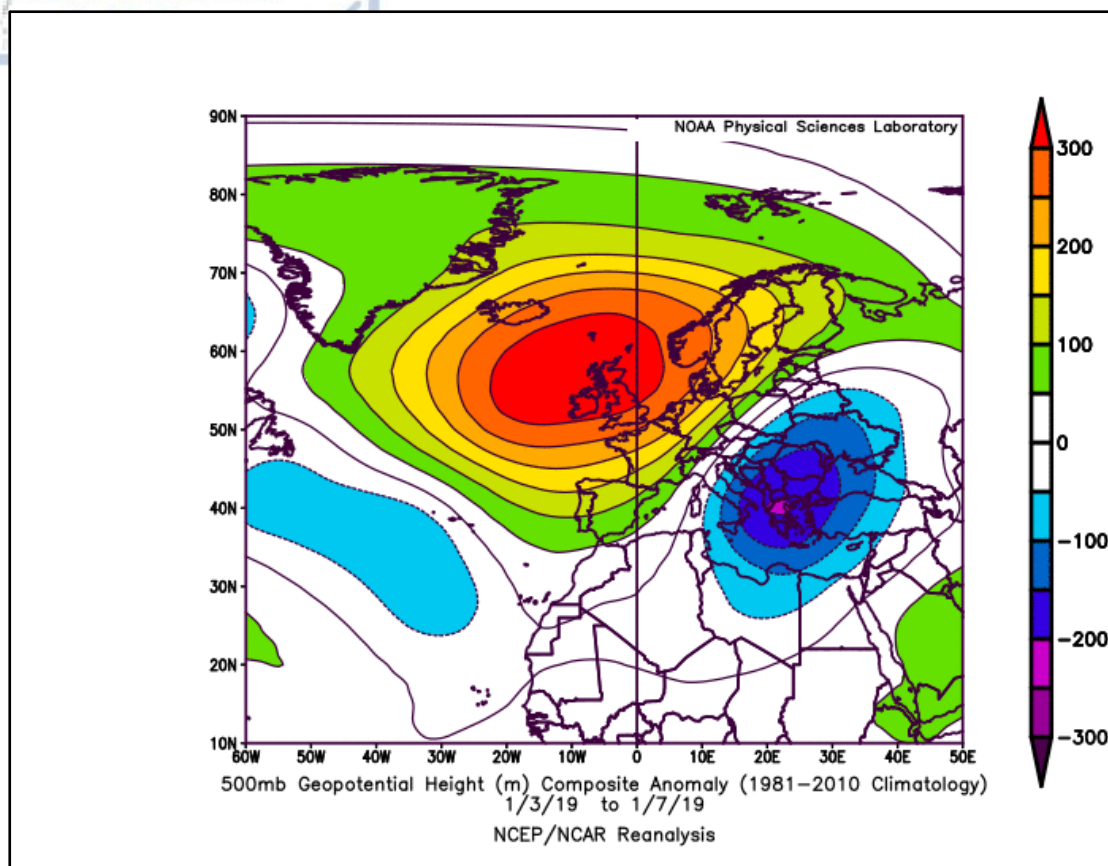


Σχήμα 3.3.22: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΝΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 2019. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

Στο σχήμα 3.3.23 φαίνονται οι θετικές αποκλίσεις των γεωδυναμικών υψών στα 1000 mb στην περιοχή που βρισκόταν ο αντικυκλώνας, ενώ στο σχήμα 3.3.24 φαίνονται και οι αρνητικές τιμές γεωδυναμικών υψών στα 500 mb (5.500 grm), γεγονός που αιτιολογούν την καθοριστική επίδραση των συνθηκών της ανώτερης τροπόσφαιρας στα φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα στην επιφάνεια.

