



Εθνικό και Καποδιστριακό
ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ – ΤΟΜΕΑΣ ΦΥΣΙΚΗΣ ΕΦΑΡΜΟΓΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΔΙΠΛΩΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ: ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ-ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

**«ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ
ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΤΕΣΣΑΡΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΨΥΧΡΩΝ ΕΙΣΒΟΛΩΝ ΣΤΗΝ
ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΗΣ ΑΤΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗ ΧΕΙΜΕΡΙΝΗ ΠΕΡΙΟΔΟ»**



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΤΗΣ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗΣ ΦΟΙΤΗΤΡΙΑΣ ΗΛΙΑΝΑΣ - ΦΑΝΗΣ ΑΝΔΡΟΝΙΚΙΔΟΥ (Α.Μ.200914)

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ:

Πισιμάνης Δημήτριος - Αναπληρωτής Καθηγητής

ΑΘΗΝΑ 2011

Στον Χάρη

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Στην αρχή αυτής της εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον καθηγητή μου κ. Δημήτριο Πισιμάνη για την αμέριστη βοήθεια του, τη συνεχή καθοδήγησή του καθ' όλη τη διάρκεια ενασχόλησής μου με την παρούσα μελέτη, τις γνώσεις αλλά και τις συμβουλές που γενναιόδωρα μου προσέφερε και την άριστη επιστημονική του κατάρτιση.

Επίσης, ευχαριστώ πολύ την καθηγήτρια μου κ. Βασιλική Νοταρίδου η οποία με τις γνώσεις, τις έγκαιρες διορθώσεις και την σχολαστικότητα της συνέβαλε τα μέγιστα στη μελέτη αυτή.

Δε θα ήθελα να παραλείψω να ευχαριστήσω και την καλή μου φίλη και συνάδελφο, Μαρία Σελεβέντη, η οποία με τις καίριες και πολύτιμες παρατηρήσεις της, τις γνώσεις της και την τελειομανία που τη χαρακτηρίζει συνέβαλε στην εργασία μου.

Τέλος, θέλω να ευχαριστήσω τους γονείς μου που υπήρξαν πάντα το βασικότερο στήριγμα σε κάθε μου προσπάθεια.

Ανδρονικίδου Ηλιάνα-Φανή
Μεταπτυχιακός Φυσικής περιβάλλοντος-Μετεωρολογίας

A.M.:200914

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	6
---------------	---

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Θεωρητικό υπόβαθρο

1.1 Αέριες μάζες.....	8
1.1.1 Γενικά.....	8
1.1.2 Ταξινόμηση των αερίων μαζών.....	9
1.1.3 Χαρακτηριστικά μεγέθη των αερίων μαζών.....	11
1.2 Μέτωπα.....	12
1.2.1 Γενικά.....	12
1.2.2 Είδη μετώπων.....	13
1.3 Βαρομετρικά συστήματα επιφάνειας.....	16
1.3.1 Βαρομετρικά χαμηλά.....	16
1.3.2 Υφέσεις.....	17
1.3.2.1 Γενικά.....	17
1.3.2.2 Κατηγορίες υφέσεων.....	18
1.3.3 Βαρομετρικά υψηλά.....	19
1.4 Δυναμικοί παράγοντες που επηρεάζουν την κίνηση μιας trough.....	20
1.4.1 Στροβιλισμός – Μεταφορά στροβιλισμού.....	20
1.4.2 Μεταφορά θερμοκρασίας.....	22
1.4.3 Εξίσωση γεωδυναμικής τάσης.....	25
1.4.4 Εξίσωση ωμέγα.....	27

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Στατιστική μελέτη.....	30
------------------------	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας κατά την εκδήλωση τεσσάρων ισχυρών ψυχρών εισβολών στην Αθήνα κατά τους χειμερινούς μήνες.....

42

3.1 Πρώτη περίπτωση ψυχρής εισβολής στην Αθήνα: Φεβρουάριος 1983.....	45
---	----

3.2 Δεύτερη περίπτωση ψυχρής εισβολής στην Αθήνα: Φεβρουάριος 1991.....	66
3.3 Τρίτη περίπτωση ψυχρής εισβολής στην Αθήνα: Φεβρουάριος 2004.....	89
3.4 Τέταρτη περίπτωση ψυχρής εισβολής στην Αθήνα: Φεβρουάριος 2008.....	109

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Συμπεράσματα της μελέτης – Σχόλια.....	130
--	-----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	132
--------------------------	------------

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Αττική χαρακτηρίζεται από τον τύπο του Μεσογειακού κλίματος, στο οποίο επικρατούν τα θερμά και άνομβρα καλοκαίρια και οι πιο ήπιοι και υγρότεροι χειμώνες (Weather in the Mediterranean, 1962)¹. Κατά την ψυχρή περίοδο η ζώνη της δυτικής κυκλοφορίας επεκτείνεται προς νότο με αποτέλεσμα η περιοχή να επηρεάζεται σε σημαντικό βαθμό από την υφιστάμενη δραστηριότητα που αναπτύσσεται σε αυτήν. Κατά διαστήματα συμβαίνουν ψυχρές εισβολές κυρίως από πολικές ηπειρωτικές (cP) ή αρκτικές (A) αέριες μάζες που είναι δυνατόν να επηρεάσουν αισθητά την περιοχή της Αττικής. Η εμφάνιση έντονων ψυχρών εισβολών στην περιοχή της Αττικής δεν είναι συχνή. Σχετικά με την εκδήλωση ψυχρών εισβολών στον ελληνικό χώρο έχουν γίνει μελέτες από διάφορους ερευνητές μεταξύ των οποίων: ²Lagouvardos K. , V. Kotroni and G. Kallos, 1998; ³Prezerakos and Angouridakis, 1984 κ.α.

Στην παρούσα εργασία έγινε η μελέτη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας κατά την εκδήλωση τεσσάρων ισχυρών ψυχρών εισβολών στην περιοχή της Αττικής κατά την χειμερινή περίοδο (Δεκέμβριος, Ιανουάριος, Φεβρουάριος). Για τον σκοπό αυτό χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα θερμοκρασίας για 29 έτη (1980-2008) από το Αστεροσκοπείο Αθηνών καθώς επίσης και οι συνοπτικοί χάρτες (Europäischer Wetterbericht – Γερμανικοί συνοπτικοί χάρτες)⁴ κυρίως τον ισοβαρικών επιπέδων των 500hPa και των 850hPa καθώς και χάρτες επιφάνειας. Συγκεκριμένα οι τέσσερις περιπτώσεις που μελετήθηκαν, οι οποίες ανήκουν στον μήνα Φεβρουάριο, φαίνονται στον παρακάτω πίνακα, όπου βλέπουμε και την μέγιστη και ελαχίστη θερμοκρασία εικοσιτετραώρου της ψυχρότερης ημέρας για κάθε μια περίπτωση.

ΜΗΝΑΣ/ΕΤΟΣ	T_{MAX} (°C) ΨΥΧΡΟΤΕΡΗΣ ΗΜΕΡΑΣ	T_{MIN} (°C) ΨΥΧΡΟΤΕΡΗΣ ΗΜΕΡΑΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1983	-0,1	-2,2
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1991	1,4	-2,3
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2004	-1,6	-4,7
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008	1,2	-5,0

Η μεταφορά θερμοκρασίας υπολογίσθηκε στους συνοπτικούς χάρτες της ισοβαρικής επιφάνειας των 850hPa. Ο υπολογισμός έγινε με τη βοήθεια ενός πλέγματος και την εκτέλεση ενός προγράμματος Fortran. Επιπλέον, η κίνηση της trough και επομένως η πορεία της αέριας μάζας εξετάσθηκε στην ισοβαρική επιφάνεια των 500 hPa.

Επιπροσθέτως, με την χρήση ραδιοβολίσεων (για τον σταθμό του Ελληνικού) δίνεται η χρονική κατακόρυφη δομή της δυνητικής θερμοκρασίας Θ , για το χρονικό διάστημα που εξελίσσεται το επεισόδιο, με σκοπό να δούμε το πόσο ψυχρή είναι η αέρια μάζα σε κάθε περίπτωση ψυχρής εισβολής.

Γενικά η σχεδίαση των ισοπληθών έγινε με τη χρήση των προγραμμάτων surfer και Raob.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΥΠΟΒΑΘΡΟ

1.1 ΑΕΡΙΕΣ ΜΑΖΕΣ

1.1.1 Γενικά

Ο όρος αέριες μάζες αναφέρεται σε εκτεταμένες μάζες ατμοσφαιρικού αέρα συνοπτικής κλίμακας, δηλαδή με έκταση τουλάχιστον 1000×1000 km, με σχεδόν ομοιογενή οριζόντια χαρακτηριστικά σε όλο το ύψος τους μέσα στη τροπόσφαιρα (κυρίως σε θερμοκρασία και υγρασία). Λέγοντας ομοιογενή χαρακτηριστικά δεν εννοούμε απόλυτη ομοιομορφία, αφού μια αέρια μάζα λόγω της έκτασης μπορεί να καλύπτει ταυτόχρονα περιοχές των οποίων τα γεωγραφικά πλάτη διαφέρουν κατά 20° ή να καλύπτει ταυτόχρονα μία θαλάσσια και μία ηπειρωτική περιοχή κατά τη μετακίνησή της, αλλά με τον όρο ομοιογένεια εννοούμε τα χαρακτηριστικά τα οποία μπορούν να μεταβάλλονται οριζοντίως αλλά με βραδύ ρυθμό συναρτήσει της απόστασης. Έτσι, η μεταβολή της θερμοκρασίας ή της υγρασίας σε μία απόσταση 100 km ή 200 km μέσα στη μάζα θα είναι πολύ μικρότερη από την απότομη μεταβολή που θα παρουσιάζεται κατά μήκος της οριζόντιας διατομής της επιφάνειας που την διαχωρίζει από μία άλλη αέρια μάζα (μετωπική επιφάνεια) και της οποίας συνήθως το πάχος δεν υπερβαίνει τα 50 km. Τέλος, αν και η θερμοκρασία και η απόλυτη υγρασία (ή η θερμοκρασία δρόσου) μεταβάλλονται με το ύψος μέσα σε μία αέρια μάζα, ορισμένες θερμοδυναμικές παράμετροι, όπως η δυναμική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου Θ_w και η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία Θ_e παραμένουν αναλλοίωτες, ώστε να αποτελούν τις χαρακτηριστικές παραμέτρους της αέριας μάζας.

Οι αέριες μάζες είναι ιδιαίτερα σημαντικές στη μετεωρολογία γιατί είναι υπεύθυνες, χάρη στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, για τη μεταφορά θερμοκρασίας και υγρασίας στις διάφορες περιοχές του πλανήτη και κατ' επέκταση για τα καιρικά φαινόμενα που λαμβάνουν χώρα στις εκάστοτε περιοχές. Για τη μελέτη γενικά των αερίων μαζών πρέπει να καθορίζονται τα τρία βασικά στοιχεία τους: η πηγή, η διαδρομή και η ηλικία τους.

- Πηγή: Ονομάζεται η περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε μία αέρια μάζα και από την οποία πήρε τα χαρακτηριστικά της.
- Διαδρομή: Ονομάζεται η τροχιά που ακολούθησε η αέρια μάζα, προερχόμενη από την παραπάνω πηγή της, μέχρι να φτάσει στην υπό εξέταση περιοχή.
- Ηλικία: Είναι ο χρόνος που μεσολαβεί για να κάνει η αέρια μάζα την παραπάνω διαδρομή της.

Οι αέριες μάζες αποκτούν τα χαρακτηριστικά τους από την επίδραση της υποκείμενης επιφάνειας του εδάφους σε αυτές. Για το λόγο αυτό σχηματίζονται πάνω από εκτεταμένες θαλάσσιες ή ηπειρωτικές περιοχές που παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά και στις οποίες δεν παρουσιάζεται έντονη κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Τέτοιες περιοχές είναι αυτές οι οποίες καλύπτονται είτε μόνιμα είτε εποχιακά από υψηλές πιέσεις. Στις περιοχές αυτές η αντικυκλωνική κυκλοφορία δημιουργεί ασθενή ρεύματα τα οποία καθώς αποκλίνουν από το εσωτερικό του αντικυκλώνα τείνουν να προκαλούν την εξάπλωση της αέριας μάζας. Αντιθέτως, σε περιοχές όπου η κυκλοφορία είναι έντονη, ιδίως στην επιφάνεια, οι αέριες μάζες διανύουν μεγάλη απόσταση μέχρι να αποκτήσουν τα χαρακτηριστικά της υποκείμενης επιφάνειας και να μετασχηματισθούν σε νέα αέρια μάζα. Οι περιοχές πάνω από τις οποίες σχηματίζονται οι αέριες μάζες, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, ονομάζονται **πηγές αέριων μαζών** και είναι το χειμώνα οι εκτεταμένες αρκτικές πεδιάδες οι οποίες καλύπτονται από χιόνι και πάγο, ενώ το καλοκαίρι οι υποτροπικές περιοχές των ωκεανών και των ηπείρων. Οι περιοχές μέσω πλατών δεν προσφέρονται ως πηγές αέριων μαζών. Οι περιοχές πάνω από τις οποίες μετασχηματίζονται οι κινούμενες αέριες μάζες χωρίς όμως να έχουν αποκτήσει την τελική τους μορφή ονομάζονται **μεταβατικές ζώνες**.

1.1.2 Ταξινόμηση των αερίων μαζών

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται με βάση τα χαρακτηριστικά (θερμοκρασία και υγρασία) που αποκτούν είτε από την περιοχή προέλευσής τους είτε κατά τη διάρκεια της διαδρομής τους. Όσον αφορά τη θερμοκρασία, ο ψυχρός και ο θερμός αέρας αντιστοιχεί σε Αρκτικές, Πολικές και Τροπικές, Ισημερινές αέριες μάζες αντίστοιχα. Αν υπάρχει επιπλέον και ο διαχωρισμός σε υγρό και ξηρό αέρα, τότε προστίθεται και ο χαρακτηρισμός Θαλάσσιες και Ηπειρωτικές. Ανάλογα λοιπόν με την προέλευσή τους οι αέριες μάζες έχουν ταξινομηθεί κατά Peterssen (1940) στις εξής κατηγορίες :

- Αρκτικές (A)
- Πολικές Ηπειρωτικές (cP)
- Θαλάσσιες Τροπικές (mT)
- Ηπειρωτικές Τροπικές (cT)
- Θαλάσσιες Πολικές (mP)
- Ισημερινές (E)
- Μουσωνικές (M)

Παρακάτω βλέπουμε τα κυριότερα χαρακτηριστικά κάθε μίας από τις παραπάνω κατηγορίες:

Αρκτικές (A) : Δημιουργούνται πάνω από την Αρκτική, τη Γροιλανδία ή την Ανταρκτική κατά τη χειμερινή περίοδο. Είναι πολύ ψυχρές (π.χ. -20, -30, -40°C), ξηρές και ευσταθείς αέριες μάζες.

Πολικές Ηπειρωτικές (cP) : Δημιουργούνται το χειμώνα στο εσωτερικό των ηπείρων σε μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, κυρίως σε χιονοσκεπή εδάφη που καλύπτονται από ψυχρούς αντικυκλώνες. Είναι και αυτές ψυχρές, ξηρές και ευσταθείς αέριες μάζες.

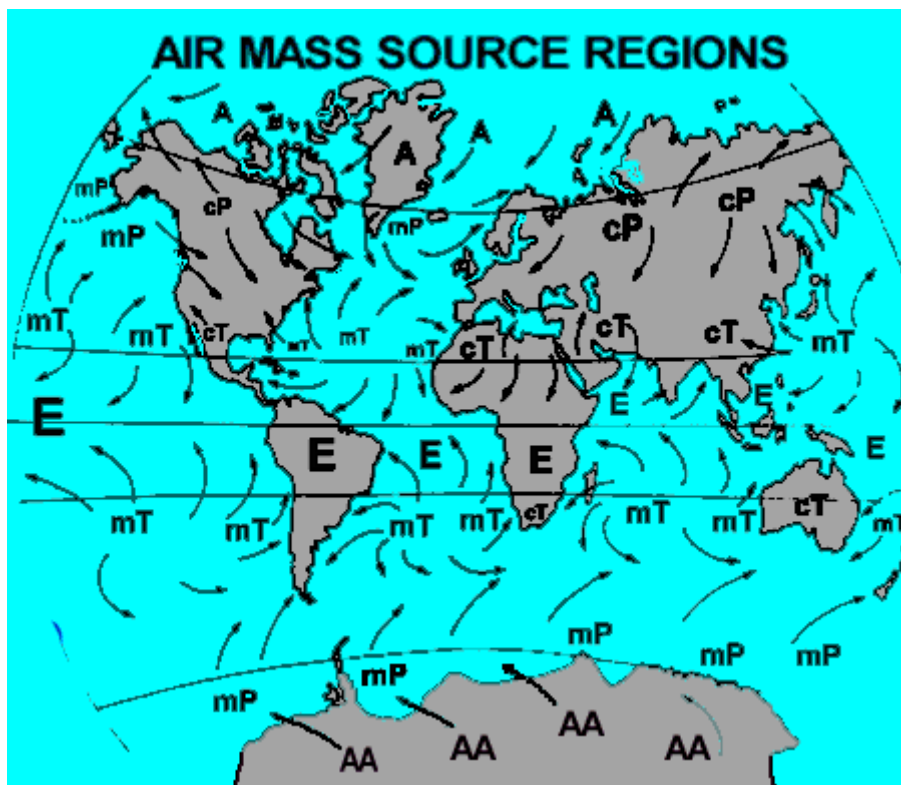
Θαλάσσιες Τροπικές (mT) : Δημιουργούνται πάνω από τον τροπικό Ατλαντικό ωκεανό ή τον Κόλπο του Μεξικού καθώς και στον υποτροπικό Ειρηνικό ωκεανό τόσο το χειμώνα όσο και το καλοκαίρι. Οι περιοχές αυτές καλύπτονται από μόνιμους υποτροπικούς αντικυκλώνες, οι οποίοι κατά το θέρος είναι ισχυρότεροι και επεκτείνονται βορειότερα έχοντας σα συνέπεια οι αέριες μάζες αυτές να χαρακτηρίζονται από μία αναστροφή ύψους. Οι αέριες μάζες αυτές είναι θερμές, υγρές και συνήθως ασταθείς. Οι θερμοκρασίες το καλοκαίρι είναι περίπου μεταξύ 20-25⁰ C, ενώ το χειμώνα λίγο χαμηλότερες.

Ηπειρωτικές Τροπικές (cT) : Δημιουργούνται συνήθως κατά το θέρος πάνω από ερήμους με μικρό γεωγραφικό πλάτος όπως είναι η Σαχάρα, η έρημος της Αυστραλίας, των Βορειοδυτικών ΗΠΑ και του Μεξικού καθώς επίσης και τη Ν. Ευρώπη, την κεντρική Ασία και τη δυτική Αμερική. Είναι θερμές, ξηρές και σχετικά ευσταθείς. Κύριο χαρακτηριστικό αυτών των αερίων μαζών είναι οι πολύ υψηλές θερμοκρασίες και η μικρή σχετική υγρασία. Ο σχηματισμός νεφών είναι αδύνατος διότι η στάθμη συμπύκνωσης βρίσκεται σε υπερβολικά μεγάλα ύψη και ακόμα και αν υπάρχει βλάστηση στα κατώτερα στρώματα άρα έντονη εξάτμιση, οι υδρατμοί περιορίζονται λόγω της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας πάνω από τις περιοχές αυτές. Το χειμώνα η μόνη πηγή τέτοιων μαζών είναι η Σαχάρα.

Θαλάσσιες Πολικές (mP) : Είναι ψυχρές και αρκετά υγρές αέριες μάζες που προέρχονται από το μετασχηματισμό των πολικών ηπειρωτικών και αρκτικών μαζών κατά την κίνησή τους πάνω από τις θαλάσσιες περιοχές του Β. Ατλαντικού ή του Ν. Ειρηνικού ωκεανού. Χαρακτηρίζονται από σχετικά χαμηλές θερμοκρασίες 0-10⁰C, ενώ η περιεκτικότητά τους σε υδρατμούς αυξάνει όσο αυξάνει η διαδρομή τους πάνω από θάλασσα. Στα ανώτερα στρώματα είναι ξηρές και ευσταθείς.

Ισημερινές (E) : Είναι θερμές και υγρές αέριες μάζες και εξαιρετικά ασταθείς γιατί δημιουργούνται στις περιοχές της ισημερινής σύγκλισης. Λόγω των ισχυρών ανοδικών κινήσεων και οι υδρατμοί ανεβαίνουν πολύ ψηλά και δημιουργούν επανειλημμένες σφοδρές βροχοπτώσεις.

Μουσωνικές (M) : Είναι αέριες μάζες που διαμορφώνονται στις περιοχές της Ν. Ασίας εκεί που επικρατεί η μουσωνική κυκλοφορία και είναι ξηρές το χειμώνα και υγρές το καλοκαίρι.



Εικόνα 1.1.2.A : Πηγές αερίων μαζών στον πλανήτη.

Τα χαρακτηριστικά μιας αέριας μάζας μπορούν να μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια μιας διαδρομής της πάνω από μια επιφάνεια με διαφορετικά χαρακτηριστικά από εκείνα της περιοχής προέλευσής της, επιφέροντας έτσι και αλλαγή κατηγορίας. Όταν μια αέρια μάζα λοιπόν εγκαταλείψει την περιοχή δημιουργίας της η κατακόρυφη θερμοϋγκρομετρική της δομή υφίσταται κάποιες μεταβολές, οι οποίες οδηγούν στο μετασχηματισμό της μάζας. Οι μεταβολές αυτές οφείλονται :

- Στο ότι έρχεται σε επαφή με επιφάνειες διαφορετικών χαρακτηριστικών με αποτέλεσμα τη διαβατική θέρμανση ή ψύξη της καθώς και τον εμπλουτισμό της με υδρατμούς.
- Στο ότι μέσα στη μάζα είναι δυνατόν να εμφανιστούν συνοπτικής κλίμακας καθοδικές ή ανοδικές κινήσεις λόγω δυναμικών ή μηχανικών αιτιών (φυσικά εμπόδια).
- Στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολίας.

1.1.3 Χαρακτηριστικά μεγέθη των αερίων μαζών

Τα χαρακτηριστικά των διαφόρων αερίων μαζών υπολογίζονται ποσοτικά με τη χρήση πολλών θερμοδυναμικών παραμέτρων εύκολων στη μέτρηση και

στην εξαγωγή αποτελεσμάτων. Οι πιο σημαντικές για το θέμα το οποίο μελετήσαμε είναι:

- Η **θερμοκρασία αέρα, T**, που υπολογίζεται στον μετεωρολογικό κλωβό.
- Η **δυναμική θερμοκρασία, θ**, που ορίζεται ως η θερμοκρασία που θα αποκτούσε η αέρια μάζα αν συμπιεζόταν αδιαβατικά από το επίπεδο πίεσης στο οποίο βρίσκεται στο επίπεδο των 1000 mbs. Το μέγεθος αυτό έχει την ιδιότητα να παραμένει σταθερό κατά την κατακόρυφη κίνηση μιας ακόρεστης αέριας μάζας, εφόσον η κίνηση αυτή γίνεται αδιαβατικά.

1.2 ΜΕΤΩΠΑ

1.2.1 Γενικά

Η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ δύο αερίων μαζών διαφορετικού είδους ονομάζεται μετωπική επιφάνεια και η τομή της διαχωριστικής επιφάνειας με ένα οριζόντιο επίπεδο ονομάζεται μέτωπο. Η μετωπική επιφάνεια είναι ένα στρώμα ανάμειξης των δύο μαζών με εύρος από εκατοντάδες μέτρα (σε ακραίες καταστάσεις) μέχρι μερικές δεκάδες χιλιόμετρα (κυμαίνεται συνήθως από 50-100 km). Η επιφάνεια αυτή είναι τόσο στενότερη, όσο εντονότερη είναι η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ των δύο αερίων μαζών.

Οι μετωπικές επιφάνειες αφορούν αέριες μάζες με διαφορετικά μεν θερμοϋγρομετρικά χαρακτηριστικά ευρισκόμενες όμως σε κίνηση. Λόγω της κίνησης αυτής οι μετωπικές επιφάνειες παρουσιάζουν μέσα στην ατμόσφαιρα κάποια κλίση ως προς το έδαφος. Ο ψυχρότερος αέρας, ως πιο βαρύς, τείνει να εισχωρήσει, σαν σφήνα, κάτω από το θερμό.

Η κλίση μιας μετωπικής επιφάνειας μπορεί να προσδιοριστεί αν είναι γνωστές οι ταχύτητες των ανέμων καθώς και οι θερμοκρασίες των δύο αερίων μαζών που διαχωρίζει. Δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\tan \theta = \frac{f}{g} \cdot \bar{T} \cdot \frac{(u_1 - u_2)}{(T_1 - T_2)}$$

όπου $f = 2\Omega \sin \varphi$, $\bar{T} = \frac{T_1 + T_2}{2}$, u_1 , u_2 είναι οι παράλληλες προς το μέτωπο συνιστώσες του γεωστροφικού ανέμου στην ψυχρή και θερμή πλευρά αντίστοιχα. Από τη σχέση αυτή συμπεραίνουμε ότι η κλίση αυξάνει:

- Όσο αυξάνει η διαφορά των εφαπτομενικών εκατέρωθεν του μετώπου συνιστωσών των ταχυτήτων των ανέμων.
- Όσο μικρότερη είναι η διαφορά της θερμοκρασίας μεταξύ των δύο διαχωριζομένων αερίων μαζών.

- C. Εφόσον $f = 2\Omega \sin \varphi$, όπου φ το γεωγραφικό πλάτος, η κλίση θα αυξάνει με τα γεωγραφικό πλάτος. Στον ισημερινό ($f=0$) δεν έχουμε δημιουργία μετώπων.
- D. Όσο αυξάνει η \bar{T} των δύο αερίων μαζών.

1.2.2 Είδη μετώπων

Τα μέτωπα κατατάσσονται ανάλογα με την διεύθυνση με την οποία κινούνται.

Έτσι έχουμε τέσσερα κύρια είδη μετώπων: το θερμό, το ψυχρό, το στάσιμο και το συνεσφιγμένο μέτωπο.

1. Θερμό μέτωπο:

Όταν κατά την κίνηση ενός μετώπου, ακολουθεί κατά μήκος του μετώπου ο θερμός αέρας τον ψυχρό, τότε το μέτωπο ονομάζεται **θερμό**.

Ο θερμός αέρας, ως πιο ελαφρύς, ανέρχεται κατά την κίνηση του υπεράνω του ψυχρού αέρα. Με τον τρόπο αυτό υφίσταται αδιαβατική εκτόνωση και άρα ψύξη. Έτσι, από κάποιο ύψος και πάνω, προσεγγίζει, από θερμοκρασιακή άποψη, το «σημείο δρόσου» ή «σημείο κορεσμού» και έτσι οι υδρατμοί αναγκάζονται να συμπυκνωθούν. Δημιουργείται με τον τρόπο αυτόν ένα εκτεταμένο νεφικό σύστημα κατά μήκος του μετώπου. Τα είδη των νεφών που βλέπει ο κάθε παρατηρητής κατά το πέρασμα ενός θερμού μετώπου είναι κατά σειρά θύσανοι (Cirrus), θυσανοστρώματα (Cirrostratus), υψιστρώματα (Altostratus) και μελανοστρώματα (Nimbostratus). Καθώς τα νέφη χαμηλώνουν γίνονται πιο πυκνά και υγρά. Τα νέφη Cirrus μπορούν να θεωρούνται και ως πρόδρομοι έλευσης θερμού μετώπου.

Ο καιρός κατά το πέρασμα ενός θερμού μετώπου, πάνω από μια γεωγραφική περιοχή, χαρακτηρίζεται ως «άστατος», καθότι τα μέσα και τα κατώτερ νέφη που το συνοδεύουν είναι βροχοφόρα ή καταιγιδοφόρα. Η βροχή ή το χιόνι, με το πέρασμα ενός θερμού μετώπου, είναι μέτριας σχετικά έντασης και μεγάλης διάρκειας. Η έντασή της λαμβάνει τη μέγιστη τιμή της στην περιοχή της πιο απότομης κλίσης του μετώπου και παύει όταν περάσει το μέτωπο. Εκτός από τη βροχή είναι δυνατόν να παρατηρηθούν τόσο ισχυρές καταιγίδες, όταν η θερμή αέρια μάζα είναι σταθής, όσο και καταστάσεις ομίχλης (fog).

2. Ψυχρό μέτωπο:

Όταν κατά την κίνηση ενός μετώπου, ακολουθεί κατά μήκος του μετώπου ο ψυχρός αέρας τον θερμό, τότε το μέτωπο ονομάζεται **ψυχρό**.

Ο ψυχρός αέρας προχωρεί ταχύτερα απ' ότι ο θερμός και δημιουργεί μια «σφήνα» εντός αυτού. Έτσι, ο θερμός αέρας αναγκάζεται σε ταχεία ανοδική κίνηση κατά μήκος της μετωπικής επιφάνειας, οπότε ψύχεται αδιαβατικά με αποτέλεσμα τον σχηματισμό: ογκωδών νεφών του είδους των στρωματοσωρειτών (stratocumulus), μελανοστρωμάτων (cumulonimbus), σωρειτομελανιών (nimbostratus), υψιστρωμάτων (altostratus) και βροχών.

Φυσικά, η κατανομή των παραπάνω νεφών και της βροχής εξαρτάται από το βαθμό ευστάθειας και την υγρασία του ανερχόμενου θερμού αέρα. Αρχικά, οι άνεμοι μέσα στο θερμό αέρα και μπροστά από τη μετωπική επιφάνεια αυξάνουν. Κατόπιν, εμφανίζονται τα παραπάνω σύννεφα στον ορίζοντα και προς την διεύθυνση από την οποία έρχεται το μέτωπο. Η βαρομετρική πίεση πέφτει, Η βροχή αυξάνει σε ένταση καθώς το μέτωπο πλησιάζει. Ισχυρές βροχές και καταιγίδες είναι τα τυπικά χαρακτηριστικά φαινόμενα που παρατηρούνται σε έκταση εκατοντάδων χιλιομέτρων με το πέρασμα του ψυχρού μετώπου.

Αξίζει να σημειωθεί ότι η οριζόντια έκταση της νέφωσης και των βροχών είναι μικρότερη στα ψυχρά απ' ότι στα θερμά μέτωπα.

Όταν περάσει το μέτωπο ο άνεμος αλλάζει διεύθυνση και η πίεση αρχίζει να αυξάνει ταχέως. Έχουμε δε, ταχεία νεφοδιάλυση και πτώση της θερμοκρασίας. Ο καιρός συνήθως αιθριάζει μετά το πέρασμα του μετώπου.

3. Στάσιμο μέτωπο

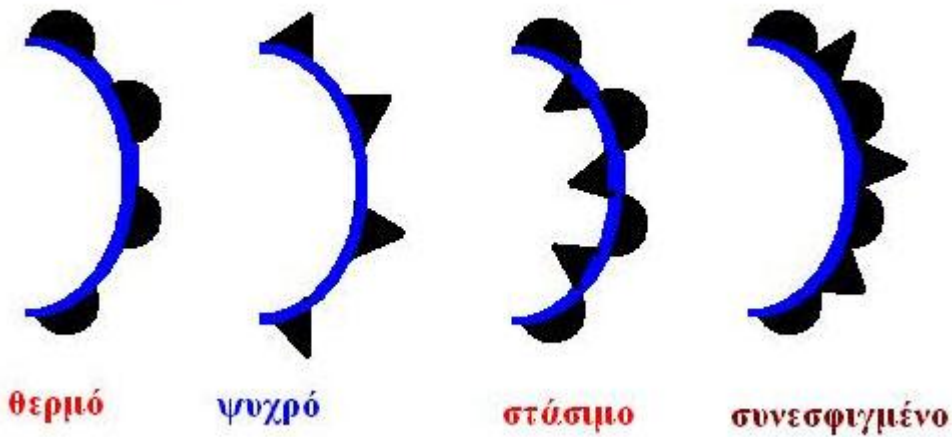
Ένα μέτωπο χαρακτηρίζεται ως **στάσιμο** όταν δεν παρουσιάζει αξιόλογη μετακίνηση. Δηλαδή, τόσο η θερμή όσο και η ψυχρή αέρια μάζα που βρίσκονται σε επαφή είναι στάσιμες.

4. Συνεσφιγμένο μέτωπο

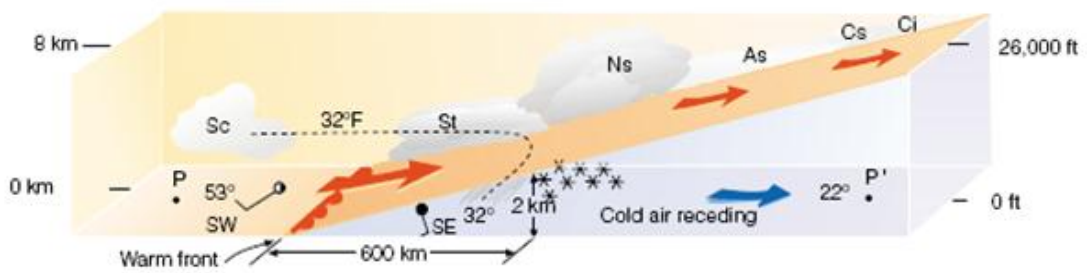
Ως συνεσφιγμένο μέτωπο ή «σύσφιξη» ονομάζεται η συγχώνευση ενός θερμού και ενός ψυχρού μετώπου. Το είδος αυτό μετώπου προκύπτει όταν ένα ταχέως κινούμενο ψυχρό μέτωπο συναντήσει κατά την κίνησή του ένα προπορευόμενο θερμό μέτωπο. Τότε αυτά τα δύο μέτωπα αποτελούν ένα το οποίο ονομάζεται **συνεσφιγμένο μέτωπο**. Κατά τη σύσφιξη μπορούν να διαμορφωθούν δύο καταστάσεις:

- **Ψυχρή σύσφιξη:** εάν ο ψυχρός αέρας που προηγείται είναι θερμότερος του ψυχρού αέρα που έπεται.
- **Θερμή σύσφιξη:** εάν ο ψυχρός αέρας που προηγείται είναι ψυχρότερος του ψυχρού αέρα που έπεται.

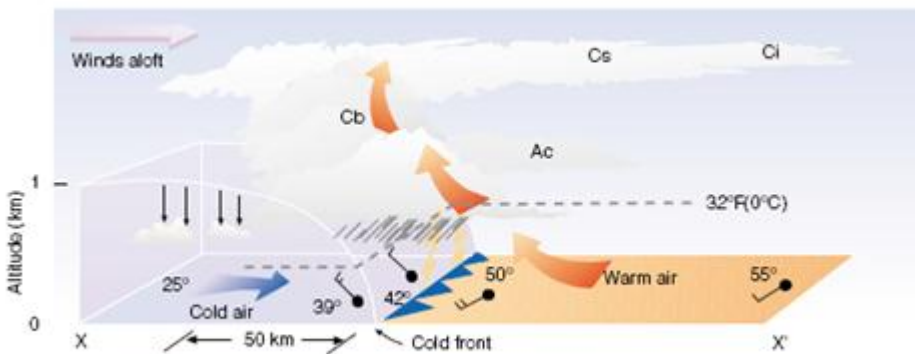
Απεικόνιση τών διαφόρων μετώπων στους χάρτες καιρού



Σχήμα 1.2.2.A: Τα τέσσερα είδη μετώπων: θερμό, ψυχρό, στάσιμο, συνεσφιγμένο όπως αυτά συμβολίζονται σ' ένα χάρτη καιρού.



Σχήμα 1.2.2.B: Κατακόρυφη δομή ενός θερμού μετώπου με τον καιρό που συνήθως το συνοδεύει.



Σχήμα 1.2.2.Γ: Κατακόρυφη δομή ενός ψυχρού μετώπου με τον καιρό που συνήθως το συνοδεύει.

1.3 ΒΑΡΟΜΕΤΡΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ

Τα βαρομετρικά συστήματα διακρίνονται σε δύο κατηγορίες :

1. Όταν η κατανομή της πίεσης είναι τέτοια ώστε στο κέντρο του συστήματος να υπάρχει χαμηλή πίεση και να αυξάνει όσο κινούμαστε προς την περιφέρεια τότε το σύστημα λέγεται *βαρομετρικό χαμηλό* και συμβολίζεται με ένα L ή X .
2. Αντίθετα όταν η κατανομή της πίεσης είναι τέτοια ώστε στο κέντρο του συστήματος να υπάρχει υψηλή πίεση η οποία να ελαττώνεται όσο πληθαίνουμε προς την περιφέρεια τότε το σύστημα λέγεται *βαρομετρικό υψηλό ή αντικυκλώνας* και συμβολίζεται με ένα H ή A .

Εκτός βέβαια από τα δύο παραπάνω βασικά βαρομετρικά συστήματα σε έναν χάρτη επιφανείας μπορούμε ακόμα να παρατηρήσουμε και *σφήνες εξάρσεως (RIDGE)* ή *σφήνες χαμηλών πιέσεων (TROUGH)* . Μία σφήνα εξάρσεως αποτελεί ουσιαστικά μια προέκταση υψηλών πιέσεων , συνήθως προς νότο από την περιοχή ενός αντικυκλώνα , ενώ αντίθετα μια σφήνα χαμηλών πιέσεων αποτελεί μια προέκταση χαμηλών πιέσεων από την περιοχή ενός χαμηλού βαρομετρικού.

1.3.1 Βαρομετρικά χαμηλά

Βαρομετρικό χαμηλό ονομάζεται μια περιοχή όπου η βαρομετρική πίεση είναι μικρότερη απ' ό τι στις γειτονικές περιοχές. Η περιοχή αυτή απεικονίζεται στους χάρτες καιρού με κλειστές ισοβαρείς όπου η πίεση αυξάνει από το κέντρο προς την περιφέρεια. Λόγω του ότι ένα χαμηλό βαρομετρικό έχει χαμηλότερη ατμοσφαιρική πίεση από τις γειτονικές περιοχές (βαροβαθμίδα), ο αέρας κινείται από την περιφέρεια προς το κέντρο του χαμηλού. Όμως, η διεύθυνση των ανέμων γύρω από ένα βαρομετρικό χαμηλό δεν είναι κάθετη προς τις ισοβαρείς καμπύλες. Ο άνεμος, αντίθετα, κινείται *στο βόρειο ημισφαίριο* αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού και συγκλίνει σταδιακά προς το κέντρο του χαμηλού. Έτσι, στα ανατολικά του χαμηλού επικρατούν νότιοι άνεμοι, στα δυτικά του χαμηλού επικρατούν βόρειοι άνεμοι, στα νότια του επικρατούν δυτικοί άνεμοι και, στα βόρεια του, επικρατούν ανατολικοί άνεμοι. Στο νότιο ημισφαίριο, η διεύθυνση των ανέμων είναι αντίθετη, αλλά πάντα συγκλίνει σταδιακά προς το κέντρο του χαμηλού.

Ανάλογα με την περίπτωση τα βαρομετρικά χαμηλά διακρίνονται σε υφέσεις, ψυχρά χαμηλά, θερμά χαμηλά, ορογραφικά χαμηλά και σε κυκλώνες των τροπικών.

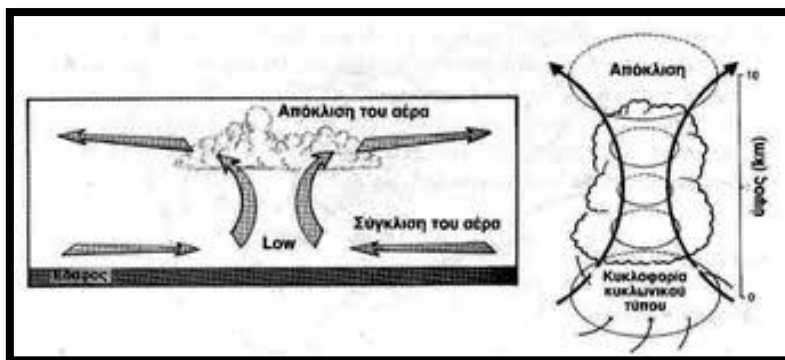
1.3.2 Υφέσεις

1.3.2.1. Γενικά

Οι υφέσεις είναι βαρομετρικά χαμηλά που δημιουργούνται από δύο εντελώς διαφορετικές αέριες μάζες. Δημιουργούνται εκεί όπου μια ψυχρή αέρια μάζα συναντάται με μια θερμή, δηλαδή κατά μήκος ενός μέτωπου. Συνήθως δημιουργούνται πάνω στα ψυχρά ή στα στάσιμα μέτωπα. Και στις δύο περιπτώσεις για να σχηματιστεί μια ύφεση θα πρέπει να δοθεί αφορμή που θα προκαλέσει μία διαταραχή με τη μορφή κύματος στο μέτωπο. Έτσι η βαρομετρική πίεση στην επιφάνεια αρχίζει να υποχωρεί, κυρίως στην κορυφή του κύματος, με αποτέλεσμα να σχηματιστεί ένα βαρομετρικό χαμηλό. Το βαρομετρικό χαμηλό είναι το πρώτο στάδιο δημιουργίας μιας ύφεσης και η διαδικασία ονομάζεται κυκλογένεση. Εάν οι ατμοσφαιρικές συνθήκες καθ' ύψος είναι ευνοϊκές τότε η διαταραχή εξακολουθεί να ενισχύεται ενώ κινείται βασικά προς τα ανατολικά σαν αποτέλεσμα των δυνάμεων Coriolis από την περιστροφή της Γης. Συχνά η όλη κίνηση των ανέμων ενισχύει ακόμα περισσότερο τη δημιουργία του χαμηλού και τελικά καταλήγει σε μια καλά οργανωμένη ύφεση.

Οι υφέσεις είναι συνήθως συστήματα κακοκαιρίας. Η έντονη νέφωση, ο υετός και οι ισχυροί άνεμοι είναι τα κύρια χαρακτηριστικά τους. Το αίτιο της κακοκαιρίας αυτής είναι το είδος της «κυκλοφορίας» που επικρατεί, γενικά, στα βαρομετρικά χαμηλά.

Όταν πάνω από μια περιοχή επικρατεί βαρομετρικό χαμηλό τότε παρατηρείται, καταρχήν, σύγκλιση των αερίων μαζών περί το κέντρο του χαμηλού αυτού. Οι μάζες αυτές δεν συσσωρεύονται στο κέντρο αλλά βρίσκουν διέξοδο προς τα πάνω (αρχή της συνέχειας των μαζών). Κατά την άνοδό τους αυτές οι μάζες ψύχονται (διότι οι ανοδικές τους κινήσεις γίνονται με αδιαβατικό τρόπο), συμπυκνώνονται οι υδρατμοί τους και έτσι δίνουν ένα εκτεταμένο νεφικό σύστημα, το οποίο είναι και αυτό που προκαλεί την κακοκαιρία. Από κάποιο ύψος κ μετά επικρατεί ο μηχανισμός της απόκλισης.



Σχήμα 1.3.2.1.A: Το είδος της «κυκλοφορίας», στην επιφάνεια και καθ' ύψος, με την επικράτηση ενός βαρομετρικού χαμηλού. (Κατά F.G. Lutgens and E.J. Tarbuck, 1989)

1.3.2.2 Κατηγορίες υφέσεων

Με κριτήριο τον τρόπο δημιουργίας τους διακρίνουμε τις παρακάτω κατηγορίες υφέσεων:

1. Μετωπικές υφέσεις

Οι υφέσεις αυτής της κατηγορίας δημιουργούνται συνήθως κατά μήκος εκτεταμένων μετωπικών επιφανειών. Κάθε μετωπική ύφεση αποτελείται από δύο διαφορετικές, από θερμοϋδρομετρική άποψη αέριες μάζες, συνήθως μια θερμή και μια ψυχρή, οι οποίες διαχωρίζονται από μια μετωπική επιφάνεια και περιστρέφονται με φορά αντίθετη των δεικτών του ρολογιού. (Νορβηγικό μοντέλο).

Η μετωπική ύφεση περιλαμβάνει δύο μέτωπα, ένα ψυχρό και ένα θερμό και ο καιρός που τη συνοδεύει είναι ίδιος ουσιαστικά με τον καιρό των ψυχρών και θερμών μετώπων.

2. Θερμικές υφέσεις

Δημιουργούνται εξαιτίας της ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηρών και θαλασσών. Η ξηρά (συνήθως το θέρος) θερμαίνεται λόγω του αίθριου καιρού, με αποτέλεσμα την θέρμανση του υπερκείμενου στρώματος αέρα, το οποίο διαστέλλεται, γίνεται πιο αραιό και ακολουθεί ανοδική κίνηση εφόσον η στατική κατάσταση της ατμόσφαιρας το ευνοεί (ύπαρξη αστάθειας). Στις υφέσεις αυτές δεν παρατηρείται θερμός τομέας, αλλά μόνο ψυχρό μέτωπο. Οι βροχές στις υφέσεις αυτές είναι τοπικές, και όταν η υγρασία της αέριας μάζας είναι μεγάλη, έχουμε σποραδικές θερμικές καταιγίδες.

3. Ορογραφικές υφέσεις

Δημιουργούνται όταν αέριο ρεύμα συναντάει κάποιο βουνό, οπότε και αναγκάζεται είτε να ανέλθει είτε να διαφύγει παρακάμπτοντάς τον. Έτσι, παρατηρείται υψηλότερη πίεση (καθώς η ροή αέρα πιέζει) στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου, ενώ αντίθετα στην υπήνεμη πλευρά η ατμοσφαιρική πίεση (σε σχέση με την προσήνεμη) είναι χαμηλότερη. Τελικά μια ύφεση ή μια trough σχηματίζεται στην υπήνεμη πλευρά της οροσειράς, λόγω «μηχανικής» πτώσης του βαρομετρικού. Το μέγεθος των ορογραφικών υφέσεων είναι συνήθως ανάλογο με το ύψος και τη διάταξη του βουνού.

4. Υφέσεις αστάθειας

Ο μηχανισμός γένεσής της είναι όμοιος με αυτόν της θερμικής ύφεσης μόνο που εδώ η θέρμανση προσφέρεται από την απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας που έχει προέλθει λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών, εάν ο αέρας έχει μεγάλη περιεκτικότητα σε υδρατμούς και έχουμε έντονες ανοδικές κινήσεις. Τότε, η περιοχή γίνεται θερμότερη από το περιβάλλον και η πίεση στην επιφάνεια πέφτει. Έτσι έχουμε τη δημιουργία υφέσεων αστάθειας και τελικά έντονες βροχοπτώσεις αστάθειας.

1.3.3 Βαρομετρικά υψηλά

Με τον όρο βαρομετρικό υψηλό ή αντικυκλώνας ή Κέντρο υψηλών πιέσεων εννοούμε πάντοτε μια περιοχή υψηλών πιέσεων που απεικονίζεται στους χάρτες καιρού επιφάνειας με μορφή κλειστών ισοβαρών, κυρίως, κυκλικών ή ελλειψοειδών, όπου η πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο. Στην περιοχή του κέντρου του αντικυκλώνα οι άνεμοι είναι πολύ ασθενείς και ευμετάβλητοι. Η έντασή τους αυξάνει από το κέντρο προς την περιφέρεια όπου μπορεί να είναι και πολύ ισχυροί, όταν κοντά στον αντικυκλώνα υπάρχει κάποια ύφεση. Στην περιοχή του αντικυκλώνα οι άνεμοι φυσούν κατά την φορά των δεικτών του ωρολογίου (B. ημισφαίριο) με μια συνιστώσα από το κέντρο προς την περιφέρεια, εφόσον το εξεταζόμενο τμήμα του αντικυκλώνα είναι μέσα στο στρώμα τριβής, διαφορετικά κατά την επαπτομένη προς τις ισοβαρείς.

Ο αντικυκλώνας είναι ένας μεγάλος στρόβιλος ομοιόμορφης, θερμοϋγρομετρικά, αέριας μάζας. Σε σχέση με τις υφέσεις καταλαμβάνουν πολύ μεγαλύτερες γεωγραφικές περιοχές. Κυρίαρχο στοιχείο της κυκλοφορίας αυτής είναι η παρατηρούμενη καθοδική κίνηση του αέρα προς το κέντρο του αντικυκλώνα στην επιφάνεια. Ο αέρας αυτός κατερχόμενος με ταχύτητα 1km/ημέρα, θερμαίνεται αδιαβατικά ($10^{\circ}\text{C}/\text{km}$) και έτσι καθίσταται δυνατή η νεφοδιάλυση. Κατά συνέπεια ο καιρός καθίσταται αίθριος. Βέβαια, πρέπει να αναφερθεί εδώ ότι πολλές φορές ο κατερχόμενος αέρας γίνεται, με τον αδιαβατικό τρόπο, θερμότερος από εκείνον που βρίσκεται πιο κάτω και έτσι έχουμε συχνά το φαινόμενο των θερμοκρασιακών αναστροφών. Ωστόσο στα

ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας επικρατεί ο μηχανισμός της σύγκλισης αέρα ενώ στην επιφάνεια ο μηχανισμός της απόκλισης. Από τα παραπάνω γίνεται σαφές ότι ο αντικυκλώνας είναι γενικά ένα βαρομετρικό σύστημα καλοκαιρίας.

1.4 ΔΥΝΑΜΙΚΟΙ ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΖΟΥΝ ΤΗΝ ΚΙΝΗΣΗ ΜΙΑΣ TROUGH

Ο κύριος παράγοντας ο οποίος επηρεάζει την κίνηση μια trough είναι η μεταφορά στροβιλισμού, η οποία εξετάζεται στα ισοβαρικά επίπεδα των 500hPa ή 300hPa. Από την άλλη μεριά, η μελέτη της μεταφοράς θερμοκρασίας αποτελεί έναν σημαντικό παράγοντα για την εξέταση μιας ψυχρής ή θερμής εισβολής. Η μεταφορά θερμοκρασίας εξετάζεται στα 850hPa. Παρακάτω δίνονται πολύ συνοπτικά οι έννοιες της μεταφοράς στροβιλισμού και της μεταφοράς θερμοκρασίας.

1.4.1 Στροβιλισμός - Μεταφορά στροβιλισμού

Ο σχετικός στροβιλισμός σε καρτεσιανές συντεταγμένες δίνεται από την σχέση:

$$vorticity = \vec{\nabla} \times \vec{V} = i \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) + j \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) + k \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$$

Ο πρώτος όρος $i \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right)$ παριστάνει το στροβιλισμό στο επίπεδο Βοράς – Νότος με άξονα περιστροφής προς την Ανατολή. Ο δεύτερος όρος τώρα $j \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right)$ παριστάνει το στροβιλισμό στο επίπεδο Ανατολή - Δύση με άξονα περιστροφής προς το Βορά και ο τρίτος όρος $k \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$ παριστάνει το στροβιλισμό στο οριζόντιο επίπεδο.

Η κατακόρυφη συνιστώσα είναι αυτή που μας ενδιαφέρει περισσότερο γιατί στην μετεωρολογία οι συνοπτικές κινήσεις είναι σχεδόν οριζόντιες. Ο τρίτος όρος λοιπόν είναι αυτός που μας ενδιαφέρει περισσότερο, εφόσον εκφράζει την περιστροφική κίνηση μιας αέριας μάζας στο οριζόντιο επίπεδο (**σχετικός**

στροβιλισμός). Ισχύει $\zeta > 0$ για κυκλωνική και $\zeta < 0$ για αντικυκλωνική κυκλοφορία.

Θεωρώντας και την παράμετρο Coriolis f έχουμε τον **απόλυτο στροβιλισμό**:
$$\mathbf{n} = \zeta + f .$$

Για τον απόλυτο στροβιλισμό μπορούμε να πούμε ότι είναι η περιστροφή που παρατηρείται από παρατηρητή ο οποίος βρίσκεται σε κάποιο σταθερό σημείο στο χώρο έξω από τη γη, η οποία περιστρέφεται γύρω από τον άξονά της.

