



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΗ ΦΥΣΙΚΗ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ -
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΕΣΣΑΡΩΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΜΗΝΑ ΑΥΓΟΥΣΤΟ ΣΤΗ ΣΠΑΡΤΗ



ΓΕΩΡΓΙΟΣ Π. ΒΑΡΛΑΣ

A.M. 201012

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΠΙΣΙΜΑΝΗΣ
ΒΑΣΙΛΙΚΗ ΝΟΤΑΡΙΔΟΥ
ΕΛΕΝΑ ΦΛΟΚΑ

ΑΦΥΠ. ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
ΑΦΥΠ. ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ
ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ

ΑΘΗΝΑ 2012



ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ - ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΗΣ
ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ ΣΤΗ ΦΥΣΙΚΗ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ - ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΜΕΛΕΤΗ ΤΕΣΣΑΡΩΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΕΩΝ ΙΣΧΥΡΗΣ ΒΡΟΧΟΠΤΩΣΗΣ ΚΑΤΑ ΤΟ ΜΗΝΑ ΑΥΓΟΥΣΤΟ ΣΤΗ ΣΠΑΡΤΗ

ΓΕΩΡΓΙΟΣ Π. ΒΑΡΛΑΣ

A.M. 201012

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΕΠΙΤΡΟΠΗ:

ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ ΠΙΣΙΜΑΝΗΣ
ΒΑΣΙΛΙΚΗ ΝΟΤΑΡΙΔΟΥ
ΕΛΕΝΑ ΦΛΟΚΑ

ΑΦΥΠ. ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΗΣ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ (ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ)
ΑΦΥΠ. ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ
ΑΝΑΠΛΗΡΩΤΡΙΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ

ΑΘΗΝΑ 2012

Ευχαριστίες

Θέλω να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα Καθηγητή κ. Δημήτριο Πισιμάνη για όλα όσα μου δίδαξε και για τη συμβολή του σε αυτή την εργασία. Επίσης, ευχαριστώ την Καθηγήτρια κ. Νοταρίδου για τις χρήσιμες συμβουλές που μου προσέφερε, καθώς και την Καθηγήτρια κ. Φλόκα και τον υποψήφιο Διδάκτορα κ. Κουρουτζόγλου για την παροχή επιστημονικού υλικού. Επιπλέον, ευχαριστώ τον Καθηγητή κ. Κάλλο και το Διδάκτορα κ. Σολωμό για τη χρήση του αριθμητικού μοντέλου RAMS / ICLAMS. Επίσης, ευχαριστώ την καθηγήτρια κ. Μιχαλοπούλου και τον καθηγητή στο τμήμα Γεωλογίας κ. Νάστο για τις χρήσιμες πληροφορίες που μου έδωσαν, καθώς και όλους τους ανθρώπους που εργάζονται στον Τομέα Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας, τους συμφοιτητές μου και ειδικά τον Αριστοτέλη και το Γιάννη, για την άμεση ανταπόκρισή τους σε διάφορα ζητήματα. Επιπλέον, θέλω να ευχαριστήσω την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία και ιδιαιτέρως το μετεωρολόγο κ. Παναγιώτη Σκριμιζέα και το Εθνικό Αστεροσκοπείο και κυρίως τον ερευνητή κ. Σπύρο Λυκούδη για την παροχή δεδομένων και πληροφοριών, που συνετέλεσαν στην εκπόνηση αυτής της διπλωματικής εργασίας.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένεια μου, τους φίλους μου και τη Χρύσα για τη συμπαράστασή και την υποστήριξή τους στη μελέτη αυτών που από μικρό παιδί αγαπώ και μου δίνουν συνεχώς βαθύτατη ευτυχία, τα φυσικά φαινόμενα.