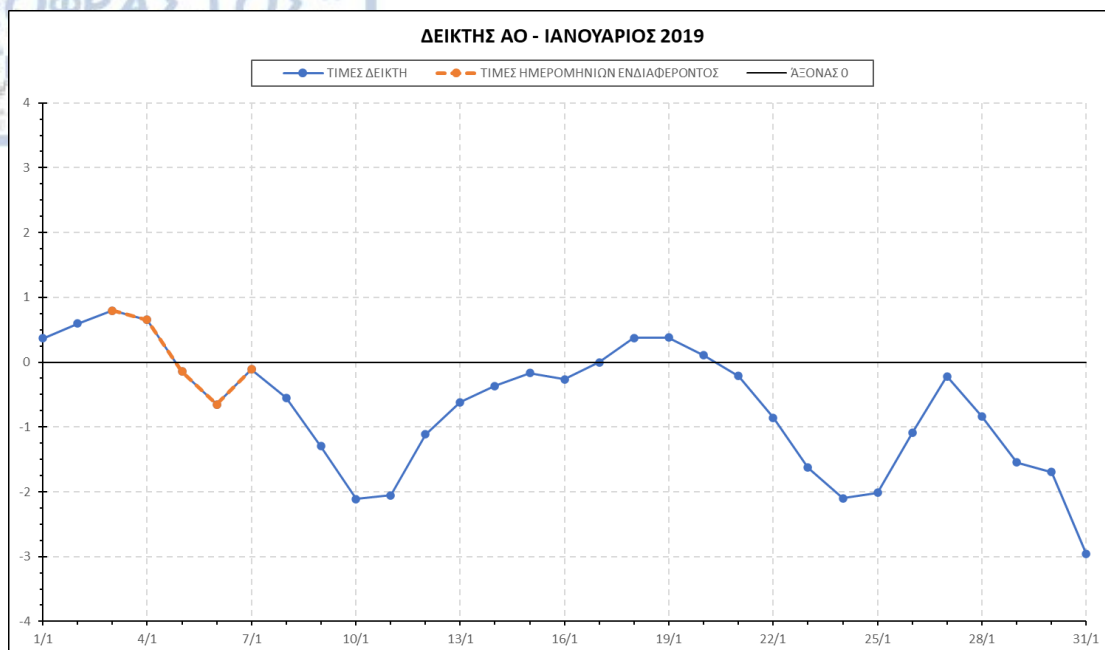


Σχήμα 3.3.23: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

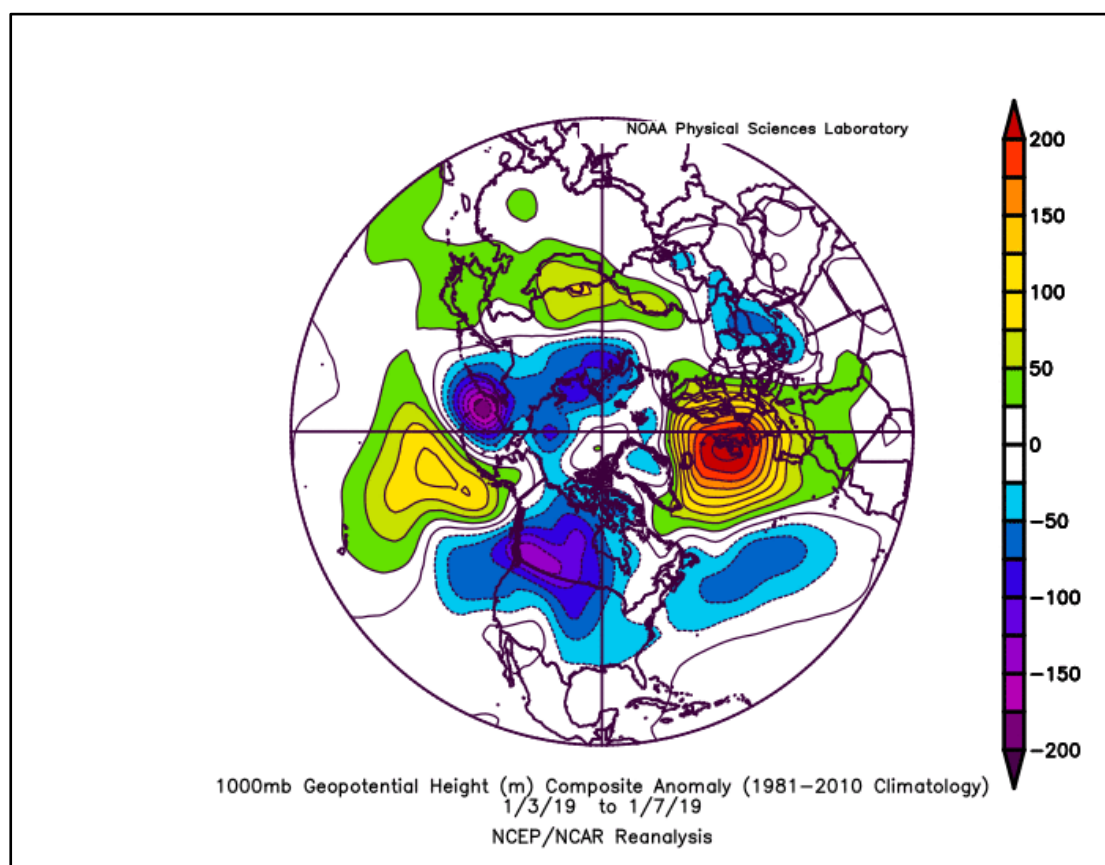


Σχήμα 3.3.24: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: 60° Δ έως 50° Α γεωγραφικό μήκος, 10° Β έως 90° Β γεωγραφικό πλάτος.

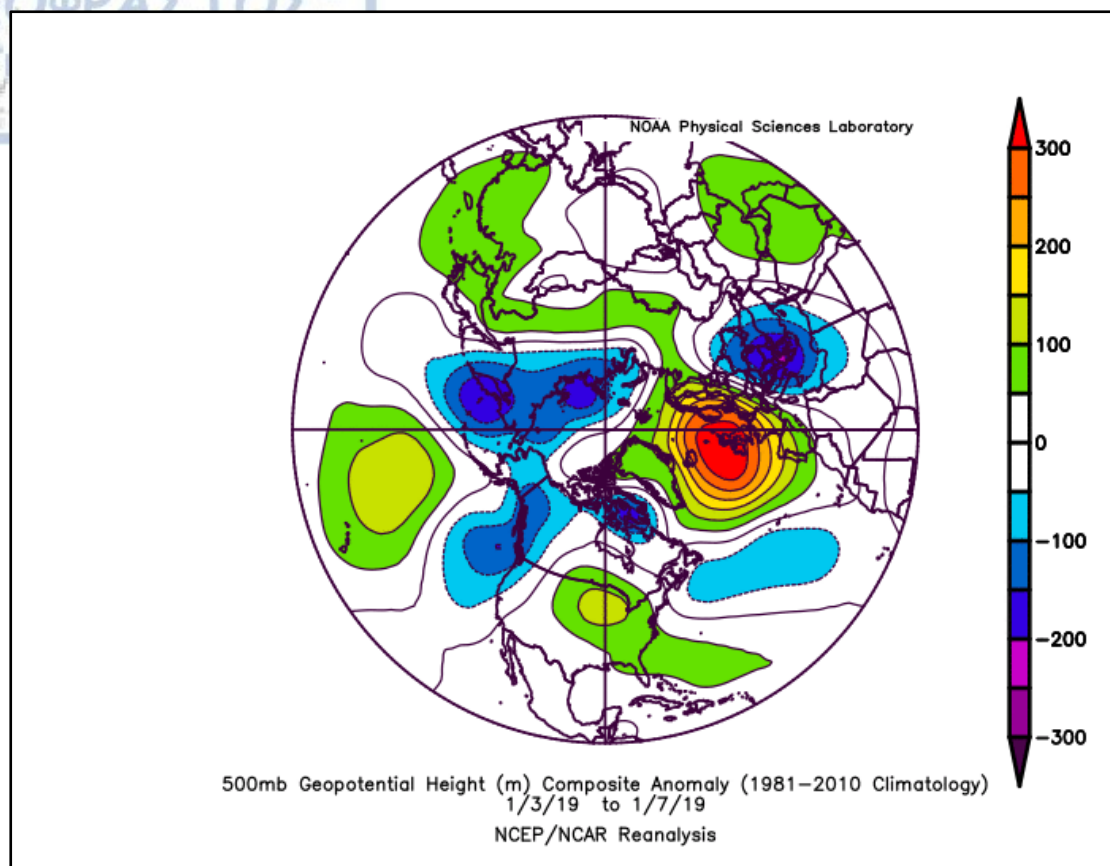
Σε ό,τι αφορά την ΑΟ βρίσκεται συνολικά σε ουδέτερη φάση, μπαίνοντας σε αρνητικές τιμές προς τα τέλη της κακοκαιρίας (σχήμα 3.3.25). Επομένως, μπορεί να ευνοηθεί η κυκλογένεση στη Μεσόγειο. Στα σχήματα 3.3.26 και 3.3.27, φαίνεται πως δεν υπάρχουν σημαντικές αποκλίσεις των γεωδυναμικών υψών από τις μέσες κλιματικές στα 1000 mb και 500 mb, για την περιοχή του αρκτικού κύκλου.



Σχήμα 3.3.25: Ημερήσιες τιμές δείκτη ΑΟ για τον μήνα Ιανουάριο του 2019. Επισημαίνονται στο διάγραμμα οι τιμές του δείκτη κατά τις ημέρες που η ύφεση έπληξε τη Βόρεια Ελλάδα.