Δυναμικός στροβιλισμός (Potential vorticity):

Ο δυναμικός στροβιλισμός είναι μια έννοια που αναφέρεται σε αέρια μάζα και ορίζεται σύμφωνα με τον Rossby ως ο λόγος του απολύτου στροβιλισμού της αέριας μάζας προς την διαφορά πίεσης μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων που την εσωκλείουν ή ισοδύναμα με την αντίστοιχη υψομετρική διαφορά εκφρασμένη σε γεωδυναμικό ύψος. Όπως αποδεικνύεται μια αέρια μάζα σε κίνηση τείνει να διατηρήσει τον δυναμικό της στροβιλισμό $\frac{\zeta_{\theta} + f}{\Delta P} = \text{σταθερό}$,

ζ_{θ} : σε ισεντροπικές επιφάνειες (Holton, 1979).

Συνεπώς σε μια προς τον ισημερινό και επομένως προς μικρότερα γεωγραφικά πλάτη, κίνηση μιας ψυχρής αέριας μάζας ο μετοχικός στροβιλισμός της f θα μειώνεται και αυτό θα έχει σαν επακόλουθο ή να αυξάνεται ο σχετικός στροβιλισμός ή να μειώνεται το ΔP (δηλαδή η κατακόρυφη έκταση της αέριας μάζας) ή να συμβαίνουν και τα δυο ενδεχόμενα. Ελάττωση του ΔP συνεπάγεται αδιαβατική συμπίεση και κατ' επέκταση αδιαβατική θέρμανση της αέριας μάζας. Αύξηση του ζ συνεπάγεται ενίσχυση της κυκλωνικής καμπυλότητας, γεγονός που μπορεί να οδηγήσει στην αποκοπή της κατερχόμενης αέριας μάζας. Έτσι μια ψυχρή αέρια μάζα μπορεί να φτάσει σε τόσο νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη, όσο ψυχρότερη είναι. Επίσης περιοχές που βρίσκονται σε σχετικά μικρά γεωγραφικά πλάτη, όπως η χώρα μας μπορούν να δεχθούν μια ψυχρή εισβολή εκτεινόμενη σε μεγάλο ύψος εφόσον αυτή συνοδεύεται από έντονο κυκλωνικό στροβιλισμό. Εάν η αέρια μάζα συνοδεύεται από αντικυκλωνικό στροβιλισμό θα περιορίζεται σε μικρό πάχος. Επομένως μια ψυχρή εισβολή δύναται να επεκτείνεται σε νότια πλάτη όταν εκδηλώνεται στον ψυχρό τομέα μιας ύφεσης.

Συναρτήσει του γεωδυναμικού ύψους ο σχετικός στροβιλισμός δίνεται από τη σχέση: $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi$. Οι μονάδες του σχετικού στροβιλισμού είναι sec^{-1} και η

τάξη μεγέθους είναι 10^{-5} sec^{-1} με θετικές τιμές και κυκλωνική φορά (κατά τη φορά των δεικτών του ρολογιού) στις περιοχές των σφηνών υφέσεως και με αρνητικές τιμές και αντικυκλωνική φορά (αντίθετα των δεικτών του ρολογιού) για της σφηνες εξάρσεως.

Μεταφορά στροβιλισμού:

Ως μεταφορά γεωστροφικού στροβιλισμού στο οριζόντιο επίπεδο ορίζεται η ποσότητα:

$$-\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \zeta_g$$

όπου \vec{V}_g η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου και $\vec{\nabla} \zeta_g$ η οριζόντια βαθμίδα του γεωστροφικού στροβιλισμού. Αναλύοντας το εσωτερικό γινόμενο έχουμε:

$$-\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \zeta_g = - |\vec{V}_g| |\vec{\nabla} \zeta_g| \cos \varphi$$

όπου φ η γωνία που σχηματίζεται από το άνυσμα της ταχύτητας του ανέμου και τη βαθμίδα του στροβιλισμού. Το μέγεθος και το είδος της μεταφοράς του στροβιλισμού καθορίζει τα πεδία σύγκλισης ή απόκλισης και συνεπώς τα συστήματα στην επιφάνεια και σε ύψος.

Οι περιοχές με θετική και αρνητική μεταφορά στροβιλισμού προσδιορίζονται στους χάρτες ανώτερης ατμόσφαιρας.

Θετική μεταφορά στροβιλισμού (Positive Vorticity Advection PVA) παρουσιάζεται συνήθως (σε ένα χάρτη καθ' ύψος) στα δεξιά (ανατολικά) μιας περιοχής που υπάρχει μέγιστο στροβιλισμού. Η θετική μεταφορά συναντάται συνήθως σε περιοχές με έντονες ανοδικές κινήσεις στα 700 και 500 hPa και συνοδεύεται από συννεφιά και βροχή. Να σημειώσουμε εδώ ότι είναι δυνατό σε ένα κλειστό χαμηλό των 500 hPa ή των 300 hPa να υπάρχει ισχυρό μέγιστο στροβιλισμού χωρίς αναγκαία παρουσία μεταφοράς στροβιλισμού.

Αρνητική μεταφορά στροβιλισμού (Negative Vorticity Advection NVA) παρουσιάζεται συνήθως (σε ένα χάρτη καθ' ύψος) στα αριστερά (δυτικά) μιας περιοχής που υπάρχει ελάχιστο στροβιλισμού. Στην περιοχή με αρνητική μεταφορά στροβιλισμού συνήθως επικρατούν καθοδικά ρεύματα και καθαρός ουρανός ή νεφοδιάλυση.

1.4.2 Μεταφορά θερμοκρασίας

Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, οι αέριες μάζες κατά την κίνησή τους μεταβάλλουν τα χαρακτηριστικά τους και κυρίως τη θερμοκρασία και την υγρασία τους. Γι' αυτό το λόγο είναι σημαντική η έννοια της μεταφοράς θερμοκρασίας σε έναν τόπο.

Η ολική παράγωγος μιας μεταβλητής, έστω της θερμοκρασίας T , οφείλεται αφενός στη μεταβολή του πεδίου σε ένα συγκεκριμένο σημείο (τοπικά), αφετέρου στη μεταβολή λόγω μεταφοράς από κάποιο άλλο σημείο και δίνεται από τη σχέση:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T + w \frac{\partial T}{\partial z}$$

Στην παραπάνω σχέση ο όρος $\frac{\partial T}{\partial t}$ εκφράζει την στιγμιαία χρονική μεταβολή της θερμοκρασίας κοντά στο έδαφος (τοπικά). Λύνοντας ως προς αυτό τον όρο η παραπάνω σχέση γράφεται:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T - w \frac{\partial T}{\partial z}$$

Εάν υποθέσουμε ότι έχουμε οριζόντια κίνηση, σε μια επιφάνεια (x,y) τότε η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dT}{dt} - \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T$$

Ο όρος $-\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T$ εκφράζει την οριζόντια μεταφορά θερμοκρασίας και δίνεται από τη σχέση :

$$-\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T = - \left[u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} \right]$$

Ενώ ο όρος $\frac{dT}{dt}$ εκφράζει την χρονική μεταβολή της θερμοκρασίας. Συμπερασματικά λοιπόν ένας ακίνητος παρατηρητής θα παρατηρεί μια θερμοκρασιακή μεταβολή της οποίας η στιγμιαία τιμή θα δίνεται από την σχέση:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T$$

Οι μονάδες της μεταφοράς θερμοκρασίας είναι $^{\circ}\text{C/hr}$. Η έννοια της μεταφοράς θερμοκρασίας (temperature advection) βρίσκει μεγάλη πρακτική αξιοποίηση στην περίπτωση της οριζόντιας μετακίνησης εκτεταμένων μαζών αέρα με ιδιαίτερα θερμοκρασιακά χαρακτηριστικά (ψυχρές ή θερμές αέριες μάζες) όπου συμβάλλει καθοριστικά στην εκτίμηση της πρόγνωσης των θερμοκρασιακών μεταβολών σε έναν τόπο.

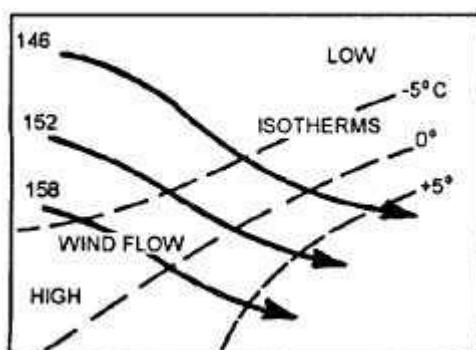
Το αρνητικό πρόσημο είναι απαραίτητο στον ορισμό της μεταφοράς, αφού ο όρος $\vec{\nabla} T$ είναι η βαθμίδα της ποσότητας και είναι διάνυσμα κάθετο στις γραμμές ίσης T κατευθυνόμενο προς τις αυξανόμενες τιμές της θερμοκρασίας. Η μεταφορά θερμοκρασίας αναλύοντας το εσωτερικό γινόμενο γράφεται :

$$-\vec{V}_H \cdot \vec{\nabla} T = -|\vec{V}_H| |\vec{\nabla} T| \cos \varphi$$

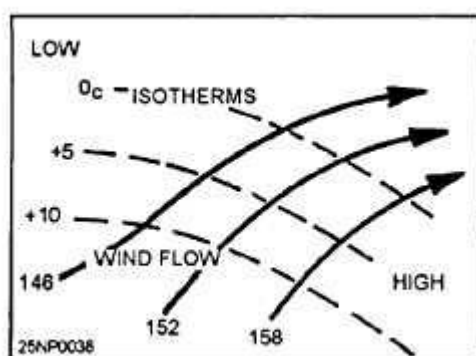
και είναι θετική όταν η γωνία φ του οριζόντιου ανέμου με τη βαθμίδα θερμοκρασίας είναι αμβλεία, αρνητική όταν είναι οξεία και μηδενική όταν $\varphi = 90^\circ$.

- Η θετική μεταφορά θερμοκρασίας ($-\vec{V}_H \vec{\nabla}T > 0$) καλείται **θερμή μεταφορά (warm air advection)**. Θερμή μεταφορά σημαίνει μεταφορά αέριας μάζας με τον άνεμο από θερμότερη προς ψυχρότερη περιοχή.
- Η αρνητική μεταφορά θερμοκρασίας ($-\vec{V}_H \vec{\nabla}T < 0$) καλείται **ψυχρή μεταφορά (cold air advection)** και σημαίνει μεταφορά αέριας μάζας από ψυχρότερη προς θερμότερη περιοχή.
- Μηδενική μεταφορά θερμοκρασίας έχουμε όταν ο άνεμος είναι παράλληλος στις ισόθερμες γραμμές.

Οι νότιοι άνεμοι συνήθως μεταφέρουν θερμό αέρα στην Ελλάδα ενώ οι βόρειοι άνεμοι ψυχρό αέρα και έτσι έχουμε θερμή και ψυχρή μεταφορά αντίστοιχα.



(A) COLD AIR ADVECTION (850 hPa)



(B) WARM AIR ADVECTION (850 hPa)

Εικόνα 1.4.α : Παράδειγμα ψυχρής και θερμής μεταφοράς.

1.4.3 Εξίσωση γεωδυναμικής τάσης

Γεωδυναμική τάση ονομάζεται ο τοπικός ρυθμός μεταβολής του γεωδυναμικού:

$$\chi = \frac{\partial \Phi}{\partial t}$$

Συνδέεται δε άμεσα με την μεταφορά στροβιλισμού και την ψυχρή ή θερμή μεταφορά. Παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον γιατί επηρεάζει την κίνηση των συστημάτων συνοπτικής κλίμακας. Θεωρώντας τις διαταραχές στην ατμόσφαιρα κυματικές συναρτήσεις, η εξίσωση της γεωδυναμικής τάσης δίνεται από την σχέση:

$$\begin{aligned} - \left[k^2 + l^2 + \frac{1}{\sigma} \left(\frac{f_0 \pi}{p_0} \right)^2 \right] \chi = \\ = -f_0 \vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \left[-\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \end{aligned}$$

⁵(Holton, J.R, 1979)

όπου $k = \frac{2\pi}{L_x}$, $l = \frac{2\pi}{L_y}$, f_0 η παράμετρος Coriolis σε σταθερό πλάτος 45 ° και

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \vec{\nabla}^2 \Phi$$

- Ο πρώτος όρος του δευτέρου μέλους εκφράζει την μεταφορά στροβιλισμού. Σε περιοχές όπου έχουμε θετική μεταφορά στροβιλισμού το γεωδυναμικό ύψος (Φ) ελαττώνεται με τον χρόνο ενώ αντίθετα σε περιοχές όπου έχουμε αρνητική μεταφορά στροβιλισμού το γεωδυναμικό ύψος αυξάνεται με τον χρόνο.

Εφόσον $\zeta_g = \frac{1}{f_0} \vec{\nabla}^2 \Phi$

τότε αν αντικαταστήσουμε στην παραπάνω σχέση ο πρώτος όρος του δευτέρου μέλους γίνεται:

$$-f_0 \vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f \right) = -f_0 \vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} (\zeta_g + f)$$

Όπου ο όρος $-\overline{f_0 \vec{V}_g \nabla \zeta_g}$ εκφράζει την μεταφορά του γεωστροφικού στροβιλισμού. Γνωρίζουμε ότι το $\nabla \zeta_g$ κατευθύνεται προς τις μεγαλύτερες τιμές γεωστροφικού στροβιλισμού. Ο γεωστροφικός άνεμος κατευθύνεται από τις αρνητικές τιμές στροβιλισμού στις θετικές, έχοντας στα αριστερά του τις χαμηλές πιέσεις. Έτσι η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι αρνητική στο αριστερό τμήμα της σφήνας υφέσεως ($-\overline{V_g \nabla \zeta_g} < 0$) και θετική στο δεξιό ($-\overline{V_g \nabla \zeta_g} > 0$). Έτσι εάν έχουμε θετική μεταφορά γεωστροφικού στροβιλισμού: $-\overline{V_g \nabla \zeta_g} > 0$ τότε συνεπάγεται, από την εξίσωση γεωδυναμικής τάσης που διατυπώσαμε παραπάνω, ότι $\chi < 0$ άρα $\frac{\partial \Phi}{\partial t} < 0$ και κατά συνέπεια $\frac{\partial(GH)}{\partial t} < 0$. Συμπερασματικά θα λέγαμε ότι η θετική μεταφορά γεωστροφικού στροβιλισμού τείνει να ελαττώσει τα γεωδυναμικά ύψη ενώ η αρνητική μεταφορά αντίστοιχα τείνει να τα αυξήσει.

- Ο δεύτερος όρος του δευτέρου μέλους αφορά την μεταφορά πάχους (thickness advection), με άλλα λόγια την θερμή ή ψυχρή μεταφορά. Όταν συμβαίνει ψυχρή μεταφορά φθίνουσα με το ύψος τότε το γεωδυναμικό ελαττώνεται με τον χρόνο και η trough βαθιάει. Αντίθετα, όταν συμβαίνει θερμή μεταφορά φθίνουσα με το ύψος το γεωδυναμικό αυξάνεται με τον χρόνο και τείνει να σχηματισθεί ένα ridge.

Έχουμε:
$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = \frac{\partial(gz)}{-\rho g dz} = \frac{g dz}{-\rho g dz} \propto \left(-\frac{1}{\rho}\right) \propto (-T)$$

αφού από την καταστατική εξίσωση ισχύει $\Phi = gz$ και $\partial p = -\rho g dz$.

Άρα στην περίπτωση της ψυχρής μεταφοράς που συμβαίνει κάτω από μια trough των 500hPa θα έχω:

$$-\overline{V_g \nabla T} < 0 \rightarrow \overline{V_g \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)} < 0$$

η ψυχρή μεταφορά όμως ελαττώνεται με το ύψος, άρα:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left[\overline{V_g \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)} \right] > 0 \rightarrow \frac{\partial}{\partial p} \left[-\overline{V_g \nabla \left(\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)} \right] > 0$$

Άρα από την εξίσωση γεωδυναμικής τάσης θα ισχύει:

$$-\left[k^2 + l^2 + \frac{1}{\sigma} \left(\frac{f_0 \pi}{p_0} \right)^2 \right] \chi > 0 \rightarrow \chi < 0$$

Δηλαδή όταν έχουμε αρνητική μεταφορά πάχους (ή ψυχρή μεταφορά) που ελαττώνεται με το ύψος, τα γεωδυναμικά ύψη ελαττώνονται με την πάροδο του χρόνου και η σφήνα υφέσεως τελικά βαθαίνει, δηλαδή ενισχύεται. Αντίθετα, η θερμή μεταφορά τείνει να αυξήσει το ύψος της ατμοσφαιρικής στήλης και να ενισχύσει τη σφήνα εξάρσεως.

Τέλος, πρέπει να τονίσουμε ότι ενώ από την ύπαρξη μεταφοράς στροβιλισμού καθορίζεται ο τρόπος κίνησης μιας σφήνας υφέσεως ή εξάρσεως, από την μεταφορά πάχους εξαρτάται η ενίσχυση (βάθυνση) ή εξασθένηση των συστημάτων της ατμόσφαιρας.

1.4.4 Εξίσωση ωμέγα

Η παράμετρος $\omega = \frac{dP}{dt}$ είναι ανάλογη της κατακόρυφης ταχύτητας και συγκεκριμένα:

$$\omega = \frac{dP}{dt} = \frac{\partial P}{\partial t} + \vec{V}_H \cdot \vec{\nabla}_H P + w \frac{\partial P}{\partial z}$$

Θεωρώντας τους δύο πρώτους όρους πολύ μικρότερους σε σχέση με την μεταβολή με το ύψος, $\frac{\partial P}{\partial z}$, προκύπτει ότι $\omega \propto (-w)$

Δηλαδή στα ανοδικά ρεύματα $\omega > 0$ ενώ στα καθοδικά $\omega < 0$.

Αποδεικνύεται ότι το πεδίο των κατακόρυφων ταχυτήτων εξαρτάται από δυναμικούς παράγοντες και μπορεί να εκφρασθεί από τη σχέση (Holton, 1979) :

$$\underbrace{\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)}_{\mathbf{A}} \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial p} \underbrace{\left[\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{1}{f_0} \nabla^2 \Phi + f\right)\right]}_{\mathbf{B}} + \frac{1}{\sigma} \nabla^2 \underbrace{\left[\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p}\right)\right]}_{\mathbf{C}}$$

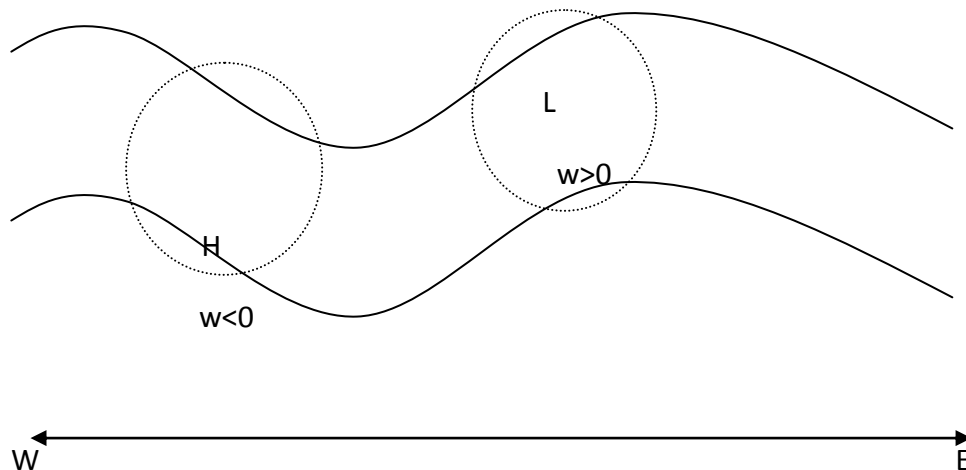
Η εξίσωση αυτή περιέχει μόνο χωρικές παραγώγους , αποτελεί επομένως μια διαγνωστική εξίσωση για το ω , η οποία μάλιστα δεν βασίζεται σε ακριβείς παρατηρήσεις του οριζόντιου ανέμου. Μάλιστα δεν είναι αναγκαία ούτε η γνώση του πεδίου του στροβιλισμού και το μόνο που απαιτείται είναι γνώση του παράγοντα Φ σε μια χρονική στιγμή για τον προσδιορισμό του πεδίου του ω .

- Για τον πρώτο όρο (A) ισχύει:

$$\left(\nabla^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega \approx \left[-(k^2 + l^2) - \frac{1}{\sigma} \left(\frac{f_0 \pi}{p_0}\right)^2 \right] \omega$$

απ' όπου βλέπουμε ότι αυτός ο όρος είναι ανάλογος του $-\omega$.

- Ο όρος B τώρα καλείται διαφορική μεταφορά στροβιλισμού (differential vorticity advection) και είναι ανάλογος του ρυθμού αύξησης με το ύψος της μεταφοράς του απόλυτου στροβιλισμού . Για να κατανοήσουμε το ρόλο του όρου αυτού θεωρούμε το παρακάτω ιδεατό σύστημα , όπου οι συνεχείς καμπύλες ανταποκρίνονται σε ισοϋψείς στο επίπεδο των 500 hPa και οι διακεκομμένες σε ισοβαρείς καμπύλες στην επιφάνεια :



Γνωρίζουμε ότι στα κέντρα του υψηλού και του χαμηλού βαρομετρικού στην επιφάνεια η μεταφορά στροβιλισμού είναι αμελητέα. Αντίθετα στο ύψος των 500 hPa η θετική μεταφορά του σχετικού στροβιλισμού είναι μέγιστη πάνω από το επιφανειακό χαμηλό, ενώ η αρνητική μεταφορά του σχετικού στροβιλισμού είναι ισχυρότερη πάνω από τον αντικυκλώνα. Επομένως για μια μη πλανητική trough (ή ένα ridge) όπου η μεταφορά του πλανητικού στροβιλισμού μπορεί να παραληφθεί ισχύει :

$$\frac{\partial}{\partial p} \left[\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla} (\zeta_g + f) \right] \begin{matrix} < 0 & \text{στο } H \\ > 0 & \text{στο } L \end{matrix}$$

Γνωρίζοντας τώρα ότι $\omega \approx -w\rho g$ παρατηρούμε ότι αν π.χ. $\omega < 0$ έχουμε ανοδική κατακόρυφη κίνηση. Επομένως με βάση την εξίσωση Ωμέγα μπορούμε να πούμε ότι ο όρος B σχετίζεται άμεσα με τις ανοδικές κινήσεις που παρατηρούνται στο κέντρο ενός βαρομετρικού χαμηλού και με τα καθοδικά ρεύματα στο κέντρο ενός αντικυκλώνα .

- Τέλος, ο όρος C είναι ανάλογος της μεταφοράς πάχους στρώματος (δηλαδή της μεταφοράς θερμοκρασίας) και αντιτίθεται στον όρο B. Αν υπάρχει θερμή μεταφορά, ο όρος C θα είναι θετικός και στην περίπτωση που δεν υπάρχει μεταφορά στροβιλισμού (ο όρος B της εξίσωσης θεωρείται μηδενικός) τότε το ω θα είναι αρνητικό ($\omega < 0$). Αντίθετα, στην περίπτωση της ψυχρής μεταφοράς έχουμε καθοδικές κινήσεις.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΣΤΑΤΙΣΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ

Σκοπός της μελέτης αυτής είναι η διερεύνηση της εξέλιξης της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας κατά τη διάρκεια της ανάπτυξης και εκδήλωσης κάποιων πολύ ψυχρών εισβολών, οι οποίες επηρέασαν τον Ελληνικό χώρο κατά την χειμερινή περίοδο και προκάλεσαν πολύ χαμηλές τιμές μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών εικοσιτετραώρου στην περιοχή των Αθηνών. Με βάση τα στοιχεία των μεγίστων θερμοκρασιών εικοσιτετραώρου (T_{MAX}) για το Αστεροσκοπείο Αθηνών (όπως έχουν καταγραφεί στα ⁶Bulletin του Αστεροσκοπείου Αθηνών), για τους μήνες Δεκέμβριο, Ιανουάριο και Φεβρουάριο και για την περίοδο 1980-2008 έγινε η επιλογή των περιπτώσεων για τις οποίες η μέγιστη θερμοκρασία 24ώρου της ψυχρότερης ημέρας παρουσίασε τιμή μικρότερη των $5^{\circ}C$ ($T_{MAX}<5^{\circ}C$).

Στον πίνακα 1.α έχουν καταγραφεί οι περιπτώσεις για τις οποίες οι $T_{MAX}<5^{\circ}C$ (μέγιστη θερμοκρασία 24ώρου της ψυχρότερης ημέρας) κατά μήνα για όλη την περίοδο 1980-2008. Όπως φαίνεται στον πίνακα αυτό, είχαμε συνολικά 12 περιπτώσεις ψυχρών εισβολών για το μήνα Ιανουάριο, 10 για τον Φεβρουάριο και 5 για τον Δεκέμβριο. Παρατηρούμε ακόμα ότι τις χαμηλότερες θερμοκρασίες είχαμε το μήνα Ιανουάριο και Φεβρουάριο. Συγκεκριμένα, ο μήνας Φεβρουάριος εμφανίζει περιπτώσεις με $T_{MAX}<0^{\circ}C$. Τον Δεκέμβριο είχαμε συνολικά 5 περιπτώσεις ψυχρών εισβολών για την περίοδο 1980-2008 εκ των οποίων καμία δεν είχε $T_{MAX}<2^{\circ}C$ την ψυχρότερη ημέρα.



	ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
$T_{MAX} < 0^{\circ}C$	—	—	2 18-2-1983 13-2-2004
$0^{\circ}C \leq T_{MAX} < 2^{\circ}C$	—	3 6-1-2002 23-1-2004 25-1-2006	2 2-2-1991 18-2-2008
$2^{\circ}C \leq T_{MAX} < 4^{\circ}C$	2 8-12-1991 12-12-1991	5 10-1-1981 28-1-1981 1-1-1983 17-1-1996 7-1-2004	3 24-2-1985 23-2-1992 7-2-2006
$4^{\circ}C \leq T_{MAX} < 5^{\circ}C$	3 30-12-1991 2-12-1994 19-12-2001	4 14-01-1980 5-1-1990 6-1-1993 2-1-2002	3 20-2-1985 2-2-1992 5-2-2005
ΣΥΝΟΛΟ	5	12	10

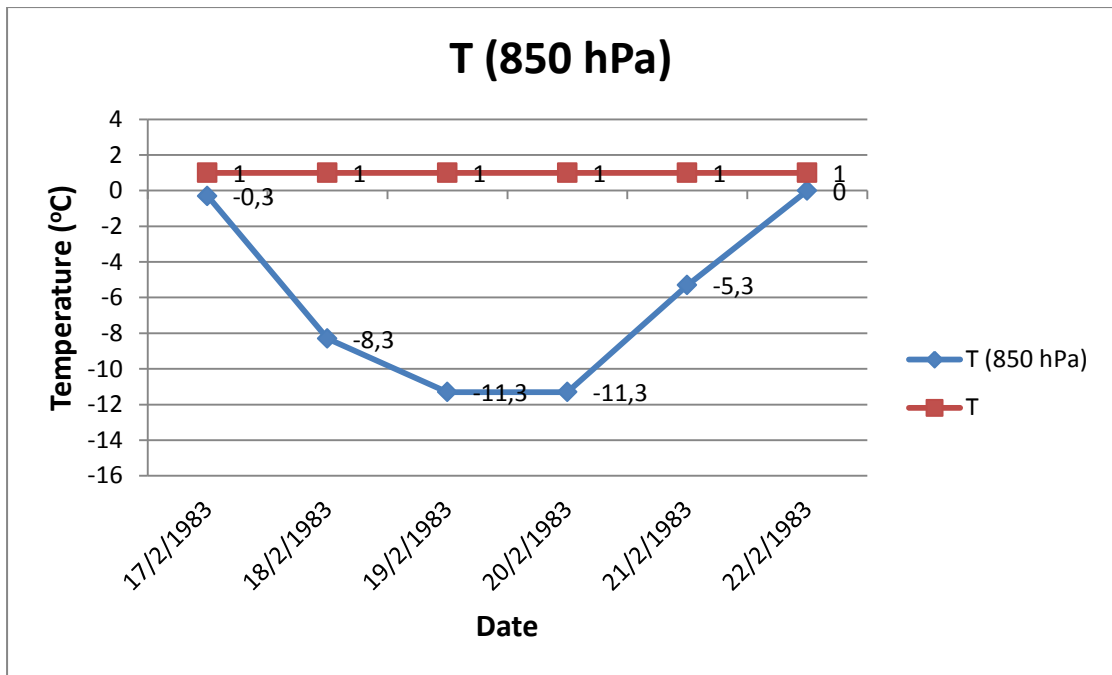
Πίνακας 1.α: Περιπτώσεις για τις οποίες $T_{MAX} < 5^{\circ}C$ κατά μήνα για την περίοδο 1980-2008.

Στον πίνακα 1.β, που ακολουθεί, βλέπουμε τις περιπτώσεις αυτές ψυχρών εισβολών κατά έτος, την ημερομηνία καθώς και την μέγιστη αλλά και την ελάχιστη θερμοκρασία της ψυχρότερης ημέρας για κάθε εισβολή και τη διάρκεια κάθε μιας. Ως «διάρκεια» θεωρήσαμε το σύνολο των ημερών κατά τις οποίες η μέγιστη θερμοκρασία εικοσιτετραώρου παρέμενε κάτω από $5^{\circ}C$. Θέλοντας να επιλέξουμε τις πιο ισχυρές ψυχρές εισβολές από αυτές του πίνακα 1 ενεργήσαμε ως εξής:

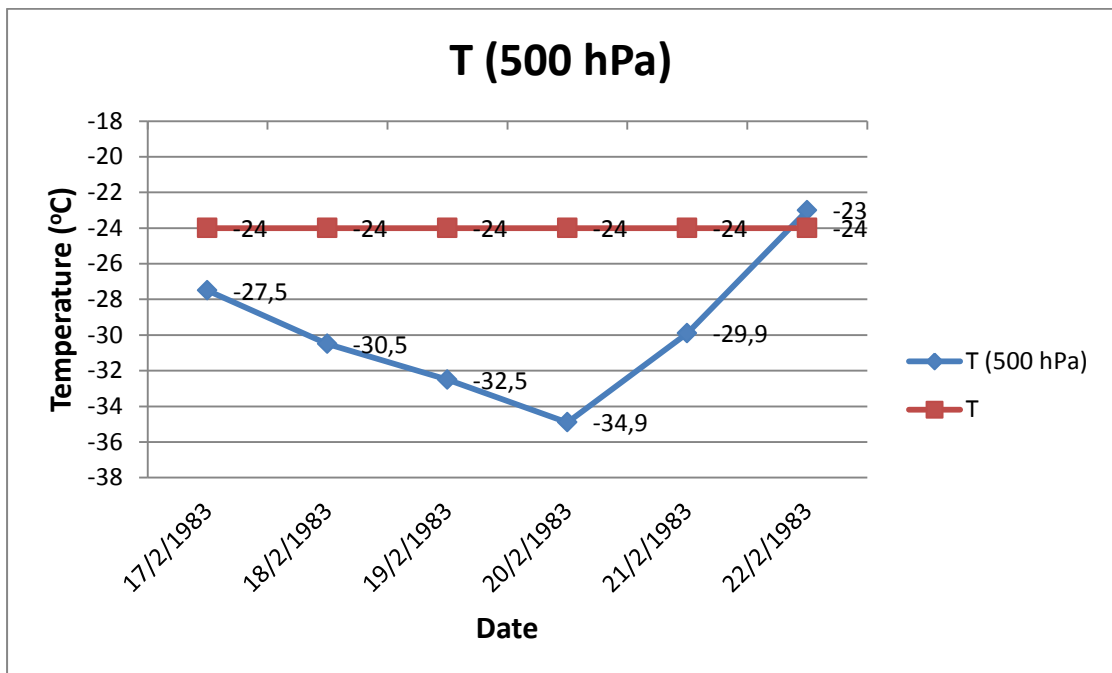
- Αρχικά, επιλέξαμε περιπτώσεις για τις οποίες η $T_{MAX} < 2^{\circ}C$, όπου T_{MAX} η μέγιστη θερμοκρασία εικοσιτετραώρου της ψυχρότερης ημέρας. Για τις επτά περιπτώσεις του πίνακα 1, οι οποίες είχαν $T_{MAX} < 2^{\circ}C$, σχεδιάσαμε την πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa και στα 500 hPa (Σχήμα 2.1 έως 2.14). Σε κάθε διάγραμμα βλέπουμε επίσης την τιμή της μέσης θερμοκρασίας, στα 850 hPa και στα 500 hPa αντίστοιχα, του εκάστοτε μήνα με σκοπό να φανεί καλύτερα το πόσο έντονη είναι κάθε μία ψυχρή εισβολή.

	ΨΥΧΡΟΤΕΡΗ ΗΜΕΡΑ	T_{MAX} (°C)	T_{MIN} (°C)	Διάρκεια (ημέρες με T_{MAX}<5°C)
JAN 1980	14-01-1980	4,3	2,9	1
JAN 1981	10-1-1981	3,4	0,8	1
	28-1-1981	2,5	-0,8	1
JAN 1983	1-1-1983	3,6	0,8	2
FEB 1983	18-2-1983	-0,1	-2,2	3
FEB 1985	20-2-1985	4,2	1,1	1
	24-2-1985	2,3	0,1	2
JAN 1990	5-1-1990	4,2	2,4	1
FEB 1991	2-2-1991	1,4	-2,3	2
DEC 1991	8-12-1991	3,2	1,3	1
	12-12-1991	3,4	0,2	3
	30-12-1991	4,5	1,6	1
FEB 1992	2-2-1992	4,3	0,5	2
	23-2-1992	2,4	-0,6	2
JAN 1993	6-1-1993	4,2	2,2	1
DEC 1994	2-12-1994	4,5	2,0	1
JAN 1996	17-1-1996	3,7	0,5	1
DEC 2001	19-12-2001	4,6	-0,6	1
JAN 2002	2-1-2002	4,3	0,4	1
	6-1-2002	1,3	-3	3
JAN 2004	7-1-2004	3,4	0	1
	23-1-2004	1,5	-2,2	3
FEB 2004	13-2-2004	-1,6	-4,7	2
FEB 2005	5-2-2005	4,4	1,8	1
JAN 2006	25-1-2006	1,7	-1,2	2
FEB 2006	7-2-2006	3,1	0,2	2
FEB 2008	18-2-2008	1,2	-5	2

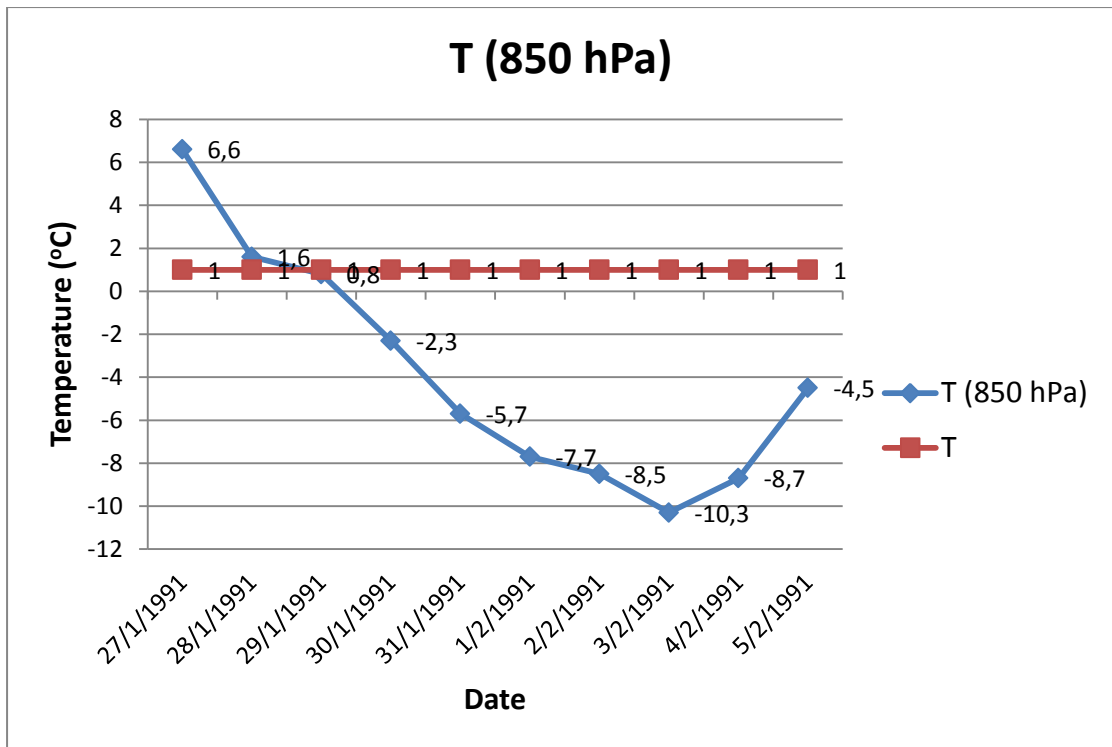
Πίνακας 1.β: Περιπτώσεις για τις οποίες T_{MAX} < 5°C ανά έτος για την περίοδο 1980-2008



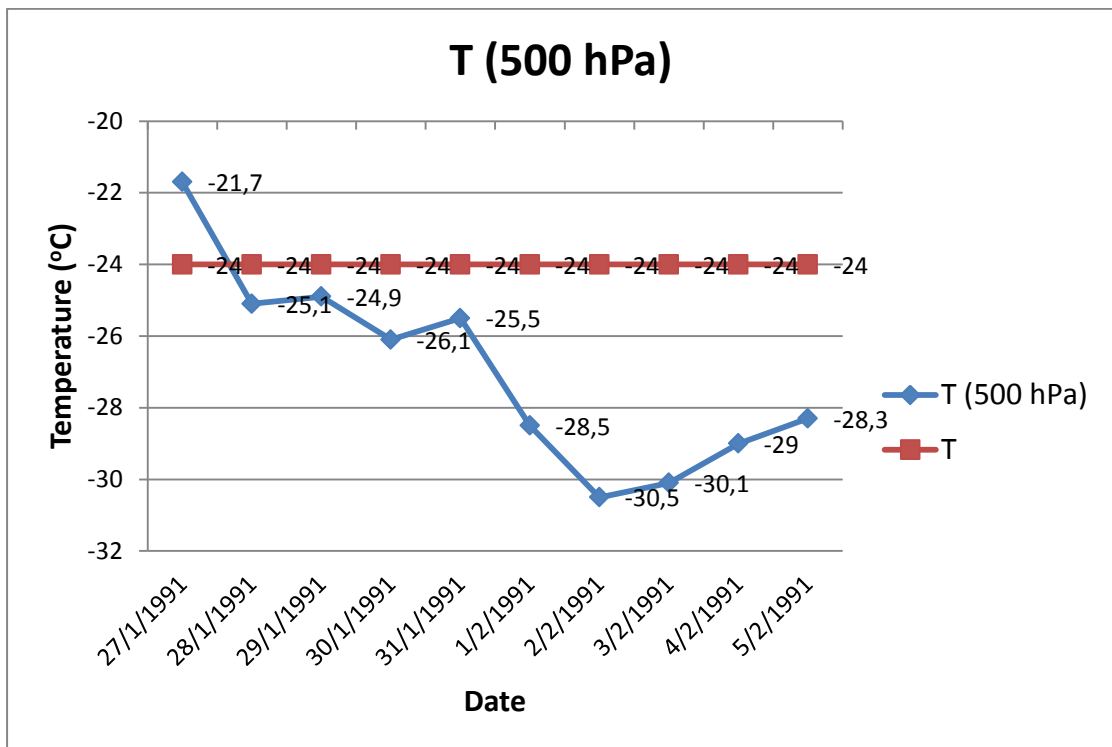
Σχήμα 2.1: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 1983.



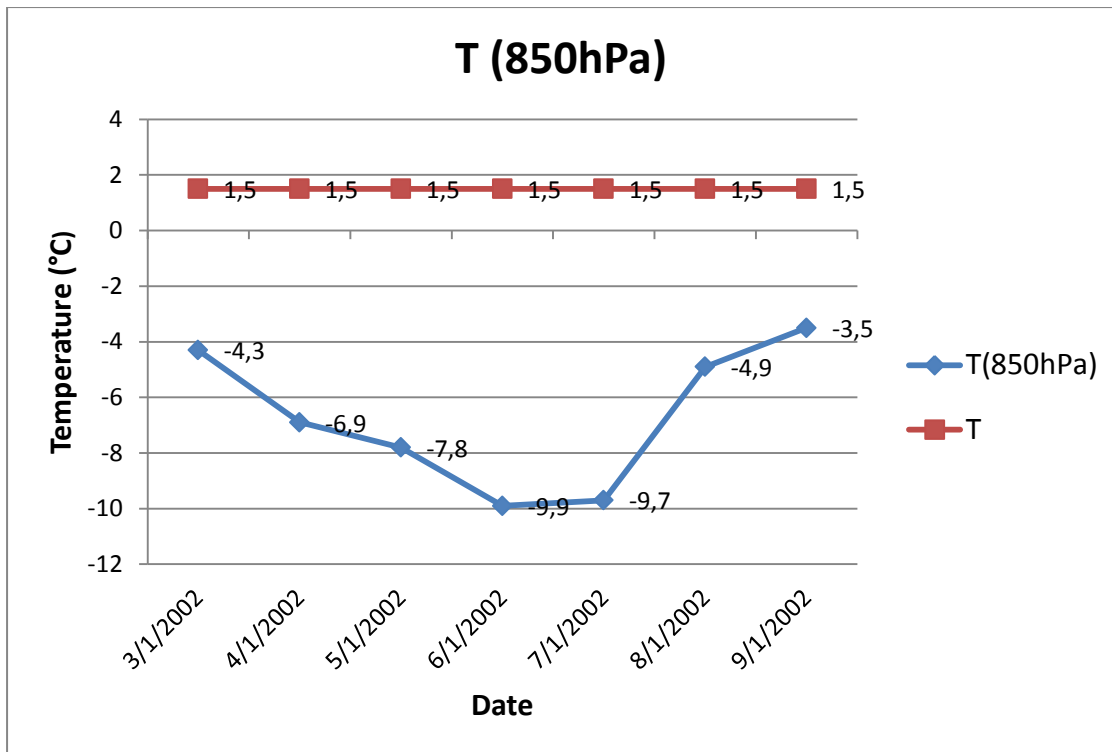
Σχήμα 2.2: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 1983.



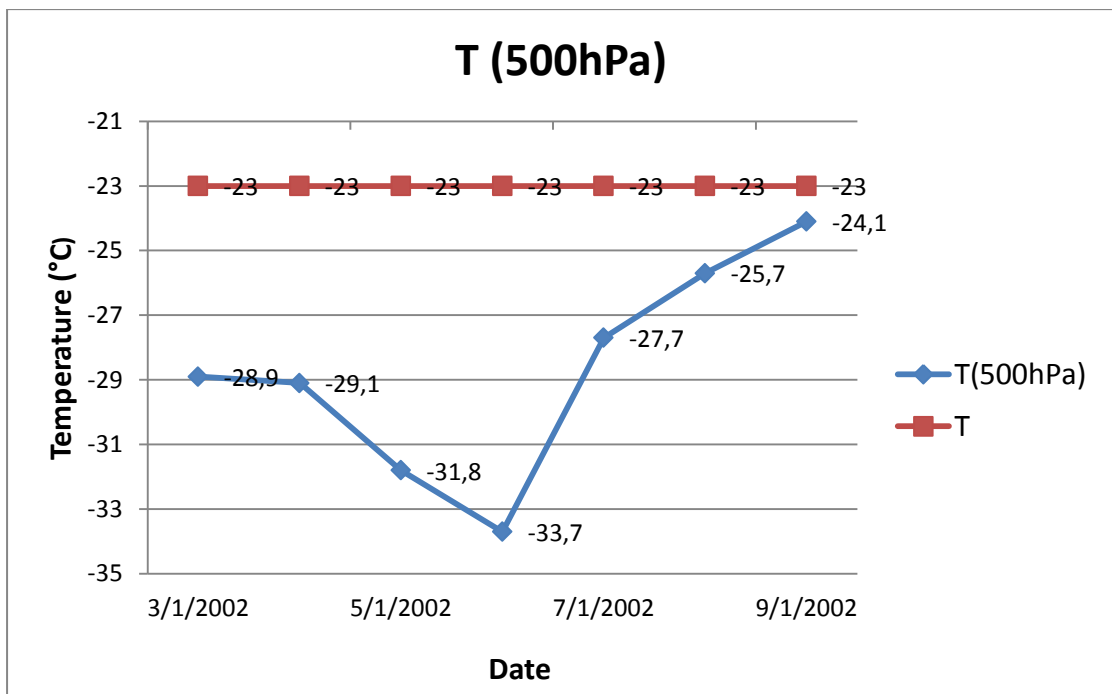
Σχήμα 2.3: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 1991.



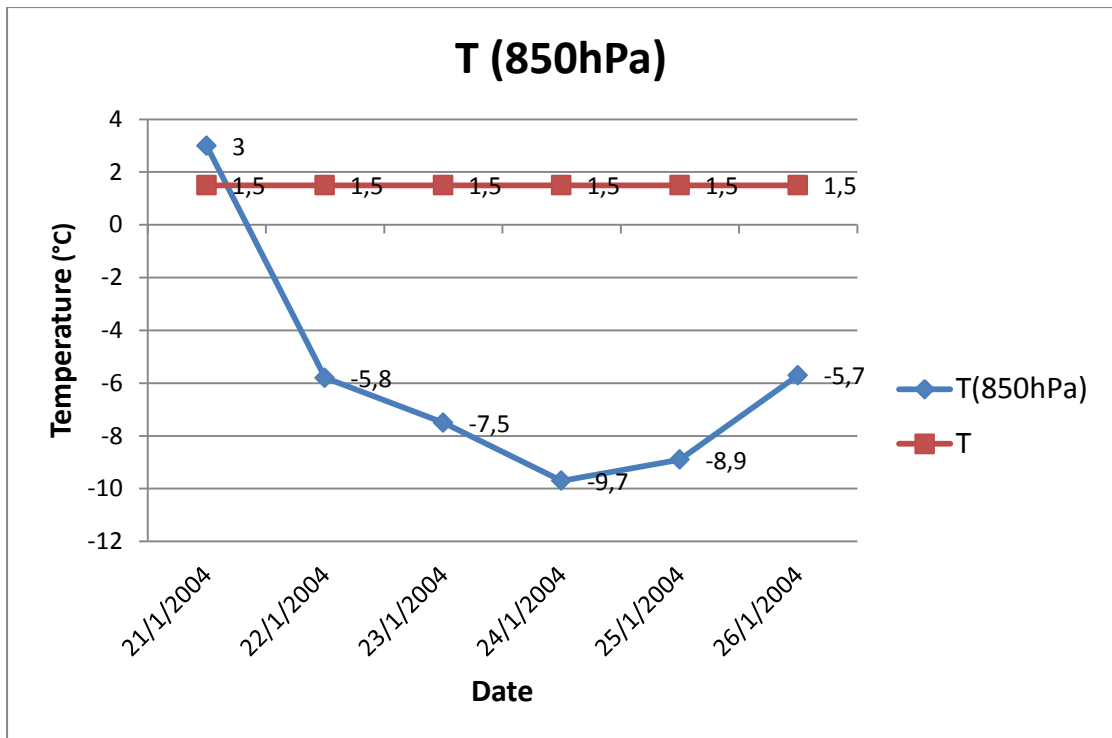
Σχήμα 2.4: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 1991.



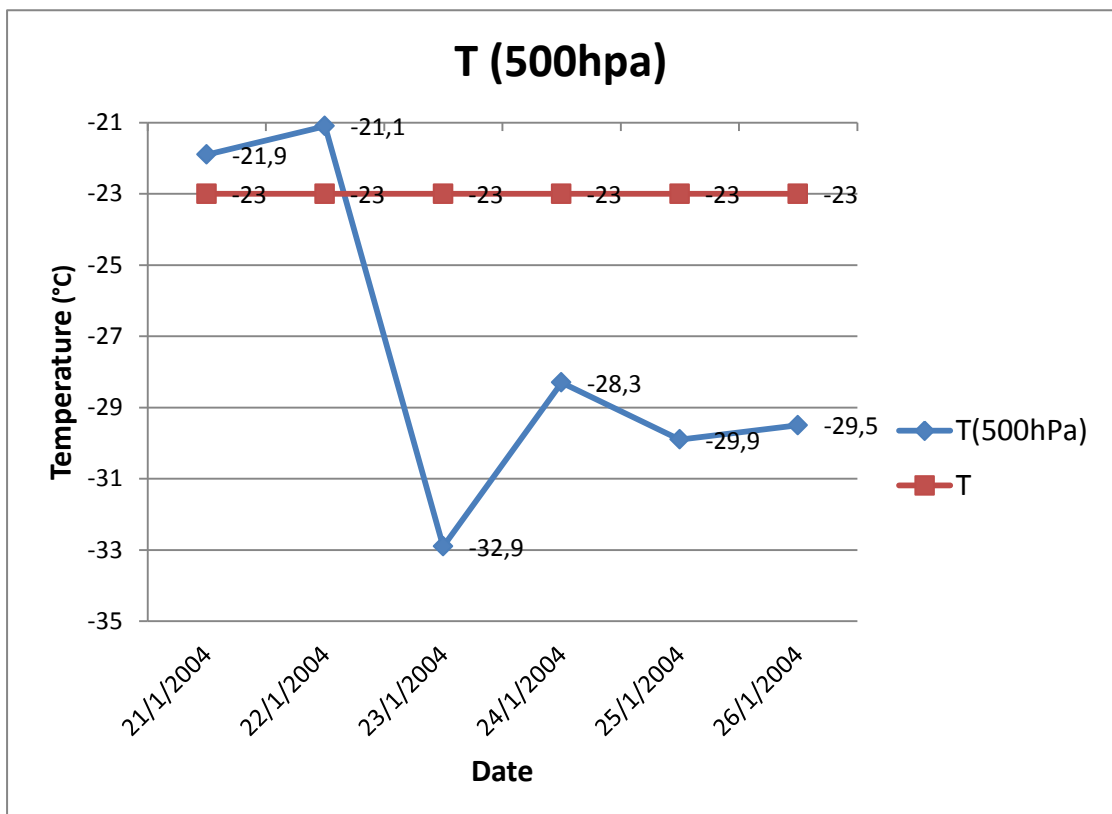
Σχήμα 2.5: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2002.