Περίληψη

Η παρούσα διπλωματική εργασία πραγματοποιήθηκε στο Εθνικό Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών στο Τμήμα Φυσικής της Σχολής Θετικών Επιστημών στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης Φυσικής Περιβάλλοντος και Μετεωρολογίας. Στόχος της διπλωματικής εργασίας είναι η μελέτη των τεσσάρων πιο ισχυρών περιπτώσεων βροχόπτωσης που σημειώθηκαν το μήνα Αύγουστο στην περιοχή της Σπάρτης σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη την τριακονταετία, από το 1975 έως το 2004 (εκτός από 4 έτη που δεν υπήρχαν μετρήσεις τον Αύγουστο). Αναλύονται συνοπτικοί χάρτες στα βασικά ισοβαρικά επίπεδα, δεδομένα ραδιοβολίσεων από τον πλησιέστερο σταθμό ραδιοβολίσεων στη Σπάρτη (αεροδρόμιο Ελληνικού), υπολογίζεται η κατανομή των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa, καθώς και της μεταφοράς θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa και σε μία από τις περιπτώσεις και των 850 hPa (χρήση δεδομένων γεωδυναμικού και θερμοκρασίας από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού). Επίσης, μελετώνται οι τέσσερις περιπτώσεις ως προς την ύπαρξη δυναμικής αστάθειας πριν το επεισόδιο βροχόπτωσης με τη βοήθεια της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας. Επιπλέον, η πιο πρόσφατη περίπτωση ισχυρής βροχόπτωσης μελετάται με τη βοήθεια του αριθμητικού μοντέλου RAMS / ICLAMS. Τέλος, εξάγονται χρήσιμα συμπεράσματα για τα τέσσερα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης και βελτιώνεται το υπόβαθρο για μελλοντικές προγνώσεις τέτοιων φαινομένων στην περιοχή.

Λέξεις Κλειδιά: βροχόπτωση, καταιγίδα, θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, δυναμική αστάθεια, Σπάρτη

Abstract

The scope of this diploma thesis is the study of the four heaviest storms that were observed during August at Sparta in the period between 1975 and 2004 (except from four years where there were no measurements available) according to the measurements provided by the Sparta meteorological station of the Hellenic National Meteorological Service. The study includes analysis of synoptic maps on the standard isobaric levels and radiosonde data from the nearest radiosonde station (Helliniko, Athens). Moreover, the distribution of the relative vorticity and relative vorticity advection fields at the isobaric level of 300 hPa and temperature advection fields at isobaric level of 700 hPa and in one case at 700 hPa and at 850 hPa is calculated (using geopotential and temperature data from ECMWF). These four cases are examined in terms of the existence of potential instability before the start of the rainfall. For the most recent of the four storms the numerical model RAMS/ICLAMS was additionally employed. The results of these calculations are considered towards making useful conclusions about those storm incidents in order to achieve better accuracy of the forecast of similar phenomena in that area in the future.

Key Words: rainfall, storm, positive relative vorticity advection, potential instability, Sparta

Περιεχόμενα

1. Εισαγωγή.....	13
2. Θεωρητικό Μέρος	15
2.1. Δημιουργία και εξέλιξη της καταιγίδας	15
2.2. Τύποι καταιγίδων.....	17
2.3. Ατμοσφαιρικοί παράγοντες δημιουργίας καταιγίδων.	18
3. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 03-08-1975.....	33
3.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από τα επεισόδια βροχόπτωσης της περιόδου από 02-08 έως 06-08 του 1975.	33
3.2. Χάρτες επιφανείας για τις 02-08 00 UTC, τις 03-08 00 UTC και τις 06-08 00 UTC.	33
3.3. Λίμνη ψυχρού αέρα στο επίπεδο των 850 hPa από την 01-08 έως τις 06-08 του 1975.....	36
3.4. Μεταφορά θερμοκρασίας στα 700 hPa στις 02-08 και στις 03-08 του 1975.	40
3.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 31-07-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC.	48
3.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας για το χρονικό διάστημα από τις 31-07-1975 00 UTC έως 06-08-1975 12 UTC. ..	50
3.7. Trough ισοπαχών 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough ισοϋψών στα 500 hPa στις 02-08, στις 03-08 και στις 06-08 του 1975.	52
3.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e	54
3.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολής της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1975.....	57
3.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa από τις 25-07-1975 έως τις 06-08-1975.....	58
3.10. Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC και τις 18 UTC.	64
3.11. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 12 UTC και τις 18 UTC.....	67
3.12. Συμπεράσματα για τις ισχυρές βροχοπτώσεις στις 02-08, στις 03-08 και στις 06-08 του 1975 στην περιοχή της Σπάρτης.	69
4. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 20-08-1992.....	70
4.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης στις 20-08-1992.....	70
4.2. Χάρτες επιφανείας τις 19-08-1992 00 UTC και τις 20-08-1992 00 UTC.	70
4.3. Λίμνη ψυχρού αέρα και μεταφορά θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa στις 20-08-1992.	72