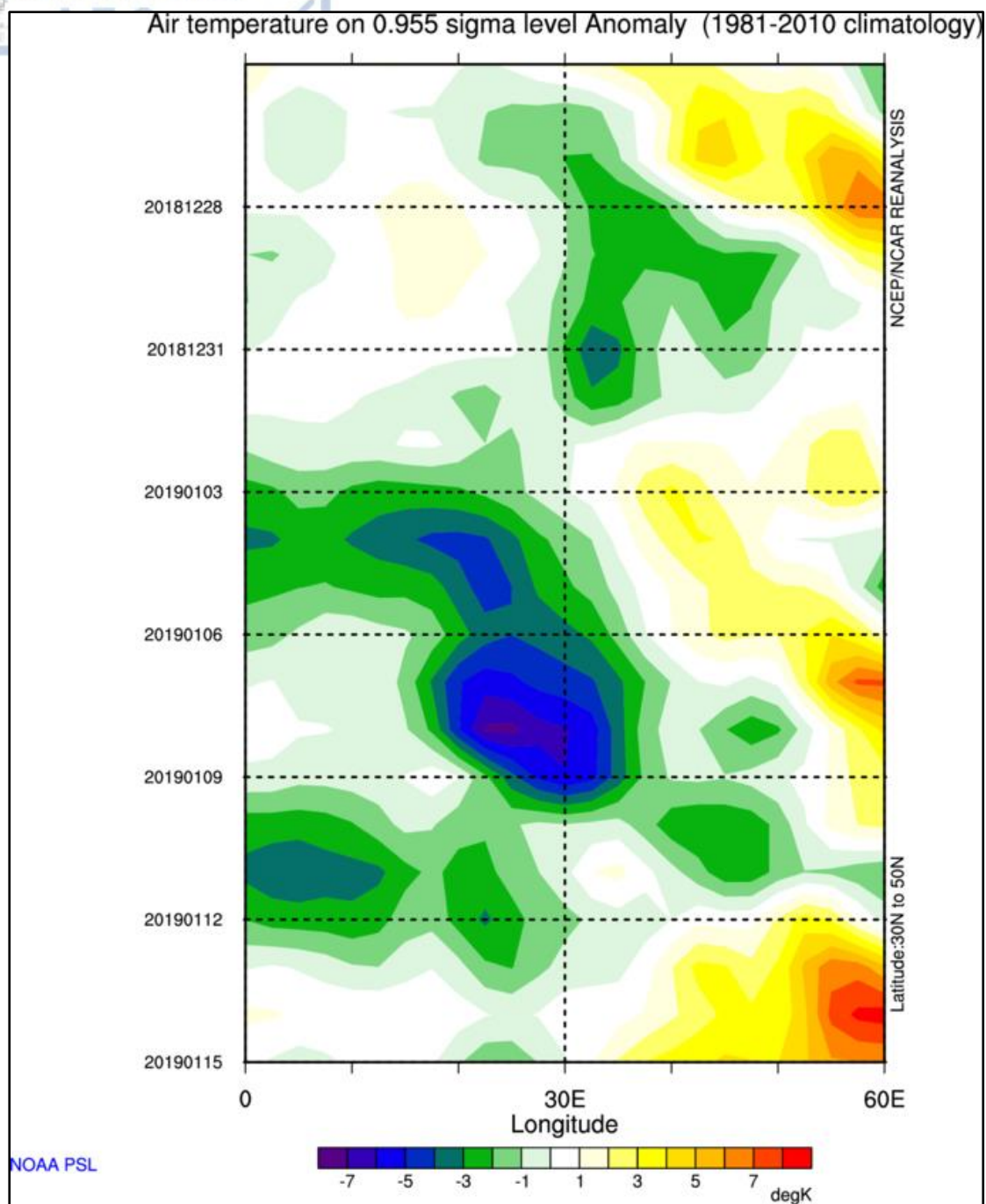


Σχήμα 3.3.26: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 1000mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.



Σχήμα 3.3.27: Αποκλίσεις υψών (m) στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb. Περιοχή κάλυψης: Βόρειο Ημισφαίριο.

Τέλος, από το διάγραμμα Hovmöller του σχήματος 3.3.28, είναι εμφανές ότι η ψυχρότερη περίοδος του Ιανουαρίου του 2019 συμβαδίζει με την περίοδο (3-7/1) που έλαβε χώρα η ύφεση.

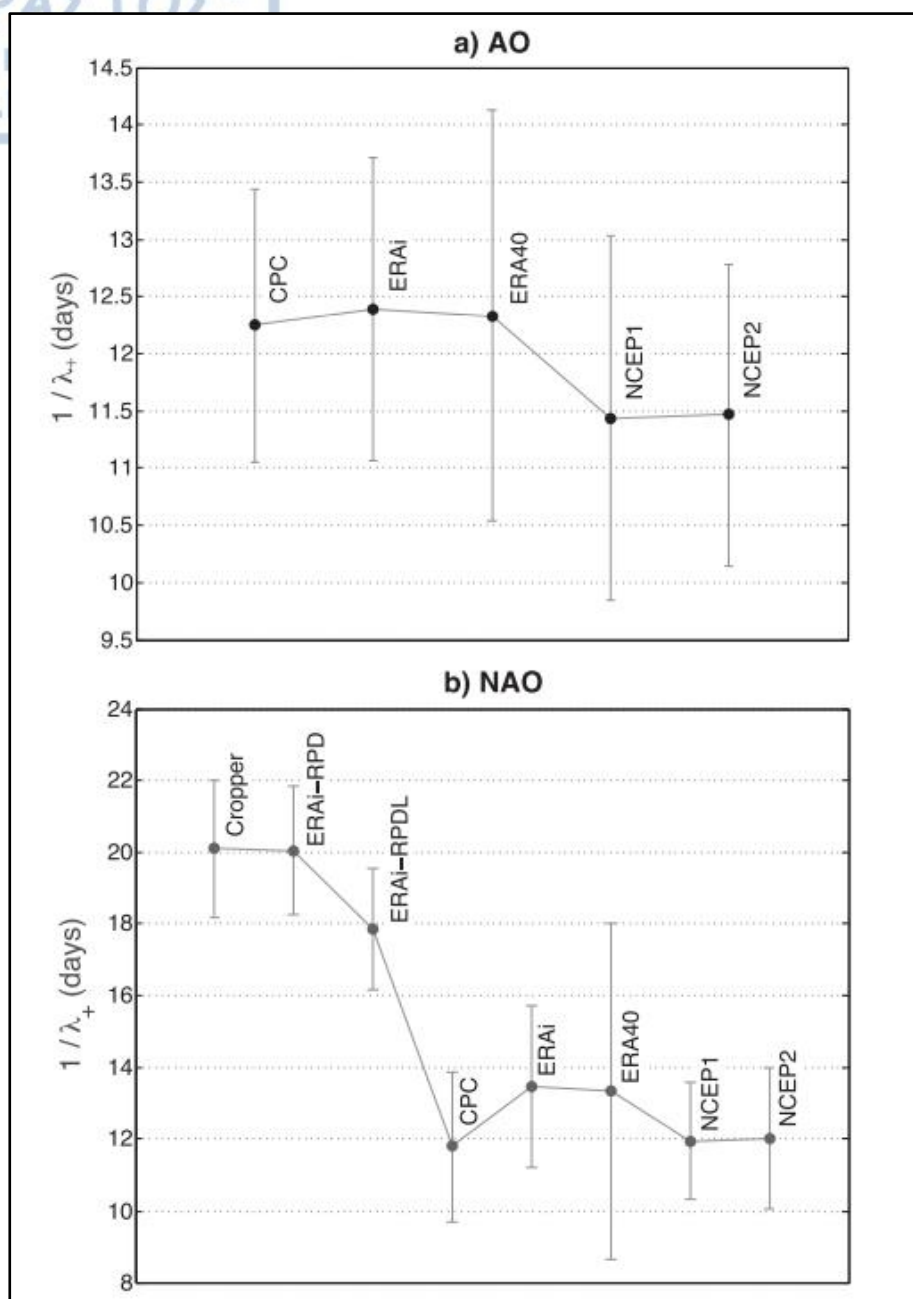


Σχήμα 3.3.28: Διάγραμμα Hovmöller με τις αποκλίσεις των επιφανειακών τιμών (2m) θερμοκρασίας από τις κλιματικές τιμές (NCEP/NCAR, περίοδος καταγραφής 1981-2021). Περιοχή κάλυψης: 0° έως 60° Α γεωγραφικό μήκος, 30° Β έως 50° Β γεωγραφικό πλάτος, για τον Ιανουάριο του 2019. Η περιοχή μεταξύ 10° Α και 30° Α αποτελεί τη βαλκανική χερσόνησο.

3.4. ΣΥΣΧΕΤΙΣΗ ΤΙΜΩΝ ΝΑΟ-ΑΟ ΜΕ ΤΙΣ ΧΕΙΜΕΡΙΝΕΣ ΚΑΚΟΚΑΙΡΙΕΣ ΣΤΗ ΒΟΡΕΙΑ ΚΑΙ ΝΟΤΙΑ ΕΛΛΑΔΑ

Έχει εξηγηθεί πως η ΑΟ [Thompson and Wallace, 1998] και κυρίως η ΝΑΟ [Hurrell et al., 1995], ανάλογα με τη φάση στην οποία βρίσκονται, οδηγούν σε ηπιότερους (δριμύτερους) και πιο ξηρούς (υετοφόρους) χειμώνες στη Μεσόγειο κατά τη θετική (αρνητική) ταλάντωσή τους. Εξαιτίας της στενής σχέσης μεταξύ της μεταβλητότητας των ΝΑΟ/ΑΟ με τα συνοπτικά συστήματα των μέσων γεωγραφικών πλατών, η ισχύς της προγνωστικής τους ικανότητας αποτελεί ένα σημαντικό θέμα για αναζήτηση [Scaife et al., 2014, Stockdale et al., 2015].