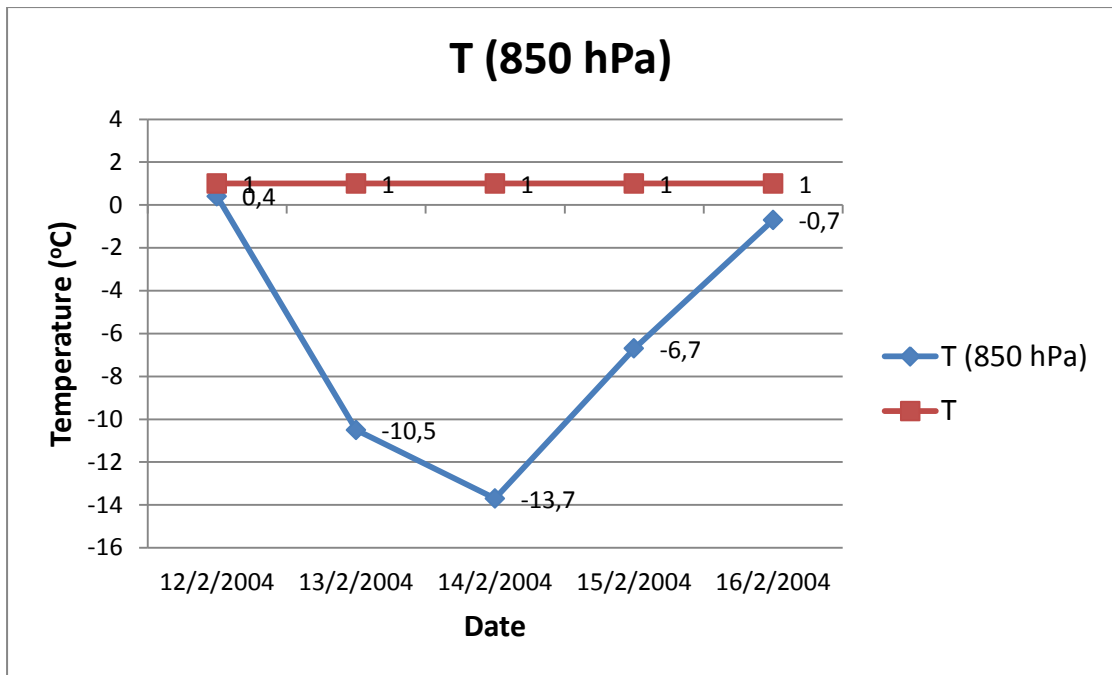
Σχήμα 2.6: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2002.



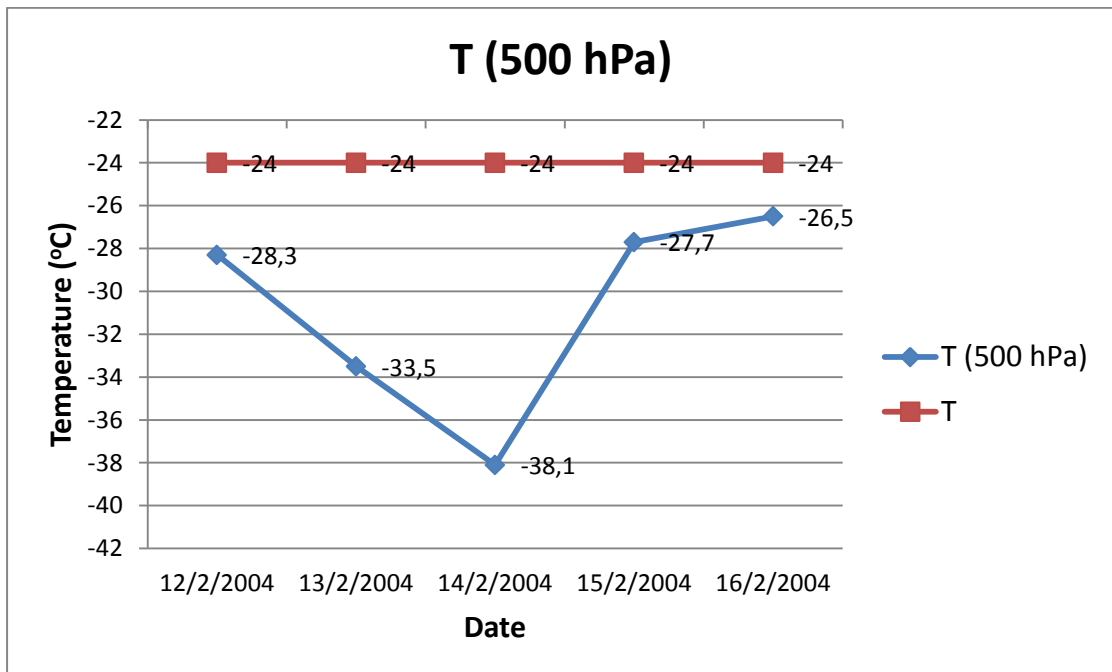
Σχήμα 2.7: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2004.



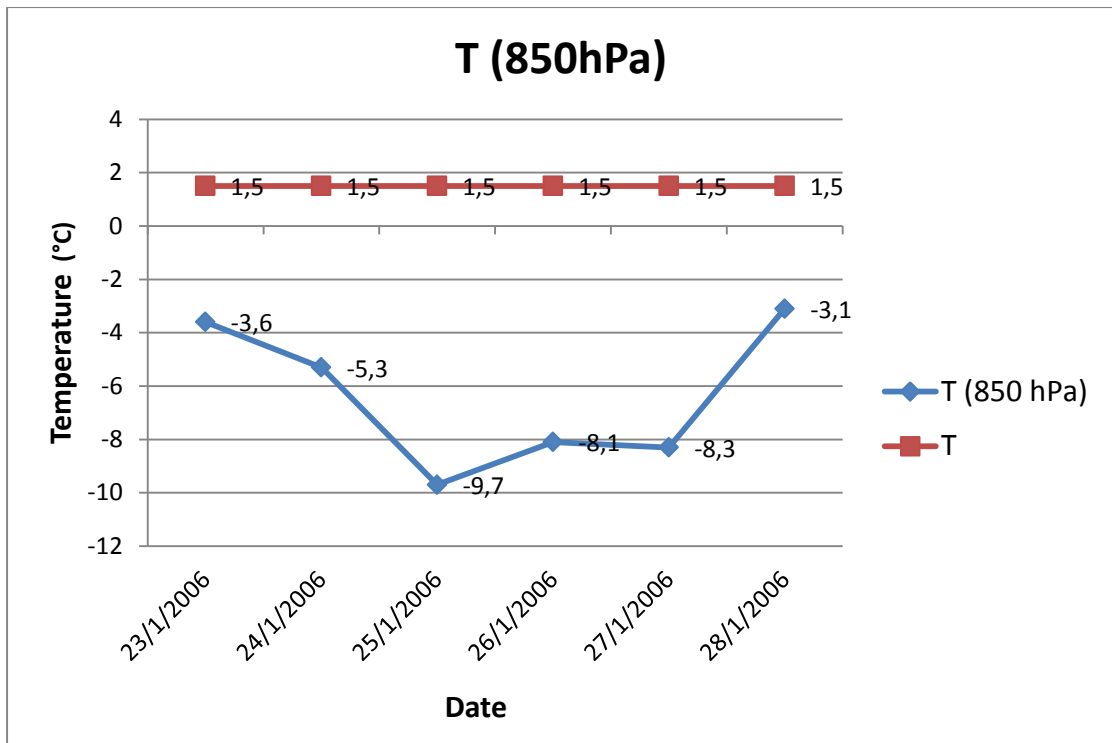
Σχήμα 2.8: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2004.



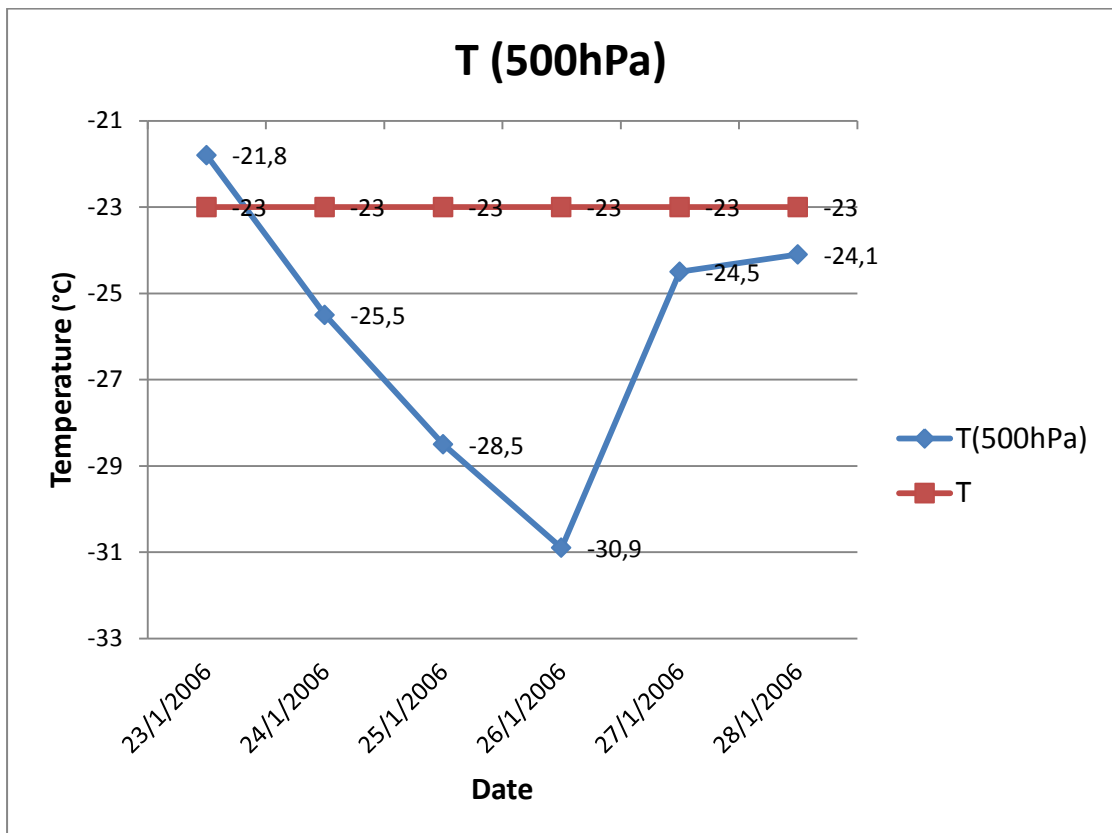
Σχήμα 2.9: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 2004.



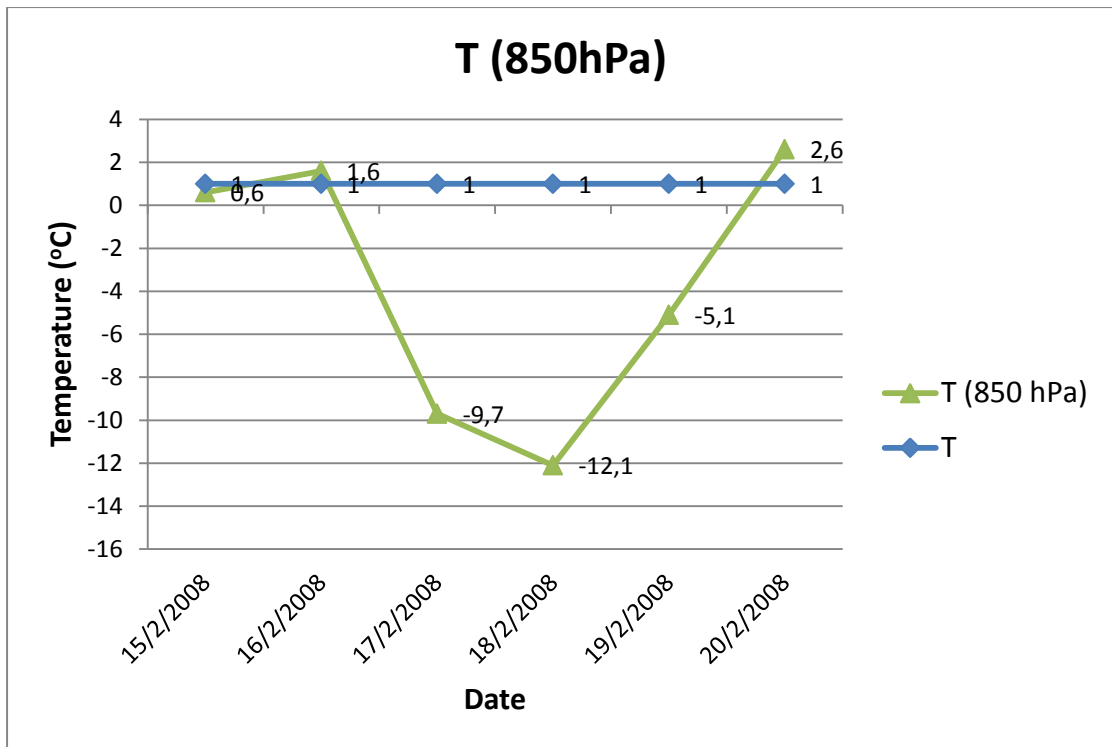
Σχήμα 2.10: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 2004.



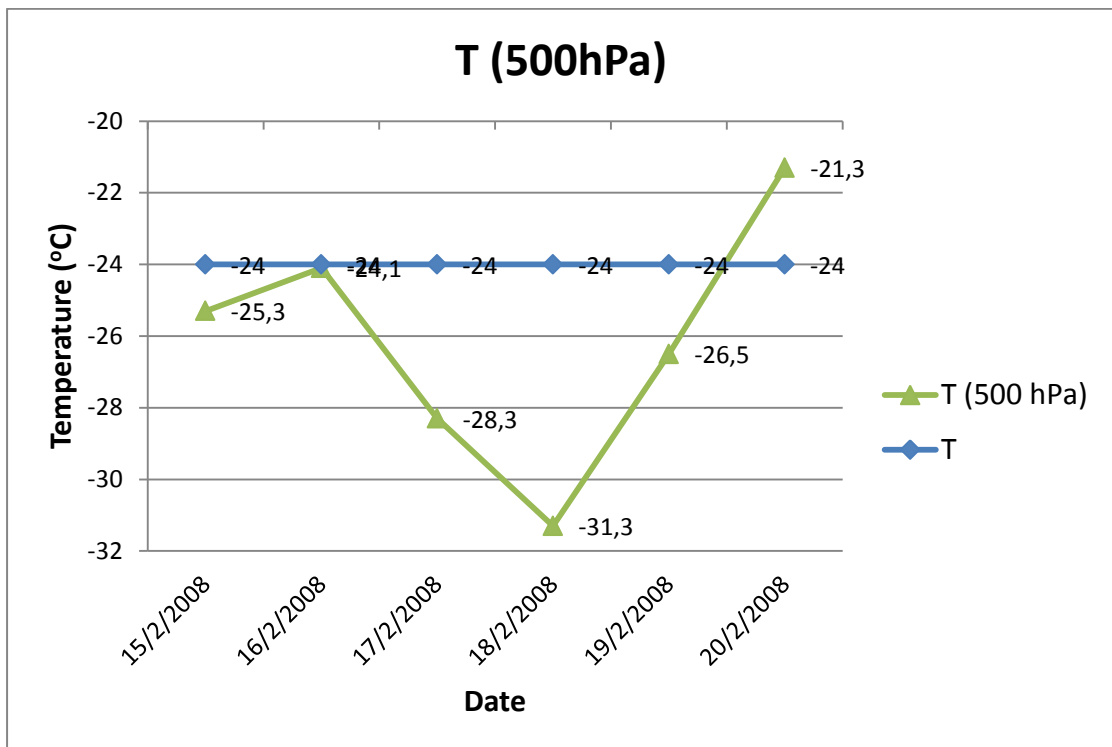
Σχήμα 2.11: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2006.



Σχήμα 2.12: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Ιανουάριο του 2006.



Σχήμα 2.13: Πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 2008.



Σχήμα 2.14: Πορεία της θερμοκρασίας στα 500 hPa, 00 UTC για την ψυχρή εισβολή τον Φεβρουάριο του 2008.

Κοιτάζοντας την πορεία της θερμοκρασίας στα 850 hPa στα παραπάνω διαγράμματα διαπιστώνουμε ότι η πτώση δεν έγινε σε κάθε ψυχρή εισβολή με τον ίδιο ρυθμό. Συγκεκριμένα, για την εισβολή του Φεβρουαρίου του 1991 (Σχήμα 2.3) παρατηρούμε ότι η θερμοκρασία ελαττώθηκε σταδιακά (η πτώση ήταν περίπου $2-4^{\circ}\text{C}$ /ημέρα) μέσα σε διάστημα περίπου έξι συνεχόμενων ημερών. Η χαμηλότερη θερμοκρασία στα 850 hPa για την εισβολή αυτή σημειώθηκε την ψυχρότερη ημέρα (3-2-1991) και είναι $-10,3^{\circ}\text{C}$. Και στην περίπτωση της ψυχρής εισβολής του Ιανουαρίου του 2002 παρατηρούμε σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας (Σχήμα 2.5) μέσα σε διάστημα 4-5 ημερών. Την ψυχρότερη ημέρα (6-1-2002) η θερμοκρασία στα 850 hPa ήταν $-9,9^{\circ}\text{C}$. Παρόμοιο ρυθμό πτώσης της θερμοκρασίας παρατηρούμε και στην περίπτωση του Ιανουαρίου του 2006 (Σχήμα 2.11) όπου για πέντε συνεχόμενες ημέρες είχαμε σταδιακή (περίπου $2-4^{\circ}\text{C}$ /ημέρα) πτώση της θερμοκρασίας στα 850 hPa. Η χαμηλότερη θερμοκρασία στα 850 hPa για την περίπτωση του 2006 σημειώθηκε την ψυχρότερη ημέρα (25/1/2006) και είναι $-9,7^{\circ}\text{C}$.

Από την άλλη πλευρά, υπάρχουν οι περιπτώσεις ψυχρών εισβολών όπου η πτώση της θερμοκρασίας ήταν απότομη και έντονη. Στην περίπτωση του Φεβρουαρίου του 1983 η θερμοκρασία στα 850 hPa (Σχήμα 2.1) ελαττώθηκε κατά 8°C μέσα σε διάστημα ενός εικοσιτετραώρου και έπειτα παρουσίασε άλλη μια μικρή πτώση 3°C μέχρι την ψυχρότερη ημέρα (20-2-1983) όπου η τιμή της θερμοκρασίας ήταν $-11,3^{\circ}\text{C}$. Ανάλογη συμπεριφορά παρατηρούμε και για το περιστατικό του Ιανουαρίου του 2004 όπου η πτώση της θερμοκρασίας είναι ραγδαία (Σχήμα 2.7). Μέσα σε ένα διάστημα ενός εικοσιτετραώρου παρατηρούμε πτώση 8°C ενώ για τις επόμενες δύο μέρες είχαμε πτώση περίπου 2°C /ημέρα φτάνοντας στην ψυχρότερη (24-1-2004) η οποία είχε $-9,7^{\circ}\text{C}$. Και η ψυχρή εισβολή του Φεβρουαρίου του 2004 χαρακτηρίζεται από απότομη πτώση της θερμοκρασίας μέσα σε διάστημα 24 ωρών (Σχήμα 2.9). Συγκεκριμένα, είχαμε πτώση της θερμοκρασίας στα 850 hPa από $0,4^{\circ}\text{C}$, που ήταν στις 12-2-2004, σε $-10,5^{\circ}\text{C}$ στις 13-2-2004 και κατόπιν στις 14-2-2004 (ψυχρότερη ημέρα) η θερμοκρασία έπεσε στους $-13,7^{\circ}\text{C}$. Τέλος, η πρόσφατη ψυχρή εισβολή του Φεβρουαρίου του 2008 χαρακτηρίζεται και αυτή από απότομη πτώση της θερμοκρασίας. Στις 16-2-2008, όπως βλέπουμε στο διάγραμμα (Σχήμα 2.13), η θερμοκρασία στα 850 hPa ήταν $1,6^{\circ}\text{C}$ ενώ στις 17-2-2008 είχε πέσει στους $-9,7^{\circ}\text{C}$. Η πτώση συνεχίστηκε και την επόμενη ημέρα όπου η θερμοκρασία έπεσε στους $-12,1^{\circ}\text{C}$.

Στην παρούσα εργασία επιλέξαμε να μελετήσουμε τέσσερις από τις επτά παραπάνω περιπτώσεις ψυχρών εισβολών. Οι τρεις από αυτές ανήκουν στις απότομες και έντονες εισβολές που αναφέραμε (Φεβρουάριος 1983, Φεβρουάριος 2004 και Φεβρουάριος 2008) ενώ η τέταρτη ανήκει στις εισβολές όπου η πτώση της θερμοκρασίας ήταν σταδιακή και διήρκεσε περισσότερες ημέρες. Η επιλογή έγινε ως εξής:

- Εξαρχής ξεχωρίσαμε τα περιστατικά του Φεβρουαρίου 1983 και του Φεβρουαρίου 2004, διότι και στα δύο η μέγιστη θερμοκρασία εικοσιτετράωρου την ψυχρότερη ημέρα είναι υπό το μηδέν, γεγονός που παρουσίαζε ιδιαίτερο ενδιαφέρον αλλά και την περίπτωση του Φεβρουαρίου του 2008.
- Τέλος, επιλέξαμε και την περίπτωση του 1991 όπου είναι η πιο χαρακτηριστική από τις ψυχρές εισβολές που έλαβαν χώρα σταδιακά, όπως αναφέραμε παραπάνω.

Στη συνέχεια, μελετήθηκε για κάθε μια από τις τέσσερις αυτές περιπτώσεις η εξέλιξη της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας, κυρίως στους χάρτες των 850 hPa αλλά επιπλέον και σε όποιες άλλες βασικές ισοβαρικές επιφάνειες κρίθηκε απαραίτητη η συλλογή στοιχείων για μια σειρά ημερών, πριν και κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης κάθε εισβολής. Αυτό που μελετήθηκε ιδιαίτερα είναι η προέλευση των ψυχρών αέριων μαζών οι οποίες τις προκάλεσαν, η διαδρομή που ακολούθησαν καθώς και η διαμόρφωση των ατμοσφαιρικών συστημάτων που συνέβαλαν στην εξέλιξη της κάθε εισβολής. Ο στόχος μας είναι στο τέλος αυτής της εργασίας να καταλήξουμε σε ορισμένα συμπεράσματα σχετικά με τις δύο αυτές κατηγορίες ψυχρών εισβολών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΜΕΛΕΤΗ ΤΗΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΗΣ ΚΥΚΛΟΦΟΡΙΑΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΕΚΔΗΛΩΣΗ ΤΕΣΣΑΡΩΝ ΙΣΧΥΡΩΝ ΨΥΧΡΩΝ ΕΙΣΒΟΛΩΝ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ ΚΑΤΑ ΤΟΥΣ ΧΕΙΜΕΡΙΝΟΥΣ ΜΗΝΕΣ

Με τον όρο ψυχρή εισβολή εννοούμε μια χρονική περίοδο κατά την οποία για μια σειρά ημερών οι μέγιστες και ελάχιστες ημερήσιες θερμοκρασίες σε έναν τόπο πέφτουν κάτω από μια κανονική για την εποχή τιμή. Ωστόσο ακριβής και διεθνής ορισμός για την ψυχρή εισβολή δεν υπάρχει, διότι θα έπρεπε να λάβει κανείς υπ' όψιν τα κλιματολογικά στοιχεία κάθε τόπου προκειμένου να πετύχει αυτόν τον ακριβή ορισμό (Πισιμάνης, 1975)⁷. Οι ψυχρές εισβολές, εκτός από τη σημαντική πτώση της θερμοκρασίας, προκαλούν συνήθως και σημαντικές χιονοπτώσεις. Στην περιοχή της Ελλάδας οφείλονται κυρίως στη μεταφορά πολικών αέριων μαζών από την κεντρική Ρωσία με τη βοήθεια ενός ισχυρού ΒΑ ρεύματος. Οι πρώτες ψυχρές εισβολές παρατηρούνται το πρώτο δεκαήμερο του Δεκεμβρίου και οι τελευταίες το δεύτερο δεκαήμερο του Μαρτίου. Μια ψυχρή εισβολή ακολουθείται συνήθως από το φαινόμενο του παγετού τις πρώτες πρωινές ώρες καθώς ο ουρανός γίνεται ανέφελος ενώ οι ψυχρές αέριες μάζες δεν έχουν ακόμη αποσυρθεί σε καθοριστικό βαθμό.

Οι παράγοντες αυτοί που καθορίζουν την ισχύ μιας ψυχρής εισβολής είναι:

Α) Τα γεωγραφικά πλάτη στα οποία σχηματίστηκε η ψυχρή αέρια μάζα (Αρκτικά ή πολικά γεωγραφικά πλάτη) όπως και η τοπογραφία της περιοχής.

Όταν λέμε τοπογραφία στην προκειμένη περίπτωση εννοούμε κυρίως το αν πρόκειται για το εσωτερικό μιας εκτεταμένης ηπειρωτικής περιοχής ή για μια ωκεάνια έκταση. Οι αρκτικές περιοχές καλύπτονται από πάγους. Στις αρκτικές και τις πολικές ηπειρωτικές περιοχές επικρατούν συχνά κατά την ψυχρή περίοδο αντικυκλωνικές συνθήκες για μεγάλα χρονικά διαστήματα (εβδομάδες ή μήνες), οι οποίες λόγω της νηνεμίας που προκαλούν και του αρνητικού θερμικού ισοζυγίου έχουν σαν συνέπεια την πτώση των θερμοκρασιών σε πολύ χαμηλά επίπεδα.

Β) Η διαδρομή που ακολούθησε η ψυχρή αέρια μάζα κατά την πορεία της προς την περιοχή όπου καταγράφηκε η ψυχρή εισβολή.

Έχει ιδιαίτερη σημασία το εάν η μάζα διήλθε επάνω από θαλάσσιες εκτάσεις οπότε και θερμαίνεται διαβατικά. Επίσης, είναι ιδιαίτερα σημαντικό το πόσο

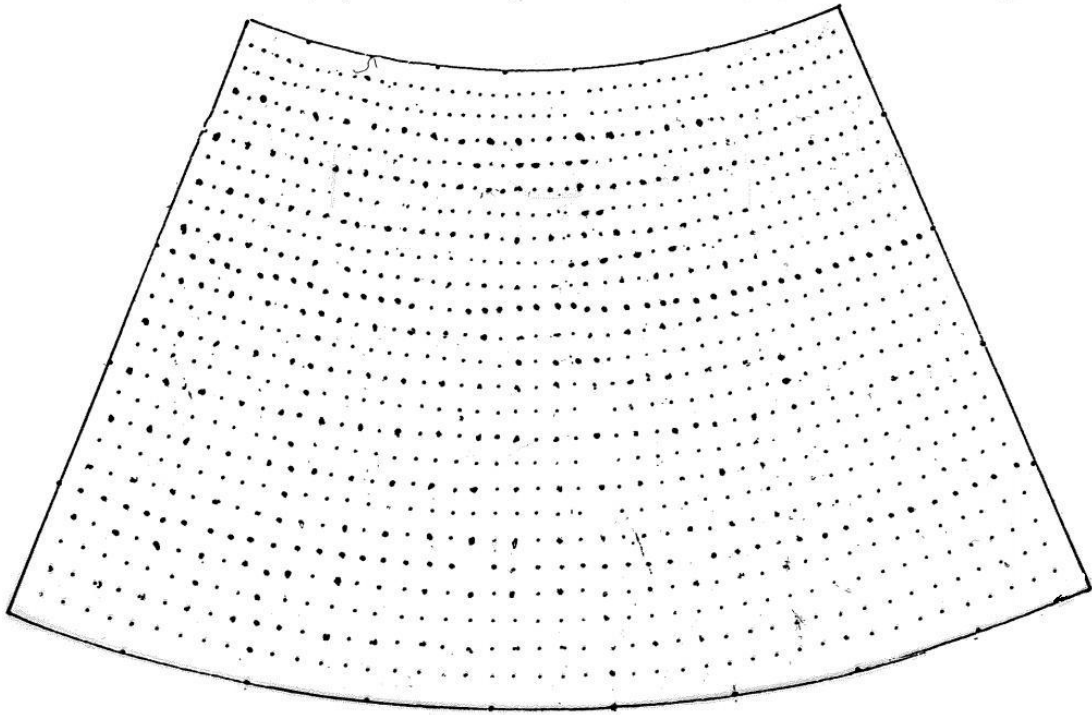
γρήγορα κινήθηκε και επομένως πόσο χρόνο κράτησε η διέλευσή της επάνω από την περιοχή μικρότερων γεωγραφικών πλατών με θετικότερο ή λιγότερο αρνητικό θερμικό ισοζύγιο.

Όσο αφορά την Αττική, το φαινόμενο της ψυχρής εισβολής και ειδικότερα της χιονόπτωσης δεν είναι σύνηθες. Όπως είδαμε όμως και στο κεφάλαιο 2 της εργασίας, τα τελευταία 29 χρόνια, από το 1980 έως το 2008 αρκετά επεισόδια ψυχρών εισβολών έλαβαν χώρα στην περιοχή της Αθήνας, ορισμένα από τα οποία συνοδεύτηκαν από πολύ χαμηλές θερμοκρασίες και έντονες χιονοπτώσεις προκαλώντας αρκετά προβλήματα ακόμη και στο κέντρο της Αθήνας. Δεδομένου ότι το μεγαλύτερο μέρος του πληθυσμού της χώρας μας δραστηριοποιείται στην περιοχή της Αθήνας, η μελέτη του φαινομένου αυτού είναι ιδιαίτερα σημαντική αφού οι επιπτώσεις του είναι αισθητές και στην καθημερινή ζωή των ανθρώπων αλλά και στην οικονομία της χώρας μας.

Για την μελέτη των τεσσάρων ισχυρών εισβολών χρησιμοποιήθηκαν οι Γερμανικοί συνοπτικοί χάρτες (Europäischer Wetterbericht)⁴ των 850hPa, από τους οποίους αποσπάσαμε τα εξής δεδομένα:

- Θερμοκρασία, T (°C) και
- γεωδυναμικά ύψη, GH

Τα δεδομένα αυτά λαμβάνονται με τη βοήθεια ενός πλέγματος (εικόνα 3.Α) με απόσταση σημείων $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ και κατόπιν δίνονται στο πρόγραμμα της FORTRAN για κάθε μοίρα γεωγραφικού πλάτους και μήκους (φ και λ αντίστοιχα) για την περιοχή που επιθυμούμε να μελετήσουμε. Με τη βοήθεια του προγράμματος της FORTRAN λοιπόν, υπολογίσαμε και κατόπιν, με τη βοήθεια του σχεδιαστικού προγράμματος Surfer, σχεδιάσαμε την κατανομή και τη μεταφορά της θερμοκρασίας για την περιοχή της Αθήνας. Επίσης, κατά την μελέτη μας σχεδιάσαμε με τη βοήθεια του προγράμματος RAOB και την χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας Θ καθ' ύψος με σκοπό να δούμε το ύψος στο οποίο εκτείνεται η ψυχρή αέρια μάζα σε κάθε περίπτωση ψυχρής εισβολής. Τα δεδομένα ραδιοβολίσεων που χρησιμοποιήσαμε είναι από τον σταθμό του Ελληνικού.



Εικόνα 3.A: Το πλέγμα που χρησιμοποιήσαμε για την καταγραφή δεδομένων θερμοκρασίας και γεωδυναμικών υψών από τους συνοπτικούς χάρτες των 850hPa

Το πρόγραμμα της FORTRAN λειτουργεί χρησιμοποιώντας τη μέθοδο κεντρικών διαφορών σε ένα σημείο (m,n) του πλέγματος. Οι σταθμοί δεν βρίσκονται πάνω στα σημεία του πλέγματος, για τον λόγο αυτό γίνεται παρεμβολή των τιμών των σταθμών για να βρεθούν τα σημεία του πλέγματος.

Επίσης, για την μελέτη μας χρησιμοποιήσαμε και τους χάρτες των 500hPa με σκοπό να εξετασθεί η προέλευση και η πορεία της ψυχρής αέρας μάζας για κάθε περίπτωση.

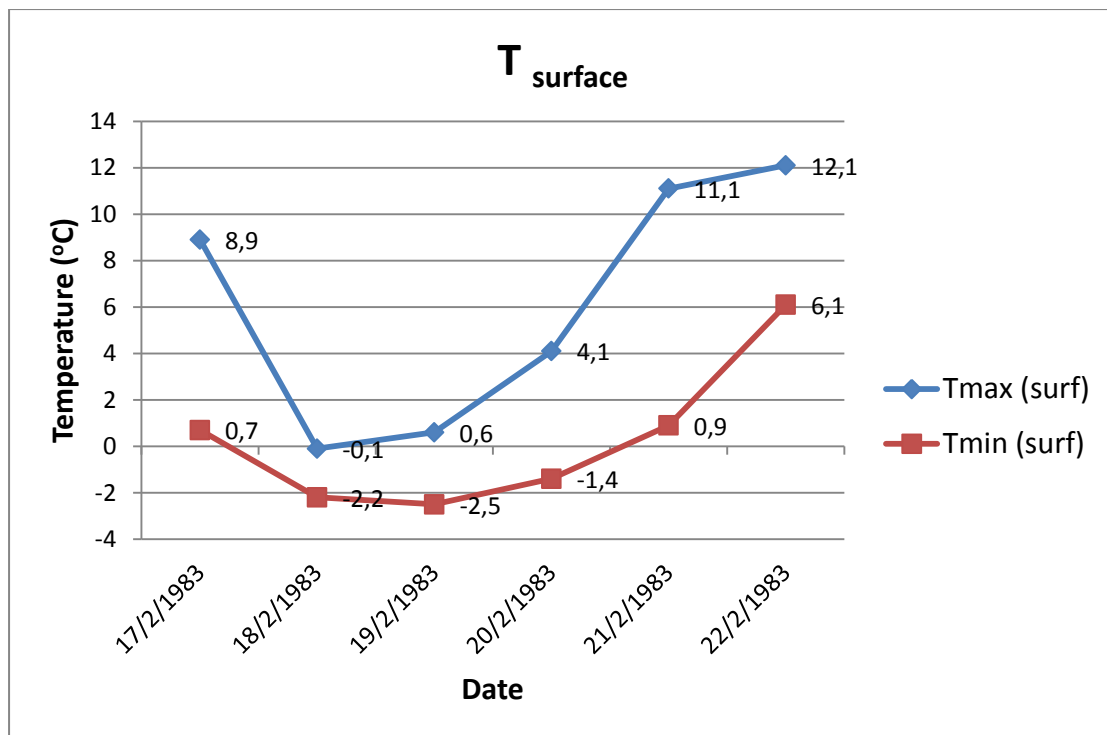
Πιο κάτω αναφέρονται αναλυτικά οι περιπτώσεις που εξετάστηκαν.

3.1 ΠΡΩΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ:

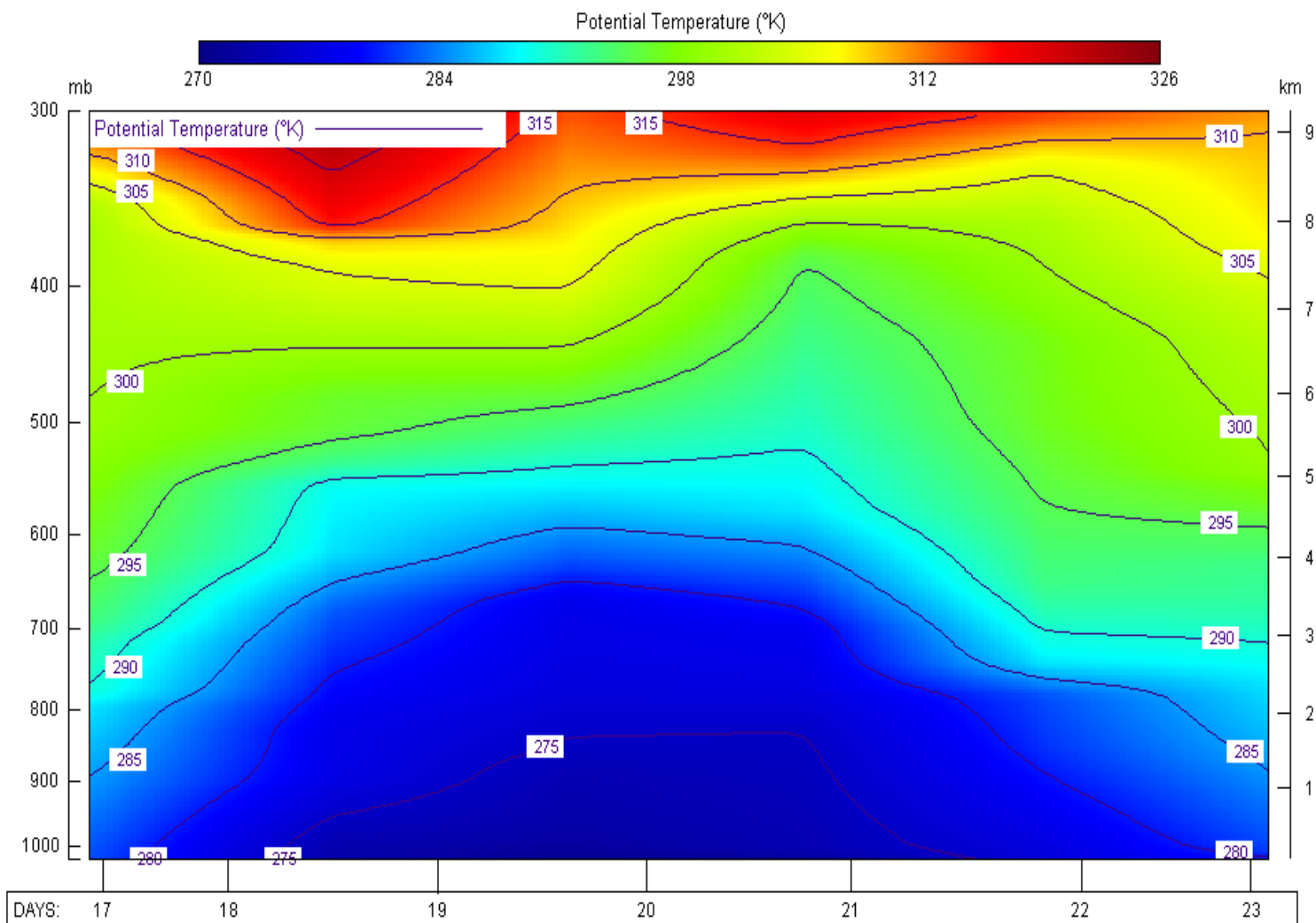
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1983

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗΣ ΤΗΣ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ

Κατ' αρχήν, η βασική εικόνα της εξέλιξης της ψυχρής εισβολής στην πόλη των Αθηνών δίνεται στα σχήματα 3.1.1.A και 3.1.1.B όπου παρέχονται αφενός μεν οι πορείες των μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών εικοσιτετραώρου από τις 17 Φεβρουαρίου έως τις 22 Φεβρουαρίου, αφ' ετέρου δε οι πορείες των δυνητικών θερμοκρασιών καθ' ύψος ανά εικοσιτετράωρο στις 00 UTC μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για την ίδια περίοδο.



Σχήμα 3.1.1.A: Πορεία μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών 24ώρου στο Αστεροσκοπείο Αθηνών κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής



Σχήμα 3.1.1.B : Χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος για την περίοδο 17-23/2/1983 στις 00 UTC στην περιοχή των Αθηνών

Από τα παραπάνω σχήματα γίνεται φανερό ότι η ψυχρή αέρια μάζα που κάλυψε την περιοχή των Αθηνών, εκτός από τις ιδιαίτερα χαμηλές τιμές θερμοκρασίας που παρουσίασε στα κατώτερα στρώματα (τουλάχιστον έως τα 700hPa), επιπλέον εκτείνονταν τουλάχιστον μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 550hPa. Συγκεκριμένα στο σχήμα 3.1.1.B, το οποίο απεικονίζει την χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος, παρατηρούμε ότι στις 18, 19, 20 και 21 Φεβρουαρίου 1983 έχουμε την έλευση ενός ψυχρού μετώπου καλά οργανωμένου καθ' ύψος που φτάνει μέχρι και την

επιφάνεια των 600hPa. Δεδομένα ραδιοβολίσεων χρησιμοποιήσαμε από τον σταθμό του Ελληνικού. Όπως συνάγεται άλλωστε από τους χάρτες των 850hPa στις 17 Φεβρουαρίου και στις 19 Φεβρουαρίου στις 00 UTC (χάρτες 3.1.3 και 3.1.12) αλλά και από το διάγραμμα 2.1 στο κεφάλαιο 2, η θερμοκρασία επάνω από την Αθήνα έπεσε περίπου 10°C (από τους $-0,3^{\circ}\text{C}$ στους $-11,3^{\circ}\text{C}$). Από τα δύο προαναφερθέντα χαρακτηριστικά, σε πρώτη εκτίμηση προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ ότι η μάζα θα πρέπει να ήταν ιδιαίτερα ψυχρή στην πηγή της προέλευσής της, δηλαδή κατά πάσα πιθανότητα αρκτική.
- ✓ ότι πρέπει να κινήθηκε προς νότο με σχετικά μεγάλη ταχύτητα και επάνω από ψυχρές ηπειρωτικές εκτάσεις (προφανώς χιονοσκεπείς) έως ότου πλησίασε στον Ελληνικό χώρο.
- ✓ ότι πρέπει στο μεγαλύτερο τμήμα της διαδρομής της να ακολούθησε κυκλωνική τροχιά ώστε να μην δημιουργήθηκαν αξιόλογα καθοδικά ρεύματα στο εσωτερικό της.

Η πορεία που ακολούθησε η εξεταζόμενη ψυχρή αέρια μάζα γίνεται φανερή από τους χάρτες των 850hPa μεταξύ της 17^{ης} Φεβρουαρίου και της 21^{ης} Φεβρουαρίου 1983 στις 00 UTC (χάρτες 3.1.3, 3.1.7, 3.1.12, 3.1.14 και 3.1.18) ενώ η πηγή προέλευσής της φαίνεται σαφέστατα στον χάρτη των 500hPa για τις 16 Φεβρουαρίου 00 UTC (χάρτης 3.1.1.Γ). Όπως συνάγεται η ψυχρή αέρια μάζα, η οποία επηρέασε τελικά την Ελλάδα, είχε σαν αφετηρία τις αρκτικές ακτές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας (16-02) από όπου και κινήθηκε ταχύτατα προς νότο, φθάνοντας μέσω της ανατολικής κυρίως Ευρώπης στον Ελληνικό χώρο στις 18 Φεβρουαρίου. Λεπτομερέστερη ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης παρέχεται για τις 17, 18 και 20 Φεβρουαρίου στις 00 UTC όπου καταγράφεται η κατανομή της ψυχρής μεταφοράς ποσοτικά στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (σχήματα 3.1.5, 3.1.9 και 3.1.16). Όπως φαίνεται στις 17 Φεβρουαρίου υπήρχε έντονη ψυχρή μεταφορά επάνω από την προς βορά συνορεύουσα περιοχή της Κεντρικής Ευρώπης με κατεύθυνση προς νότο, η οποία στις 18 Φεβρουαρίου είχε μετατοπισθεί επάνω από τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο (σχήμα 3.1.9). Όπως βλέπουμε η ψυχρή μεταφορά είναι πολύ έντονη εφόσον $-0,65^{\circ}\text{C}/\text{h} \times 24 \text{ h} = -15,6^{\circ}\text{C}$ είναι ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας μέσα σε ένα εικοσιτετράωρο.

Όπως φαίνεται από τους χάρτες 3.1.3, 3.1.7, 3.1.12 και 3.1.14, κατά την κάθοδό της προς νότο, η ψυχρή μάζα ακολούθησε ουσιαστικά κυκλωνική πορεία στα 850hPa.

Επιπρόσθετα, για την ολοκλήρωση της εικόνας καθ' ύψος, από συνοπτικής πλευράς, δίνονται στους χάρτες 3.1.6, 3.1.11, 3.1.13 και 3.1.17 οι κατανομές των ισοϋψών στις ισοβαρικές επιφάνειες των 500hPa για τις 18-02, 19-02, 20-

02 και 21-02 στις 00 UTC. Στους χάρτες αυτούς φαίνεται η ισχυρή ψυχρή trough η οποία κινείται από τη βόρεια Ευρωπαϊκή Ρωσία προς την (ανατολική κυρίως) Βαλκανική χερσόνησο και την Ελλάδα. Γίνεται φανερό ότι και στο επίπεδο αυτό η θερμοκρασία είναι πολύ σημαντικά χαμηλότερη (περίπου 12-15⁰C) στο εσωτερικό της ψυχρής trough σε σχέση με τις επικρατούσες τιμές στις γύρω περιοχές του ίδιου γεωγραφικού πλάτους.

Κατά την προσέγγισή της στην ανατολική Μεσόγειο η ψυχρή αέρια μάζα δημιούργησε, προφανώς λόγω διαβατικής θέρμανσης εξ επαφής με τα θερμότερα θαλάσσια ύδατα, ένα εκτεταμένο και αρκετά ισχυρό βαρομετρικό χαμηλό στα επιφανειακά στρώματα (χάρτης 3.1.7). Το χαμηλό αυτό συνέβαλε στην δημιουργία ενός καλύτερα οργανωμένου, ισχυρού βορειοανατολικού ρεύματος. Η κατανομή των ταχυτήτων του ανέμου φαίνεται στον χάρτη 3.1.10 (18-02-1983, 850hPa, 00 UTC).

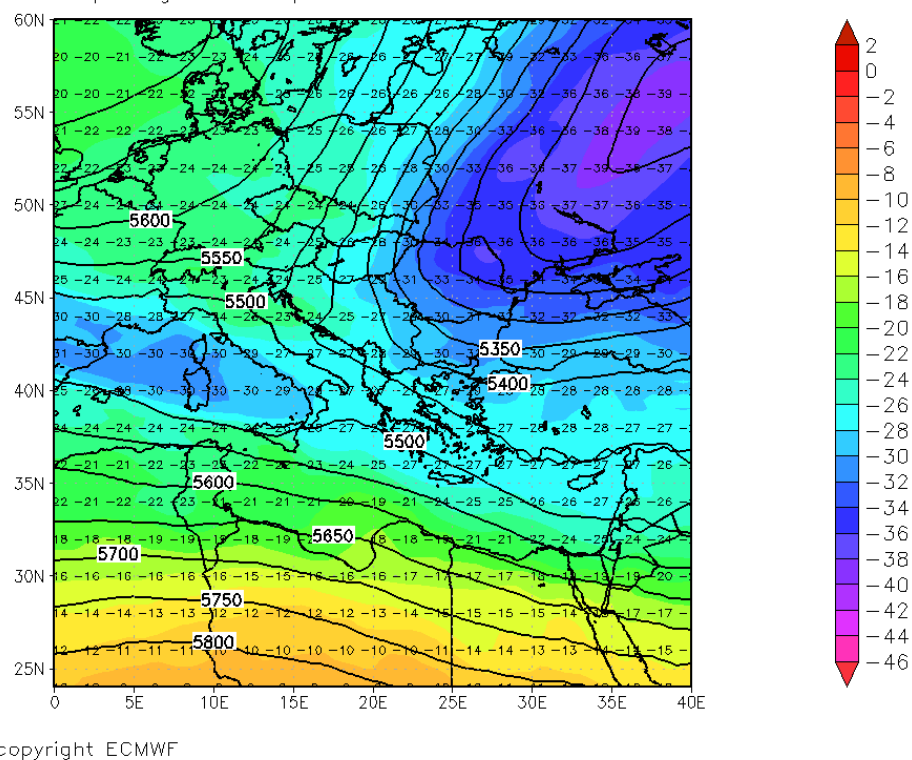
Στις 20 Φεβρουαρίου 1983 η κατάσταση εξακολουθεί να διατηρείται μέχρι τις πρωινές ώρες όπου η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας ήταν -11,3⁰C στα 850hPa (00 UTC). Η κατάσταση αρχίζει να υποχωρεί σταδιακά καθώς τα συστήματα τα οποία την προκάλεσαν απομακρύνονται προς τα ανατολικά (χάρτες 3.1.18 και 3.1.20).

Στις 22 Φεβρουαρίου 1983 η θερμοκρασία στα 850hPa τείνει να επανέλθει στα φυσιολογικά για την εποχή αυτή επίπεδα (σχήμα 2.1, κεφάλαιο 2).