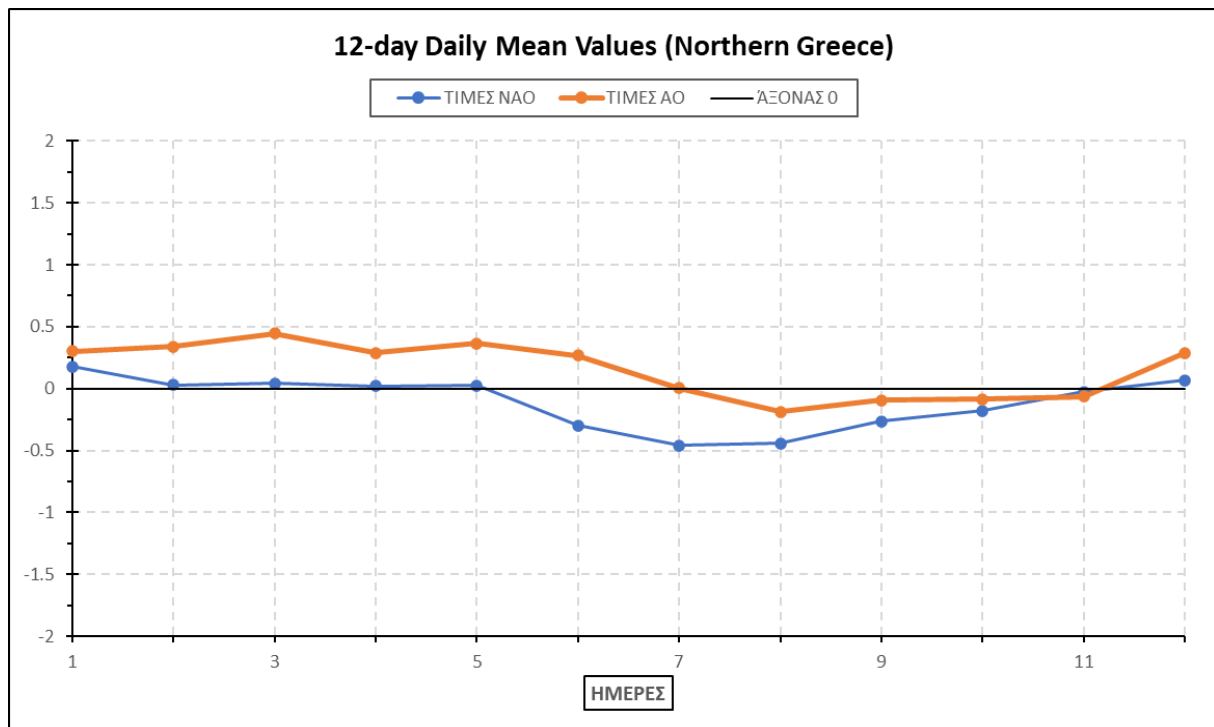
Οι εξωτερικοί παράγοντες που επηρεάζουν την προγνωστική ικανότητα των ΝΑΟ/ΑΟ είναι τα μοτίβα τηλεσυνδέσεων ENSO (El Niño–Southern Oscillation) του τροπικού Ειρηνικού ωκεανού [Brönnimann 2007; Scaife et al., 2014; Domeisen et al., 2015; Richter et al., 2015; Butler et al., 2016], MJO [Madden–Julian Oscillation] που είναι μια ζωνική έκταση στον Ισημερινό με εκταταμένες βροχοπτώσεις [Cassou 2008; Garfinkel et al., 2014], η ατμοσφαιρική κατάσταση της Στρατόσφαιρας [Baldwin and Dunkerton 2001; Scaife et al., 2005; Stockdale et al., 2015], η παγοκάλυψη στον Αρκτικό Κύκλο [Deser et al., 2000; Petoukhov and Semenov, 2010; Gao et al., 2015; Sun et al., 2015] και η ηλιακή δραστηριότητα [Thiéblemont et al., 2015]. Έχει υπολογιστεί πως η προγνωστική ικανότητα των ΝΑΟ-ΑΟ μπορεί να φτάσει ικανοποιητικά τις 12 ημέρες περίπου (Domeisen et al., 2017), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.4.1.



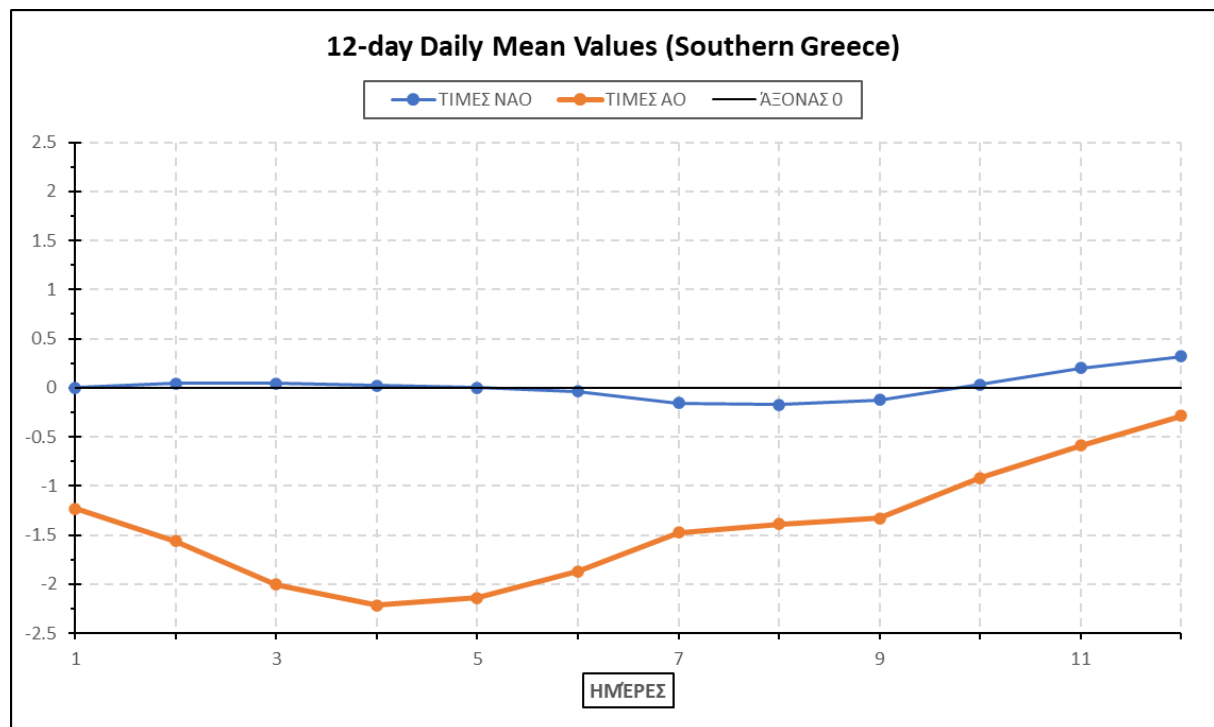
Σχήμα 3.4.1: Περίοδος ημέρων στο οποίο η α) AO και η β) NAO έχουν καλή προγνωστική ικανότητα, με βάση δεδομένων (CPC, ERA, NCEP) (Domeisen et al., 2017).

Με βάση την παραπάνω παραδοχή, συλλέχθηκε από κάθε ατμοσφαιρική διαταραχή που αναλύθηκε η περίοδος 12 ημερών των ημερήσιων τιμών NAO και AO, η οποία περιείχε μέσα τη διάρκεια (σε ημέρες) κάθε κακοκαιρίας. Έπειτα, δημιουργήθηκε ένας μέσος όρος ξεχωριστά για τις NAO-AO - από τις κακοκαιρίες της βόρειας και νότιας Ελλάδας αντίστοιχα - που δείχνει τις τιμές

των δεικτών όταν μία ατμοσφαιρική διαταραχή επηρεάζει τη μία ή την άλλη περιοχή.



Σχήμα 3.4.2: Μέσος όρος ημερήσιων τιμών δεικτών NAO (μπλε) – AO (πορτοκαλί) για το ευρύτερο διάστημα (12 ημέρες) πριν και κατά τη διάρκεια που έλαβαν χώρα οι 4 κακοκαιρίες στη βόρεια Ελλάδα.



Σχήμα 3.4.3: Μέσος όρος ημερήσιων τιμών δεικτών NAO (μπλε) – AO (πορτοκαλί) για το ευρύτερο διάστημα (12 ημέρες) πριν και κατά τη διάρκεια που έλαβαν χώρα οι 5 κακοκαιρίες στη νότια Ελλάδα.

Τα σχήματα 3.4.2 και 3.4.3 – παρουσιάζουν τα εξής συμπεράσματα:

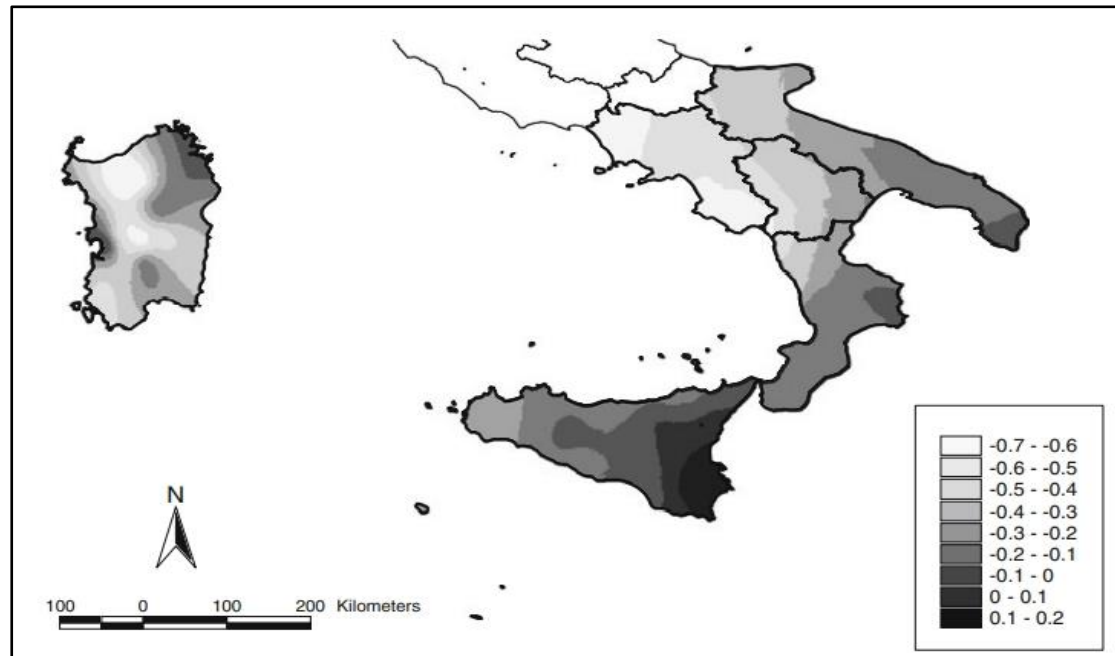
1. Για το δείκτη NAO, για να λάβει χώρα μια κακοκαιρία στη βόρεια Ελλάδα κατά τη διάρκεια του χειμώνα χρειάζεται η ύπαρξη μίας περιόδου αρνητικής φάσης της ταλάντωσης. Αντιθέτως, παρατηρείται - σε ό,τι αφορά αντίστοιχα τη νότια Ελλάδα - ότι η NAO δεν παίρνει αρνητικές τιμές, ενώ τείνει να έχει ουδέτερες ή ελαφρώς θετικές.
2. Για το δείκτη AO, για να λάβει χώρα μια ατμοσφαιρική διαταραχή στη βόρεια χώρα οι τιμές του είναι ουδέτερες, χωρίς να απαιτείται ιδιαίτερα μεγάλη αρνητική φάση. Αντιθέτως, για να πλήξει τη νότια Ελλάδα μια κακοκαιρία φαίνεται πως αποτελεί προϋπόθεση η ύπαρξη αρνητικής φάσης του δείκτη, τόσο πριν όσο και κατά του διάρκειά του φαινομένου.

Οι παραπάνω τάσεις είναι αποτέλεσμα των τιμών των κακοκαιριών που αναλύθηκαν και έπληξαν τις 2 περιοχές αντίστοιχα. Παρόλο που το δείγμα των ατμοσφαιρικών διαταραχών για τις περιοχές αυτές είναι μικρό, φαίνεται πως – τουλάχιστον για τη NAO – επιβεβαιώνονται [Brandimarte, Di Baldassarre et al., 2010].

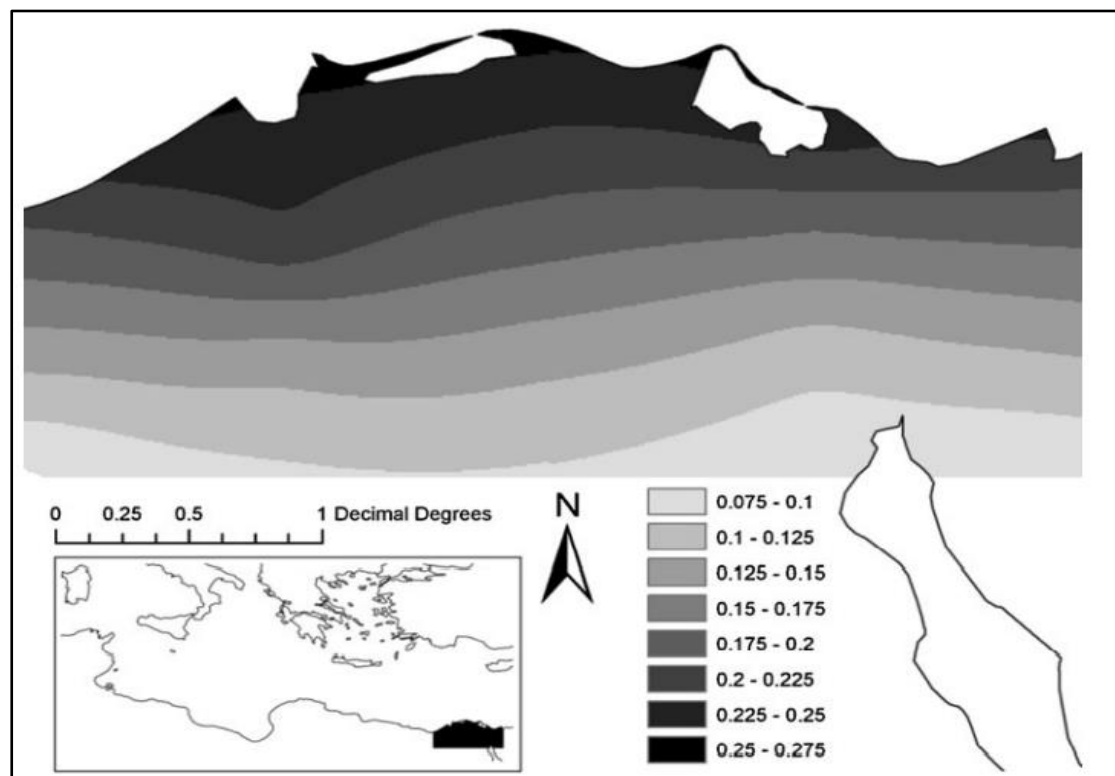
Σύμφωνα με τη μελέτη των Brandimarte, Di Baldassarre (2014), ο συνολικός υετός του χειμώνα στη νότια Ιταλία σχετίζεται σημαντικά με την αρνητική φάση της NAO. Επιπλέον, φαίνεται πως κατά προσέγγιση μεγάλο μέρος της δυτικής Μεσογείου βρίσκεται υπό την επιρροή της αρνητικής φάσης. Οι παραπάνω περιοχές αποτελούν τους τόπους γένεσης βαρομετρικών χαμηλών που επηρεάζουν κατά συντριπτική πλειοψηφία τη βόρεια Ελλάδα, γεγονός που φαίνεται με την αρνητική φάση της NAO στο σχήμα 3.4.4.