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z17FEB1983

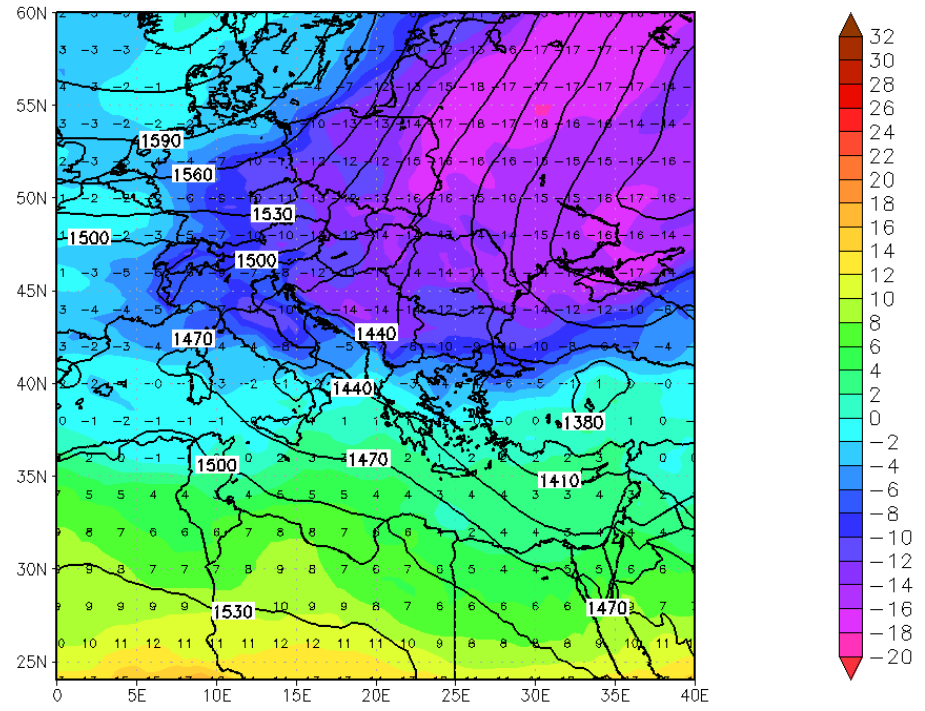


Χάρτης 3.1.2 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 17-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z17FEB1983



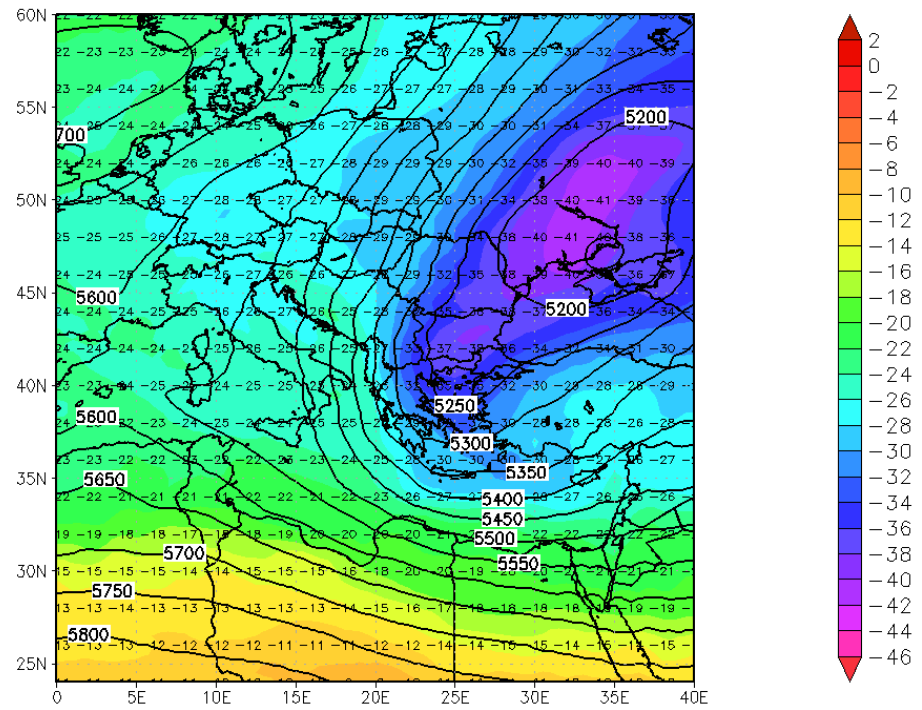
copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.3 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 17-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z18FEB1983



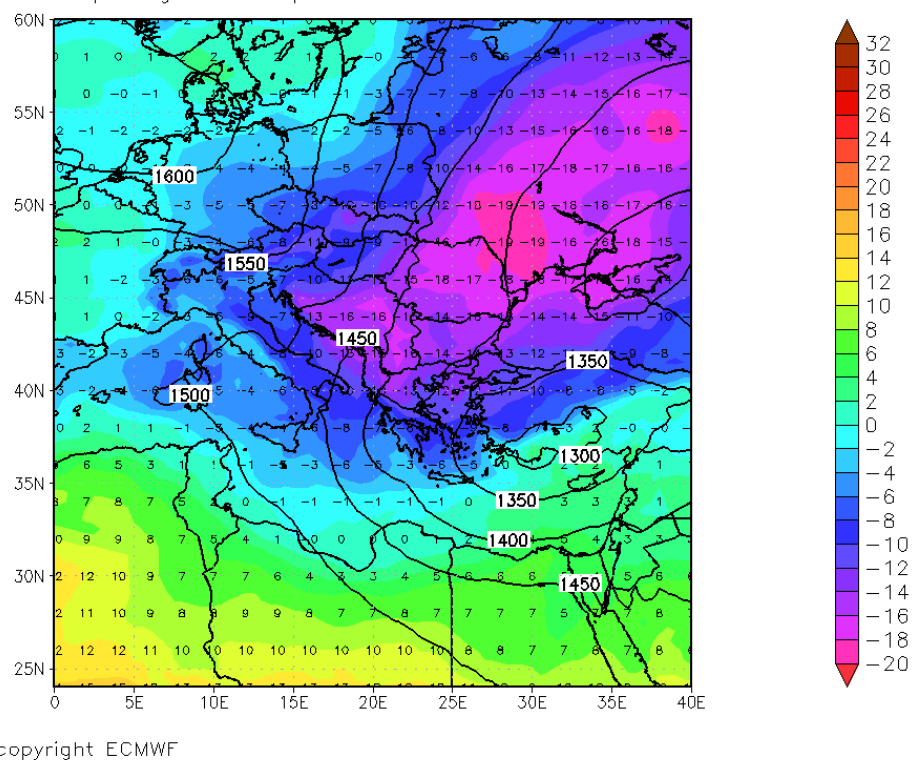
copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.6 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 18-02-1983 00 UTC

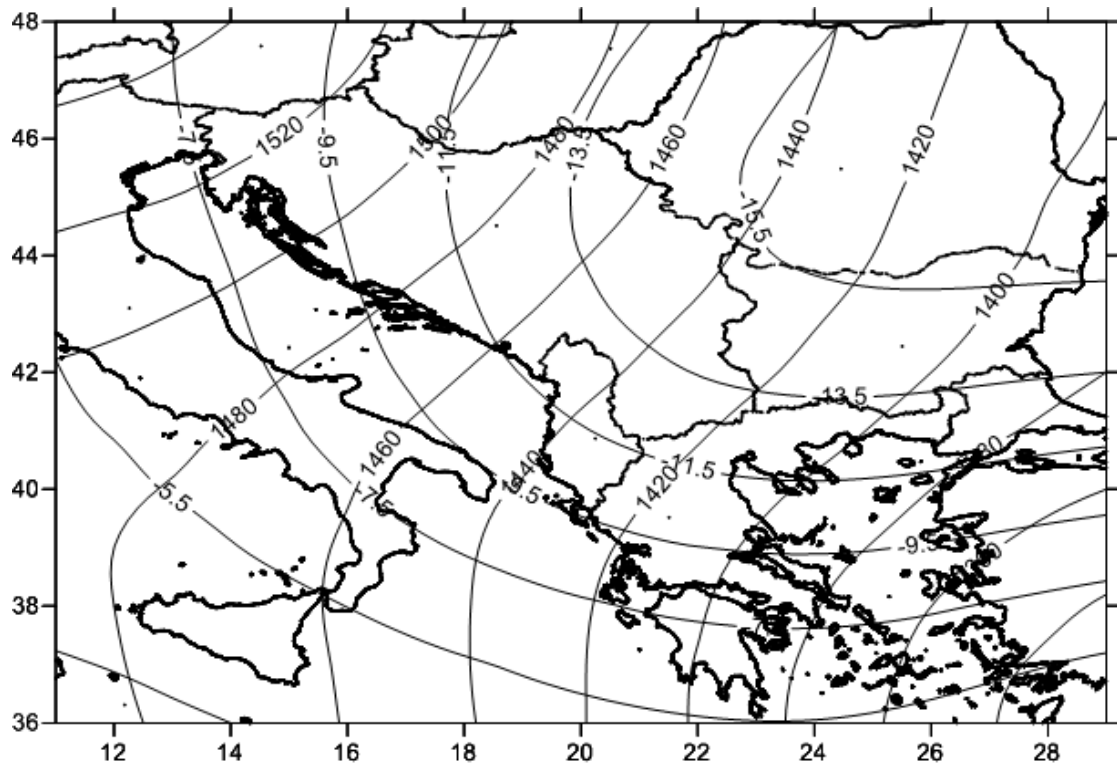
ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

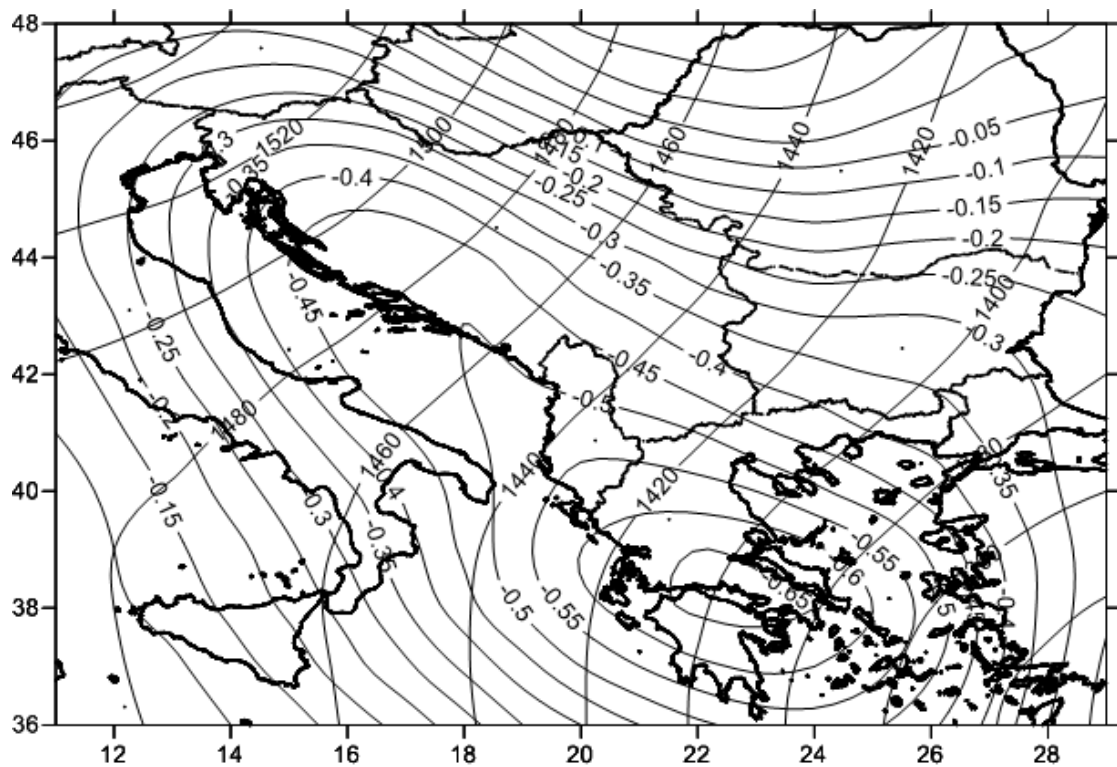
Forecast Valid 00Z18FEB1983



Χάρτης 3.1.7 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 18-02-1983 00 UTC



Σχήμα 3.1.8 : 18-02-1983 850 hPa 00 UTC, ισόθερμες

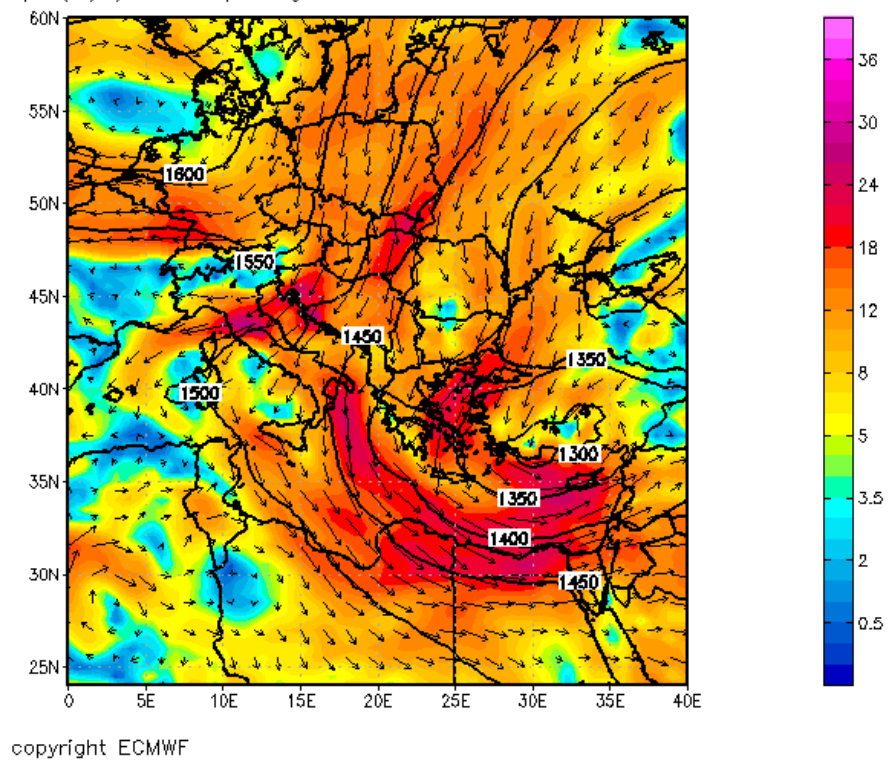


Σχήμα 3.1.9 : 18-02-1983 850 hPa 00 UTC, κατανομή μεταφοράς θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA

Wind at 850hpa (m/s) and Geop. Height

Forecast Valid 00Z18FEB1983

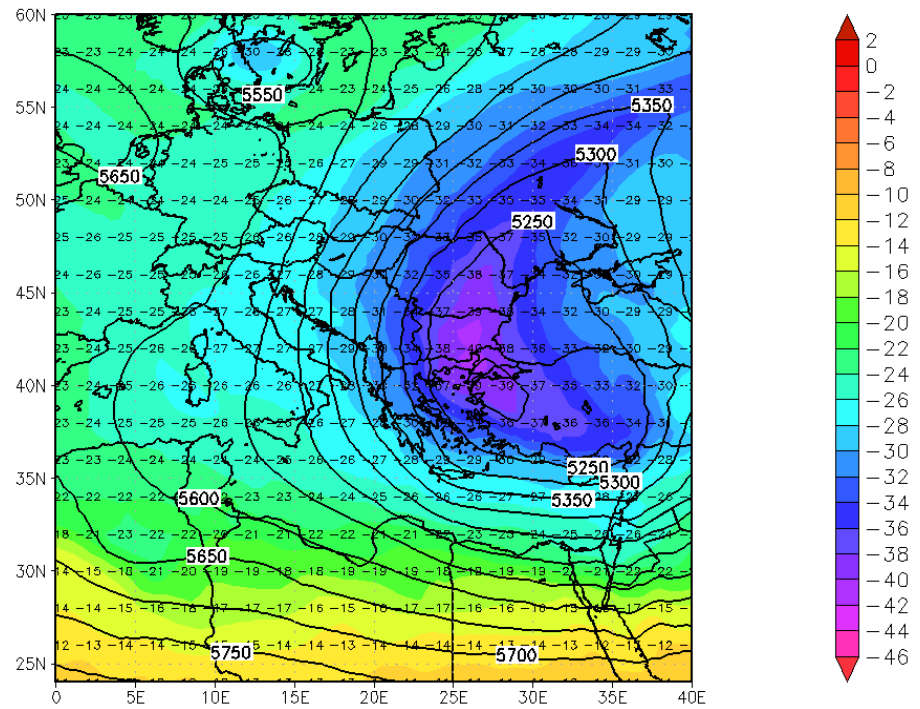


Χάρτης 3.1.10 : Άνεμος στα 850 hPa 18-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z19FEB1983



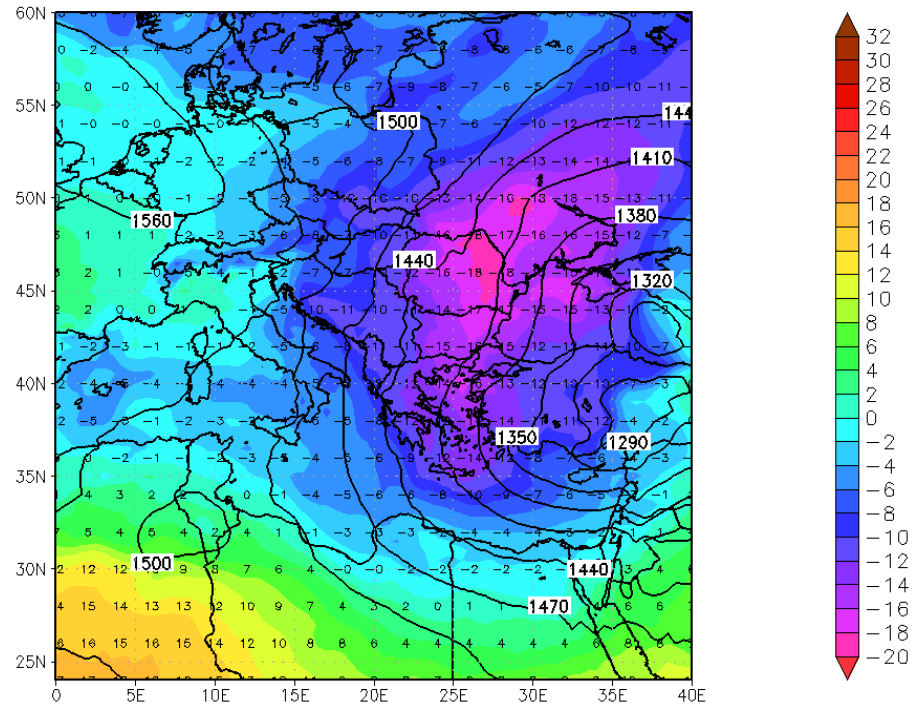
copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.11 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 19-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z19FEB1983

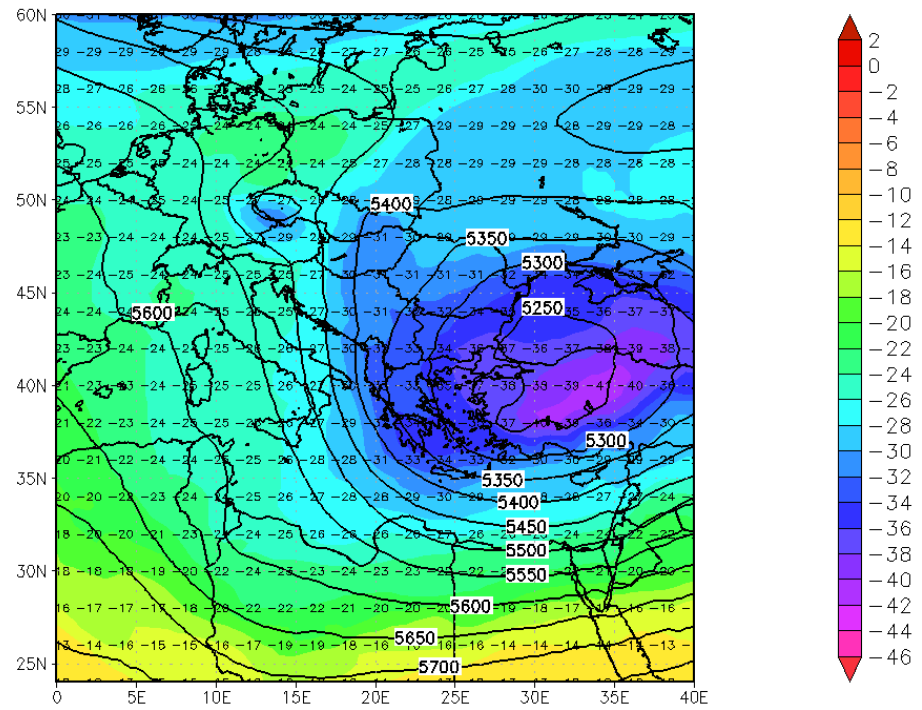


copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.12 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 19-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa Forecast Valid 00Z20FEB1983



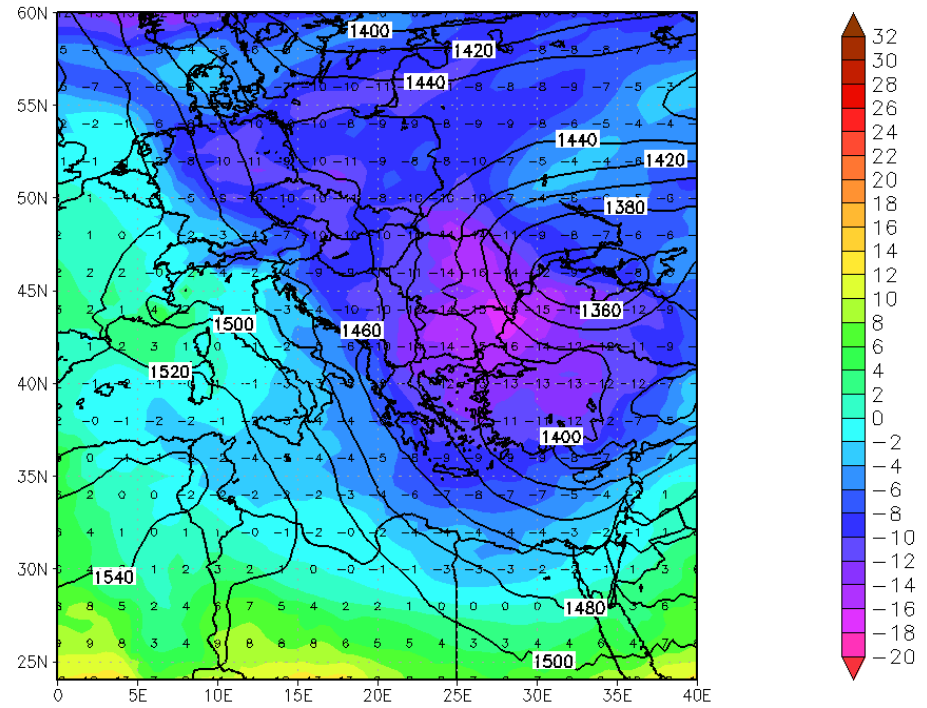
copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.13 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 20-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

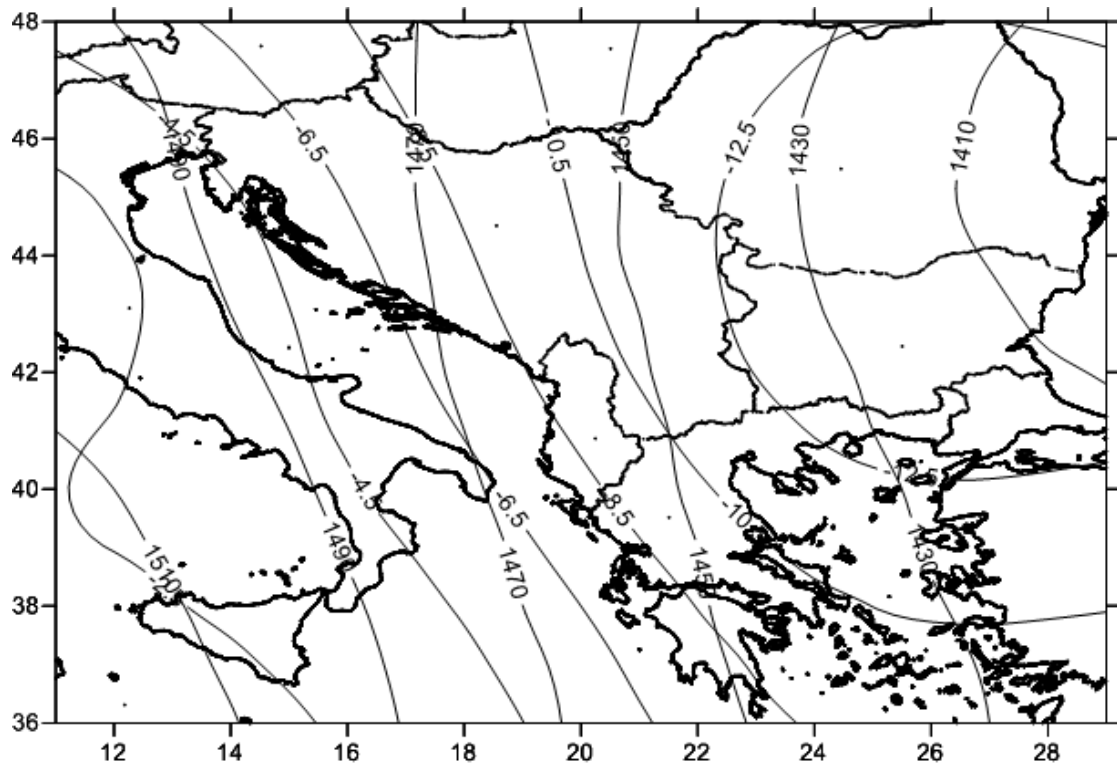
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z20FEB1983

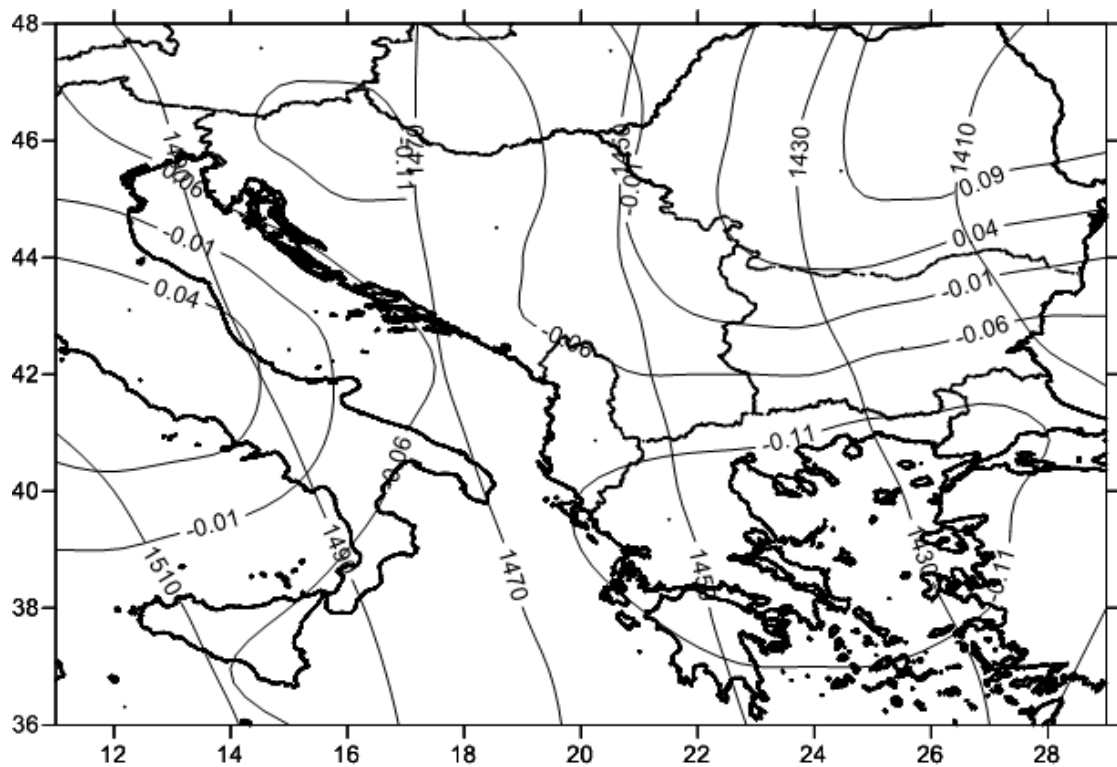


copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.14 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 20-02-1983 00 UTC



Σχήμα 3.1.15 : 20-02-1983 850 hPa 00 UTC, ισόθερμες

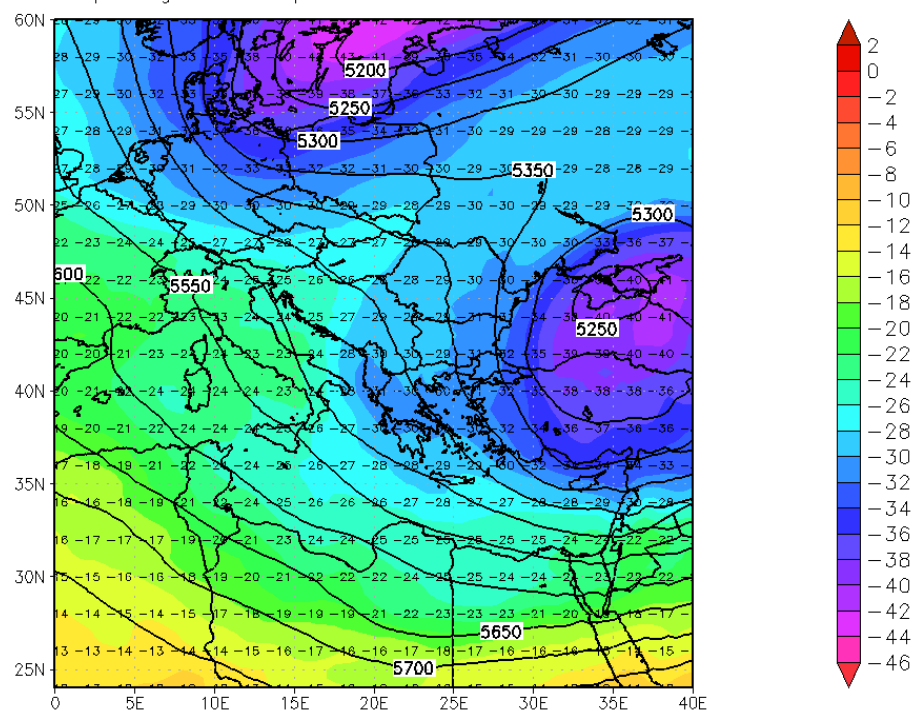


Σχήμα 3.1.16 : 20-02-1983 850 hPa 00 UTC, κατανομή μεταφοράς θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z21FEB1983



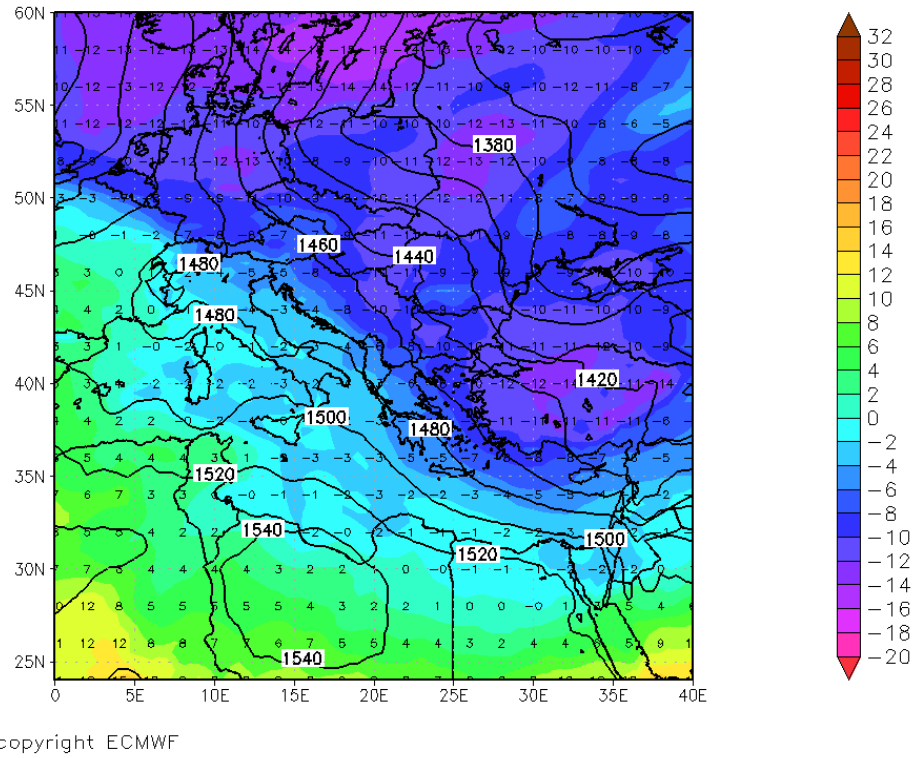
copyright ECMWF

Χάρτης 3.1.17 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 21-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z21FEB1983

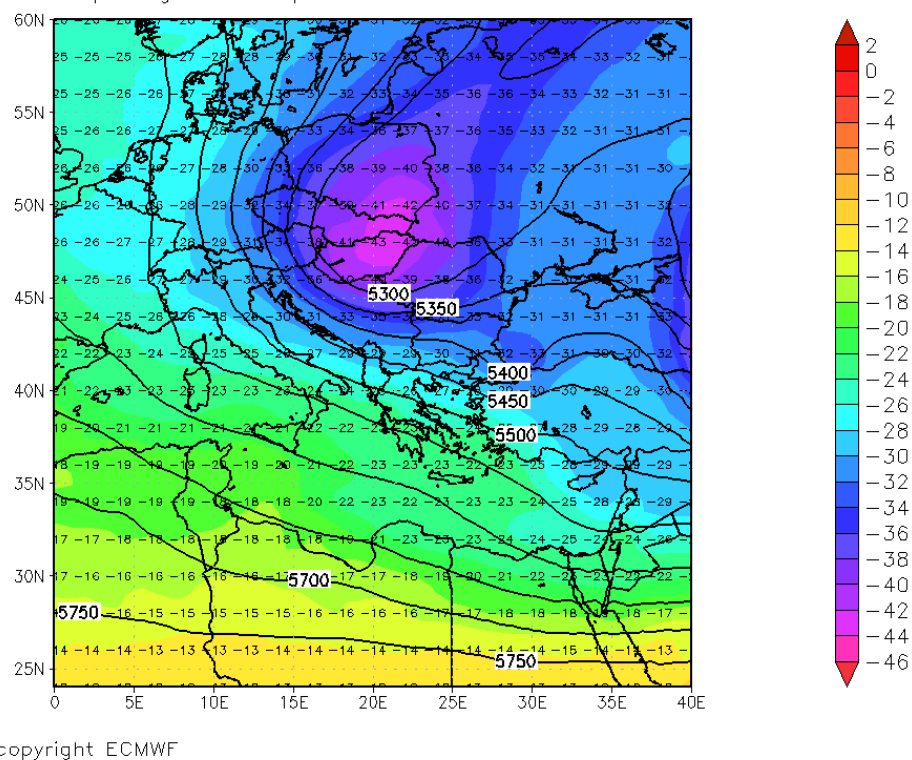


Χάρτης 3.1.18 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 21-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z22FEB1983

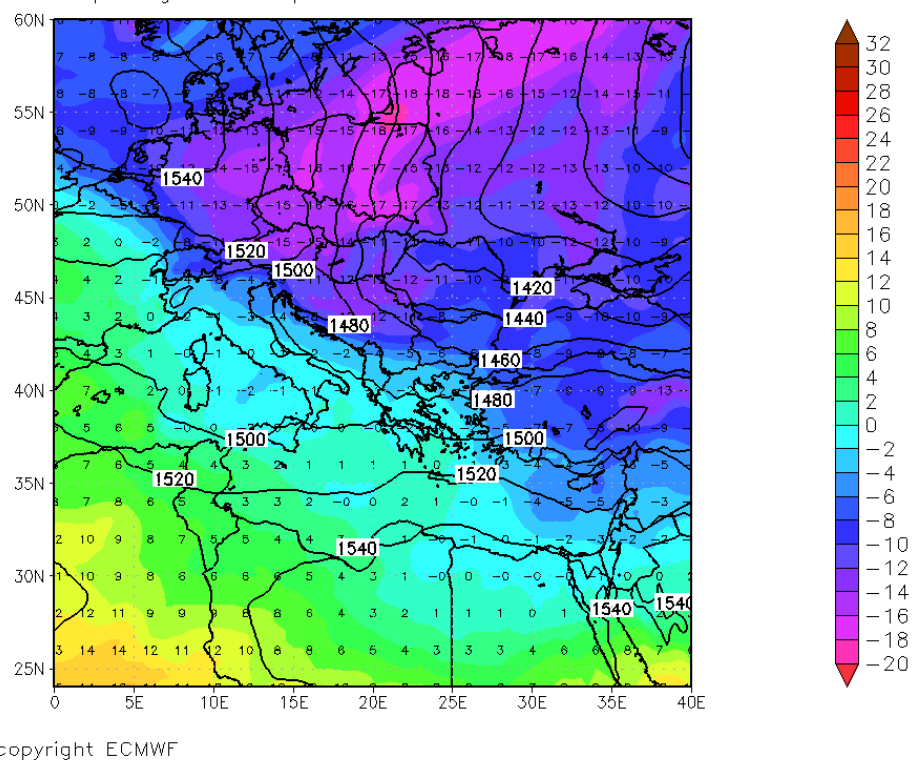


Χάρτης 3.1.19 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 22-02-1983 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z22FEB1983

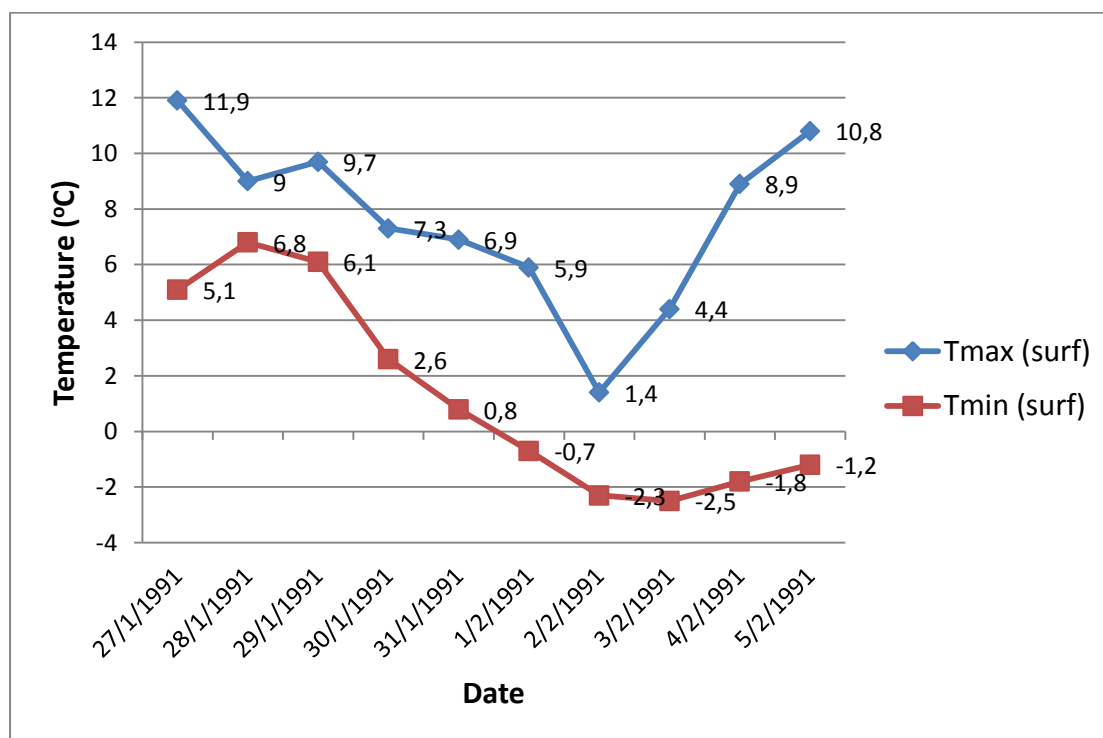


Χάρτης 3.1.20 : Θερμοκρασία στα 850hPa για τις 22-02-1983 00 UTC

3.2 ΔΕΥΤΕΡΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ: ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 1991

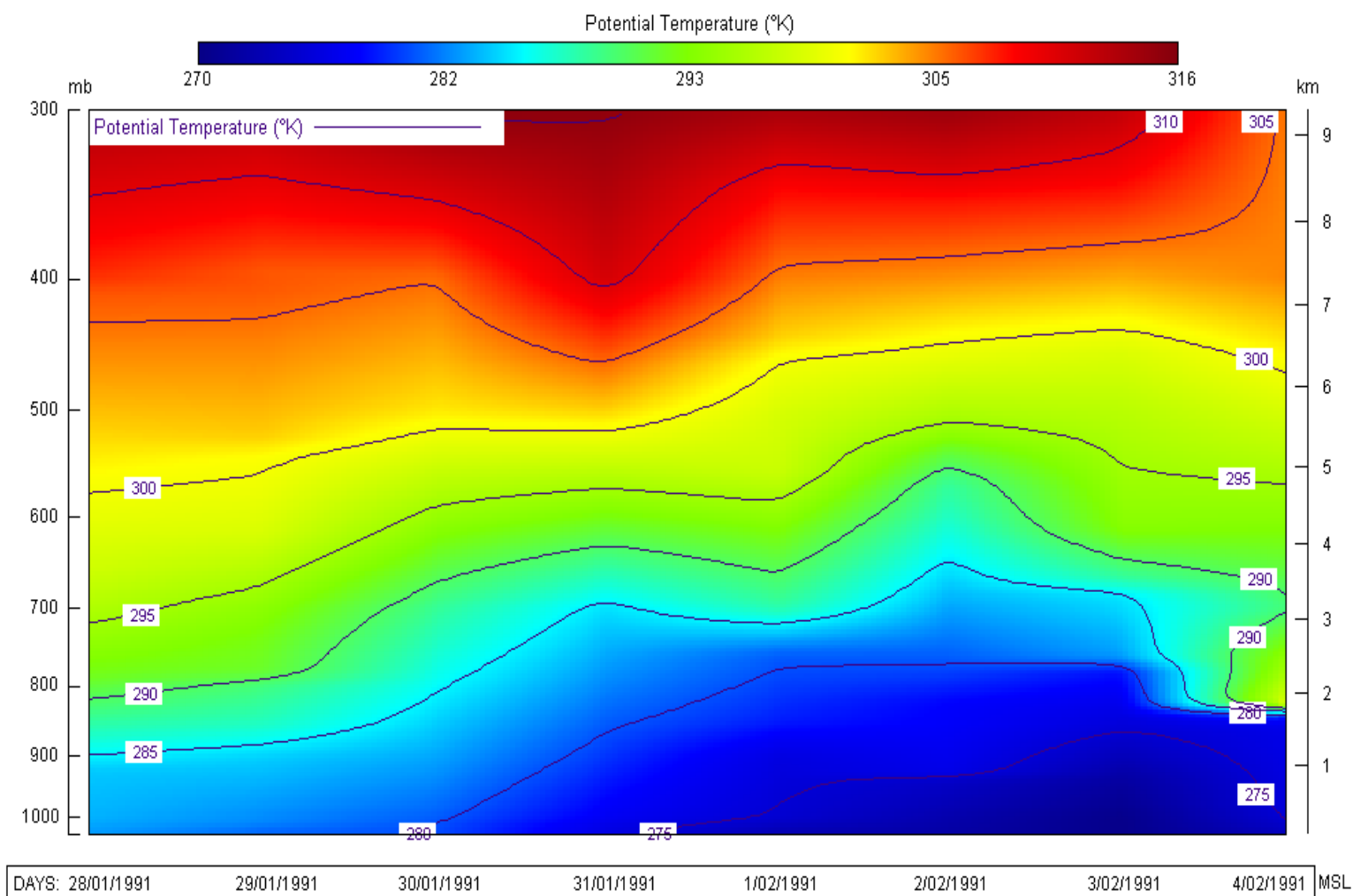
ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗΣ ΤΗΣ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ

Το δεύτερο περιστατικό ψυχρής εισβολής το οποίο μελετήσαμε ξεκίνησε τις τελευταίες ημέρες του Ιανουαρίου 1991 και έληξε στις 5 Φεβρουαρίου 1991. Στο σχήμα 3.2.1.A δίνεται η πορεία των μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών για μια σειρά ημερών κατά τη διάρκεια εξέλιξης της εισβολής. Σε αυτή την περίπτωση, όπως φαίνεται και στους χάρτες 3.2.2, 3.2.3 και 3.2.4, η ψυχρή αέρια μάζα είναι πολική και είχε ξεκινήσει από τις πολικές-ηπειρωτικές περιοχές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας και ανατολικότερα.



Σχήμα 3.2.1.A: Πορεία μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών 24ώρου στο Αστεροσκοπείο Αθηνών κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής

Στη συνέχεια βλέπουμε ένα διάγραμμα που απεικονίζει την χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος (Σχήμα 3.2.1.B). Όπως είναι γνωστό η κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος απεικονίζει τις περιοχές όπου επικρατεί ψυχρή ή θερμή αέρια μάζα. Επιπλέον, γίνεται φανερή και η κατακόρυφη έκταση ενός μετώπου. Παρατηρούμε ότι στις 30 Ιανουαρίου μέχρι και τις 3 Φεβρουαρίου 1991 έχουμε την έλευση ενός ψυχρού μετώπου καλά οργανωμένου καθ' ύψος που φτάνει μέχρι και την επιφάνεια των 650hPa. Δεδομένα ραδιοβολίσεων χρησιμοποιήσαμε από τον σταθμό του Ελληνικού.



RAOB Config #1:

Σχήμα 3.2.1.B : Χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος για την περίοδο 28/01/1991-04/02/1991 στις 00 UTC στην περιοχή των Αθηνών.

Στις 28 Ιανουαρίου 1991 η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας ήταν $1,6^{\circ}\text{C}$ στα 850hPa (00 UTC), τιμή που δεν απέχει ιδιαίτερα από την μέση θερμοκρασία του μήνα, $\bar{T} = 1^{\circ}\text{C}$ (Σχήμα 2.3, κεφάλαιο 2). Όπως βλέπουμε και στον χάρτη 3.2.2 μια πολύ ψυχρή αέρια μάζα υπήρχε επάνω από την περιοχή της Ευρωπαϊκής Ρωσίας, οι θερμοκρασίες της μάζας αυτής ήταν $\sim -15^{\circ}\text{C}$, -18°C στο κεντρικό τμήμα της ενώ στο βόρειο τμήμα της βλέπουμε θερμοκρασίες -20°C , -21°C . Επίσης, στον ίδιο χάρτη παρατηρούμε ένα βαθύ βαρομετρικό χαμηλό που είχε σχηματισθεί στην θαλάσσια περιοχή νότια της Ιταλίας το οποίο, καθώς συνδυάζεται με τις υψηλότερες πιέσεις βορειότερα, οδηγεί τις ψυχρές αέριες μάζες να κινηθούν δυτικά νοτιοδυτικά.

Στις 29 Ιανουαρίου 1991 η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας έπεσε στους $0,8^{\circ}\text{C}$ στα 850hPa (00 UTC) και η πτώση αυτή συνεχίστηκε για τις επόμενες ημέρες έως τις 3 Φεβρουαρίου. Όπως βλέπουμε στον χάρτη 3.2.4 η ψυχρή αέρια μάζα στις 29 Ιανουαρίου έχει ήδη επεκταθεί προς τα δυτικά νοτιοδυτικά ενώ το βαρομετρικό χαμηλό έχει κινηθεί ανατολικά με αποτέλεσμα η πολική αέρια μάζα να εγκλωβιστεί στα βόρεια Βαλκάνια και να εμποδίζεται να κατέβει νοτιότερα προς τη χώρα μας.

Στις 30 Ιανουαρίου 1991 (χάρτης 3.2.6) το βαρομετρικό χαμηλό κατευθύνεται προς την Τουρκία και η ψυχρή αέρια μάζα κινείται πλέον νοτιότερα. Ένα καινούριο τμήμα της ψυχρής αέριας μάζας με σαφώς χαμηλότερες θερμοκρασίες ($\sim -18^{\circ}\text{C}$, -19°C , -20°C , -22°C , -23°C) έχει εμφανιστεί στη βόρεια Ευρωπαϊκή Ρωσία και κατευθύνεται αρχικά προς τα δυτικά νοτιοδυτικά. Όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2.8 η μεταφορά θερμοκρασίας ήταν πολύ έντονη και η ψυχρή αέρια μάζα κάλυψε την Ελλάδα. Η θερμοκρασία στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας ήταν $-2,3^{\circ}\text{C}$. Επίσης, στο σχήμα 3.2.7, όπου βλέπουμε την κατανομή των ισοθέρμων με τις ισοϋψείς, παρατηρούμε ότι είναι σχεδόν κάθετες μεταξύ τους, γεγονός που επιβεβαιώνει την έντονη ψυχρή μεταφορά στη χώρα μας.

Στις 31 Ιανουαρίου 1991 η νέα πολύ ψυχρή αέρια μάζα κατευθύνεται προς την Βαλκανική από την βαροβαθμίδα που έχει δημιουργηθεί μεταξύ της μετατοπισμένης ύφεσης και ενός αντικυκλώνα που αναπτύσσεται στη Σκανδιναβία (χάρτης 3.2.10). Η θερμοκρασία στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας ήταν $-5,7^{\circ}\text{C}$ ενώ όπως βλέπουμε στα σχήματα 3.2.11 και 3.2.12 η ψυχρή μεταφορά εξακολουθεί να είναι έντονη στην περιοχή της Ελλάδας.

Στις 1 Φεβρουαρίου 1991 η ψυχρή αέρια μάζα έχει προσεγγίσει την βόρεια Ελλάδα με θερμοκρασίες της τάξης των $\sim -15^{\circ}\text{C}$, -17°C και εξακολουθεί να κινείται προς νότο καλύπτοντας το μεγαλύτερο τμήμα της υπόλοιπης χώρας (χάρτης 3.2.14). Η θερμοκρασία στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας ήταν $-7,7^{\circ}\text{C}$. Στο σχήμα 3.2.16, όπου απεικονίζεται η ψυχρή μεταφορά, φαίνεται καλά η ένταση του φαινομένου.

Στις 2 Φεβρουαρίου 1991 λαμβάνει χώρα κυκλογένεση στο Λυβικό πέλαγος

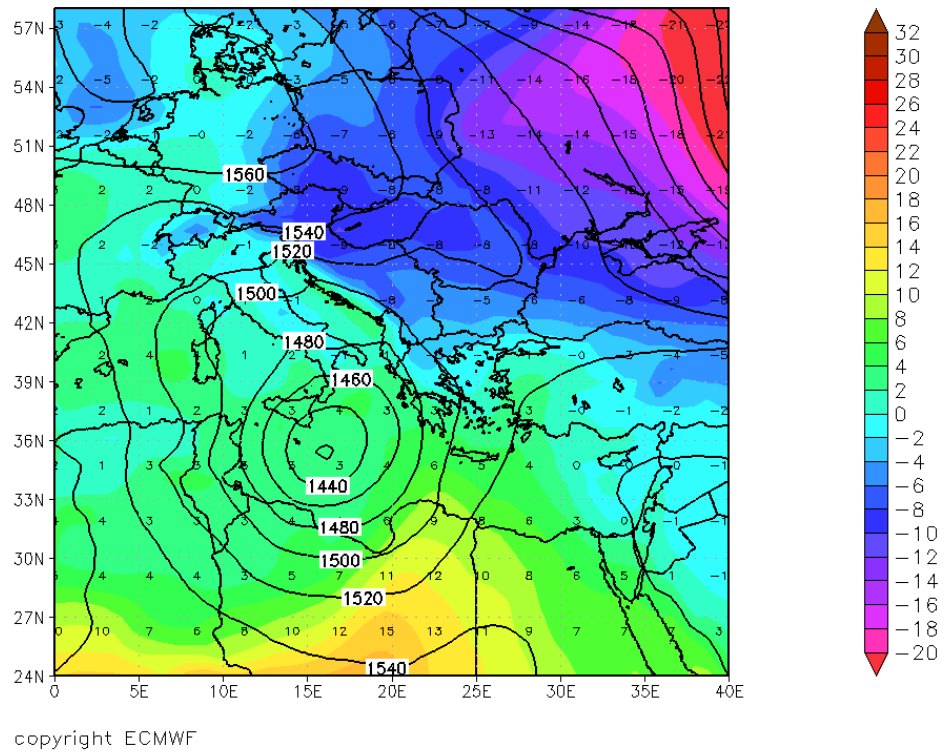
με κίνηση βορειοανατολικά. Το νέο αυτό σύστημα κινείται προς το νοτιοανατολικό Αιγαίο από τον αντικυκλώνα στα βόρεια Βαλκάνια δημιουργώντας ισχυρή βαροβαθμίδα μέσα στο Αιγαίο (χάρτης 3.2.17). Αυτή είναι η δεύτερη φάση αυτής της ψυχρής εισβολής, η οποία κράτησε μέχρι τις 4 Φεβρουαρίου και είναι η πιο ισχυρή από τις δύο φάσεις. Η θερμοκρασία στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας ήταν $- 8,5^{\circ}\text{C}$.

Κατά την κάθοδό της η ψυχρή αέρια μάζα θερμάνθηκε διαβατικά εκ των κάτω καθώς κινήθηκε πάνω από τη Μαύρη θάλασσα και την ανατολική Μεσόγειο. Αυτό είχε σαν αποτέλεσμα την δημιουργία ανοδικών ρευμάτων και άρα τη δημιουργία ενός βαρομετρικού χαμηλού στην ανατολική Μεσόγειο πάνω από την περιοχή της Κύπρου και της Τουρκίας όπως βλέπουμε στον χάρτη των 850hPa για τις 3 Φεβρουαρίου 1991 (χάρτης 3.2.20). Η θερμοκρασία στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας ήταν $- 10,3^{\circ}\text{C}$. Επίσης, στον χάρτη 3.2.19 βλέπουμε το έντονο βορειοανατολικό ρεύμα που έχει δημιουργηθεί στις 3 Φεβρουαρίου 1991 00 UTC και στο σχήμα 3.2.22 βλέπουμε τη μεταφορά θερμοκρασίας.