Αντιθέτως, στην περιοχή του δέλτα του Νείλου στην Αίγυπτο, η εξάρτηση των χειμερινών βροχοπτώσεων με τον δείκτη NAO είναι μικρότερη από αυτή στη νότια Ιταλία, αλλά σημαντική. Επιπλέον, φαίνεται πως η συσχέτιση αυτή είναι μεταξύ της θετικής φάσης του δείκτη και όχι της αρνητικής. Επομένως γίνεται αντιληπτό ότι, ενώ η πλειοψηφία των περιοχών γύρω από τη Μεσόγειο βρίσκεται υπό την επιρροή της αρνητικής φάσης του δείκτη, το νοτιοανατολικό κομμάτι της έχει την τάση να συσχετιστεί με τη θετική NAO.

Με βάση ότι η νότια Ελλάδα δέχεται κακοκαιρίες από τη δημιουργία βαρομετρικών χαμηλών στη ΝΑ Μεσόγειο, εξηγούνται οι ουδέτερες τιμές που έχει η ΝΑΟ (σχήμα 3.4.5).



Σχήμα 3.4.4: Βαθμός συσχέτισης ανάμεσα στο δείκτη ΝΑΟ και στα ποσά υετού τη χειμερινή περίοδο για την περιοχή της νότιας Ιταλίας. [Brandimarte, Di Baldassarre et al., 2010]



Σχήμα 3.4.5: Βαθμός συσχέτισης ανάμεσα στο δείκτη ΝΑΟ και στα ποσά υετού τη χειμερινή περίοδο για την περιοχή του δέλτα του Νείλου (ΝΑ Μεσόγειος). [Brandimarte, Di Baldassarre et al., 2010]

4. ΣΥΝΟΨΗ

Σκοπός της συγκεκριμένης εργασίας είναι η μελέτη των κλιματικών δεικτών ΝΑΟ και ΑΟ. Διερευνάται ο τρόπος με τον οποίο σχετίζονται οι τιμές των δεικτών με την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην περιοχή της Μεσογείου και πιο συγκεκριμένα στην Ελλάδα. Επιπλέον, πραγματοποιείται η ανάλυση 11 ατμοσφαιρικών διαταραχών που επηρέασαν τη χώρα και εξετάζεται η συσχέτισή τους με τους 2 δείκτες. Οι διαταραχές αυτές κατανεμήθηκαν χωρικά ανάλογα με το τμήμα της Ελλάδας που επηρέασαν περισσότερο.

Οι συνθήκες - στα κατώτερα και ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας - που επικράτησαν στα 2 επεισόδια κακοκαιρίας και έπληξαν όλη τη χώρα (1963, 2017) ήταν οι εξής:

1. Παρουσία εκτεταμένου Ανω αντικυκλώνα εμποδισμού (1000 mb) στη ΒΔ με κέντρο το Ηνωμένο Βασίλειο, ο οποίος κινείται στη βαλκανική χερσόνησο στα τέλη των υφέσεων.
2. Εξασθενημένο πολικό χαμηλό.
3. Αποκοπή και ύπαρξη χαμηλού στην ανώτερη τροπόσφαιρα (500 mb) πάνω από την περιοχή των Βαλκανίων και της Ελλάδας.

Σύμφωνα με την ανάλυση τους, τα συνοπτικά χαρακτηριστικά των διαταραχών για κάθε περιοχή (Βόρεια-Νότια Ελλάδα) διαφέρουν. Όσον αφορά τις χειμερινές υφέσεις που επηρεάζουν τη Βόρεια Ελλάδα τα χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας είναι:

1. Παρουσία Ανω αντικυκλώνα εμποδισμού (1000 mb) με κέντρο την περιοχή ανάμεσα στο Ηνωμένο Βασίλειο και την Ισλανδία. Κατά προσέγγιση οι αντικυκλώνες εμποδισμού παρουσιάζονται σε υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη από αυτούς που αφορούν τις υφέσεις της νότιας Ελλάδας.
2. Στην πλειοψηφία των κακοκαιριών (3 από τις 4), υπάρχει cut-off low (500 mb).

3. Οι αρνητικές αποκλίσεις στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb εμφανίζονται από την κεντρική Μεσόγειο και ανατολικότερα, με κέντρο την περιοχή του Ιονίου.
4. Οι περιοχές γένεσης των χαμηλών που επηρεάζουν τη βόρεια Ελλάδα είναι οι Cw, Csw, C.
5. Το πολικό χαμηλό δεν εμφανίζεται εξασθενημένο.

Σε ό,τι αφορά τη συνοπτική εικόνα των διαταραχών της νότιας Ελλάδας:

1. Παρουσία Ane και κυρίως Anw εκτεταμένου αντικυκλώνα εμποδισμού (1000 mb) που επεκτείνεται μέχρι την περιοχή των Βαλκανίων, με κέντρο την κεντρική Ευρώπη.
2. Ύπαρξη cut-off low (500 mb) σε 1 από τις 5 κακοκαιρίες που αναλύθηκαν.
3. ΒΑ ροή στην ανώτερη τροπόσφαιρα (500 mb) και αρνητικές αποκλίσεις γεωδυναμικών υψών (5500 gpm) σε 4 από τις 5 κακοκαιρίες που αναλύθηκαν.
4. Επικράτηση αρνητικών αποκλίσεων στα γεωδυναμικά ύψη των 1000 mb αποκλειστικά στην A-NA Μεσόγειο.
5. Το πολικό χαμηλό εμφανίζεται στην πλειοψηφία των περιπτώσεων εξασθενημένο.
6. Οι περιοχές γένεσης των χαμηλών που επηρεάζουν τη νότια Ελλάδα είναι η A-NA Μεσόγειος (Cs).

Με βάση όλα τα παραπάνω, διακρίνονται τα εξής συμπεράσματα:

- Οι κύμανση των δεικτών της NAO και AO επηρεάζουν σημαντικά την ατμοσφαιρική κυκλοφορία στα μέσα γεωγραφικά πλάτη σε όλο το μήκος της τροπόσφαιρας.
- Και οι 2 δείκτες έχουν προγνωστική ακρίβεια για ένα διάστημα έως 12 ημέρων, και σε συνδυασμό με τα αριθμητικά μοντέλα πρόγνωσης καιρού, συμβάλλουν στην καλύτερη ερμηνεία των δεδομένων, ώστε να γίνεται

έγκαιρη πρόληψη σε ενδεχόμενο επεισόδιο έντονης ατμοσφαιρικής διαταραχής.

- Οι τιμές και των 2 δεικτών επηρεάζονται από τους αντικυκλώνες εμποδισμού στο βόρειο Ατλαντικό. Όμως, η ΑΟ επηρεάζεται και από τους αντικυκλώνες εμποδισμού στο βόρειο Ειρηνικό.
- Η ΑΟ φαίνεται ότι επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από την κατάσταση στη Στρατόσφαιρα (Φεβρουάριος 2021).
- Η αρνητική φάση και των 2 δεικτών αυξάνει τις πιθανότητες για διέλευση ατμοσφαιρικής διαταραχής στην Ελλάδα.
- Για μια ατμοσφαιρική διαταραχή που θα επηρεάσει τη βόρεια Ελλάδα, η ΝΑΟ έχει την τάση να είναι σε αρνητική φάση, ενώ η ΑΟ σε ουδέτερη.
- Για μια ατμοσφαιρική διαταραχή που θα επηρεάσει τη νότια Ελλάδα, η ΝΑΟ έχει την τάση να είναι σε ουδέτερη-θετική φάση, ενώ η ΑΟ σε αρνητική.
- Η ερμηνεία των δεικτών δεν αποτελεί από μόνη της κριτήριο για ασφαλή πρόβλεψη του καιρού στην Ελλάδα. Όπως παρουσιάστηκε στην κακοκαιρία του Ιανουαρίου του 2017, αυτή επηρεάστηκε και από την ταλάντωση της ΝΑ Μεσογείου (EMP) [Anagnostopoulou et al., 2017], γεγονός που δείχνει ότι η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στη χώρα επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες και άλλα μοτίβα τηλεσύνδεσης.
- Η ΝΑΟ και ΑΟ είναι τα 2 πιο μεγάλα μοτίβα τηλεσύνδεσης και η περαιτέρω μελέτη και κατανόηση τους στο μέλλον είναι σημαντική, καθώς οι κυμάνσεις τους έχουν επηρεαστεί από τους ανθρωπογενείς παράγοντες και την κλιματική αλλαγή.
- Τόσο η ΝΑΟ και η ΑΟ έχουν θετική τάση τα τελευταία 20 έτη, γεγονός που υπενθυμίζει τη συμβολή του ανθρώπου στην κλιματική αλλαγή και στο λιώσιμο των παγοκαλυμμάτων στον Αρκτικό κύκλο.

1. Ahrens, D. (2007). Meteorology today: an introduction to weather, climate, and the environment. Cengage learning. p. 296. ISBN: 978-0-495-01162-0.
2. Anagnostopoulou, C.; Maheras, P.; Karacostas, Th.; Vafiadis, M. (2003) Spatial and temporal analysis of dry spells in Greece. DOI:10.1007/s00704-002-0713-5.
3. Anagnostopoulou, C.; Tolika, K.; Maheras, P. (2008) Classification of circulation types: A new flexible automated approach applicable to NCEP and GCM datasets. DOI:10.1007/s00704-008-0032-6.
4. Anagnostopoulou, C; Tolika, K; Lazoglou, G; Maheras, P. (2017) The Exceptionally Cold January of 2017 over the Balkan Peninsula: A Climatological and Synoptic Analysis. Atmosphere 2017, 8, 252; doi:10.3390/atmos8120252.
5. Andrews, D.G.; McIntyre, M.E. (1976) Planetary Waves in Horizontal and Vertical Shear: The Generalized Eliassen-Palm Relation and the Mean Zonal Acceleration. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1976\)033<2031:PWIHAV>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1976)033<2031:PWIHAV>2.0.CO;2).
6. Baldwin, M.P.; Dunkerton, T.J.; (1999) Propagation of the Arctic Oscillation from the Stratosphere to the Troposphere. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 104, 30937-30946. <https://doi.org/10.1029/1999JD900445>.
7. Barnston, A.G.; Livezey, R.E. (1987). Classifications, Seasonality, and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. Monthly Weather Review, 115, 1083-1126. ([https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2)).
8. Brandimarte, L.; Baldassarre, G.; Bruni, G.; D'Odorico, P.; Montanari, A. (2011) Relation Between the North-Atlantic Oscillation and Hydroclimatic Conditions in Mediterranean Areas. DOI:10.1007/s11269-010-9742-5.
9. Butler, A. H., Sjoberg, J. P., Seidel, D. J., and Rosenlof, K. H.: A sudden stratospheric warming compendium, Earth Syst. Sci. Data, 9, 63–76, <https://doi.org/10.5194/essd-9-63-2017>, 2017.

10. Castanheira, J.M.; Barriopedro, D. (2010) Dynamical connection between tropospheric blockings and stratospheric polar vortex. <https://doi.org/10.1029/2010GL043819>.
11. Castanheira, J.M.; Graf H.-F. North Pacific–North Atlantic relationships under stratospheric control?. <https://doi.org/10.1029/2002JD002754>.
12. Chen, G., Zhang, P., & Lu, J. (2020). Sensitivity of the latitude of the westerly jet stream to climate forcing. *Geophysical Research Letters*, 47, e2019GL086563. <https://doi.org/10.1029/2019GL086563>.
13. Christiansen, B. (2001) Downward propagation of zonal mean zonal wind anomalies from the stratosphere to the troposphere: Model and reanalysis. <https://doi.org/10.1029/2000JD000214>.
14. Daniela I. V. Domeisen, Gualtiero Badin, and Inga M. Koszalka. (2018) How Predictable Are the Arctic and North Atlantic Oscillations? Exploring the Variability and Predictability of the Northern Hemisphere. DOI: <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0226.1>.
15. Deser, C.; Walsh, J.E.; Timlin, M.S. Arctic Sea Ice Variability in the Context of Recent Atmospheric Circulation Trends (2000). DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<0617:ASIVIT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<0617:ASIVIT>2.0.CO;2).
16. Flocas, H.A.; Hatzaki, M.; Anagnostopoulou, C.; Tolika, K.; Kostopoulou, E.; Tegoulas, J. (2009) Association of large scale circulation with climatic extremes over the Mediterranean: validation of three regional models. EGU General Assembly 2009.
17. Flocas, H.A.; Karacostas, T.S. (2007) Cyclogenesis over the Aegean Sea: Identification and synoptic categories. *Meteorological Applications*. 3. 53 - 61. [10.1002/met.5060030106](https://doi.org/10.1002/met.5060030106).
18. Flocas, H.A.; Patrikas, I.; Anagnostopoulou, C. (2001) A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. <https://doi.org/10.1002/joc.599>
19. Hatzaki, M.; Flocas, H.; Asimakopoulos, D.N.; Maheras, P. (2006) The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. <https://doi.org/10.1002/joc.1429>.
20. Hilmer, M.; Lemke, P. On the Decrease of Arctic Sea Ice Volume (2000). <https://doi.org/10.1029/2000GL011403>.

21. Hurrell, J.W. The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact. National Center for Atmospheric Research Climate and Global Dynamics Division, Climate Analysis Section.
22. Hurrell, J.W.; Kushnir, Y; Ottersen, G; Visbeck, M. The North Atlantic Oscillation Climatic Significance and Environmental Impact (2003, ISBN 0-87590-994-9).
23. Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K.C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. (1996) The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1996\)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2).
24. Kistler, R.; Kalnay, E.; Collins, W.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Kanamitsu, M.; Kousky, V.; Van den Dool, H.; Jenne, R.; Fiorino, M. (2001) The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2001\)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2).
25. Kistler, RE & Kalnay, Eugenia & Collins, William & Saha, Suranjana & White, G. & Woollen, John & Chelliah, Muthuvel & Ebisuzaki, Wesley & Kanamitsu, Masao & Kousky, Vernon & Dool, Huug & RL, Jenne & Fiorino, Mike. (2001). The NCEP/NCAR 50-year reanalysis: monthly means CD-ROM and documentation. Bulletin of the American Meteorological Society. 82. 247-268. 10.1175/1520-0477(2001)082<0247:TNNYRM>2.3.CO;2.
26. Labitzke, K. (1965). On the mutual relation between stratosphere and troposphere during periods of stratospheric warmings in winter. Journal Of Applied Meteorology, 4, 91-99. doi:10.1175/1520-0450(1965)004<0091:OTMRBS>2.0.CO;2.
27. Langlois, A.; T. Fisico, D.; G. Barber; T. N. Papakyriakou. (2008) Response of snow thermophysical processes to the passage of a polar low-pressure system and its impact on in situ passive microwave radiometry: A case study, J. Geophys. Res., 113, C03S04, <https://doi.org/10.1029/2007JC004197>.
28. Lawrence, Z. D., & Manney, G. L. (2018) Characterizing stratospheric polar vortex variability with computer vision techniques. Journal of Geophysical

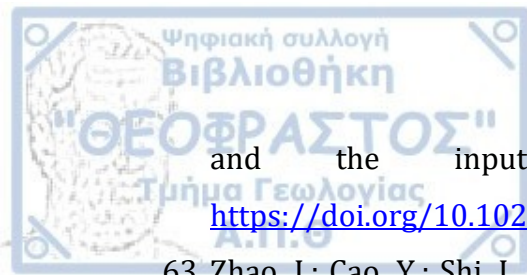
Research: Atmospheres, 123, 1510–1535.
<https://doi.org/10.1002/2017JD027556>.