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z28JAN1991

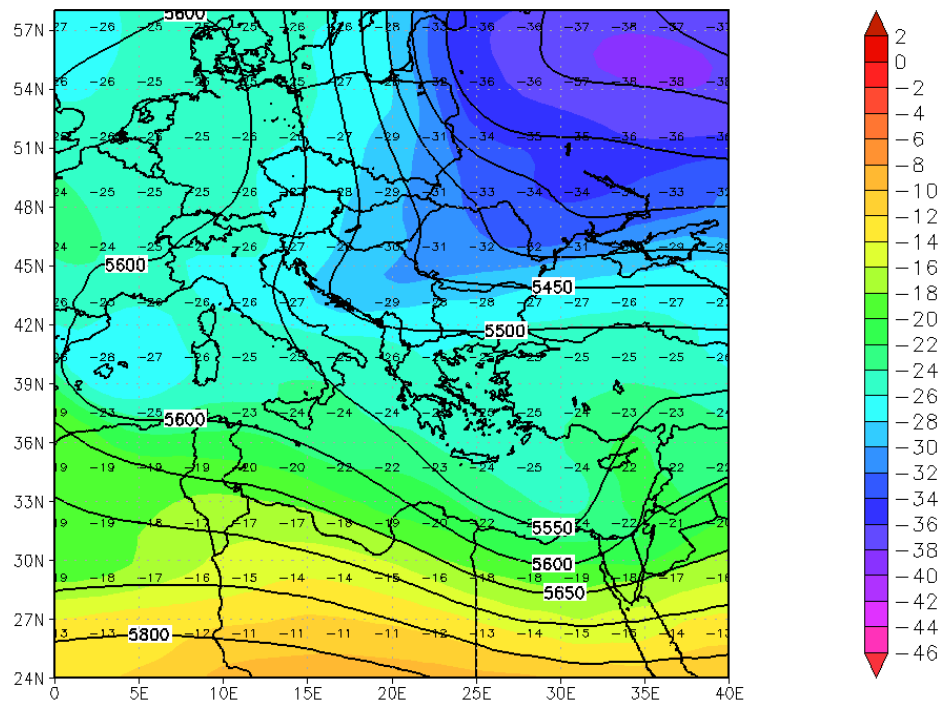


Χάρτης 3.2.2 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 28-01-1991 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z29JAN1991



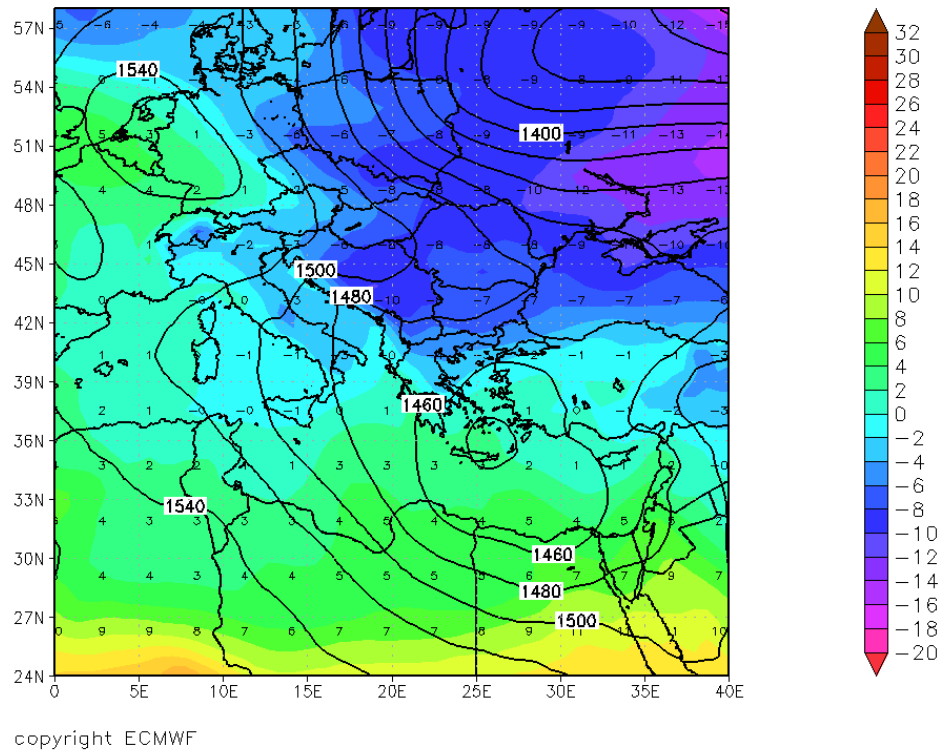
copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.3 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 29-01-91 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z29JAN1991

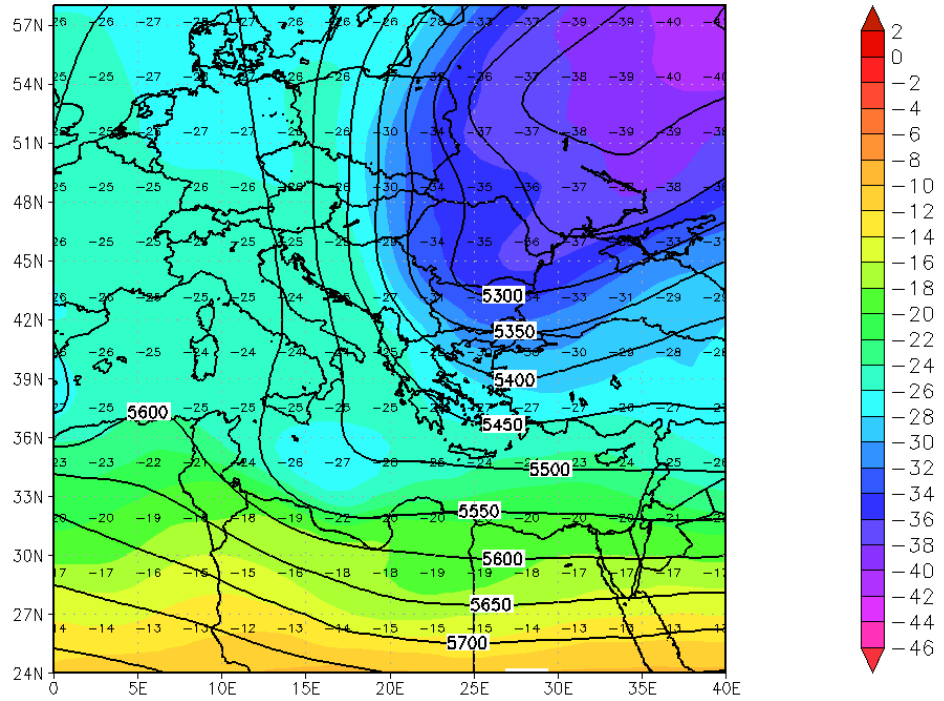


Χάρτης 3.2.4 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 29-01-1991 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z30JAN1991



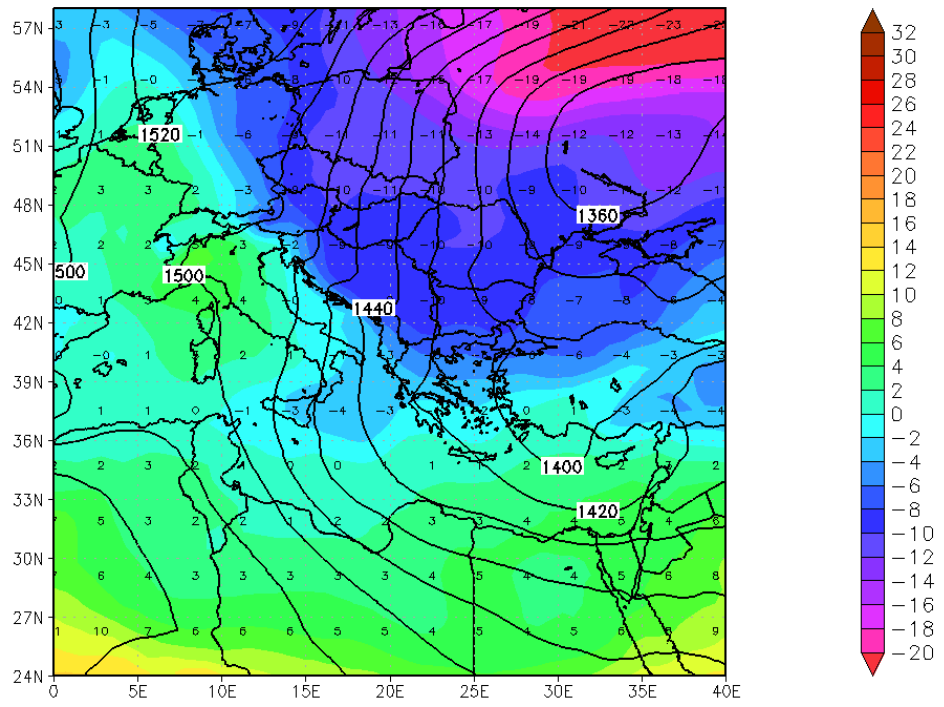
copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.5 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 30-01-91 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

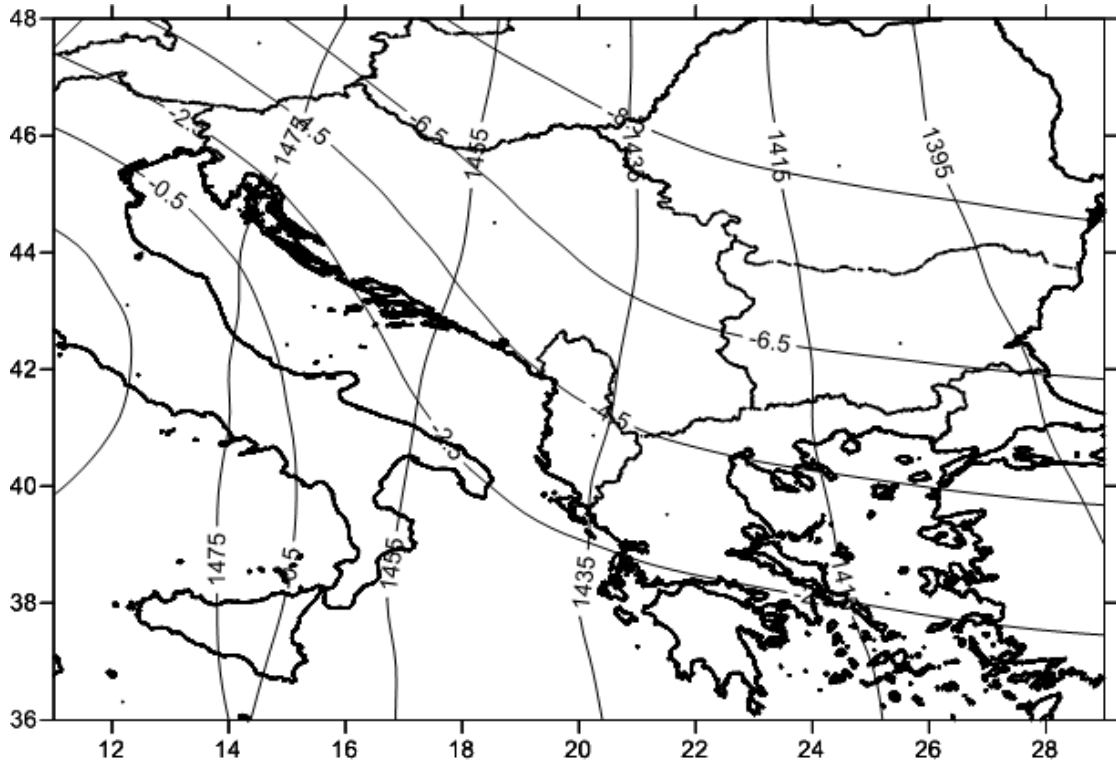
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z30JAN1991

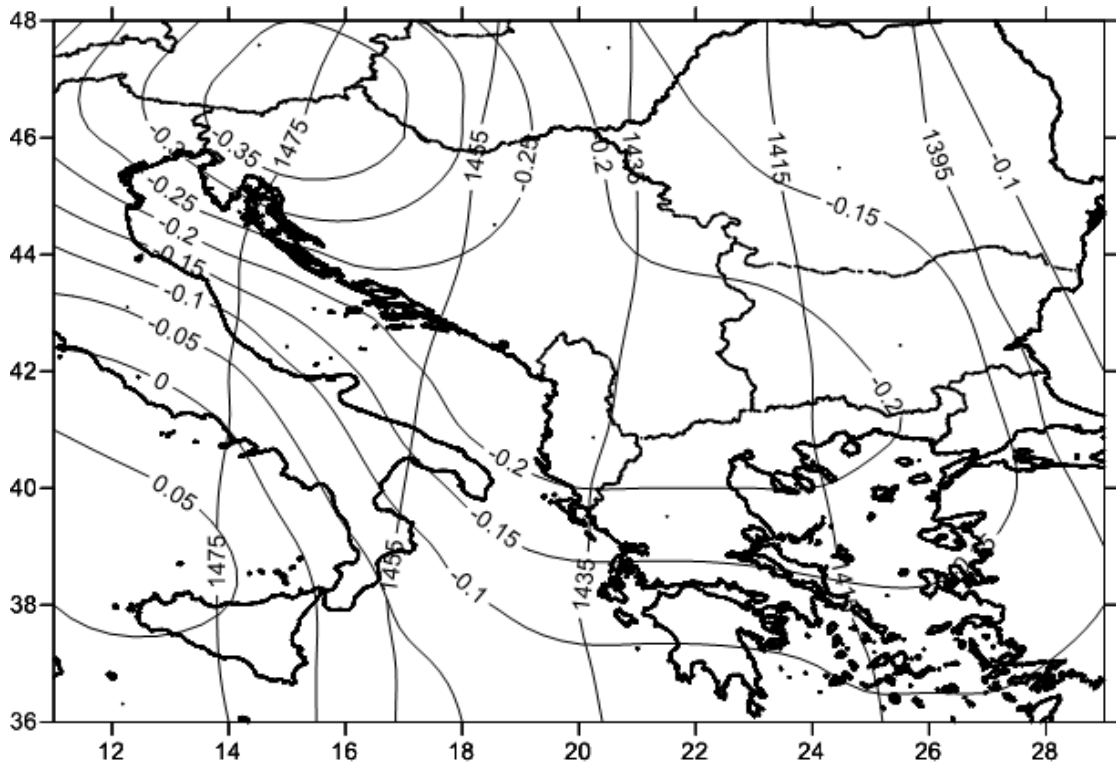


copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.6 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 30-01-1991 00 UTC



Σχήμα 3.2.7 : 30/01/91 850 hPa 00 UTC , ισόθερμες

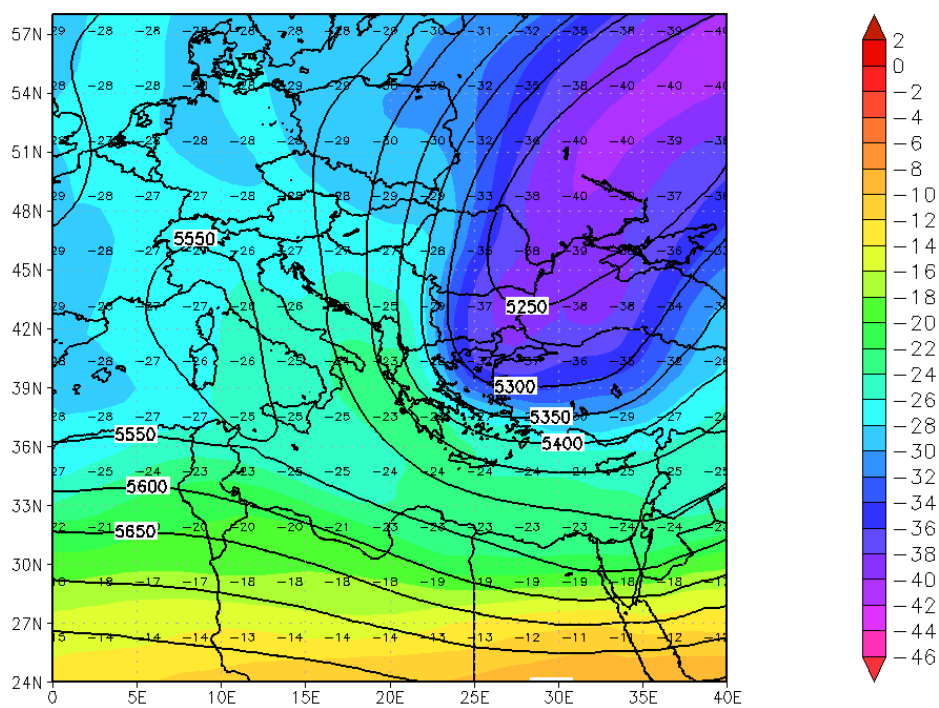


Σχήμα 3.2.8 : 30/01/91 850 hPa 00 UTC , μεταφορά θερμοκρασίας
°C/h

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z31JAN1991



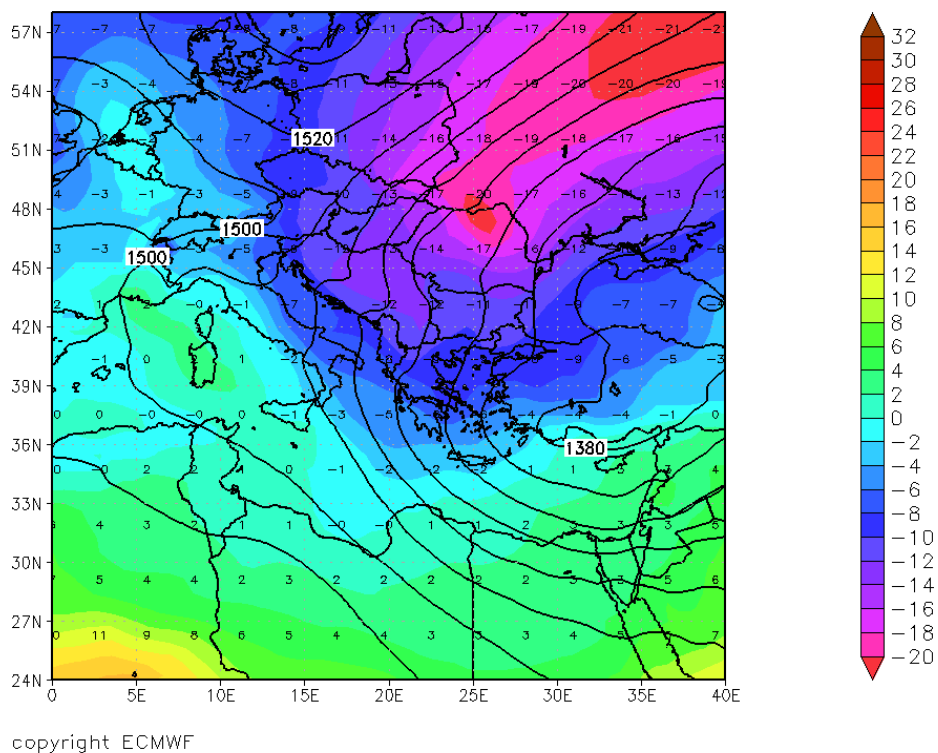
copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.9 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 31-01-91 00 UTC

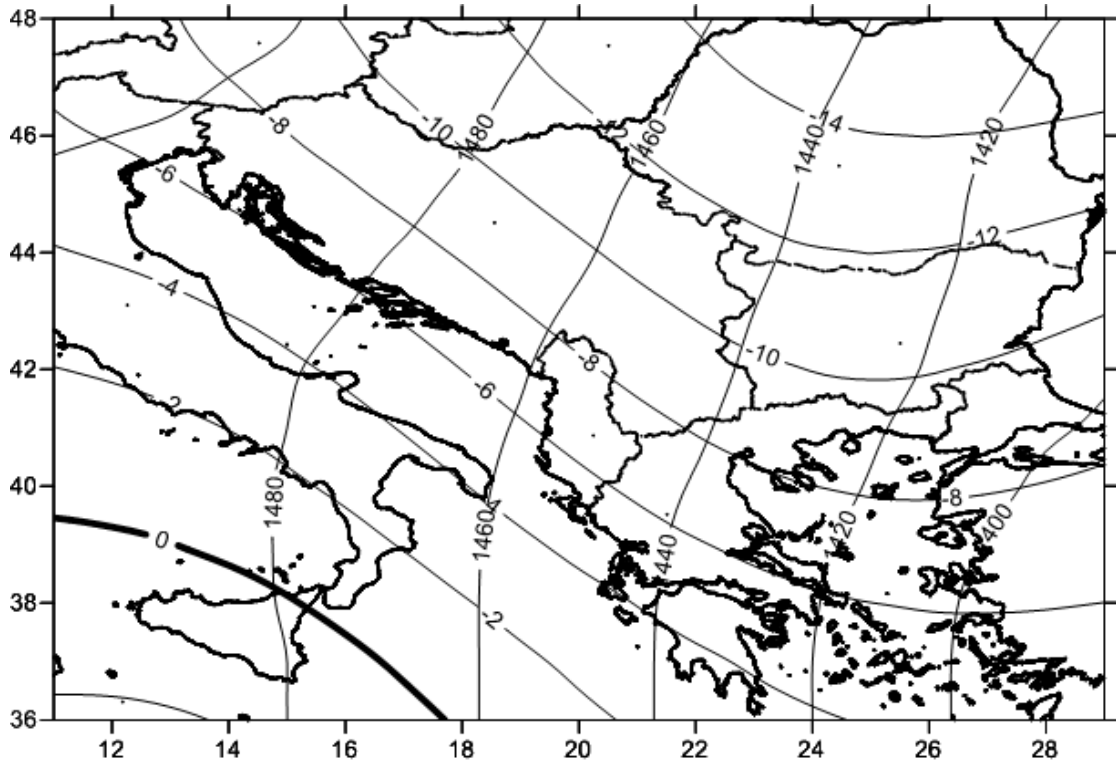
ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

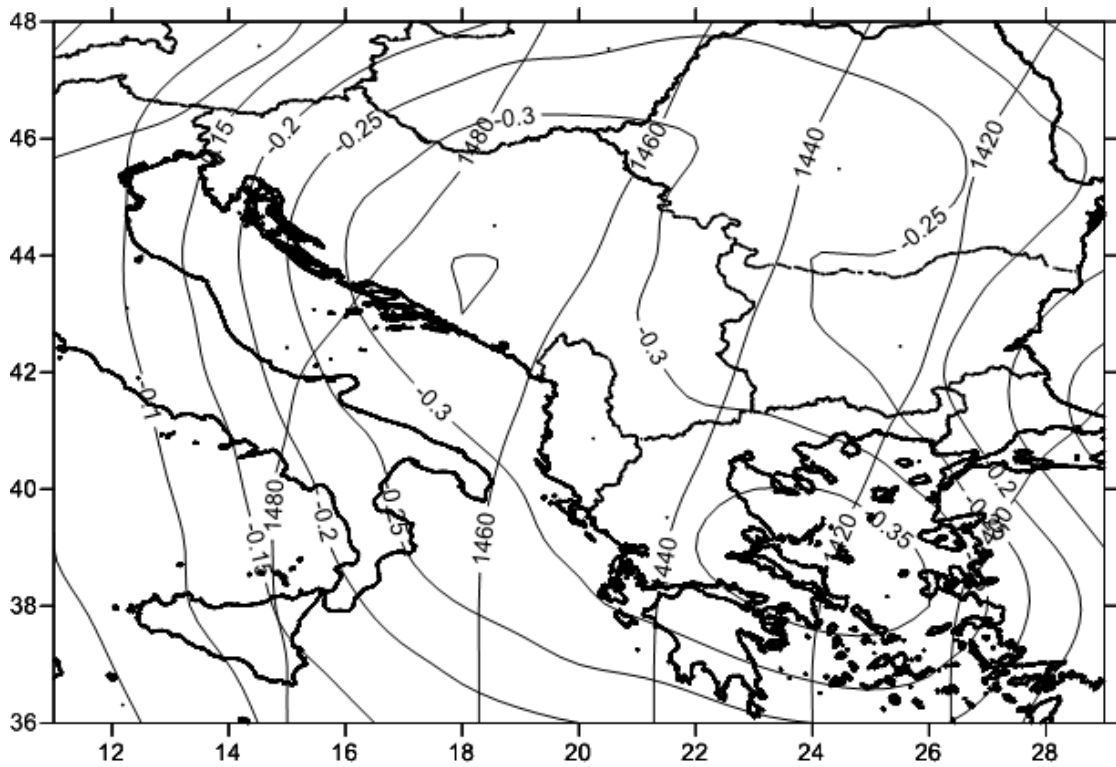
Forecast Valid 00Z31JAN1991



Χάρτης 3.2.10 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 31-01-1991 00 UTC



Σχήμα 3.2.11 : 31/01/91 850 hPa 00 UTC, ισόθερμες

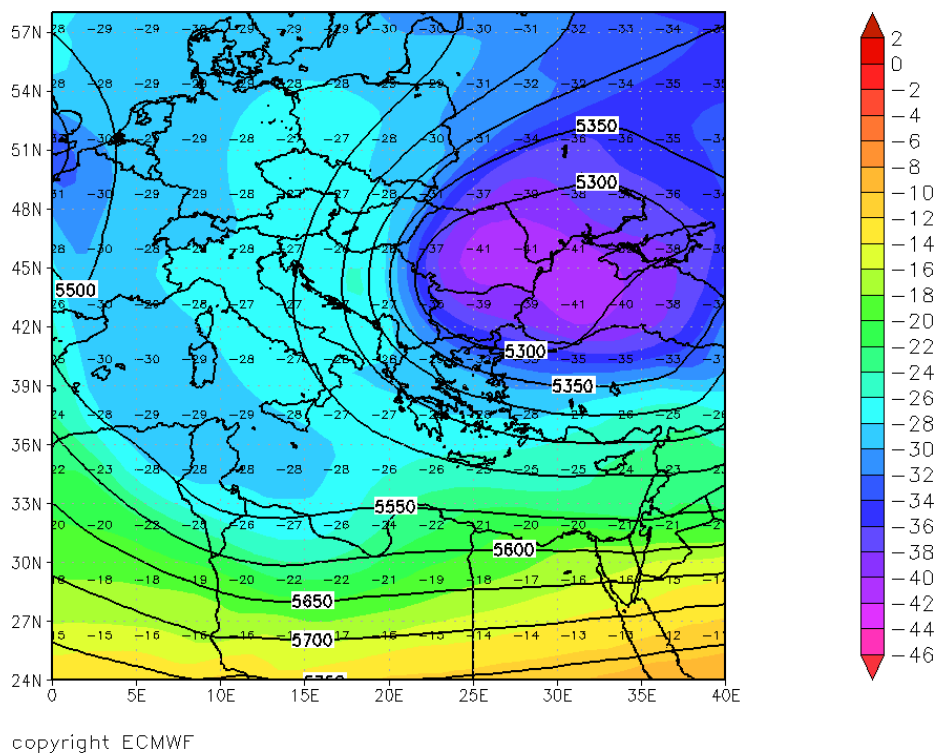


Σχήμα 3.2.12 : 31/01/91 850 hPa 00 UTC, μεταφορά θερμοκρασίας
($^{\circ}\text{C/h}$)

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z01FEB1991

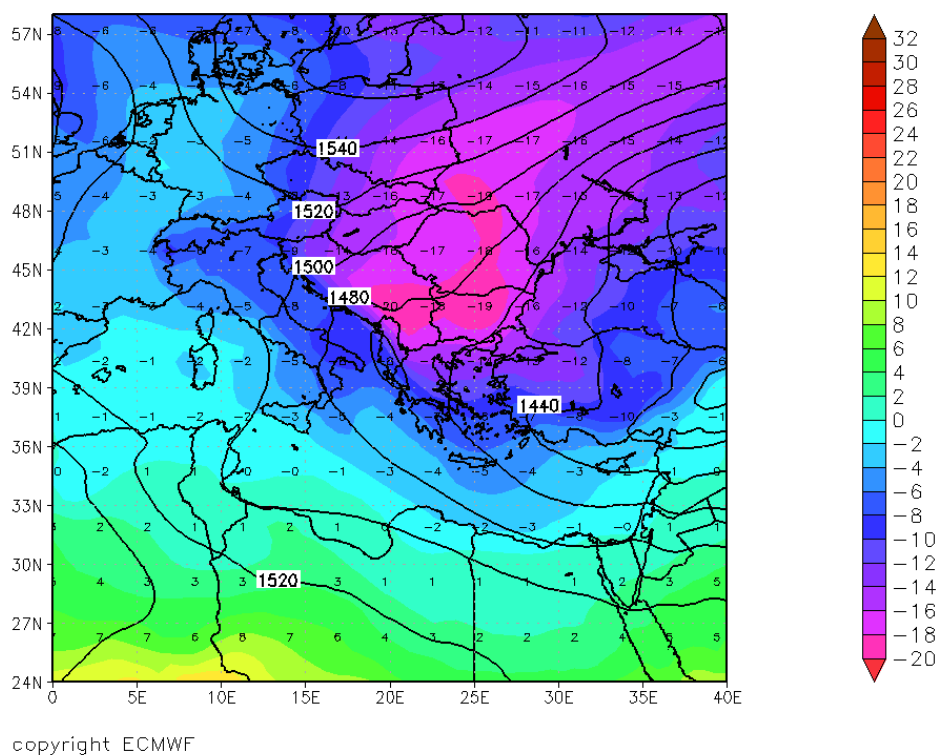


Χάρτης 3.2.13 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 01-02-91 00 UTC

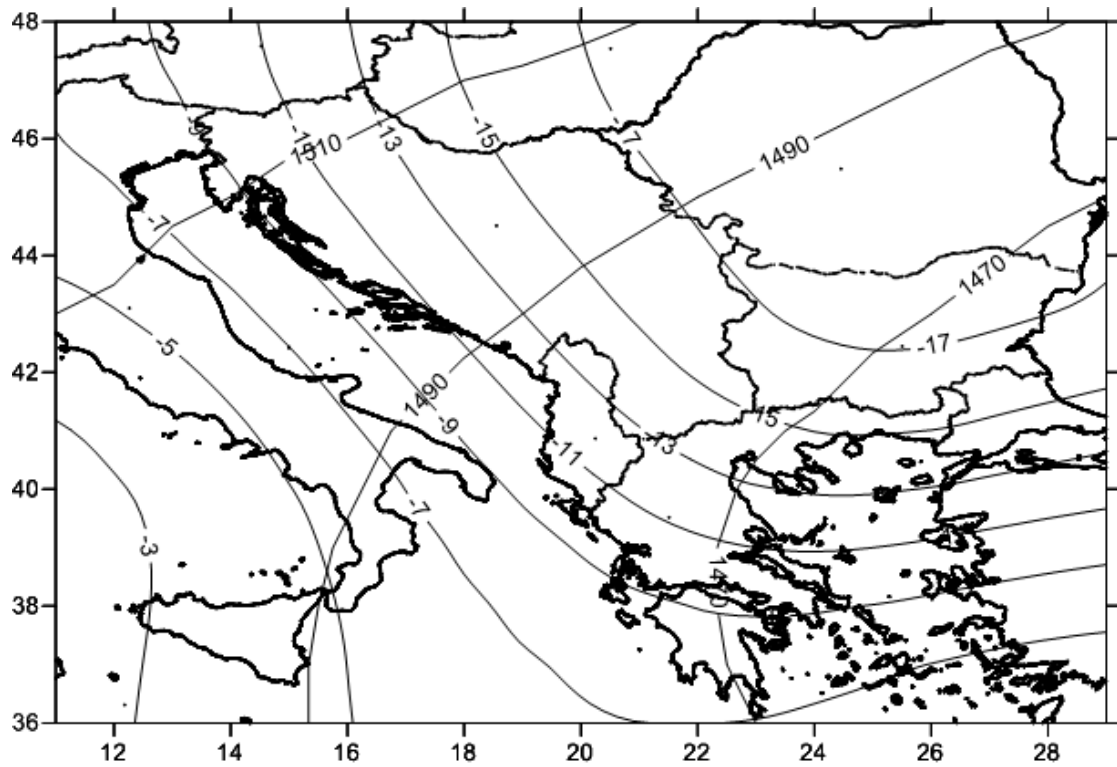
ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

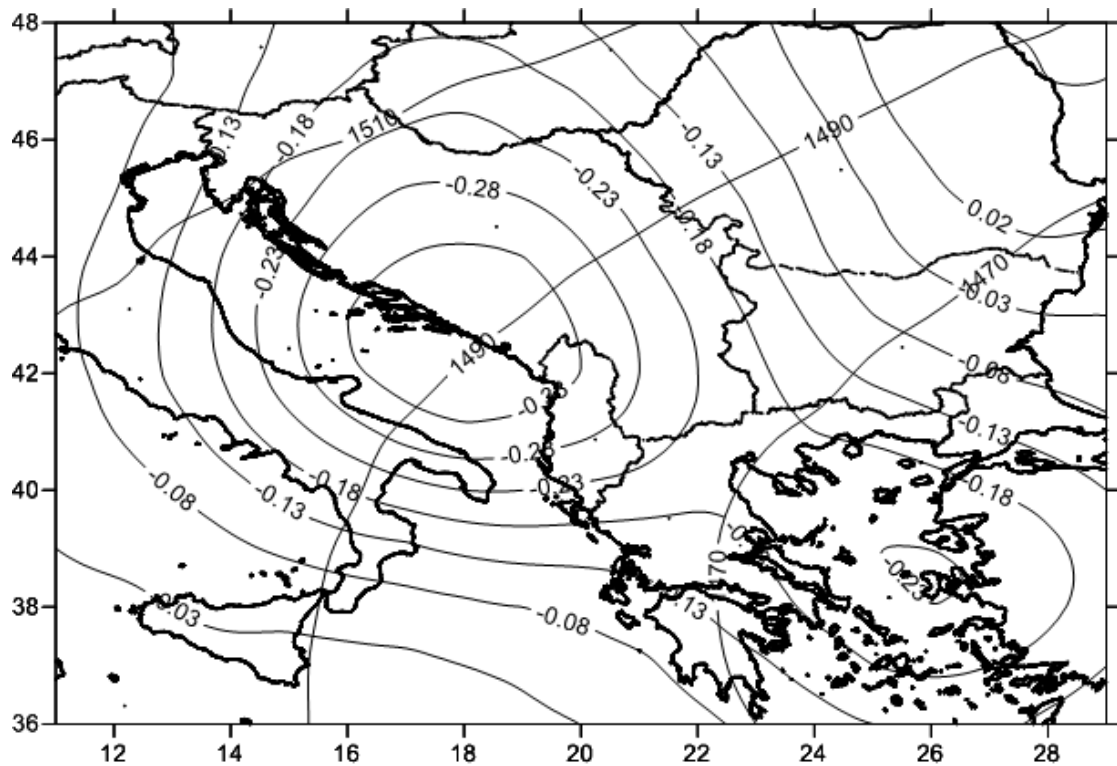
Forecast Valid 00Z01FEB1991



Χάρτης 3.2.14 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 01-02-1991 00 UTC



Σχήμα 3.2.15 : 01/02/91 850 hPa 00 UTC, ισόθερμες

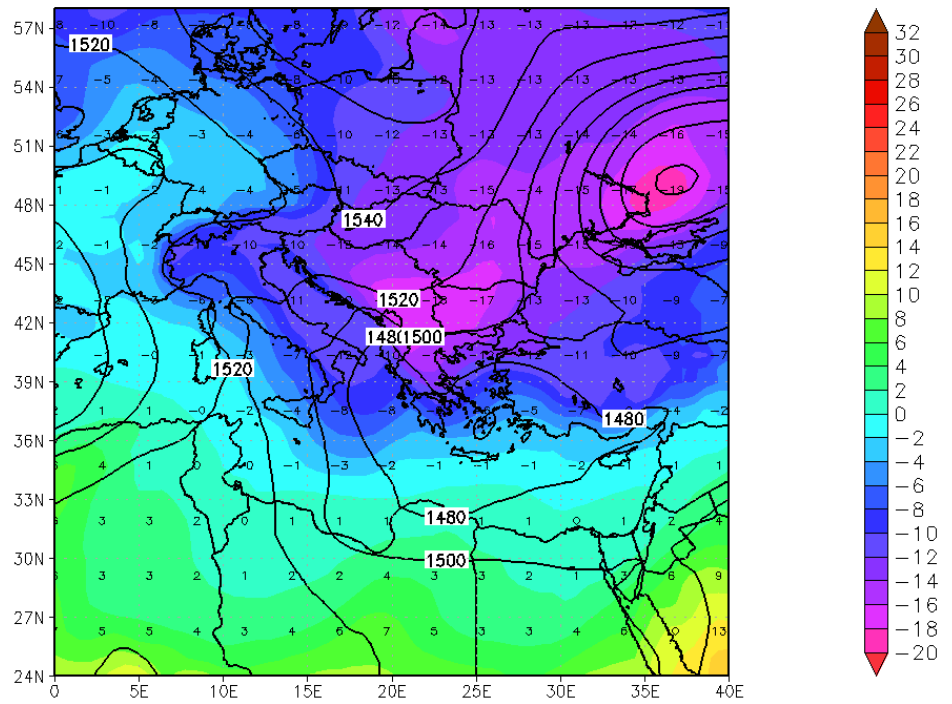


Σχήμα 3.2.16 : 01/02/91 850 hPa 00 UTC, μεταφορά θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z02FEB1991



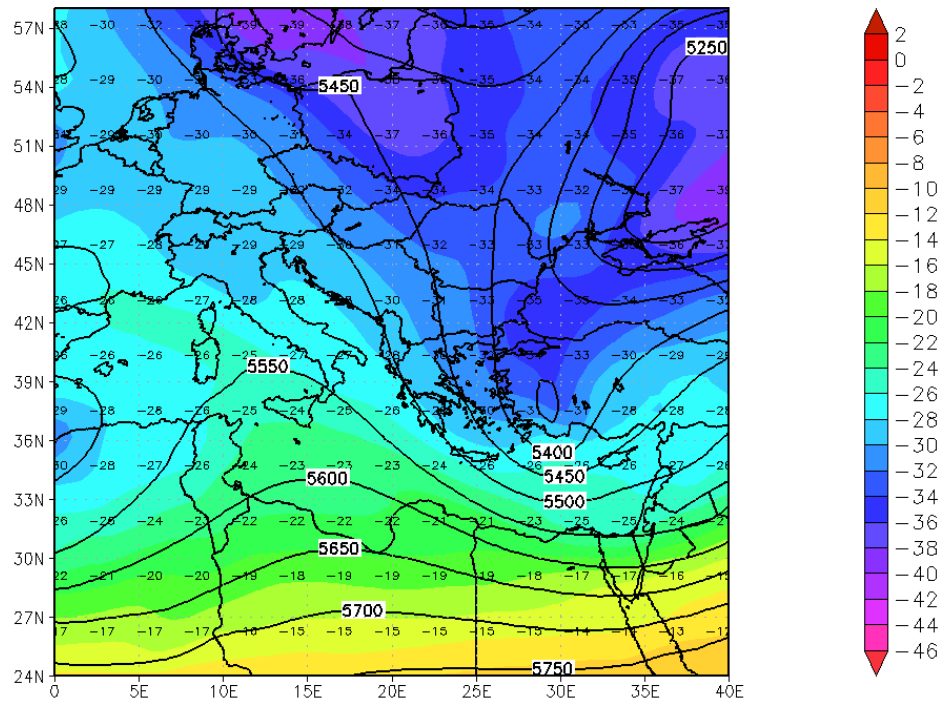
copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.17 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 02-02-1991 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z03FEB1991



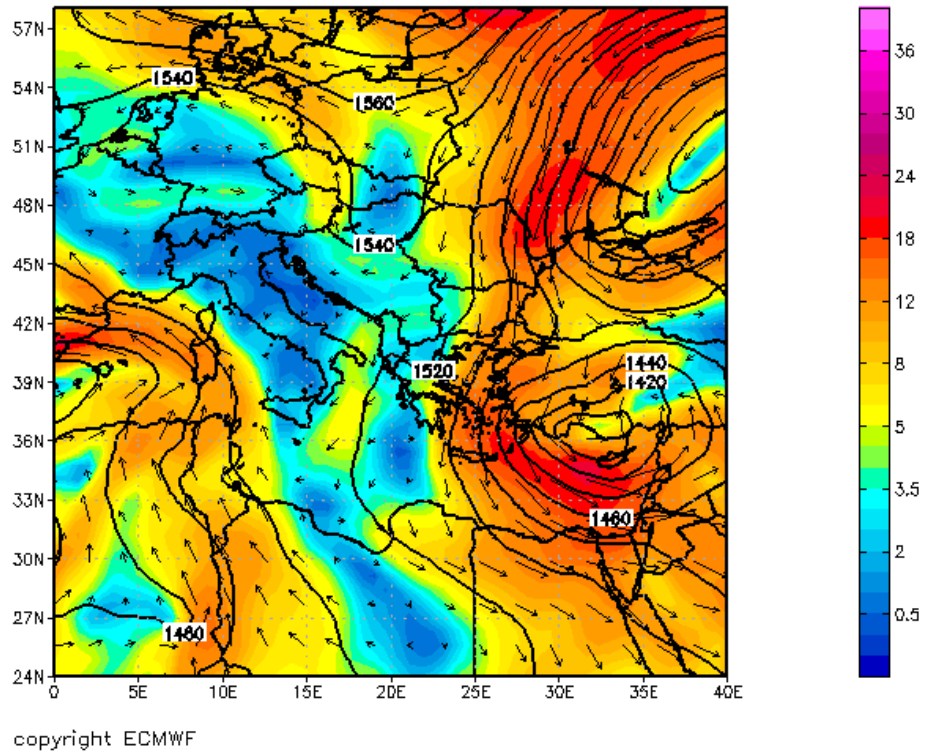
copyright ECMWF

Χάρτης 3.2.18 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 03-02-91 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Wind at 850hpa (m/s) and Geop. Height

Forecast Valid 00Z03FEB1991

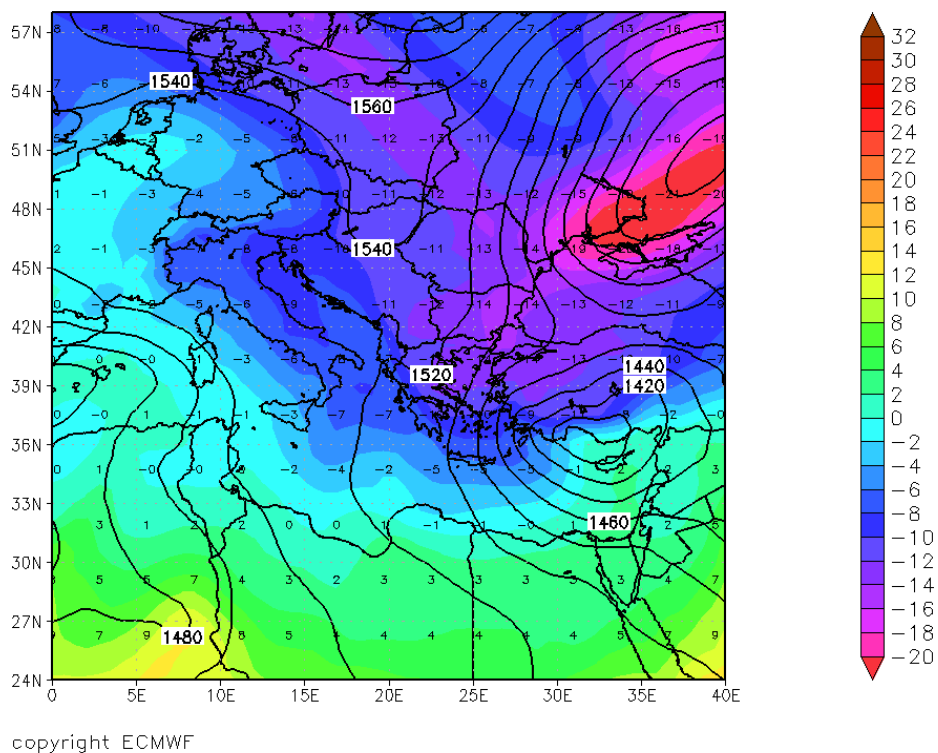


Χάρτης 3.2.19 : Άνεμος στα 850 hPa 03-02-1991 00 UTC

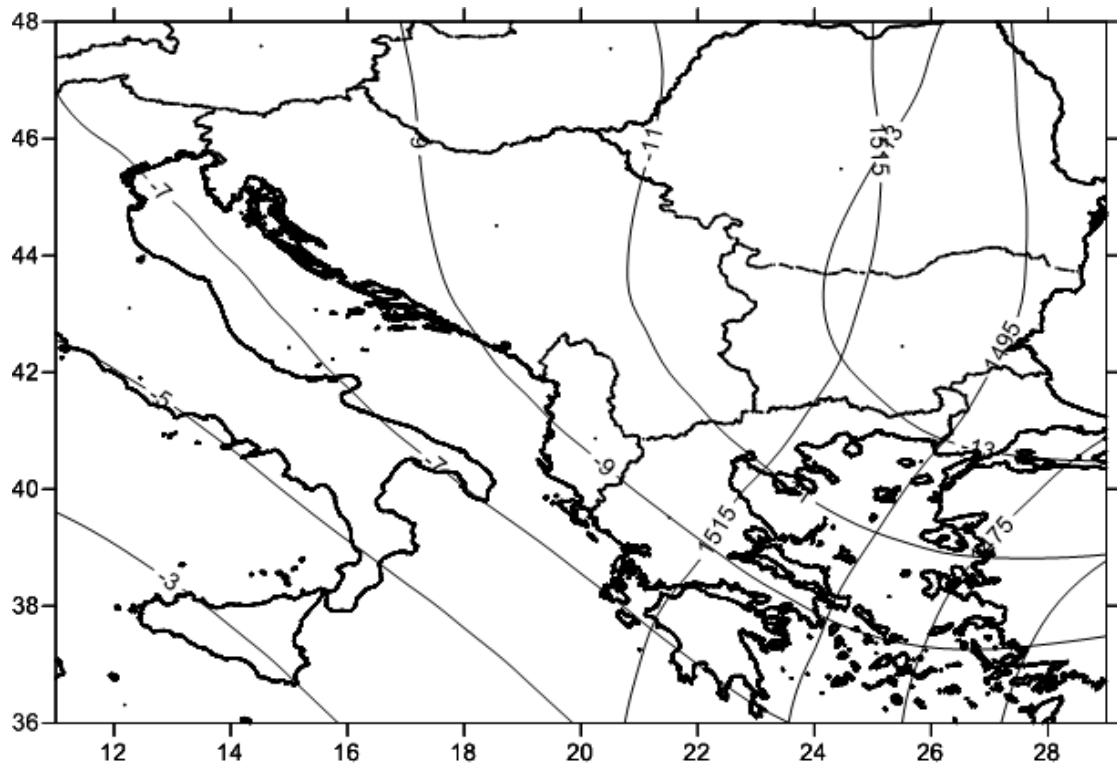
ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

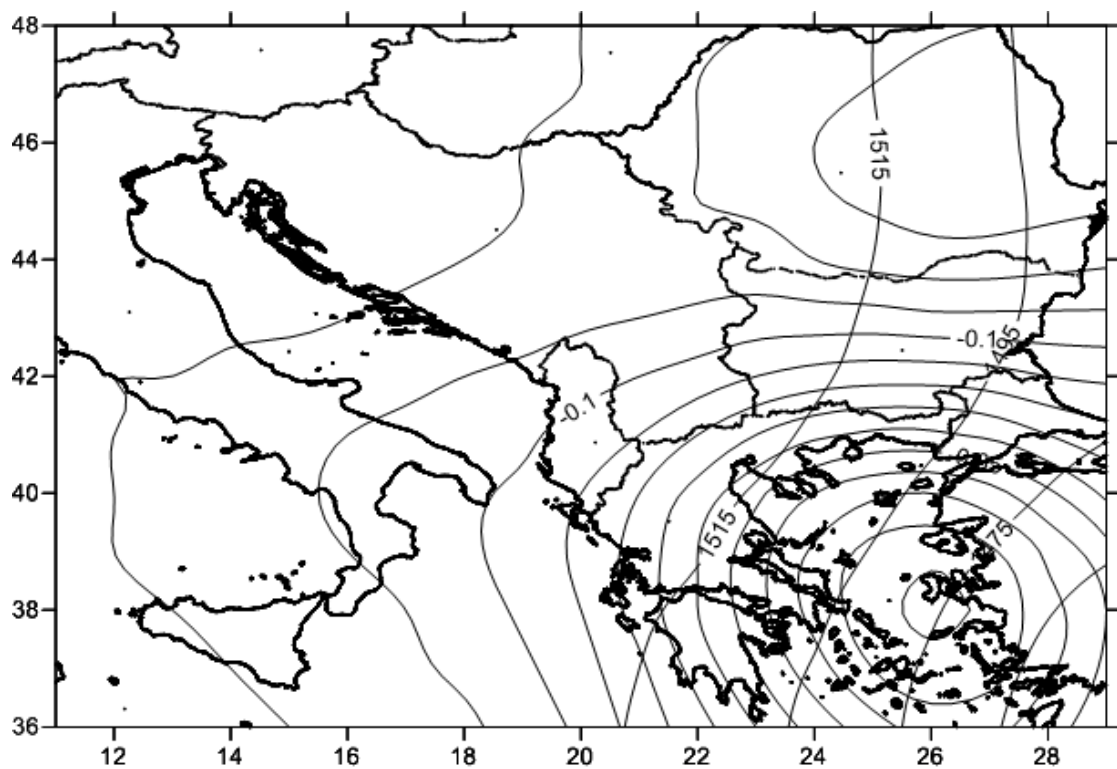
Forecast Valid 00Z03FEB1991



Χάρτης 3.2.20 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 03-02-1991 00 UTC



Σχήμα 3.2.21 : 03/02/91 850 hPa 00 UTC , ισόθερμες

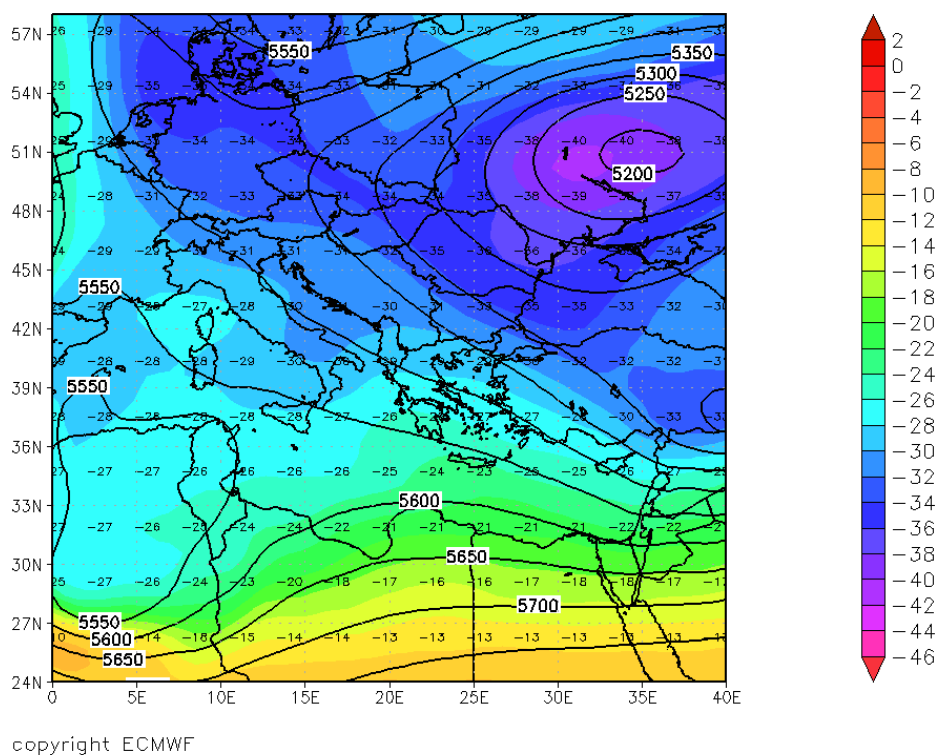


Σχήμα 3.2.22 : 03/02/91 850 hPa 00 UTC , μεταφορά θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z04FEB1991

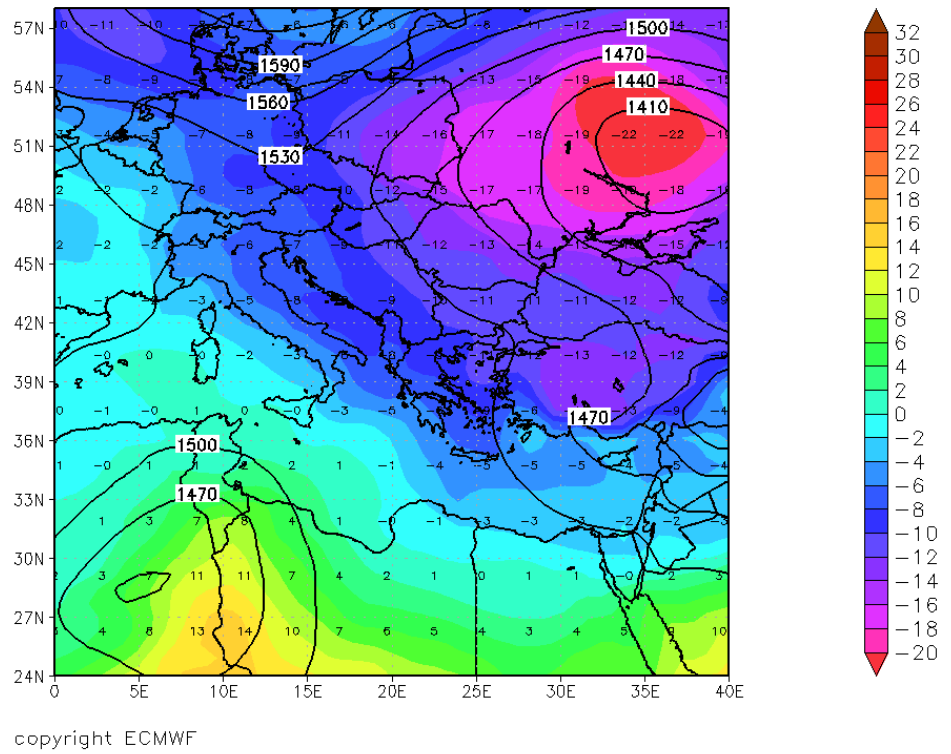


Χάρτης 3.2.23 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 04-02-91 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z04FEB1991

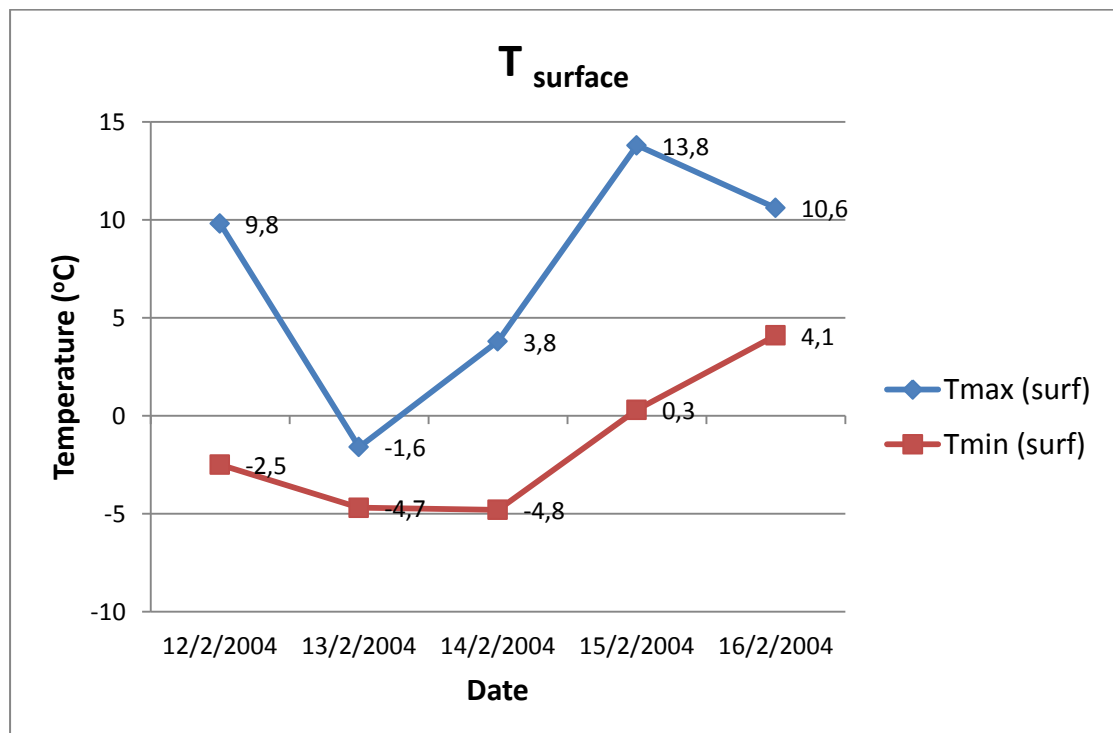


Χάρτης 3.2.24 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 04-02-1991 00 UTC

3.3 ΤΡΙΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ: ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2004

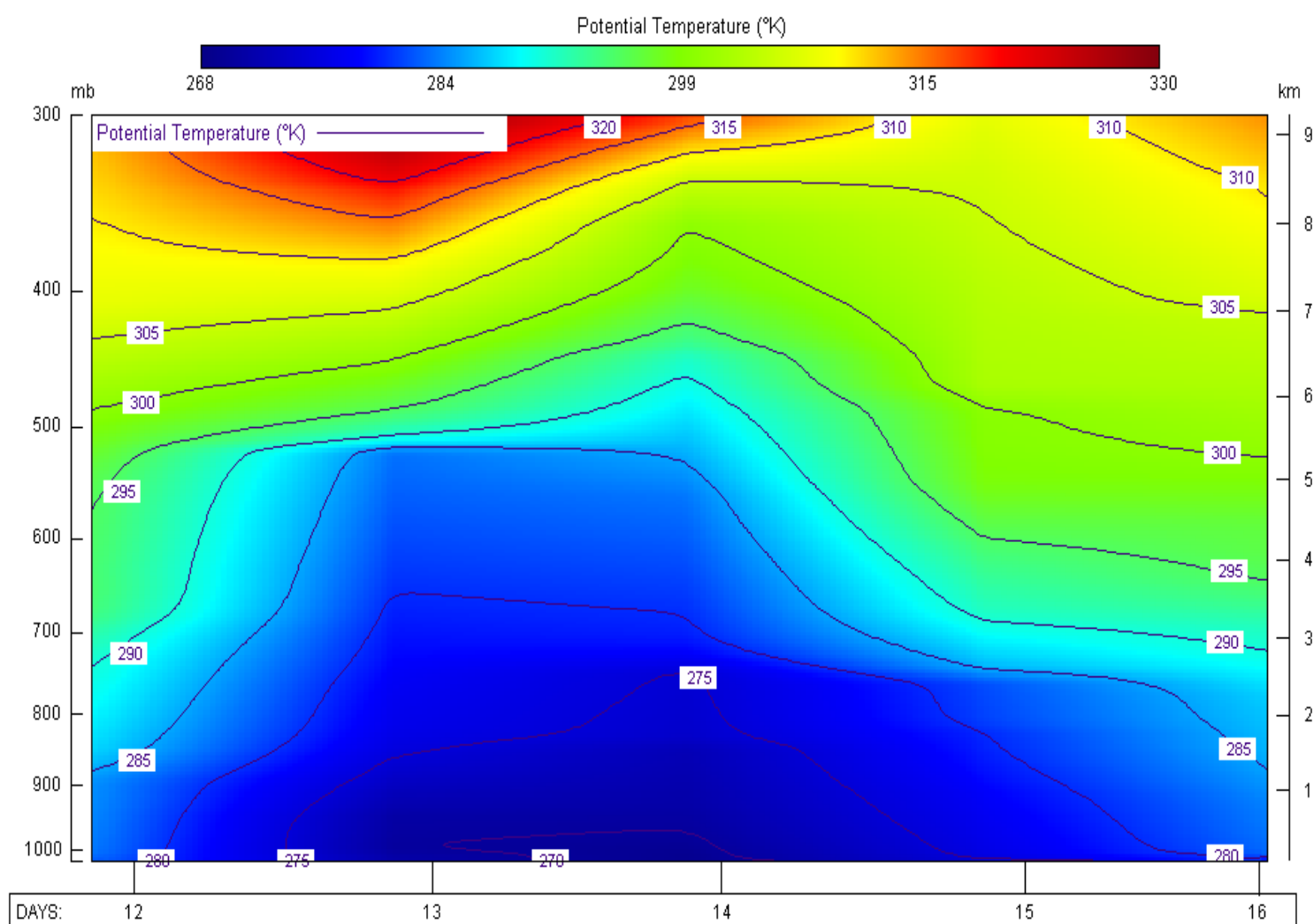
ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗΣ ΤΗΣ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ

Το τρίτο περιστατικό ψυχρής εισβολής το οποίο μελετήσαμε ξεκίνησε στις 12 Φεβρουαρίου 2004 και έληξε στις 15 Φεβρουαρίου 2004. Στο σχήμα 3.3.1.A δίνεται η πορεία των μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών στο Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών για μια σειρά ημερών κατά τη διάρκεια εξέλιξης της εισβολής. Σε αυτή την περίπτωση, όπως φαίνεται και στους χάρτες 3.3.2 και 3.3.4, η ψυχρή αέρια μάζα είναι αρκτική και είχε ξεκινήσει από τον παγωμένο αρκτικό ωκεανό βορειοανατολικά της Σκανδιναβίας.



Σχήμα 3.3.1.A: Πορεία μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών 24ώρου στο Αστεροσκοπείο Αθηνών κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής

Στη συνέχεια βλέπουμε ένα διάγραμμα που απεικονίζει την χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος (Σχήμα 3.3.1.B). Όπως είναι γνωστό η κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος απεικονίζει τις περιοχές όπου επικρατεί ψυχρή ή θερμή αέρια μάζα. Επιπλέον, γίνεται φανερή και η κατακόρυφη έκταση ενός μετώπου. Παρατηρούμε ότι στις 12, 13 και 14 Φεβρουαρίου 2004 έχουμε την έλευση ενός ψυχρού μετώπου καλά οργανωμένου καθ' ύψος που φτάνει μέχρι και την επιφάνεια των 500hPa. Δεδομένα ραδιοβολίσεων χρησιμοποιήσαμε από τον σταθμό του Ελληνικού.



Σχήμα 3.3.1.B : Χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος για την περίοδο 12-16/02/2004 στις 00 UTC στην περιοχή των Αθηνών.

Στις 8 Φεβρουαρίου 2004 η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας ήταν ιδιαίτερα υψηλή σε σχέση με την μέση θερμοκρασία του μήνα ($\bar{T} = 1^{\circ}\text{C}$). Συγκεκριμένα, στα 850hPa (00 UTC) η θερμοκρασία ήταν $15,2^{\circ}\text{C}$, γεγονός που οφειλόταν στη θερμή μεταφορά που είχε προηγηθεί από την περιοχή της Ιταλίας. Στις 10 Φεβρουαρίου 2004 η αντίστοιχη θερμοκρασία έπεσε στους $3,2^{\circ}\text{C}$. Όπως βλέπουμε και στον χάρτη 3.3.4, στην βόρεια Ευρώπη (δυτικά και ανατολικά της Σκανδιναβίας) υπάρχει μια ψυχρή αέρια μάζα η οποία κινείται προς νότο. Στον χάρτη 3.3.2 παρατηρούμε τον σχηματισμό μιας ισχυρής trough ανατολικά της Σκανδιναβίας ενώ στον χάρτη 3.3.4 παρατηρούμε ότι στην περιοχή αυτή έχει σχηματισθεί ένα ισχυρό πεδίο χαμηλών πιέσεων το οποίο σε συνδυασμό με τις υψηλές πιέσεις της δυτικής Ευρώπης και της μεγάλης Βρετανίας είχαν σαν αποτέλεσμα την ανάπτυξη έντονου βορείου ρεύματος μεταξύ τους (παρατηρούμε και στον χάρτη την έντονη πυκνότητα των ισοϋψών).

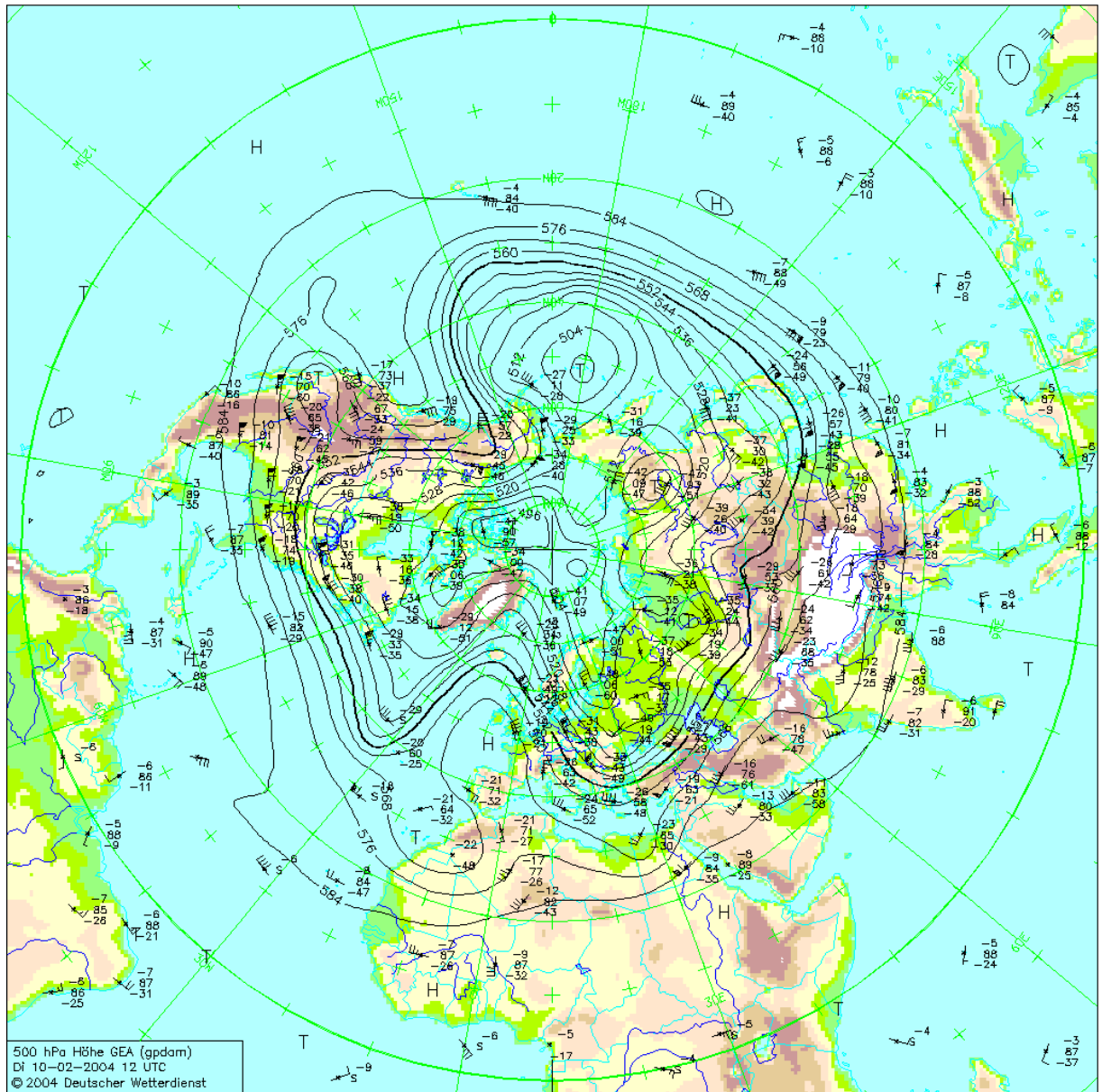
Στις 11 Φεβρουαρίου 2004, όπως βλέπουμε στον χάρτη 3.3.5 η trough έχει επεκταθεί προς νότο και κατευθύνεται προς την περιοχή της Ελλάδας ενώ από τον χάρτη 3.3.7 φαίνεται η έντονη ψυχρή μεταφορά. Η ψυχρή αέρια μάζα έχει αρχίσει να επιδρά στον Ελληνικό χώρο μέχρι στιγμής μόνο στις βορειοανατολικές ηπειρωτικές περιοχές.

Στις 12 Φεβρουαρίου 2004 η επίδρασή της στην Ελλάδα γίνεται πλέον ουσιαστική. Κοιτάζοντας το χάρτη 3.3.8 παρατηρούμε ότι η ψυχρή αέρια μάζα έχει φτάσει πλέον πάνω από τα κεντρικά Βαλκάνια. Κατά την κάθοδό της προς νότο, η αέρια μάζα θερμαίνεται διαβατικά εκ των κάτω από την Μαύρη θάλασσα και την Μεσόγειο. Η ισόθερμη που περνά πάνω από την Ελλάδα είναι η -14°C για τη βόρεια και -12°C για την νότια περιοχή της. Η ψυχρή αέρια μάζα φαίνεται ότι κατεβαίνει με μεγάλη ταχύτητα με αποτέλεσμα η πτώση της θερμοκρασίας μεταξύ της ημέρας αυτής και της επόμενης (13-02-2004) να είναι ραγδαία, όπως φαίνεται και στο διάγραμμα της πορείας της θερμοκρασίας στα 850hPa στο Κεφάλαιο 2 της εργασίας (Σχήμα 2.9). Το απόγευμα της 12^{ης} Φεβρουαρίου 2004 ο ψυχρός αέρας έχει καλύψει την Ελλάδα με αποτέλεσμα να παρουσιαστούν έντονες χιονοπτώσεις στο βόρειο, το κεντρικό και το νότιο τμήμα της χώρας.

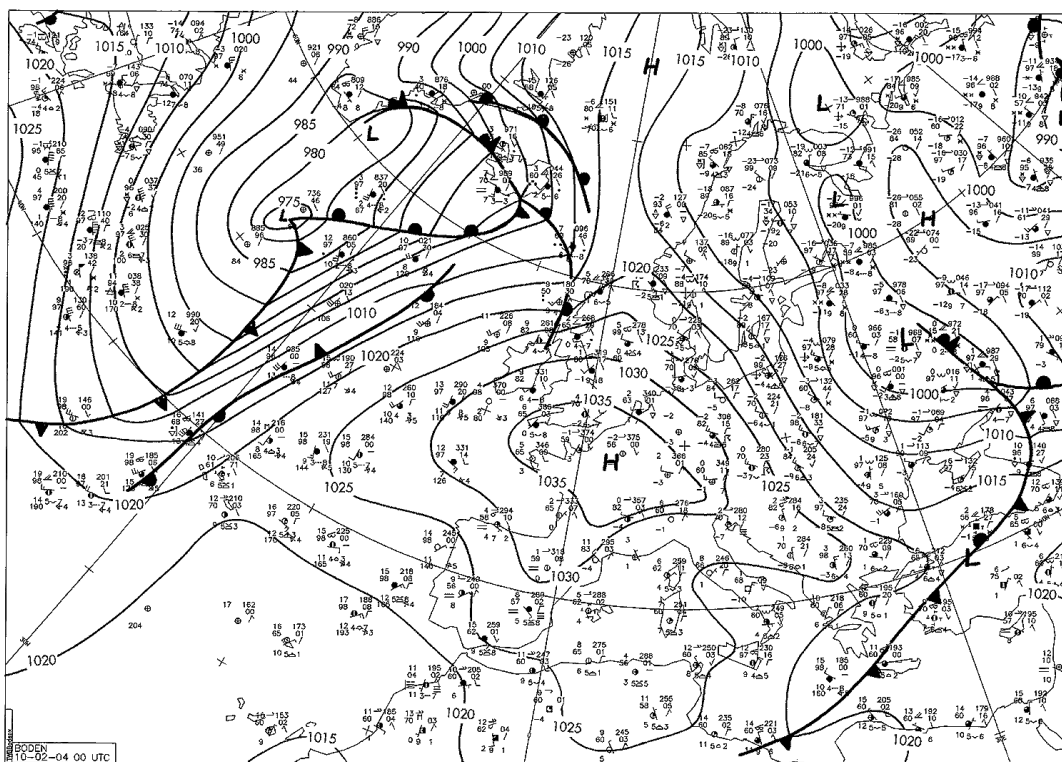
Στις 13 Φεβρουαρίου 2004 η ψυχρή εισβολή συνεχίζει να εξελίσσεται κανονικά. Όπως φαίνεται στον χάρτη 3.3.11, η εκτεταμένη trough που υπήρχε στα ανατολικά έχει κινηθεί νοτιοανατολικά και στον χάρτη 3.3.12 βλέπουμε ότι έχει δημιουργηθεί ένα κλειστό χαμηλό ανατολικά, επάνω από την περιοχή της Τουρκίας, τις νότιες ακτές της Ουκρανίας και εκτείνεται προς νότο μέχρι το Νότιο Αιγαίο. Αιτία για τη δημιουργία αυτού του χαμηλού ήταν η διαβατική θέρμανση της αέριας μάζας εκ των κάτω κατά την κάθοδό της καθώς κινήθηκε πάνω από θάλασσα. Έτσι είχαμε το σχηματισμό ανοδικών ρευμάτων και άρα την δημιουργία βαρομετρικού χαμηλού στην επιφάνεια και στα 850hPa, το οποίο κατόπιν σε συνδυασμό με τις υψηλότερες πιέσεις οδήγησε στο σχηματισμό έντονων ανέμων στα δυτικά (χάρτης 3.3.15). Παρατηρούμε και στον χάρτη με τη θερμοκρασία στα 850hPa (χάρτης 3.3.13 και 3.3.14) πως

ιδιαίτερα χαμηλές θερμοκρασίες έχουν καλύψει την περιοχή της Ελλάδας. Συγκεκριμένα, οι ισόθερμες -16°C , -18°C , -20°C βρίσκονται πάνω από την κεντρική και βόρεια Ελλάδα ενώ η ψυχρή μεταφορά για την ημέρα αυτή είναι ιδιαίτερα έντονη. Επίσης, έχουμε την εμφάνιση έντονων χιονοπτώσεων σε όλη την Ελλάδα αλλά και στην Κρήτη και στα νησιά του ανατολικού Αιγαίου. Πιο κάτω βλέπουμε και τον άνεμο στα 850hPa (χάρτης 3.3.15) όπου φαίνεται ότι έχουμε βόρειο άνεμο μεγάλης έντασης.

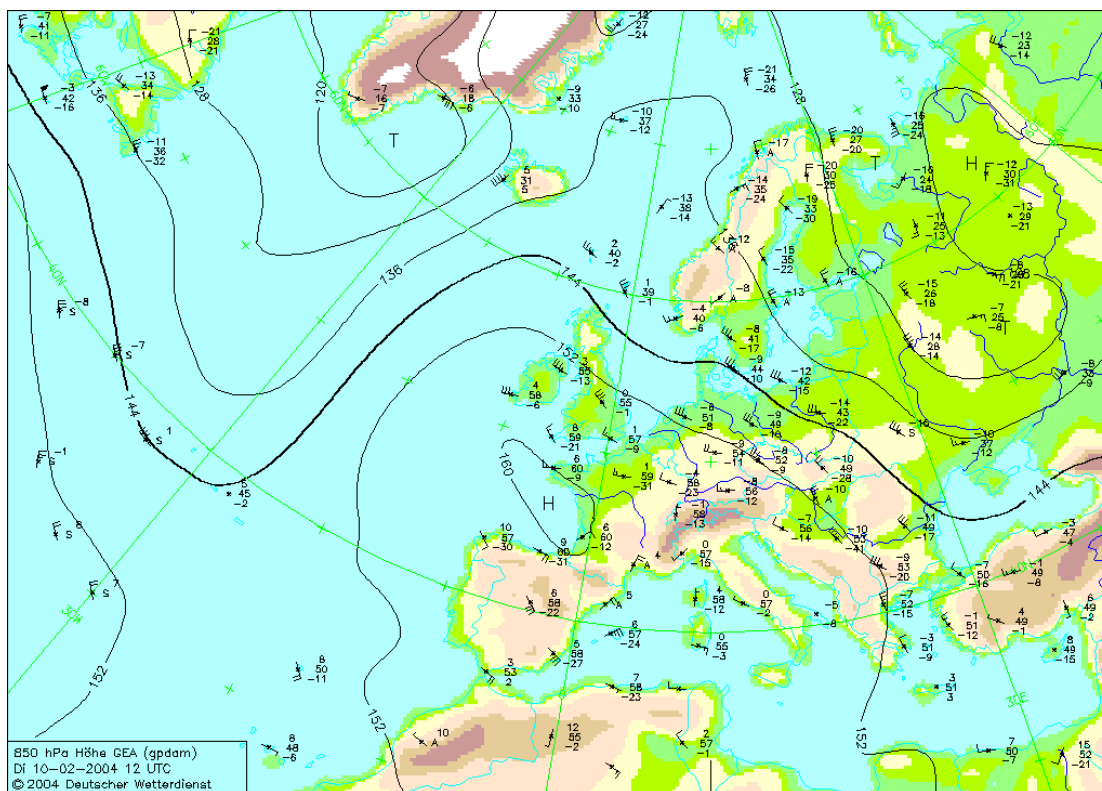
Στις 14 Φεβρουαρίου 2004 η trough έχει πλέον αρχίσει να κατευθύνεται προς την περιοχή της Κύπρου και της ανατολικής μεσογείου και συγκεκριμένα προς το Ισραήλ και την περιοχή της Αιγύπτου (χάρτης 3.3.16). Η ψυχρή εισβολή έχει φτάσει στο τελευταίο της στάδιο και η θερμοκρασία στα 850hPa στην περιοχή της Αθήνας είναι $-13,7^{\circ}\text{C}$ (σχήμα 2.9, κεφάλαιο 2). Επικρατούν συνθήκες αίθριου ουρανού ενώ η θερμοκρασία μεταξύ αυτής και της επόμενης ημέρας αρχίζει να παρουσιάζει άνοδο. Στις 15 Φεβρουαρίου 2004, όπως βλέπουμε και στον χάρτη των 850hPa (χάρτης 3.3.19) η ψυχρή εισβολή έχει πλέον διαλυθεί.



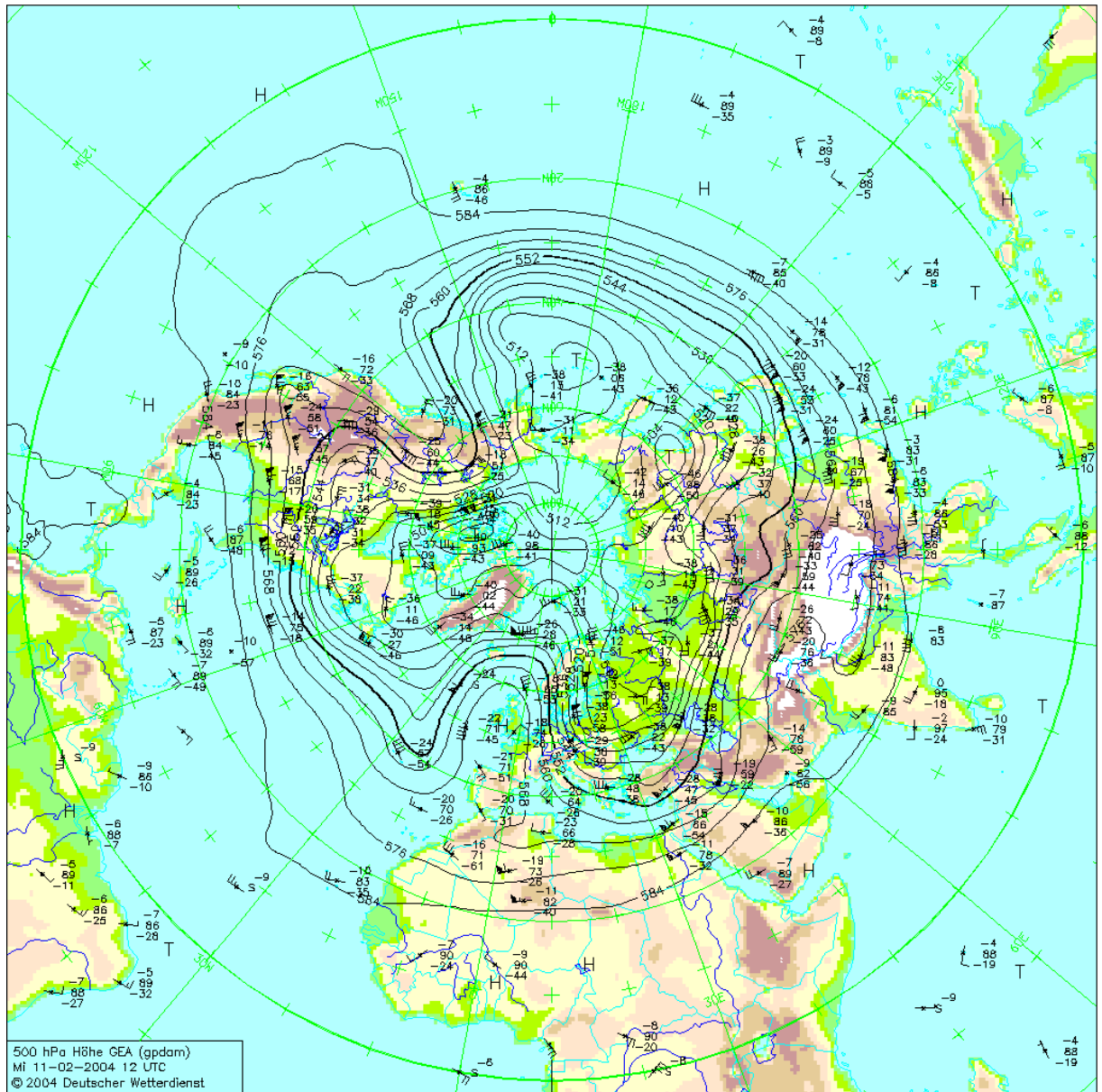
Χάρτης 3.3.2 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 10-02-04 12 UTC



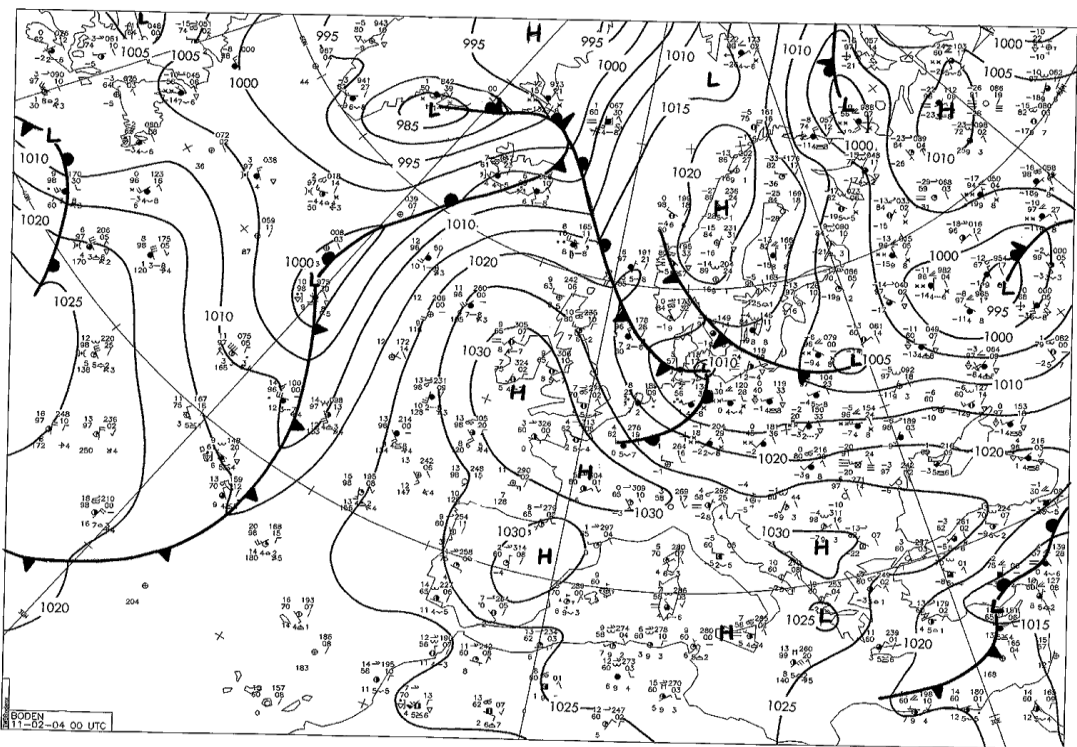
Χάρτης 3.3.3 : Ανάλυση χάρτη επιφάνειας για τις 10-02-04 00 UTC



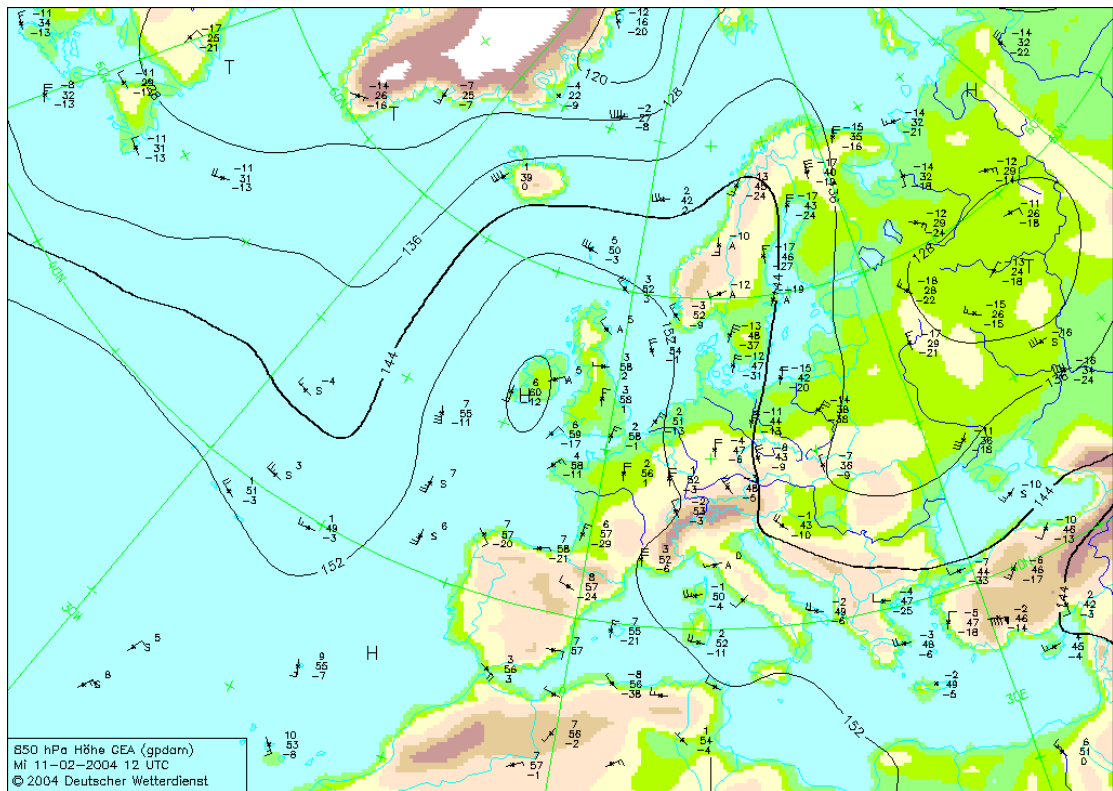
Χάρτης 3.3.4 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 10-02-04 12 UTC



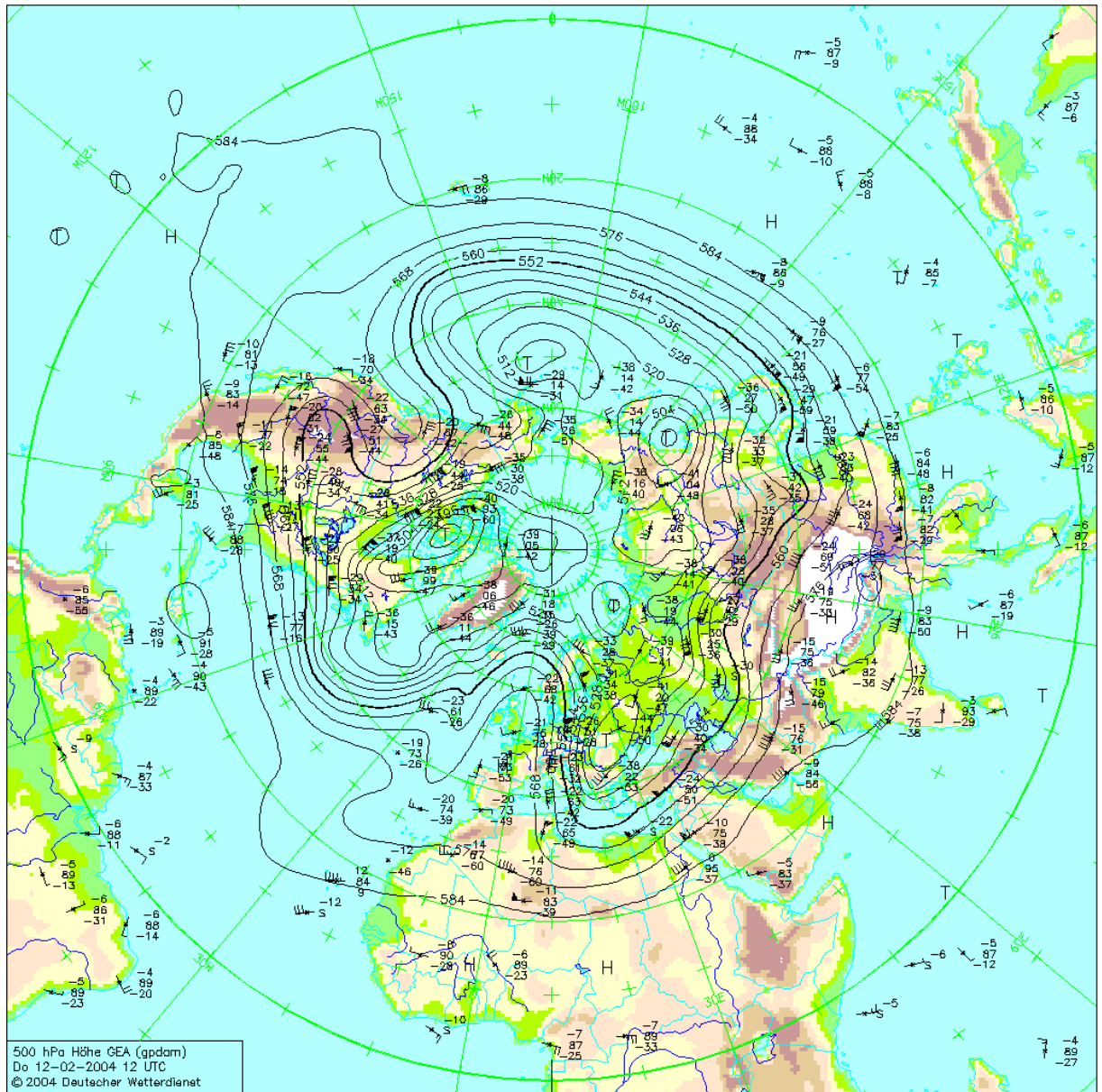
Χάρτης 3.3.5 : Ανάλυση χάρτη 500hPa για τις 11-02-04 12 UTC



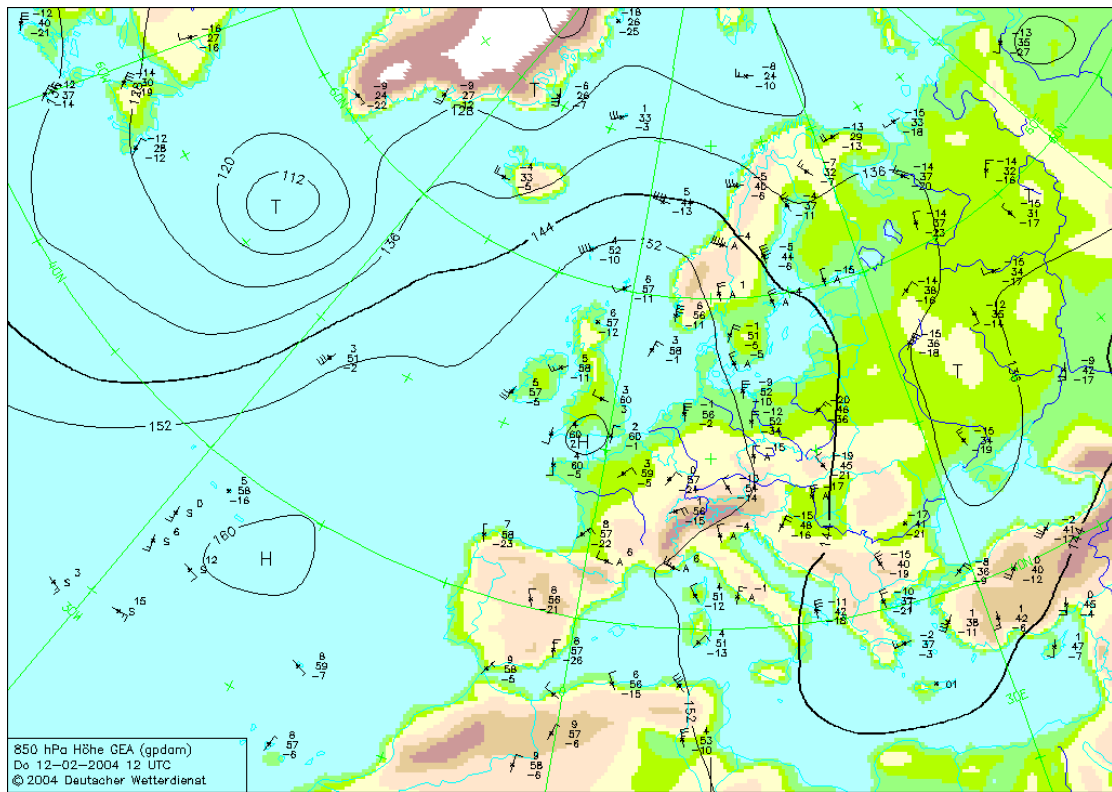
Χάρτης 3.3.6 : Ανάλυση χάρτη επιφάνειας για τις 11-02-04 00 UTC



Χάρτης 3.3.7 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 11-02-04 12 UTC



Χάρτης 3.3.8 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 12-02-2004 12 UTC

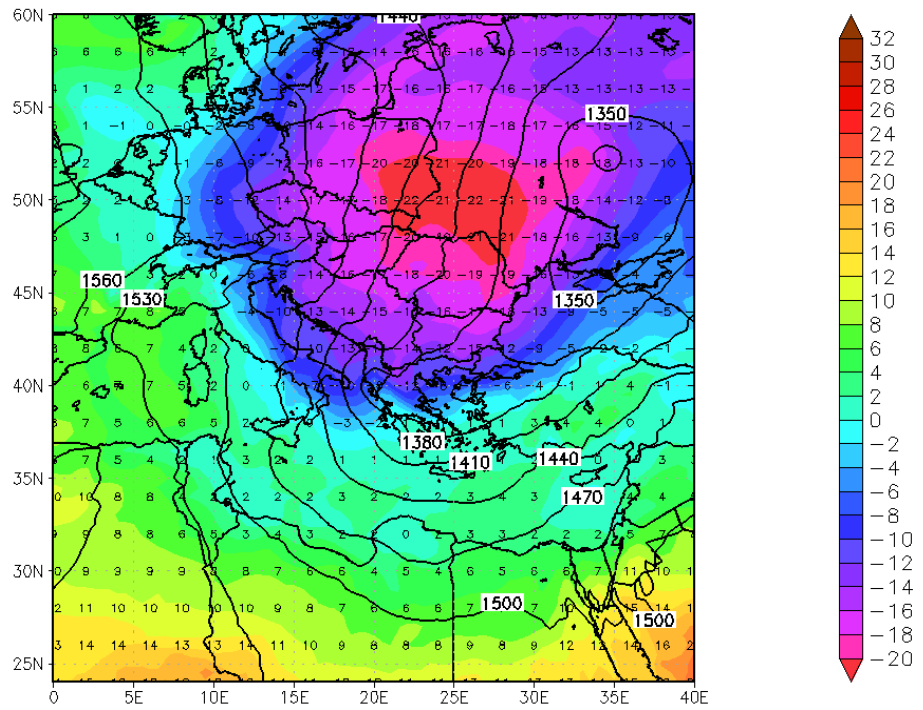


Χάρτης 3.3.9: Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 12-02-04 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

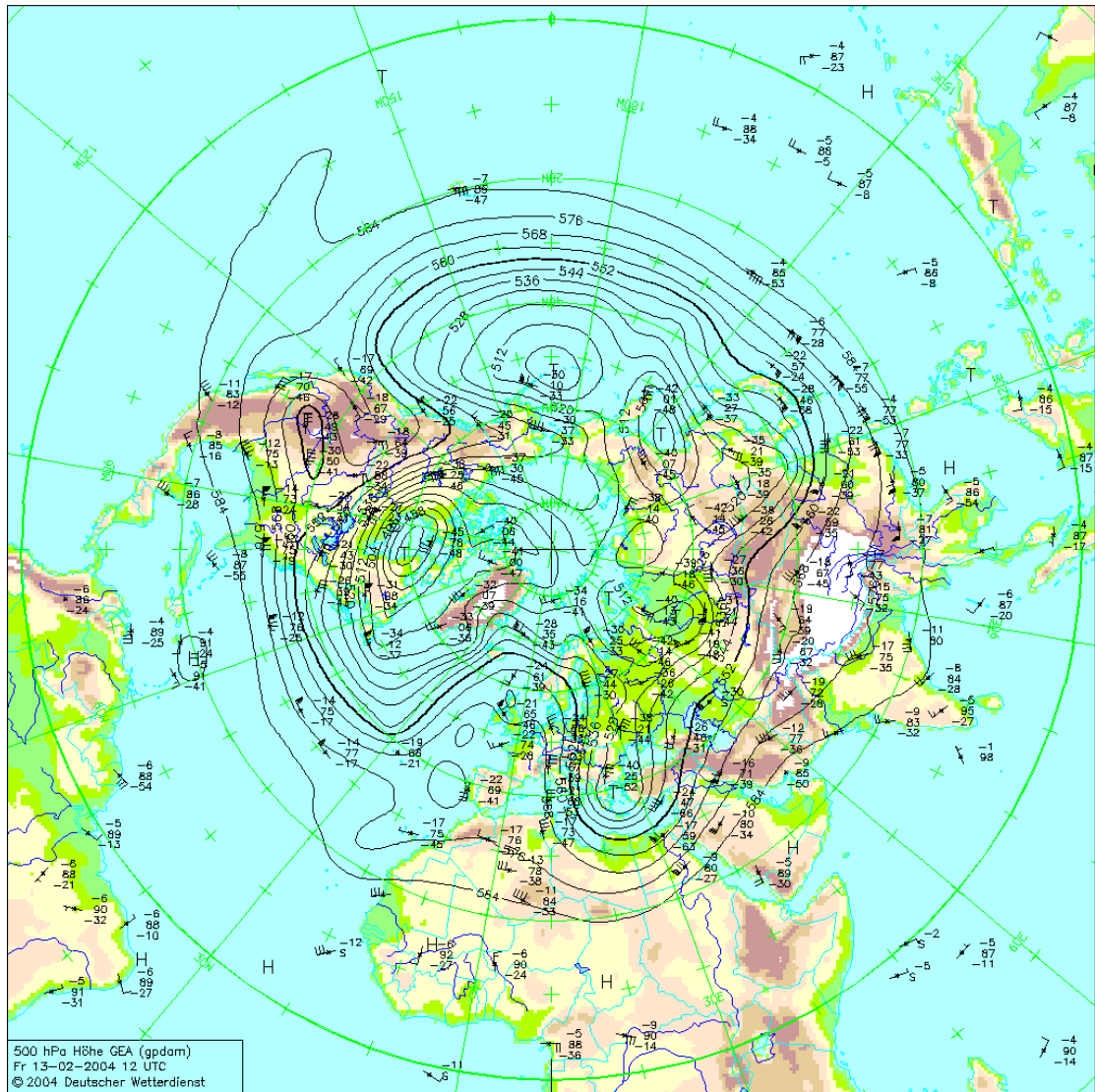
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 12Z12FEB2004

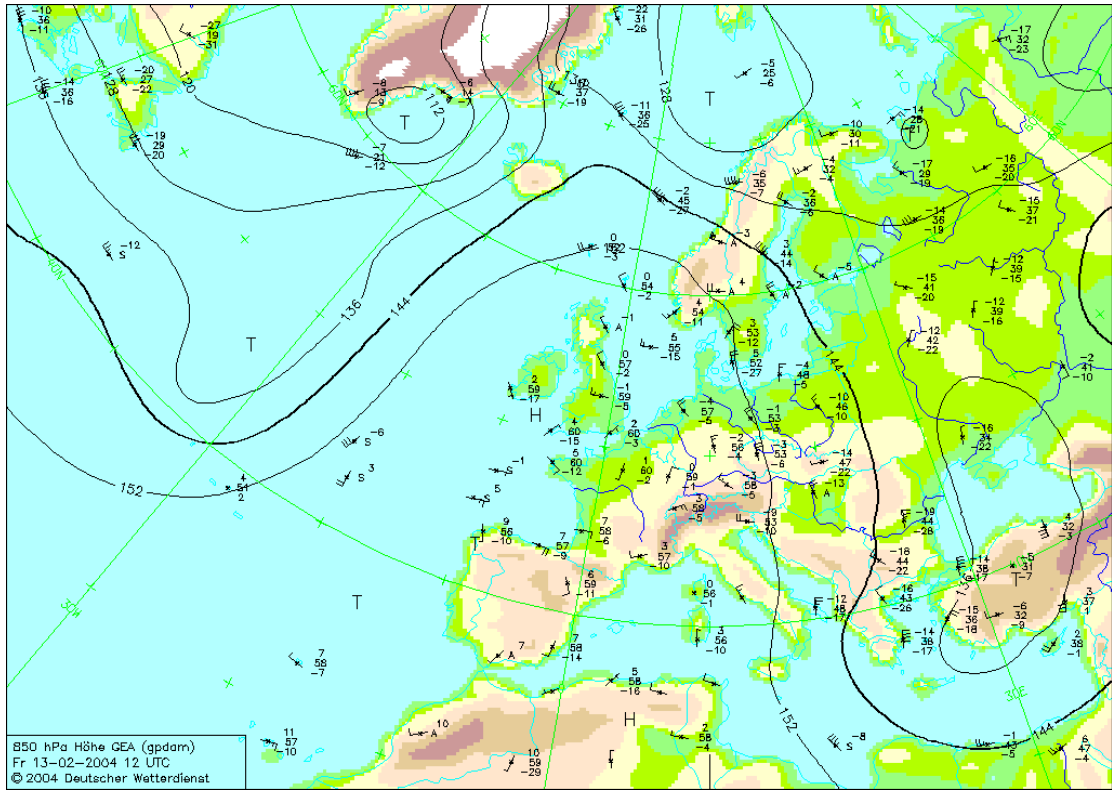


copyright ECMWF

Χάρτης 3.3.10 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 12-02-2004 12 UTC



Χάρτης 3.3.11 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 13-02-2004 12 UTC

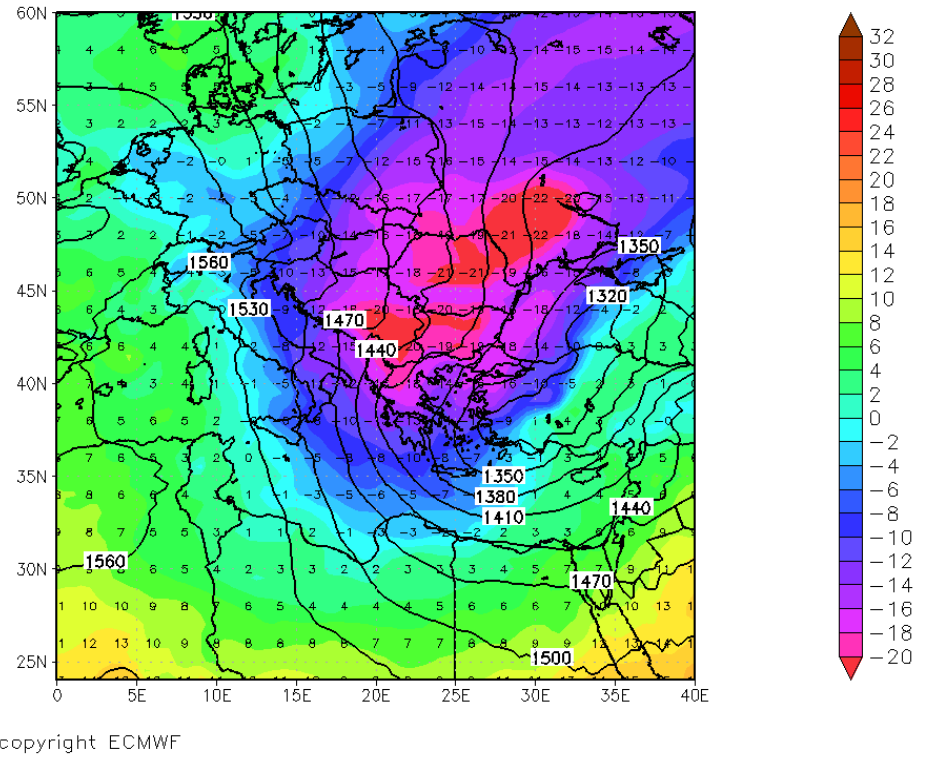


Χάρτης 3.3.12 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 13-02-04 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 06Z13FEB2004