29. Lockwood, J.G. (1974) World climatology — an environmental approach. DOI:10.1016/0002-1571(74)90084-3.
30. Maheras, P. (1983) Variation saisonnière des masses d'air en Grèce. DOI:10.3406/medit.1983.2128.
31. Maheras, P. (1988) Les types de temps synoptiques au-dessus de la Méditerranée orientale. Méditerranée. 66. 35-42. 10.3406/medit.1988.2579. DOI:10.3406/medit.1988.2579
32. Maheras, P.; Flocas, H.; Anagnostopoulou, C. et al. (2002) On the vertical structure of composite surface cyclones in the Mediterranean region. Theoretical and Applied Climatology. 71. 199-217. 10.1007/s007040200005.
33. Maheras, P.; Tolika, K.; Anagnostopoulou, C.; Vafiadis, M.; Patrikas, I.; Flocas, H. (2004) On the relationships between circulation types and changes in rainfall variability in Greece. <https://doi.org/10.1002/joc.1088>.
34. Manney, G.L.; Zurek, R.W.; Gelman, M.E.; Miller, A.J.; Nagatani, R. (1994) The anomalous Arctic lower stratospheric polar vortex of 1992–1993. <https://doi.org/10.1029/94GL02368>.
35. Markowski et al. (2010) Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. DOI:10.1002/9780470682104.
36. Martius, O.; Polvani, L.M.; Davies, H.C. (2009) Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. <https://doi.org/10.1029/2009GL038776>.
37. McIntyre, M.E.; Palmer, T.N. (1983) Breaking waves in the stratosphere. DOI:10.1038/305593a0.
38. Meteorological Office. Weather in the Mediterranean. Vol. 1: General meteorology (1962).
39. Parker, T., Woollings, T., Weisheimer, A., O'Reilly, C. H., Baker, L., & Shaffrey, L. (2019). Seasonal predictability of the winter North Atlantic Oscillation from a jet stream perspective. Geophysical Research Letters, 46, 10,159–10,167. <https://doi.org/10.1029/2019GL084402>.

40. Quiroz, Roderick S. (1986) The association of stratospheric warmings with tropospheric blocking. *Journal of Geophysical Research*, 91. 5277pp. doi:10.1029/jd091id04p05277.
41. Radinović, D. Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas (1965).
42. Rothrock, D.A.; Zhang, J. Arctic Ocean sea ice volume: What explains its recent depletion (2005). <https://doi.org/10.1029/2004JC002282>.
43. Schoeberl, M.R.; Douglass, A.R.; Kawa, S.R.; Dessler, A.E.; Newman, P.A.; Stolarski, R.S.; Roche, A.E.; Waters, J.W.; Russell III, J.M.
44. Schoeberl, M.R.; Lait, L.R.; Newman, P.A.; Rosenfield, J.E. (1992) The structure of the polar vortex. <https://doi.org/10.1029/91JD02168>.
45. Serreze, M.C.; Walsh, J.; Chapin III, F.S.; Osterkamp, T.; Dyurgerov, M.; Romanovsky, V.; Oechel, W.; Morison, J.; Zhang, T.; Barry, R. Observational Evidence of Recent Change in the Northern High-Latitude Environment (2000). DOI: 10.1023/A:1005504031923.
46. Sigmond, M.; J. F. Scinocca; V. V. Kharin; T. G. Shepherd. (2013) Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings. DOI:10.1038/ngeo1698.
47. Stockdale, T. N., F. Molteni, and L. Ferranti (2015), Atmospheric initial conditions and the predictability of the Arctic Oscillation, *Geophys. Res. Lett.*, 42, 1173–1179, doi:10.1002/2014GL062681.
48. Strahler, A.N.; Strahler, A.H. (1978) *Modern Physical Geography*. ISBN 10: 0471018716 / ISBN 13: 9780471018711.
49. Taguchi, M. (2008) Is There a Statistical Connection between Stratospheric Sudden Warming and Tropospheric Blocking Events?. DOI: <https://doi.org/10.1175/2007JAS2363.1>.
50. Thompson, D.W.J.; Wallace, J.M. (1998) The Arctic Oscillation Signature in the Wintertime Geopotential Height and Temperature Fields. *Geophysical Research Letters*, 25, 1297-1300. <https://doi.org/10.1029/98GL00950>.
51. Thompson, D.W.J.; Wallace, J.M. (2000) Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<1000:AMITEC>2.0.CO;2).
52. Tripathi, O.; Baldwin, M.; Charlton-Perez, A.; Charron, M.; Eckermann, S.; Gerber, D.; Harrison, E.; Jackson, D.; Kim, B.M.; Kuroda, Y.; Lang, A.; Mahmood,

S.; Mizuta, R.; Roff, G.; Sigmondkand, M.; Sonl, S.W.. (2015) The predictability of the extratropical stratosphere on monthly time-scales and its impact on the skill of tropospheric forecasts.

53. Tripathi, O.P. et al. (2015) Environ. Res. Lett. 10 104007. (2015) Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions Enhanced long-range forecast skill in boreal winter following stratospheric strong vortex conditions. DOI:10.1088/1748-9326/10/10/104007.
54. Van Loon, H.; Rogers, C.J. The See-Saw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe, Part II (1979). Some Oceanic and Atmospheric Effects in Middle and High Latitudes. DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1979\)107<0509:TSIWTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<0509:TSIWTB>2.0.CO;2).
55. Van Loon, H.; Rogers, C.J. The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description (1978). DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1978\)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1978)106<0296:TSIWTB>2.0.CO;2).
56. Wadhams, P.; Davis, N.R. (2000) Further evidence of ice thinning in the Arctic Ocean. <https://doi.org/10.1029/2000GL011802>.
57. Walker, G.T.; Bliss, E.W. (1932). World Weather V. Memoirs of the Royal Meteorological Society, 4, 53-84.
58. Wallace, J.M.; Gutzler, D.S. (1981). Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. Monthly Weather Review, 109, 784-812. [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<0784:TITGHF>2.0.CO;2).
59. Wallace, J.M.; Panetta, R.L.; Estberg, J. Representation of the Equatorial Stratospheric Quasi-Biennial Oscillation in EOF Phase Space (1993). DOI: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1993\)050<1751:ROTESQ>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1993)050<1751:ROTESQ>2.0.CO;2).
60. Willett, H.C. (1933) American Air Mass Properties.
61. Woollings, T.; Hannachi, A.; Hoskins. B. (2010) Variability of the North Atlantic eddy-driven jet stream. <https://doi.org/10.1002/qj.625>.
62. Zhang, Y.; W. B. Rossow; A. A. Lacis; V. Oinas; M. I. Mishchenko. (2004) Calculation of radiative fluxes from the surface to top of atmosphere based on ISCCP and other global data sets: Refinements of the radiative transfer model



and the input data, J. Geophys. Res., 109, D19105,
<https://doi.org/10.1029/2003JD004457>.

63. Zhao, J.; Cao, Y.; Shi, J. (2006) Core region of Arctic Oscillation and the main atmospheric events impact on the Arctic.
<https://doi.org/10.1029/2006GL027590>.

64. Μπαλαφούτης Χ. & Μαχαίρας Π. (1985) Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας.

65. Σαχσαμάνογλου Χ. & Μακρογιάννης Τ. (2004) Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας. ISBN: 960-88036-2-4.