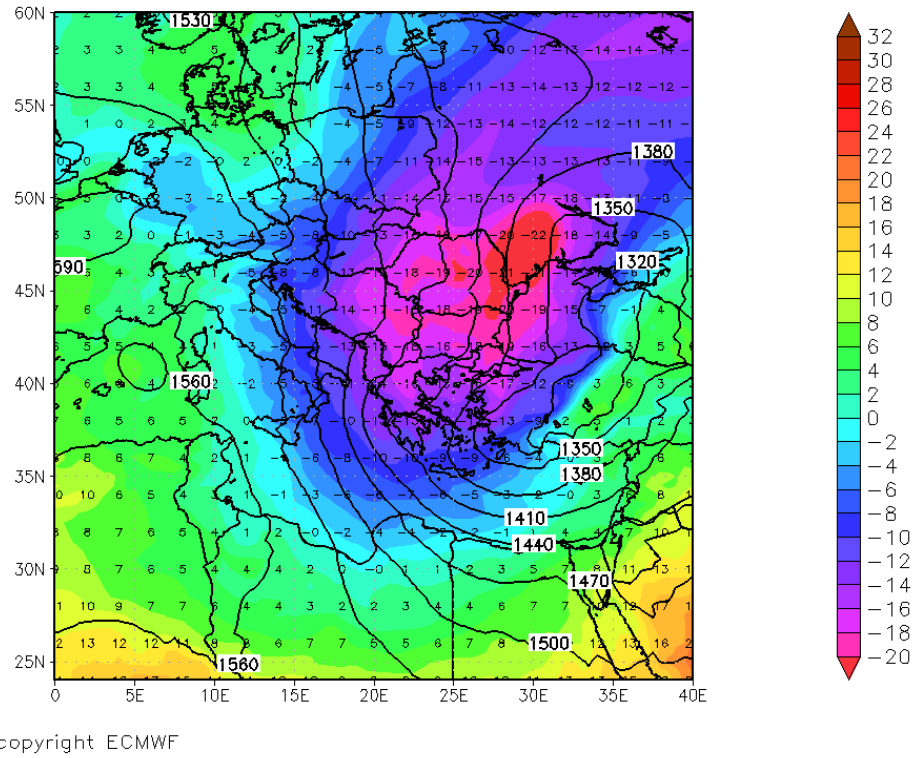


Χάρτης 3.3.13 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 13-02-2004 06 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 12Z13FEB2004

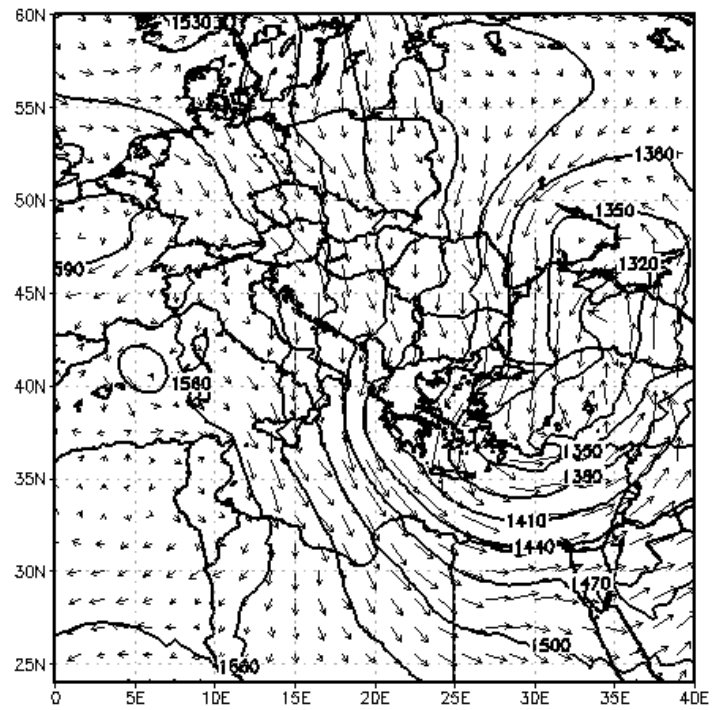


Χάρτης 3.3.14 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 13-02-2004 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

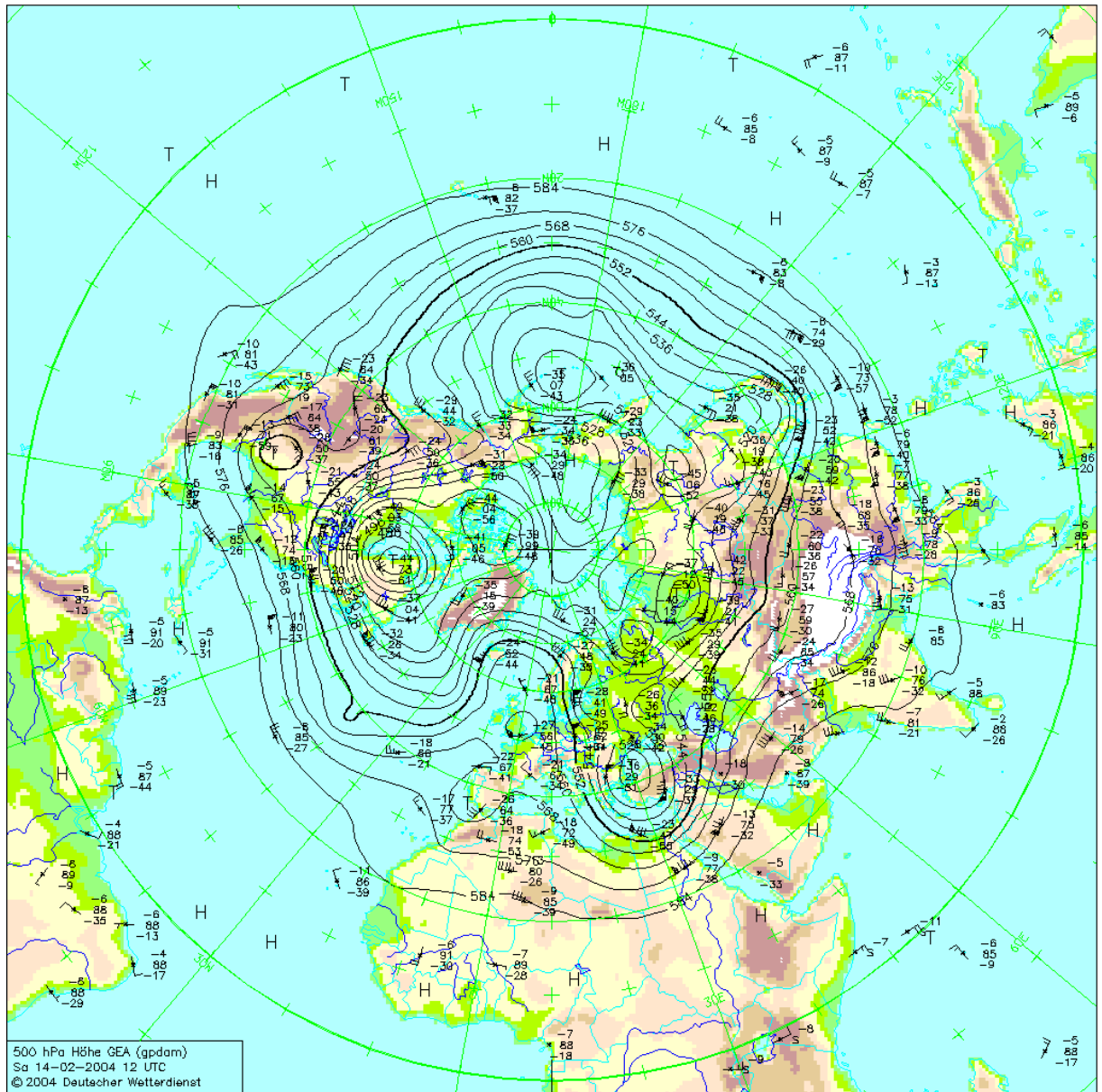
Wind at 850hpa (m/s) and Geop. Height

Forecast Valid 12Z13FEB2004

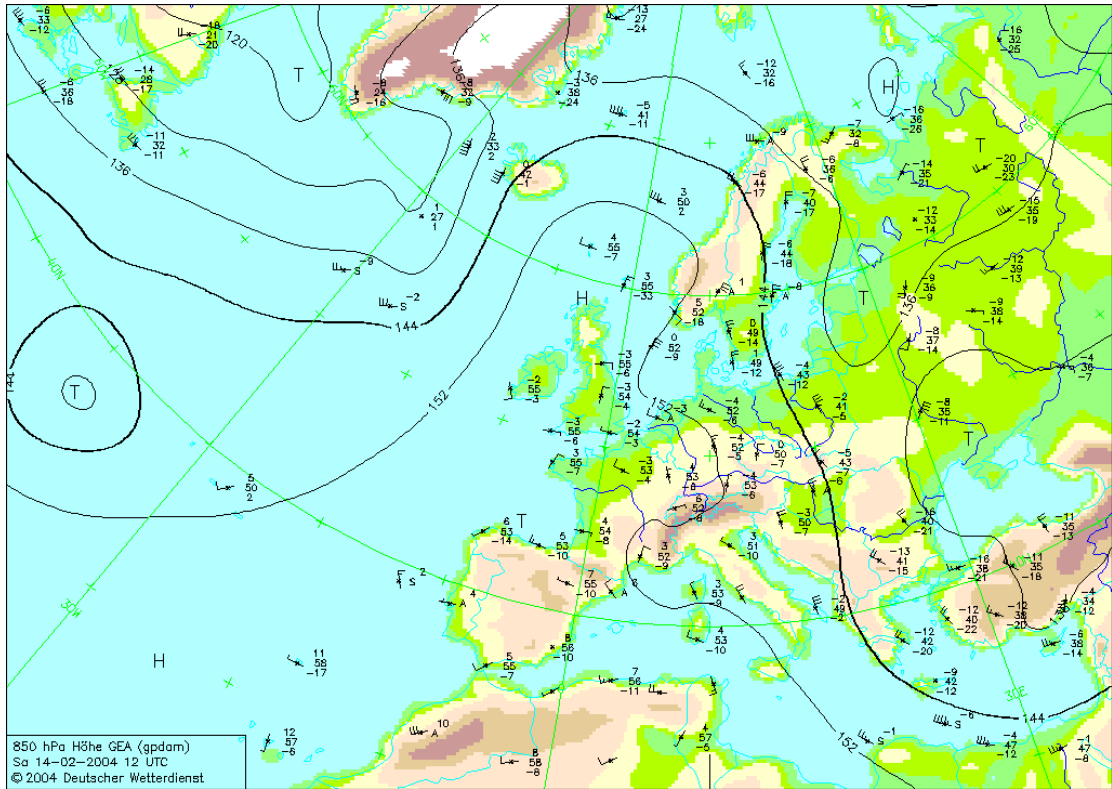


copyright ECMWF

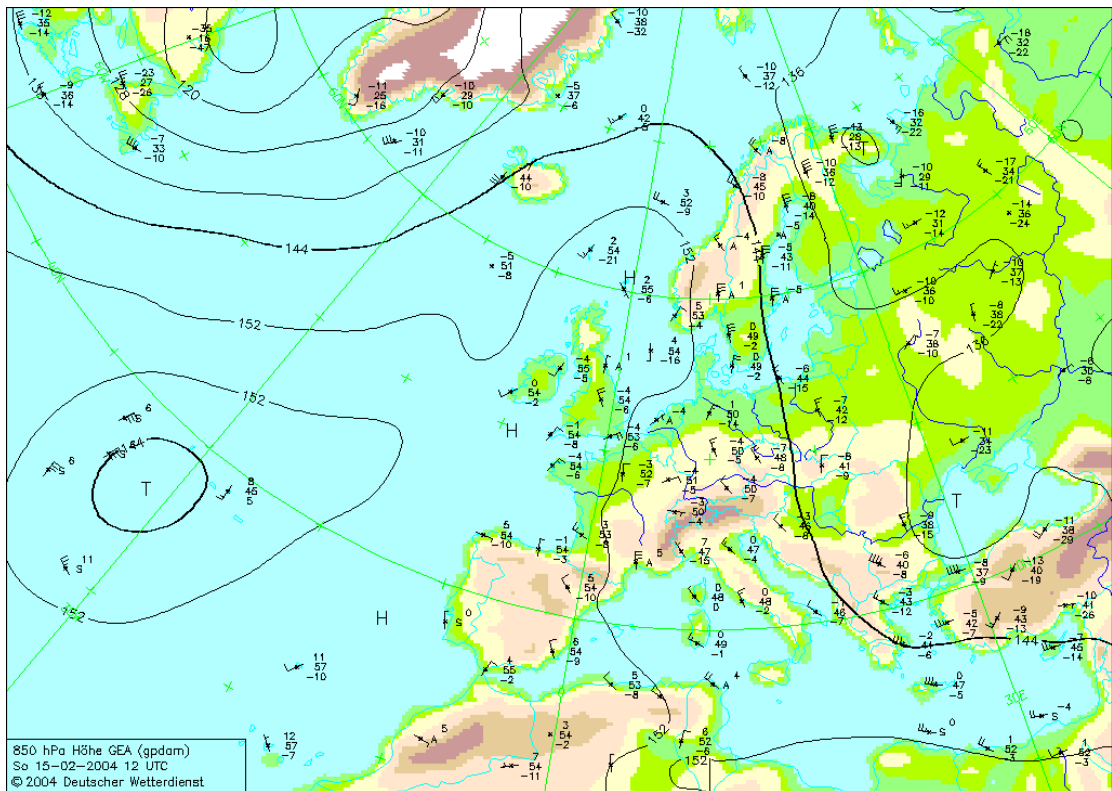
Χάρτης 3.3.15 : Άνεμος στα 850 hPa 13-02-2004 12 UTC



Χάρτης 3.3.16 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 14-02-2004 12 UTC



Χάρτης 3.3.17: Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 14-02-04 12 UTC

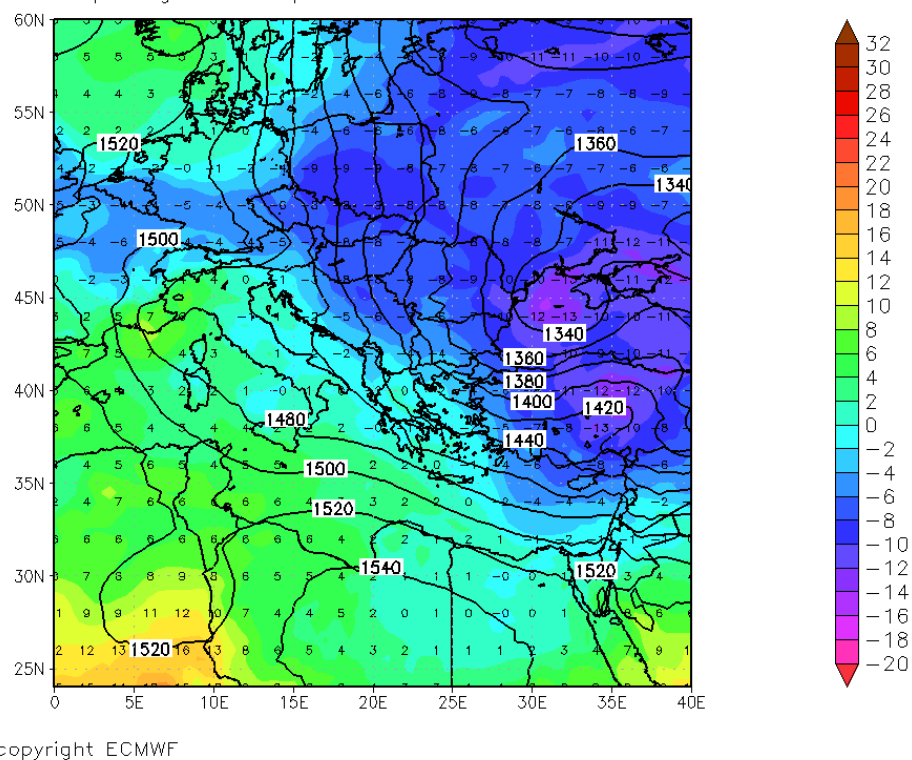


Χάρτης 3.3.18 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 15-02-04 12 UTC

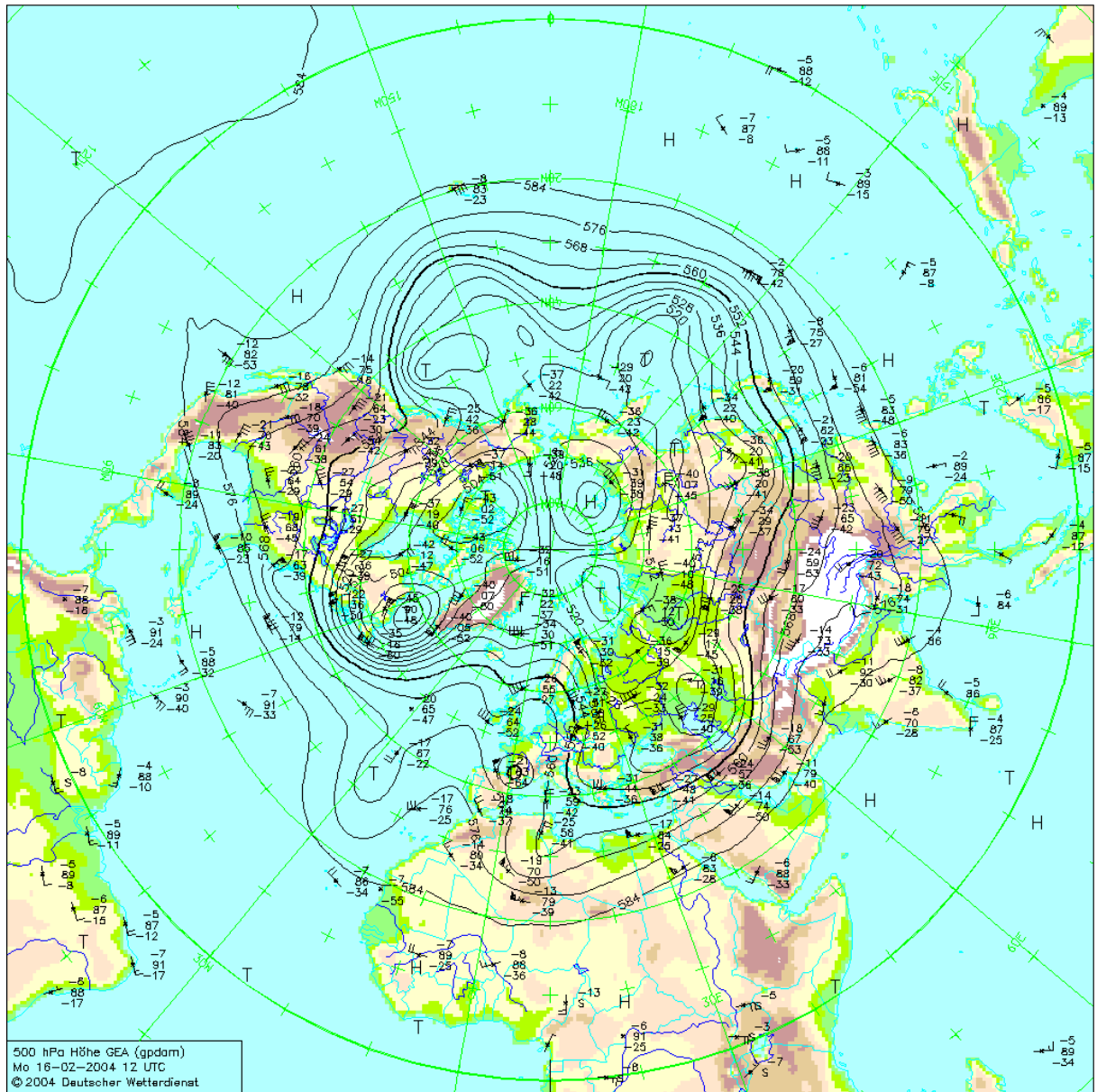
ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 12Z15FEB2004



Χάρτης 3.3.19 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 15-02-2004 12 UTC

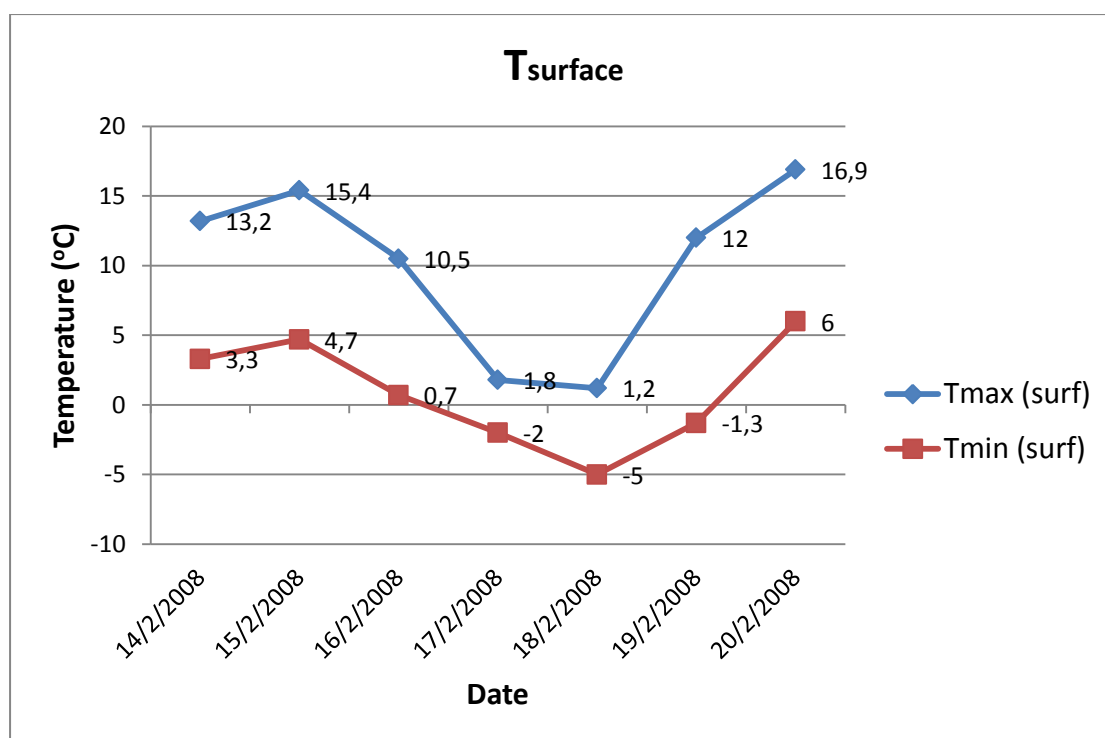


Χάρτης 3.3.20 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 16-02-2004 00 UTC

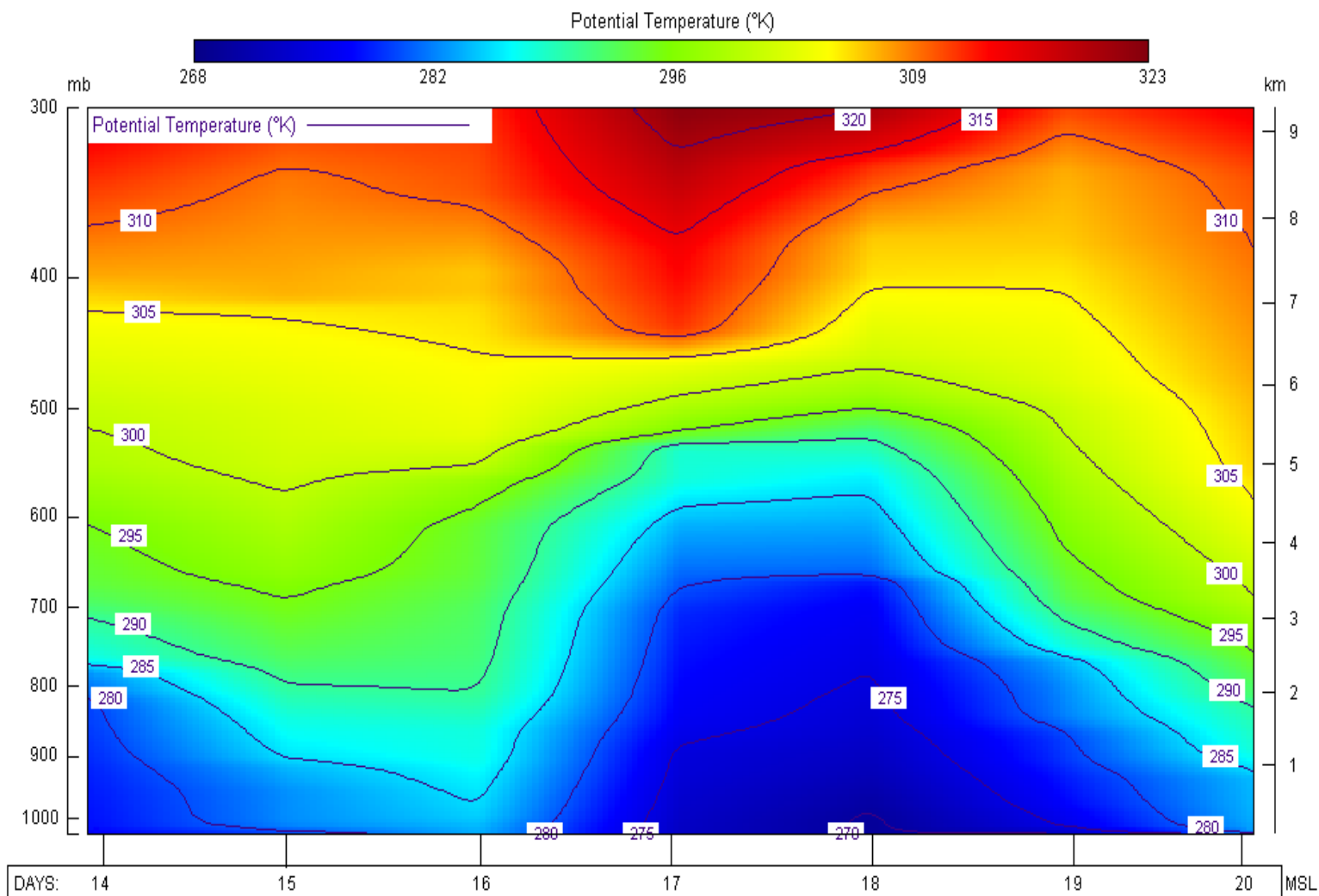
3.4 ΤΕΤΑΡΤΗ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ: ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 2008

ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΕΞΕΛΙΞΗΣ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΗΝ ΔΙΑΡΚΕΙΑ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΚΑΙ ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΗΣ ΤΗΣ ΨΥΧΡΗΣ ΕΙΣΒΟΛΗΣ

Κατ' αρχήν, η βασική εικόνα της εξέλιξης της ψυχρής εισβολής στην πόλη των Αθηνών δίνεται στα σχήματα 3.4.1.A και 3.4.1.B όπου παρέχονται αφενός μεν οι πορείες των μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών εικοσιτετραώρου από τις 14 Φεβρουαρίου έως τις 20 Φεβρουαρίου, αφ' ετέρου δε οι πορείες των δυνητικών θερμοκρασιών καθ' ύψος ανά εικοσιτετράωρο στις 00 UTC μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 300hPa για την ίδια περίοδο.



Σχήμα 3.4.1.A: Πορεία μεγίστων και ελαχίστων θερμοκρασιών 24ώρου στο Αστεροσκοπείο Αθηνών κατά τη διάρκεια της ψυχρής εισβολής



Σχήμα 3.4.1.B : Χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος για την περίοδο 14-20/2/2008 στις 00 UTC στην περιοχή των Αθηνών

Από τα παραπάνω σχήματα γίνεται φανερό ότι η ψυχρή αέρια μάζα που κάλυψε την περιοχή των Αθηνών, εκτός από τις ιδιαίτερα χαμηλές τιμές θερμοκρασίας που παρουσίασε στα κατώτερα στρώματα (τουλάχιστον έως τα 700hPa), επιπλέον εκτεινόταν τουλάχιστον μέχρι την ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa. Συγκεκριμένα στο σχήμα 3.4.1.B, το οποίο απεικονίζει την χρονική εξέλιξη της κατανομής της δυνητικής θερμοκρασίας καθ' ύψος, παρατηρούμε ότι στις 17 και 18 Φεβρουαρίου 2008 έχουμε την έλευση ενός

ψυχρού μετώπου καλά οργανωμένου καθ' ύψος που φτάνει μέχρι και την επιφάνεια των 500hPa. Δεδομένα ραδιοβολίσεων χρησιμοποιήσαμε από τον σταθμό του Ελληνικού. Όπως συνάγεται άλλωστε από τους χάρτες των 850hPa στις 15 Φεβρουαρίου και στις 17 Φεβρουαρίου στις 00 UTC (χάρτες 3.4.6 και 3.4.17) αλλά και από το διάγραμμα 2.13 στο κεφάλαιο 2, η θερμοκρασία επάνω από την Αθήνα έπεσε περίπου 10°C (από τους $0,6^{\circ}\text{C}$ στους $-9,7^{\circ}\text{C}$). Από τα δύο προαναφερθέντα χαρακτηριστικά, σε πρώτη εκτίμηση προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- ✓ ότι η μάζα θα πρέπει να ήταν ιδιαίτερα ψυχρή στην πηγή της προέλευσής της, δηλαδή κατά πάσα πιθανότητα αρκτική.
- ✓ ότι πρέπει να κινήθηκε προς νότο με σχετικά μεγάλη ταχύτητα και επάνω από ψυχρές ηπειρωτικές εκτάσεις (προφανώς χιονοσκεπείς) έως ότου πλησίασε στον Ελληνικό χώρο.
- ✓ ότι πρέπει στο μεγαλύτερο τμήμα της διαδρομής της να ακολούθησε κυκλωνική τροχιά ώστε να μην δημιουργήθηκαν αξιόλογα καθοδικά ρεύματα στο εσωτερικό της.

Όπως είναι γνωστό, το πάχος ΔP , το οποίο μπορεί να διατηρήσει μια ψυχρή αέρια μάζα όταν κινείται προς νότο εξαρτάται - εκτός από την αρχική του τιμή στην πηγή της- και από το κατά πόσον η τροχιά την οποία θα ακολουθήσει είναι ως επί το πλείστον κυκλωνική ή αντικυκλωνική. Η τελευταία πρόταση προκύπτει σαν συνέπεια του θεωρήματος της διατήρησης του δυναμικού στροβιλισμού που εκφράζεται από την σχέση:

$\frac{\zeta_{\theta} + f}{\Delta P} = \text{σταθερό}$. Εφ' όσον η παράμετρος $f = 2\Omega \sin \varphi$ (πλανητικός στροβιλισμός) ελαττώνεται κατά την κίνηση μιας αέρας μάζας προς νότο, θα πρέπει καταρχήν να ελαττώνεται και το πάχος ΔP της μάζας ($\Delta P = P_0 - P_H$ όπου P_0 η πίεση στην επιφάνεια του εδάφους και P_H η πίεση της ισοβαρικής επιφάνειας στην οποία φτάνει η μάζα). Επομένως μόνο η πορεία των παρουσιαζόμενων τιμών του γεωστροφικού στροβιλισμού ζ_{θ} εξαρτά τελικά τον ρυθμό ελάττωσης του ΔP . Εάν λοιπόν ληφθεί υπόψη ότι το γεωγραφικό πλάτος φ της πόλης των Αθηνών είναι αρκετά μικρό (38°N), οι ψυχρές αέριες μάζες που φτάνουν στην περιοχή της συρρικνώνονται σημαντικά από τα δημιουργούμενα καθοδικά ρεύματα και μόνο εάν ακολουθήσουν κυκλωνική τροχιά στο μεγαλύτερο τμήμα της διαδρομής τους μπορούν τελικά να διατηρήσουν σημαντικό πάχος.

Η πορεία που ακολούθησε η εξεταζόμενη ψυχρή αέρια μάζα γίνεται φανερή από τους χάρτες των 850hPa μεταξύ της 15^{ης} Φεβρουαρίου και της 19^{ης} Φεβρουαρίου 2008 στις 00 UTC (χάρτες 3.4.6, 3.4.12, 3.4.16, 3.4.21 και 3.4.23) ενώ η πηγή προέλευσής της φαίνεται σαφέστατα στον χάρτη των 500hPa για τις 14 Φεβρουαρίου 00 UTC (χάρτης 3.4.2). Όπως συνάγεται η

ψυχρή αέρια μάζα, η οποία επηρέασε τελικά την Ελλάδα, είχε σαν αφετηρία τις αρκτικές ακτές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας (14-02) από όπου και κινήθηκε ταχύτατα προς νότο, φθάνοντας μέσω της ανατολικής κυρίως Ευρώπης στον Ελληνικό χώρο στις 17 Φεβρουαρίου. Λεπτομερέστερη ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης παρέχεται για τις 15 και 17 Φεβρουαρίου στις 12 UTC όπου καταγράφεται η κατανομή της ψυχρής μεταφοράς ποσοτικά στην ισοβαρική επιφάνεια των 850hPa (σχήματα 3.4.8 και 3.4.18). Όπως φαίνεται στις 15 Φεβρουαρίου υπήρχε έντονη ψυχρή μεταφορά επάνω από τα βόρεια Βαλκάνια και την προς βορά συνορεύουσα περιοχή της Κεντρικής Ευρώπης (Αυστρία-Τσεχοσλοβακία) με κατεύθυνση προς νότο γενικώς, η οποία στις 17 Φεβρουαρίου είχε πλέον μετατοπισθεί επάνω από τον ευρύτερο Ελληνικό χώρο. Όπως βλέπουμε και στο σχήμα 3.4.18 η ψυχρή μεταφορά είναι πολύ έντονη εφόσον $-0,45 \text{ }^{\circ}\text{C/h} \times 24 \text{ h} = -10,8 \text{ }^{\circ}\text{C}$ είναι ο ρυθμός πτώσης της θερμοκρασίας μέσα σε ένα εικοσιτετράωρο. Αξίζει επιπλέον να σημειώσουμε ότι από το πρωί της 17^{ης} Φεβρουαρίου μέχρι και τις πρωινές ώρες της 18^{ης} Φεβρουαρίου η Απτική δέχτηκε τις μεγαλύτερες ποσότητες χιονιού.

Όπως φαίνεται από τους χάρτες 3.4.6, 3.4.12 και 3.4.16, κατά την κάθοδό της προς νότο, η ψυχρή μάζα ακολούθησε ουσιαστικά κυκλωνική πορεία στα 850hPa. Αυτό επιβεβαιώνεται και στους αντίστοιχους χάρτες επιφάνειας για τις 15-02, 16-02 και 17-02 στις 00 UTC (χάρτες 3.4.4, 3.4.10 και 3.4.14).

Επιπρόσθετα, για την ολοκλήρωση της εικόνας καθ' ύψος, από συνοπτικής πλευράς, δίνονται στους χάρτες 3.4.3, 3.4.9 και 3.4.13 οι κατανομές των ισοϋψών στις ισοβαρικές επιφάνειες των 500hPa για τις 15-02, 16-02 και 17-02 στις 00 UTC. Στους χάρτες αυτούς φαίνεται η ισχυρή ψυχρή trough η οποία κινείται από τη βόρεια Ευρωπαϊκή Ρωσία προς την (ανατολική κυρίως) Βαλκανική χερσόνησο και την Ελλάδα. Γίνεται φανερό ότι και στο επίπεδο αυτό η θερμοκρασία είναι πολύ σημαντικά χαμηλότερη (περίπου 15°C) στο εσωτερικό της ψυχρής trough σε σχέση με τις επικρατούσες τιμές στις γύρω περιοχές του ίδιου γεωγραφικού πλάτους.

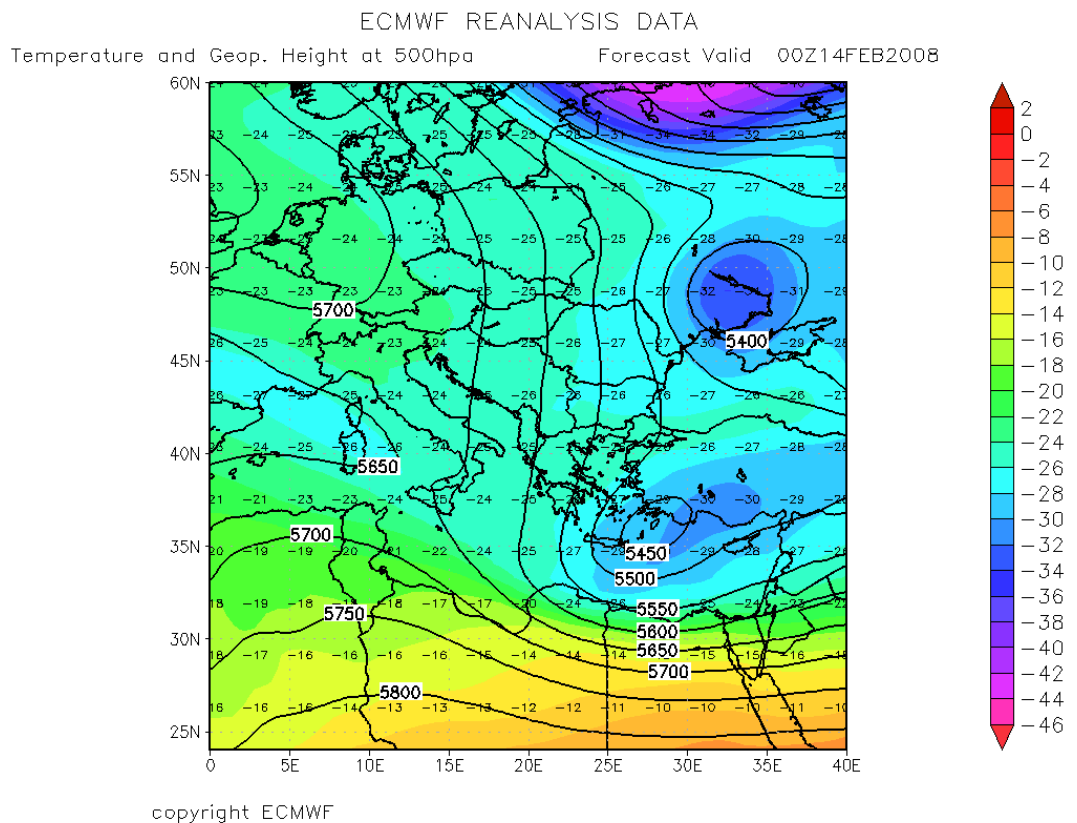
Αξίζει να σημειωθεί ότι κατά την προσέγγισή της στην ανατολική Μεσόγειο η ψυχρή αέρια μάζα δημιούργησε, προφανώς λόγω διαβατικής θέρμανσης εξ επαφής με τα θερμότερα θαλάσσια ύδατα, ένα εκτεταμένο και αρκετά ισχυρό βαρομετρικό χαμηλό στα επιφανειακά στρώματα (χάρτες 3.4.14, 3.4.15 και 3.4.16). Το χαμηλό αυτό συνέβαλε στην δημιουργία ενός καλύτερα οργανωμένου, ισχυρού βορειοανατολικού ρεύματος. Η κατανομή των ταχυτήτων του ανέμου φαίνεται στον χάρτη 3.4.19 (17-02-2008, 850hPa, 00 UTC).

Στις 18 Φεβρουαρίου 2008 η κατάσταση εξακολουθεί να διατηρείται μέχρι τις πρωινές ώρες όπου η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας ήταν $-12,1^{\circ}\text{C}$ στα 850hPa (00 UTC) ενώ η αντίστοιχη αναγραφόμενη τιμή δώδεκα ώρες αργότερα ήταν $-10,9^{\circ}\text{C}$. Η κατάσταση αρχίζει να υποχωρεί σταδιακά καθώς

τα συστήματα τα οποία την προκάλεσαν απομακρύνονται προς τα ανατολικά (χάρτες 3.4.20 και 3.4.22). Κατά την ημέρα αυτή η ψυχρή εισβολή έχει φτάσει στο τελευταίο της στάδιο, ωστόσο το έδαφος εξακολουθεί να είναι σκεπασμένο με χιόνι.

Κατά τη διάρκεια της 19^{ης} Φεβρουαρίου 2008 είχαμε την επικράτηση ηλιοφάνειας η οποία ανέβασε την θερμοκρασία και σταδιακά βοήθησε στο λιώσιμο του χιονιού. Η θερμοκρασία στην περιοχή της Αθήνας ήταν $-5,1^{\circ}\text{C}$ στα 850hPa (00 UTC) ενώ η αντίστοιχη αναγραφόμενη τιμή δώδεκα ώρες αργότερα ήταν $-1,9^{\circ}\text{C}$. Όπως φαίνεται και στο χάρτη 3.4.23 η ψυχρή εισβολή έχει πλέον διαλυθεί.

Στις 20 Φεβρουαρίου 2008 η θερμοκρασία στα 850hPa είχε πλέον επανέλθει στα φυσιολογικά για την εποχή αυτή επίπεδα (σχήμα 2.13, κεφάλαιο 2).

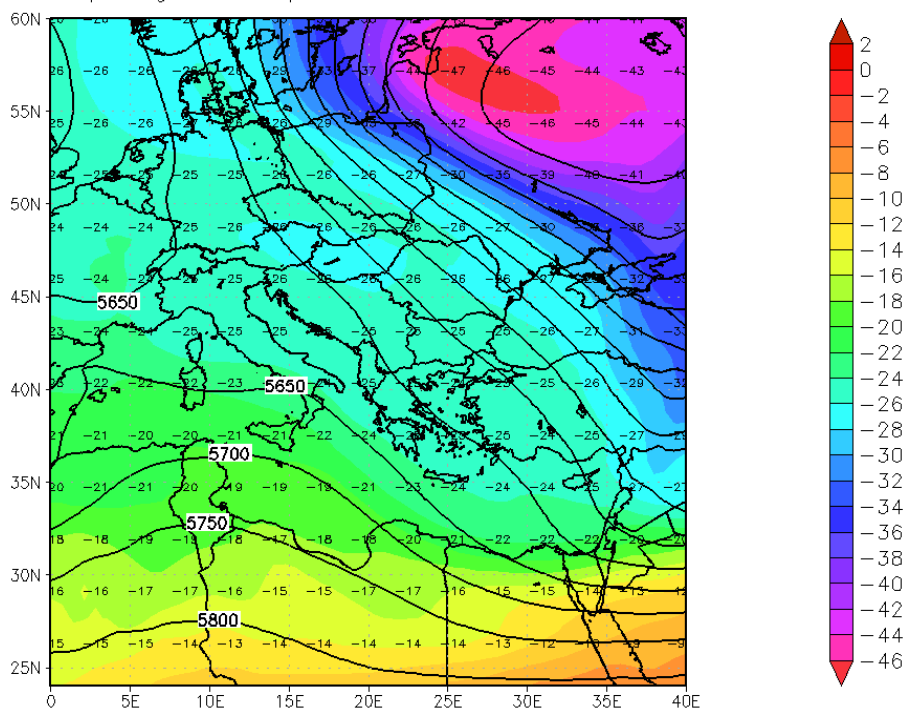


Χάρτης 3.4.2 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 14-02-2008 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

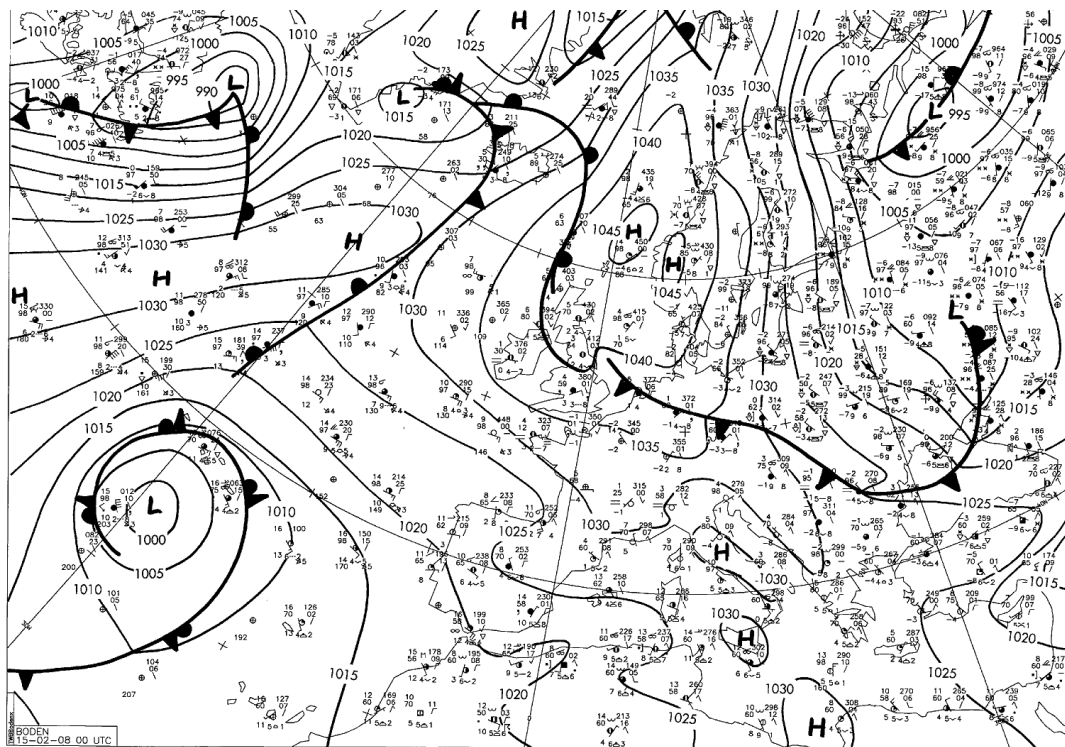
Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z15FEB2008

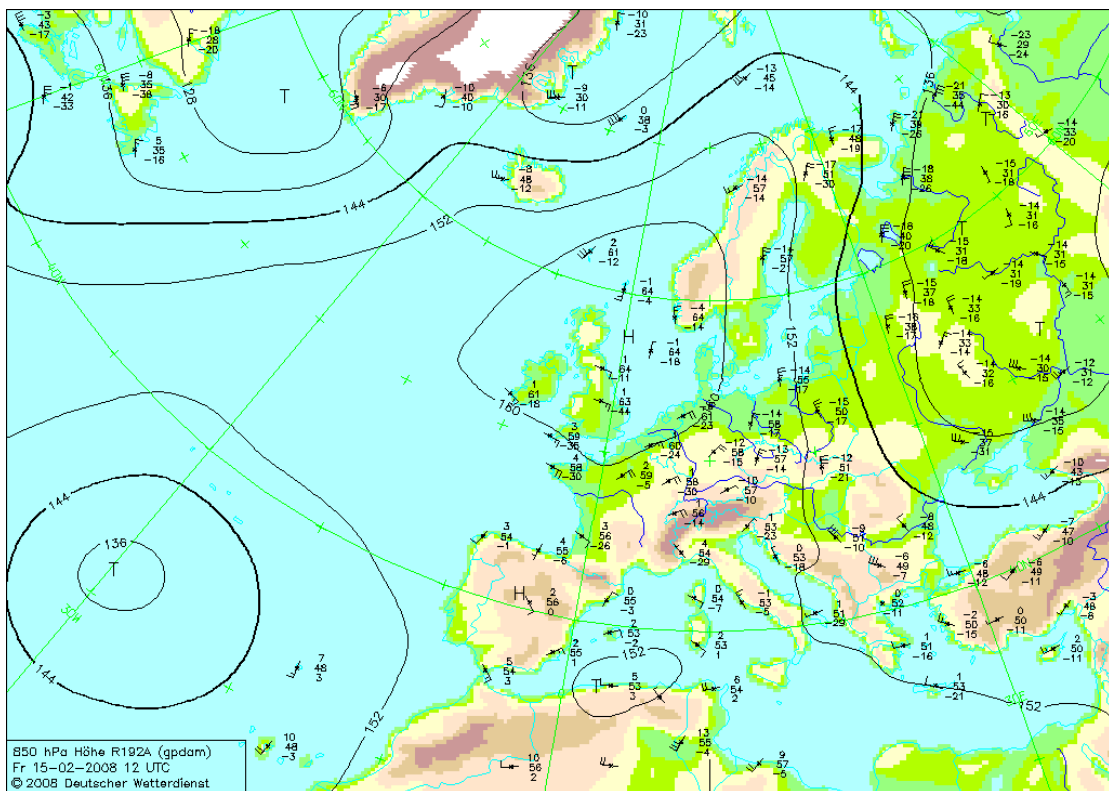


copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.3 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 15-02-2008 00 UTC



Χάρτης 3.4.4 : Ανάλυση χάρτη επιφάνειας 15-02-2008 00 UTC

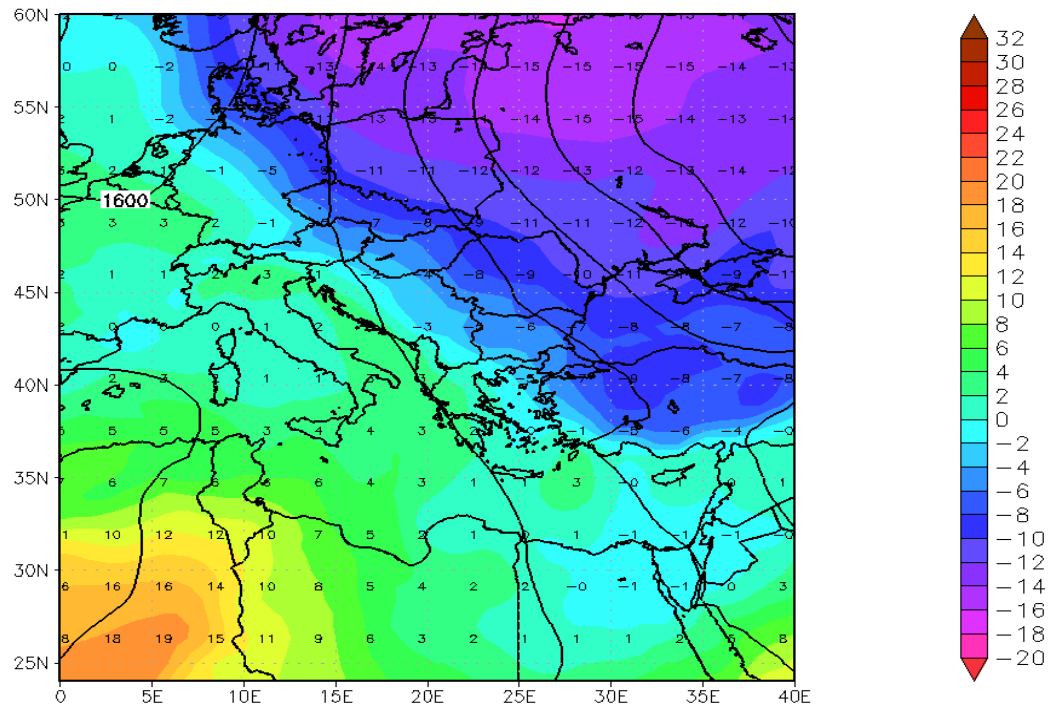


Χάρτης 3.4.5 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 15-02-08 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

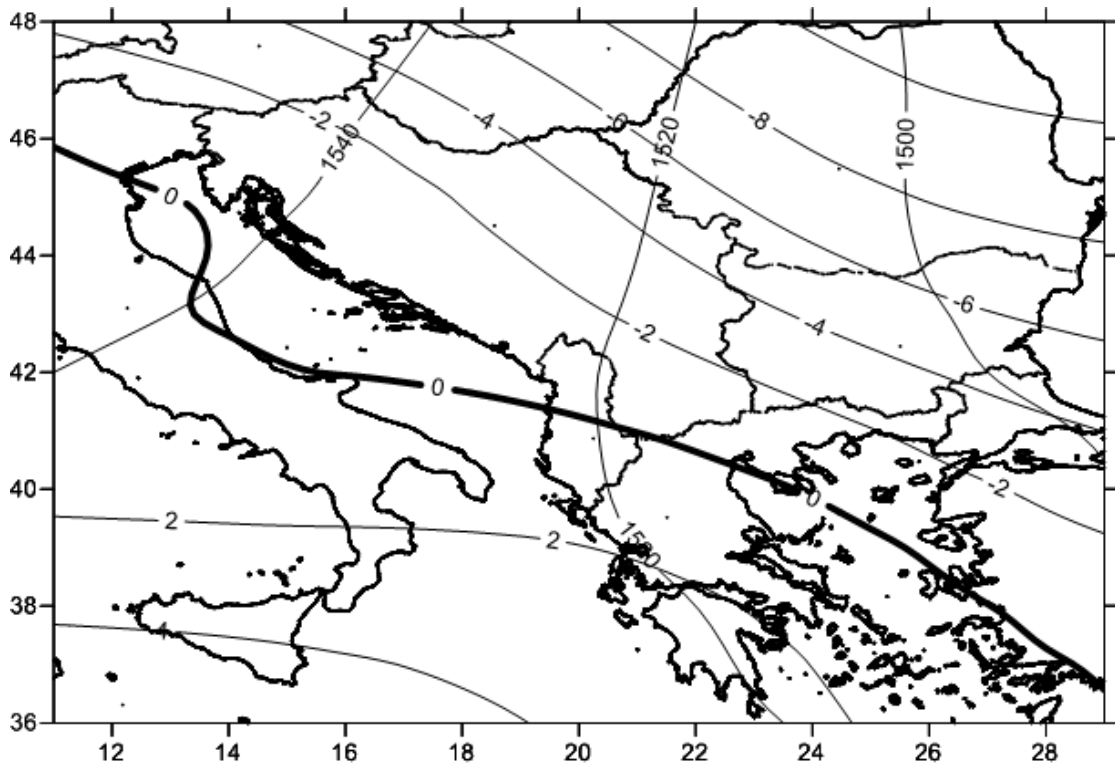
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z15FEB2008

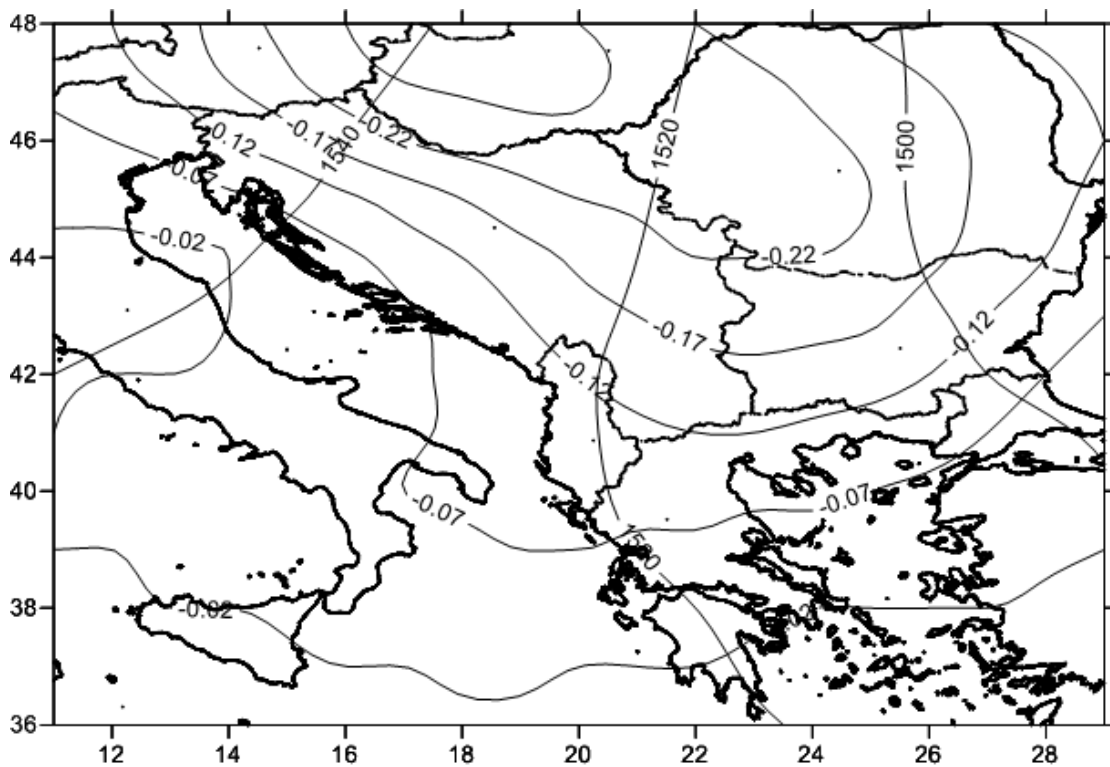


copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.6 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 15-02-2008 00 UTC



Σχήμα 3.4.7 : 15-02-2008 850 hPa 12 UTC, ισόθερμες

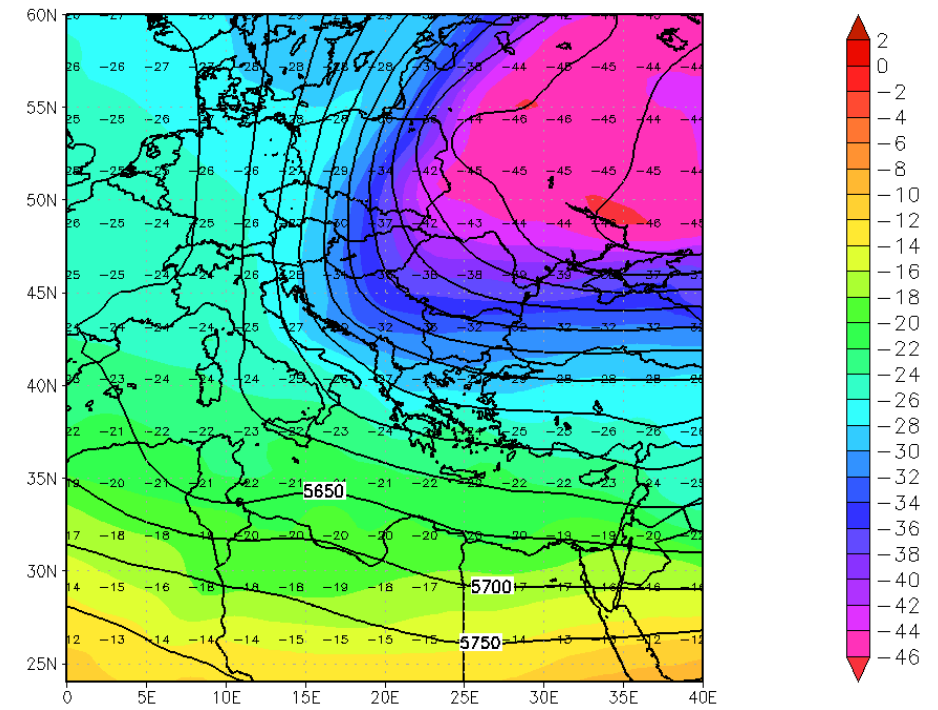


Σχήμα 3.4.8 : 15-02-2008 850 hPa 12 UTC, κατανομή μεταφοράς θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA

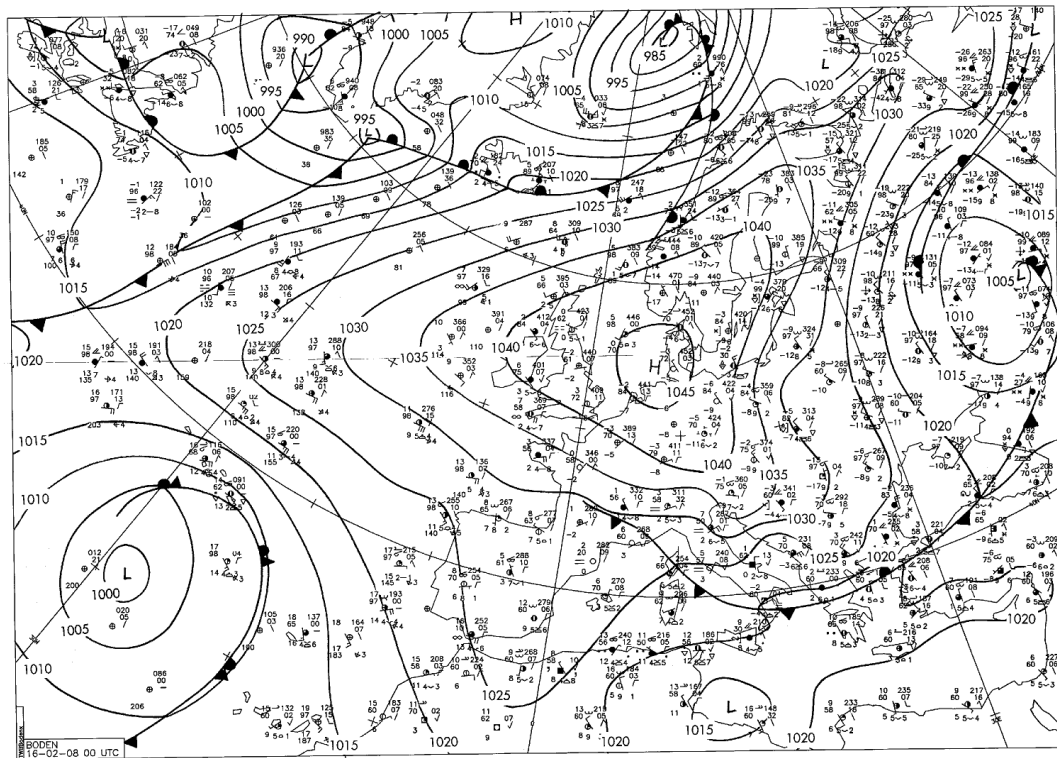
Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z16FEB2008

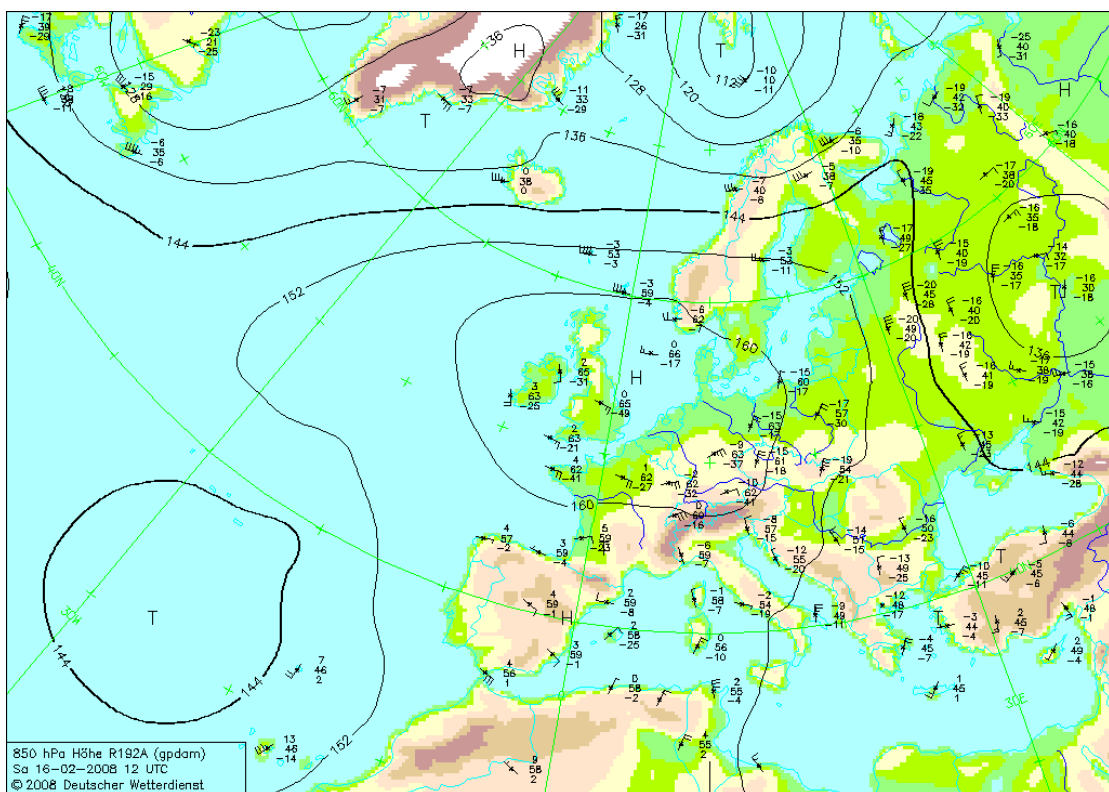


copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.9 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 16-02-2008 00 UTC



Χάρτης 3.4.10 : Ανάλυση χάρτη επιφάνειας 16-02-2008 00 UTC

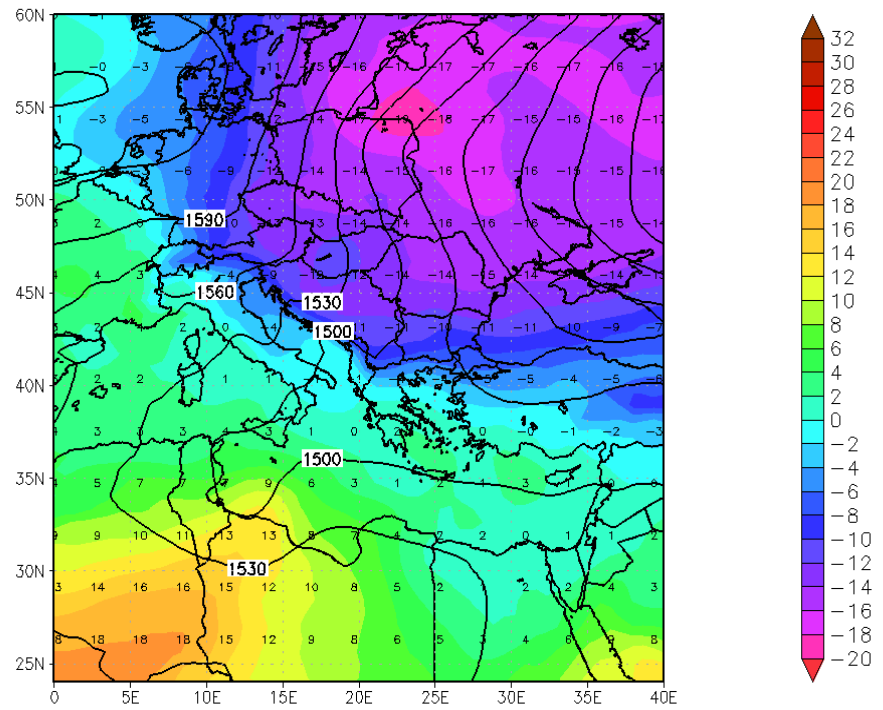


Χάρτης 3.4.11 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 16-02-08 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z16FEB2008



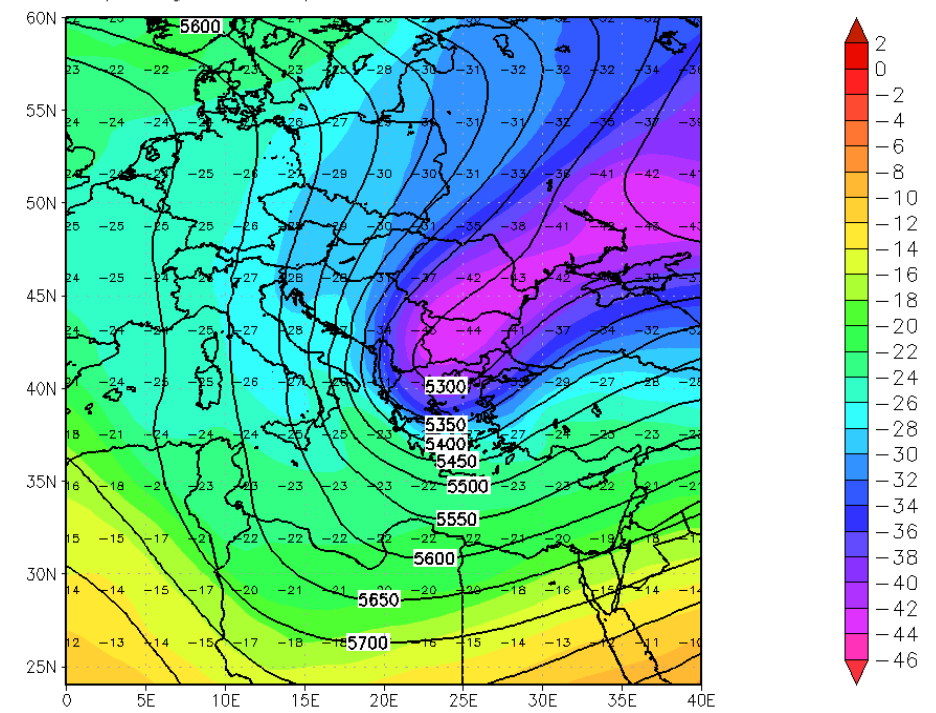
copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.12 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 16-02-2008 00 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

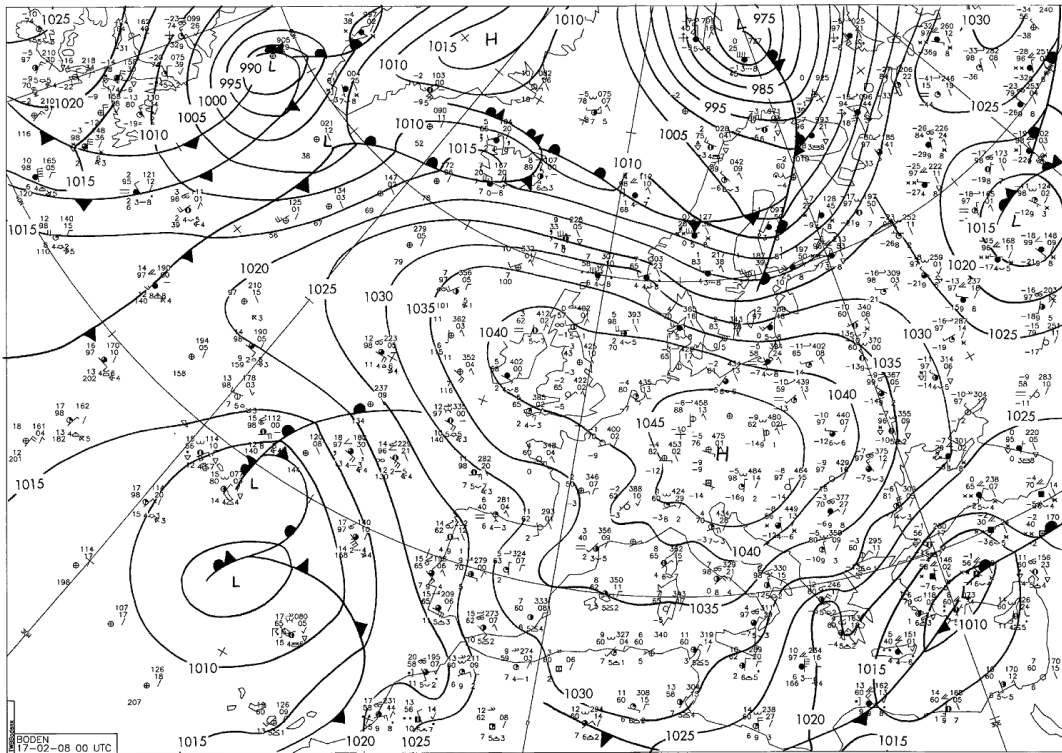
Temperature and Geop. Height at 500hpa

Forecast Valid 00Z17FEB2008

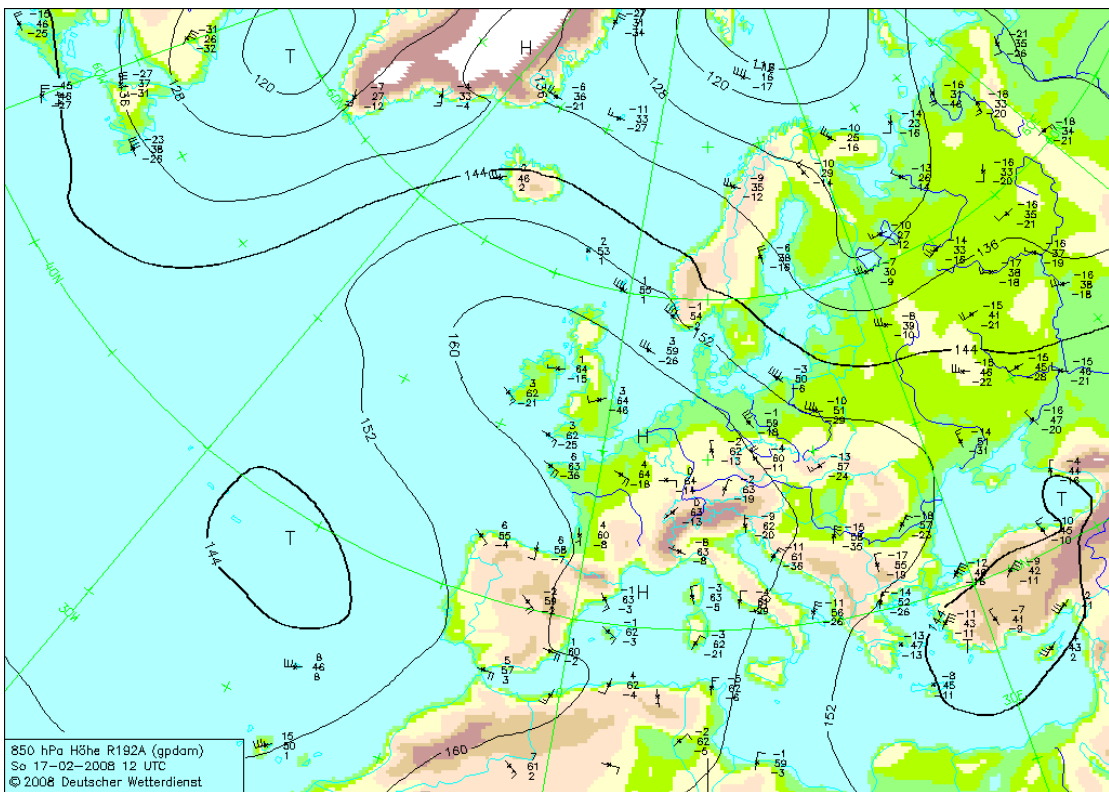


copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.13 : Ισοβαρική στάθμη 500hPa 17-02-2008 00 UTC



Χάρτης 3.4.14 : Ανάλυση χάρτη επιφάνειας 17-02-2008 00 UTC

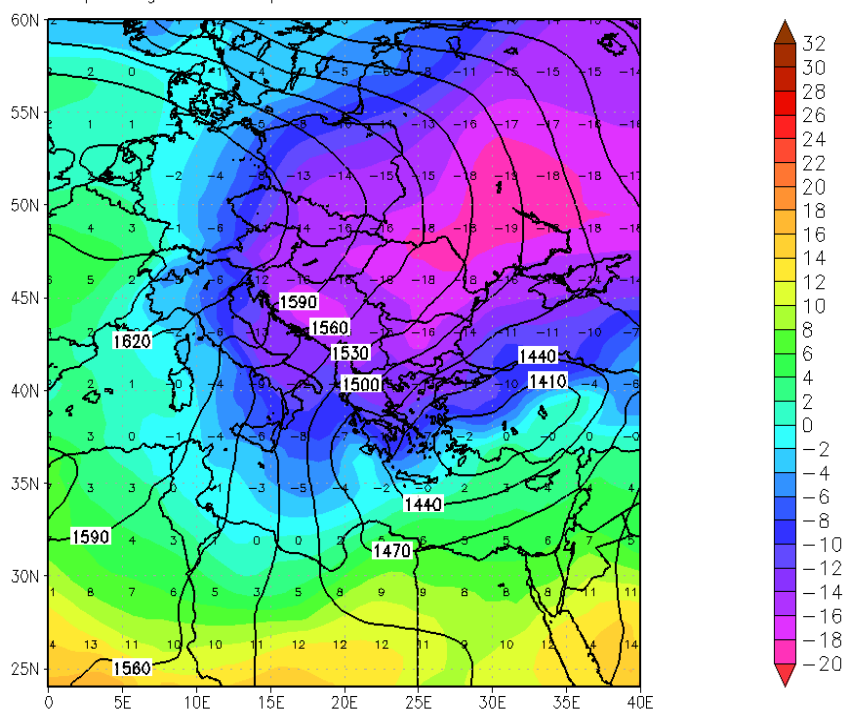


Χάρτης 3.4.15 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 17-02-08 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

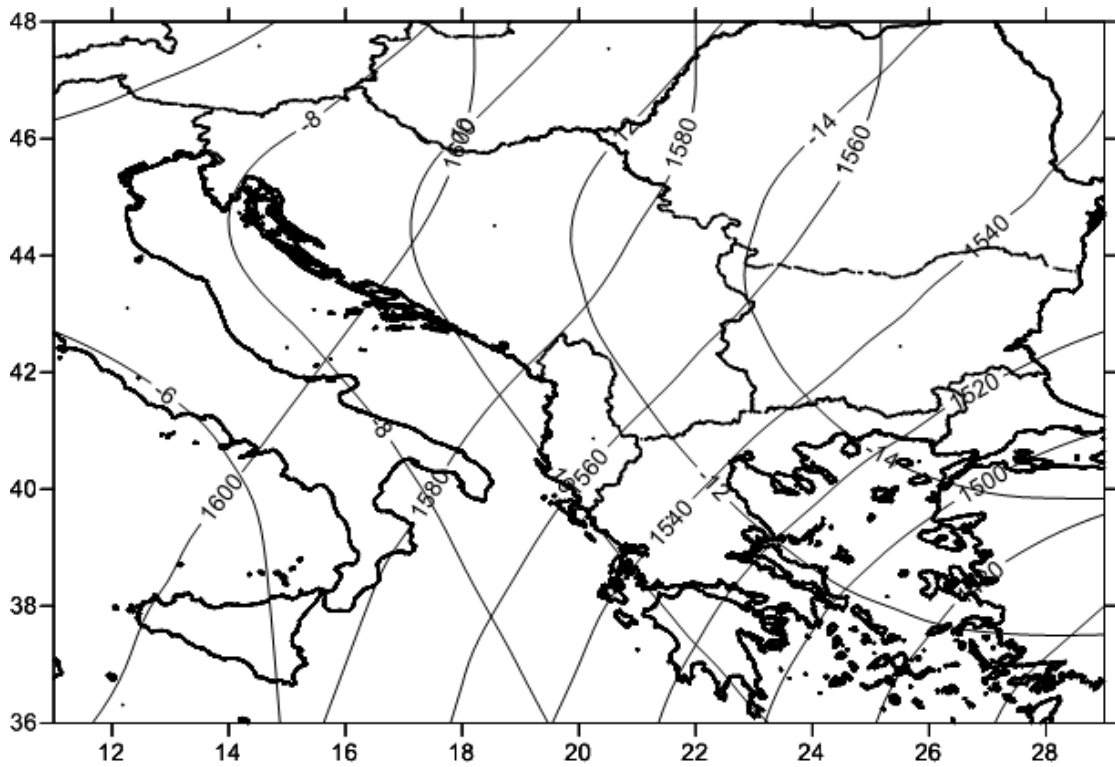
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z17FEB2008

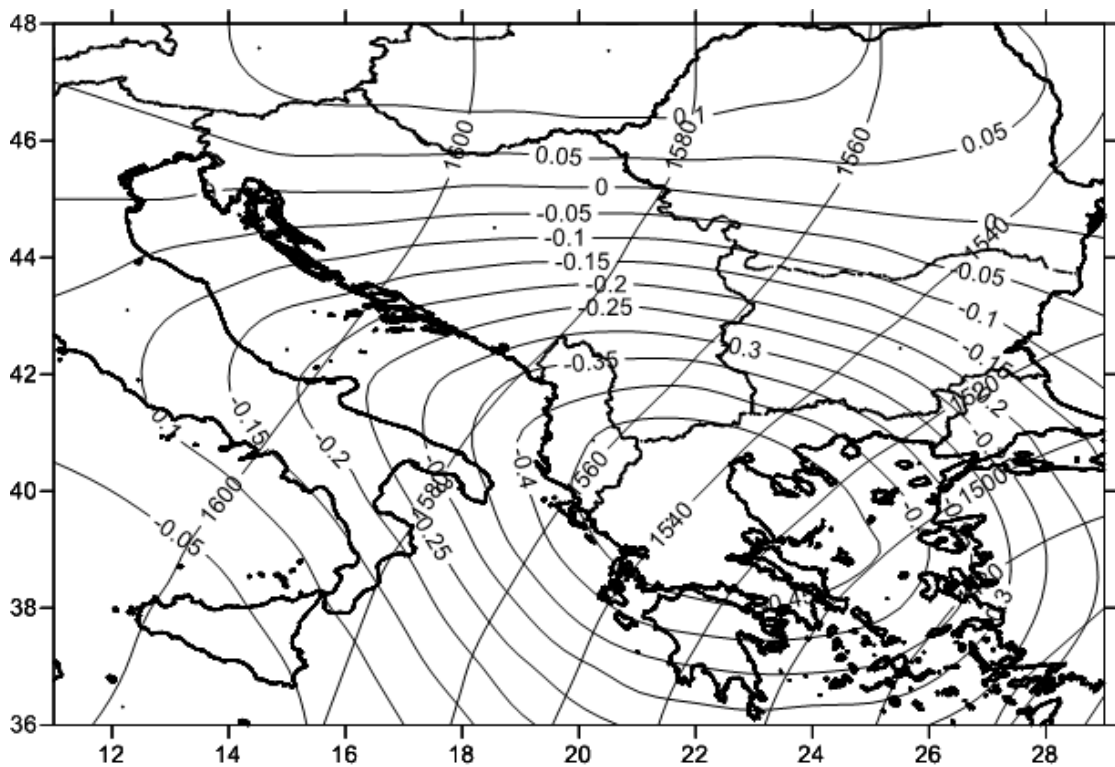


copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.16 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 17-02-2008 00 UTC

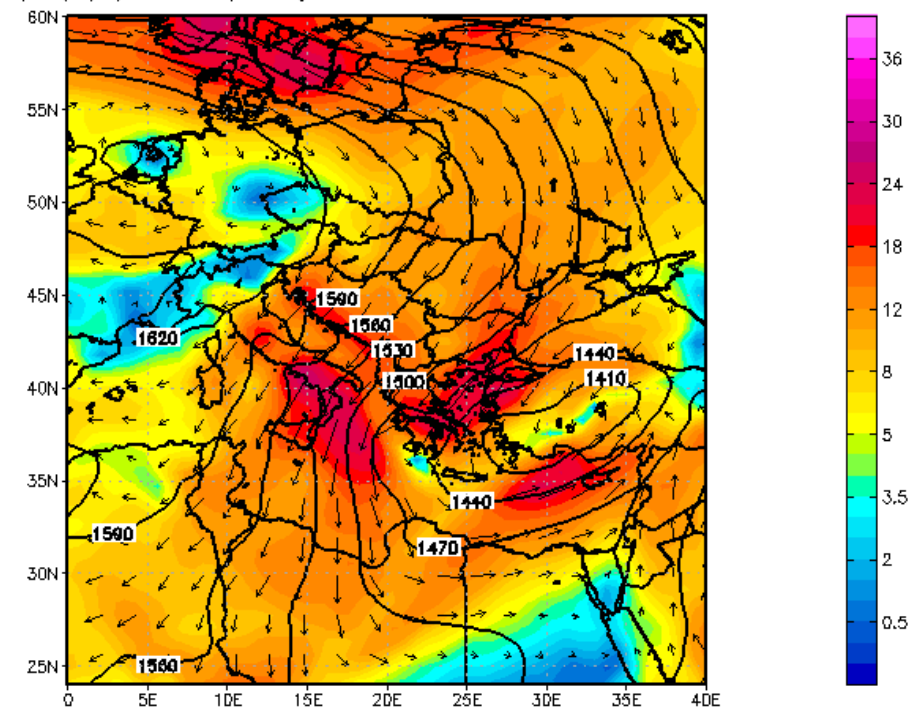


Σχήμα 3.4.17 : 17-02-2008 850 hPa 12 UTC, ισόθερμες



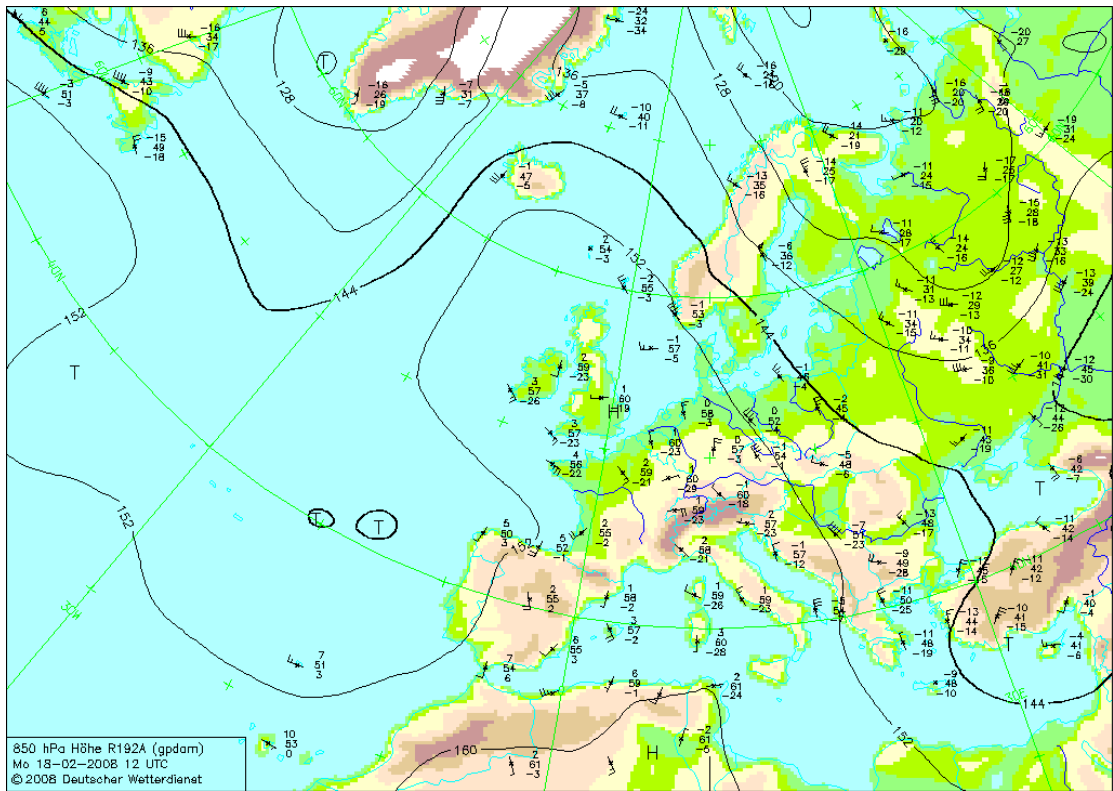
Σχήμα 3.4.18 : 17-02-2008 850 hPa 12 UTC, κατανομή μεταφοράς θερμοκρασίας (°C/h)

ECMWF REANALYSIS DATA
Wind at 850hpa (m/s) and Geop. Height Forecast Valid 00Z17FEB2008



copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.19 : Άνεμος στα 850 hPa 17-02-2008 00 UTC

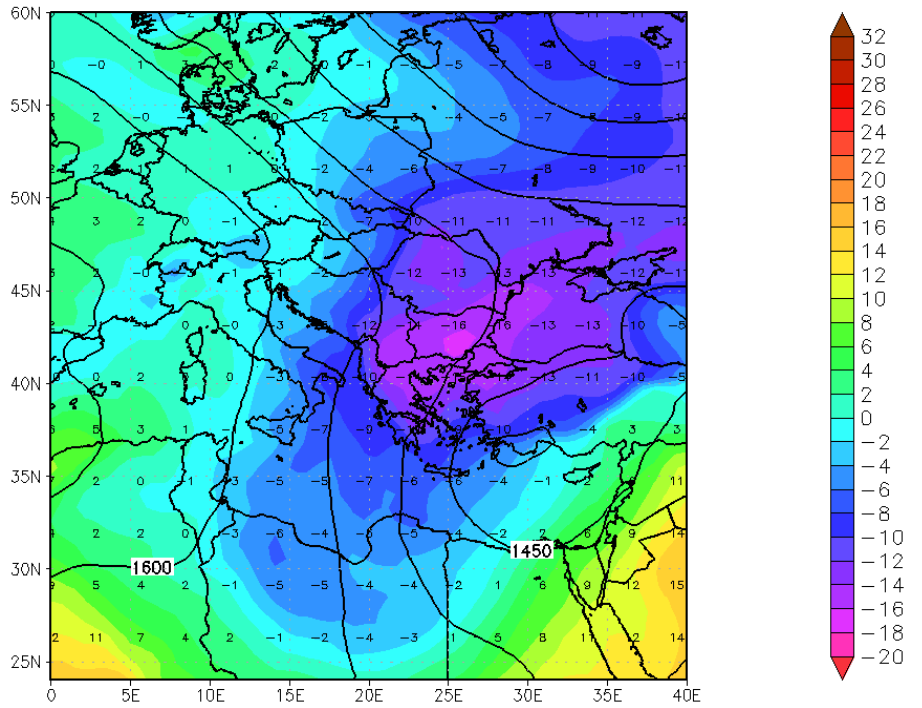


Χάρτης 3.4.20 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 18-02-08 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

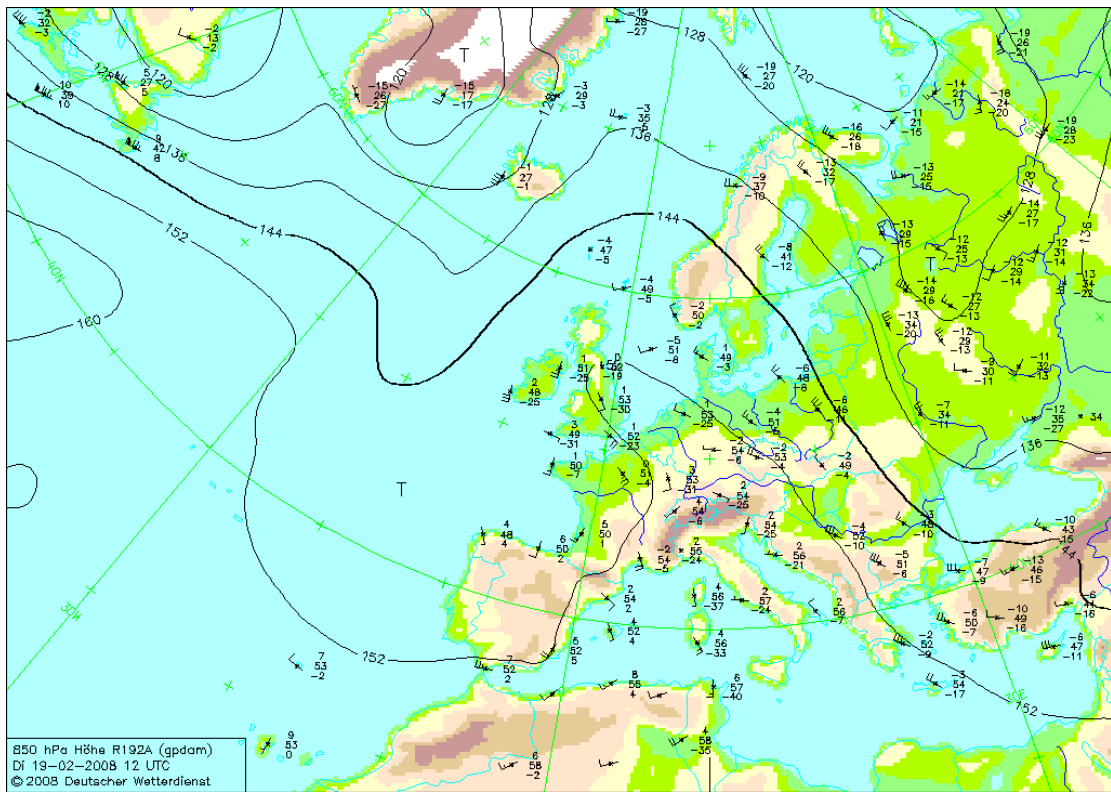
Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z18FEB2008



copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.21 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 18-02-2008 00 UTC

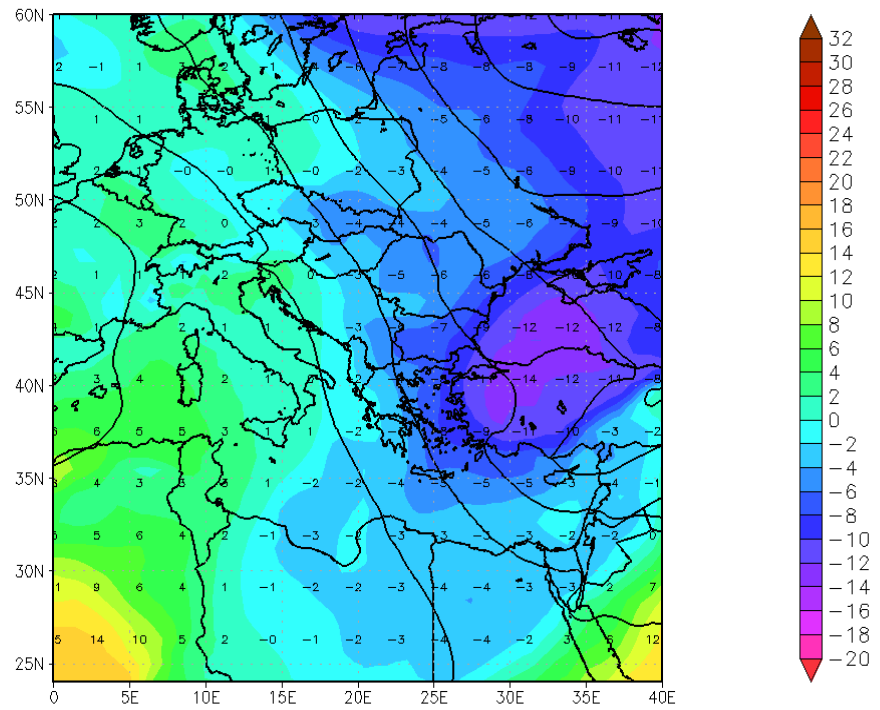


Χάρτης 3.4.22 : Ανάλυση χάρτη 850hPa για τις 19-02-08 12 UTC

ECMWF REANALYSIS DATA

Temperature and Geop. Height at 850hpa

Forecast Valid 00Z19FEB2008



copyright ECMWF

Χάρτης 3.4.23 : Θερμοκρασία στα 850 hPa 19-02-2008 00 UTC

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ - ΣΧΟΛΙΑ

Η μελέτη της συνοπτικής κατάστασης των τεσσάρων περιπτώσεων που εξετάστηκαν έδειξε τα εξής:

- Στην 1^η περίπτωση, η ψυχρή αέρια μάζα ξεκίνησε από τις αρκτικές ακτές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας από όπου κινήθηκε ταχύτατα προς νότο, φθάνοντας μέσω της ανατολικής κυρίως Ευρώπης στον Ελληνικό χώρο στις 18 Φεβρουαρίου 1983. Η ψυχρή αέρια μάζα ακολούθησε κυκλωνική πορεία στο μεγαλύτερο μέρος της διαδρομής της κατά την κάθοδό της και εκτεινόταν σε μεγάλο ύψος αφού έφτανε μέχρι και την επιφάνεια των 550hPa (σχήμα 3.1.1.B). Η θερμοκρασία επάνω από την Αθήνα έπεσε περίπου 10⁰C μέσα σε διάρκεια ενός εικοσιτετραώρου. Η ισχυρή ψυχρή αέρια μάζα κινήθηκε από τη βόρεια Ευρωπαϊκή Ρωσία προς την (ανατολική κυρίως) Βαλκανική χερσόνησο και την Ελλάδα ενώ κατά την είσοδό της στην ανατολική Μεσόγειο δημιούργησε, προφανώς λόγω διαβατικής θέρμανσης εξ επαφής με τα θερμότερα θαλάσσια ύδατα, ένα εκτεταμένο και αρκετά ισχυρό βαρομετρικό χαμηλό στα επιφανειακά στρώματα το οποίο συνέβαλε στην δημιουργία ενός καλύτερα οργανωμένου, ισχυρού βορειοανατολικού ρεύματος. Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό της ψυχρής αυτής εισβολής είναι ότι κατά την ψυχρότερη ημέρα (18-02-1983) η θερμοκρασία στο σταθμό του Αστεροσκοπείου Αθηνών παρέμενε υπό το μηδέν καθ όλη τη διάρκεια του εικοσιτετραώρου.
- Στην 2^η περίπτωση, η ψυχρή αέρια μάζα είναι πολική και είχε ξεκινήσει από τις πολικές-ηπειρωτικές περιοχές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας και ανατολικότερα και έφθασε στον Ελληνικό χώρο στις 30 Ιανουαρίου 1991. Όπως φαίνεται και από το σχήμα 3.2.1.B πρόκειται για μια πολύ ισχυρή ψυχρή αέρια μάζα η οποία εκτεινόταν σε μεγάλο ύψος αφού έφτανε μέχρι τα 650hPa. Η πτώση της θερμοκρασίας σε αυτή την περίπτωση παρουσιάστηκε σταδιακά (σχήμα 2.3, κεφάλαιο 2) φτάνοντας τελικά στους -10,3⁰C στα 850hPa (00 UTC) στην περιοχή της Αθήνας την ψυχρότερη ημέρα (3-02-1991).
- Στην 3^η περίπτωση, η ψυχρή αέρια μάζα είναι αρκτική και είχε ξεκινήσει από τον παγωμένο αρκτικό ωκεανό βορειοανατολικά της Σκανδιναβίας η οποία κινήθηκε ταχύτατα προς νότο φθάνοντας ταχύτατα στον Ελληνικό χώρο. Στις 12, 13 και 14 Φεβρουαρίου 2004 είχαμε την έλευση ενός ψυχρού μετώπου καλά οργανωμένου καθ'

ύψος που φτάνει μέχρι και την επιφάνεια των 500hPa (σχήμα 3.3.1.B). Αυτή η ψυχρή εισβολή προκάλεσε ραγδαία πτώση της θερμοκρασίας στην περιοχή της Αθήνας, έντονο βόρειο άνεμο μεγάλης έντασης και έντονες χιονοπτώσεις.

- Τέλος, η 4^η περίπτωση, η ψυχρή εισβολή που επηρέασε τον Ελληνικό χώρο τον Φεβρουάριο του 2008. Η ψυχρή αέρια μάζα είχε σαν αφετηρία τις αρκτικές ακτές της Ευρωπαϊκής Ρωσίας (14-02) από όπου και κινήθηκε ταχύτατα προς νότο, φθάνοντας μέσω της ανατολικής κυρίως Ευρώπης στον Ελληνικό χώρο στις 17 Φεβρουαρίου. Πρόκειται για μια σαφώς πολύ ψυχρή αέρια μάζα αφού εκτεινόταν σε ύψος μέχρι την επιφάνεια των 500hPa (σχήμα 3.4.1.B). Κατά την κάθοδό της προς νότο, η ψυχρή μάζα ακολούθησε ουσιαστικά κυκλωνική πορεία στα 850hPa ενώ κατά την άφιξη της στην Αθήνα προκάλεσε έντονη πτώση της θερμοκρασίας, ισχυρό βορειοανατολικό ρεύμα και έντονες χιονοπτώσεις.

Βλέπουμε λοιπόν πως σε όλα τα επεισόδια ψυχρών εισβολών στην περιοχή της Αττικής υπάρχουν μερικά κοινά χαρακτηριστικά. Πρώτον, η αέρια μάζα ήταν αρκετά ψυχρή στην πηγή της προέλευσής της, δηλαδή ήταν πολική ή αρκτική. Επίσης, εκτεινόταν σε μεγάλο ύψος, γεγονός που μας δείχνει πόσο ισχυρή είναι η ψυχρή αέρια μάζα διότι εάν δεν εκτεινόταν σε μεγάλο ύψος θα ήταν δυνατόν να θερμανθεί από κάτω κατά την κάθοδό της και έτσι λόγω κατακόρυφης ανάμιξης να εξασθενίσει. Ένα άλλο κοινό χαρακτηριστικό είναι ότι οι ψυχρές αέριες μάζες κινήθηκαν προς νότο με σχετικά μεγάλες ταχύτητες και επάνω από ψυχρές ηπειρωτικές εκτάσεις έως όπου πλησιάσουν στον Ελληνικό χώρο και επιπλέον ακολούθησαν κυκλωνική πορεία στο μεγαλύτερο μέρος της διαδρομής τους.

Με βάση τα παραπάνω χαρακτηριστικά λοιπόν, μας δίνεται η δυνατότητα να εκτιμήσουμε πόσο έντονη μπορεί να είναι η πτώση της θερμοκρασίας σε μια μελλοντική παρόμοια περίπτωση ψυχρής εισβολής στην περιοχή της Αθήνας.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- ¹**Air Ministry Meteorological Office – Weather in the Mediterranean, 1962**, Volume 1 (second edition) General meteorology, London: Her majesty’s Stationery Office
- ⁶**Climatological Bulletin** – Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών
- ⁴**Europäischer Wetterbericht** – Γερμανικοί συνοπτικοί χάρτες
- **European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF)** – Reanalysis Data
- ⁵**Holton James R., 1979** – «An introduction to dynamic Meteorology», Academic Press New York and London
- ²**Lagouvardos K., Kotroni V. and Kallos G., 1998** – «An extreme cold surge over the Greek peninsula, Q.J.R. Meteorol.Soc., 124,pp.2299-2327»
- **Μακρογιάννης Τ.Ι.-Σαχσαμάνογλου Χ.Σ.** – «Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας»
- **Μαρουσάκης Κ., 2011** – «Προσομοίωση του επεισοδίου χιονόπτωσης στην Αττική τον Φεβρουάριο του 2008 με την χρήση του αριθμητικού μοντέλου WRF»
- **Μιχαλοπούλου Χ.-Δεληγιώργη Δ., 2004** – «Εργαστηριακές Ασκήσεις Συνοπτικής Μετεωρολογίας»
- **Νοταρίδου Β.-Πισιμάνης Δ., 2006** – «Σημειώσεις για το μάθημα Φυσικής Ατμόσφαιρας Ι », Σημειώσεις μαθήματος
- ⁷**Πισιμάνης Δ.,1975** – «Συμβολή εις την μελέτην των ψυχρών κυμάτων εν Αθήναις και Θεσσαλονίκη κατά την χειμερινήν περίοδον», Δημοσιεύματα Εργαστηρίου Μετεωρολογίας Πανεπιστημίου Αθηνών.

- **Πισιμάνης Δ., 2008** – Σημειώσεις του μαθήματος «Συνοπτική μετεωρολογία»
- ³**Prezerakos N. and Angouridakis V., 1984** – «Synoptic consideration of snowfall in Athens, J.Climatol.,4,pp269-285»