4.4. Σχετικά ψυχρή αέρια μάζα στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 20-08-1992.....	76
4.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 18-08-1992 00 UTC έως τις 21-08-1992 12 UTC.....	77
4.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας. .	80
4.7. Ενίσχυση της trough στα 500 hPa λόγω αρνητικής μεταφοράς πάχους του στρώματος μεταξύ των 500 και των 1000 hPa.	82
4.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θε.....	84
4.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θε στα 850 hPa από τις 20-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC του 1992.....	86
4.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa.	87
4.10.Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC, τις 12 UTC και τις 18 UTC.....	92
4.11.Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC, τις 12 UTC και τις 18 UTC.	95
4.12.Συμπεράσματα για την καταιγίδα της 20-08-1992.	97
5. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 03-08-1995.....	99
5.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης στις 03-08-1995.....	99
5.2. Χάρτες επιφανείας για τις 02-08-1995 00 UTC και για τις 03-08-1995 00 UTC...	99
5.3. Νότια επέκταση μιας σχετικής ψυχρής αέρια μάζας από τα βόρεια και μεταφορά θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa για τις 03-08-1995 00, 06 και 12 UTC.	101
5.4. Σταδιακή εξάπλωση προς την Ελλάδα μιας σχετικά ψυχρής αέριας μάζας στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 02-08-1995.	106
5.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 01-08-1995 12 UTC έως τις 05-08-1995 00 UTC.....	110
5.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 04-08-1995 12 UTC.	112
5.7. Trough ισοπαχών στο στρώμα 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa στις 03-08-1995.	114
5.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θε.....	116
5.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θε στα 850 hPa από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1995.....	118
5.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa.	120

5.10.Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC και 12 UTC.....	125
5.11.Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 06 UTC και 12 UTC.	128
5.12.Συμπεράσματα για το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης που σημειώθηκε στις 03-08-1995.....	130
6. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 01-08-2001.....	131
6.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης της 31-07 και της 01-08 του 2001.....	131
6.2. Χάρτες επιφανείας για τις 31-07-2001 00 UTC και την 01-08-2001 00 UTC..	131
6.3. Ψυχρό μέτωπο και ψυχρή μεταφορά στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa στις 31-07-2001.....	133
6.4. Ψυχρό μέτωπο και ψυχρή μεταφορά στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 31-07-2001.....	136
6.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 27-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC.	141
6.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας. .	143
6.7. Trough ισοπαχών στο στρώμα 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa στις 31-07-2001.	145
6.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e	147
6.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 31-07 12 UTC έως τις 01-08 00 UTC του 2001.....	149
6.9. Η trough στο επίπεδο των 300 hPa.....	150
6.10.Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa από τις 31-07-2001 12 UTC έως την 01-08-2001 06 UTC.....	155
6.11.Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC έως την 01-08-2001 06 UTC.	158
6.12.Συμπεράσματα για την καταιγίδα που σημειώθηκε από τις 31-07 έως την 01-08 του 2001 στην περιοχή της Σπάρτης.....	161
7. Προσομοίωση της καταιγίδας από τις 31-07 έως την 01-08 του 2001 με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.	162
7.1. Ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.....	162
7.2. Βασικά χαρακτηριστικά του συστήματος.....	162
7.3. Χαρακτηριστικά του αριθμητικού μοντέλου RAMS στη συγκεκριμένη περίπτωση προσομοίωσης της καταιγίδας στη Σπάρτη.....	163
7.4. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη για τις 31-07-2001 από τις 12 UTC έως τις 17 UTC σύμφωνα με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.....	165

7.5. Προσομοίωση του σχηματισμού του νέφους κατακόρυφης ανάπτυξης της καταιγίδας πάνω από τη Σπάρτη για τις 31-07-2001 από τις 12 UTC έως τις 18 UTC σύμφωνα με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.....	169
7.6. Αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου RAMS / ICLAMS για το ρυθμό της βροχόπτωσης (mm/hr), τον επιφανειακό άνεμο και τον αθροιστικό ωριαίο νετό (mm).	172
8. Τελικά συμπεράσματα.....	178
9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	181

1. Εισαγωγή

Η παρούσα διπλωματική εργασία έχει σκοπό τη μελέτη των ισχυρότερων επεισοδίων βροχόπτωσης το μήνα Αύγουστο για μια περίοδο τριάντα ετών από το 1975 έως το 2004 στην περιοχή της Σπάρτης. Ο Αύγουστος επιλέχθηκε με βάση την κατανομή των βροχοπτώσεων στη Σπάρτη τους θερινούς μήνες, που δείχνει αυξημένη συχνότητα ισχυρών βροχοπτώσεων το μήνα αυτό σε σχέση με τους άλλους δύο.

Παρακάτω παρατίθεται πίνακας (Πίνακας 1.1) με τον αριθμό εμφάνισης ημερών με νετό μεγαλύτερο από κάποιο συγκεκριμένο ύψος για το μήνα Αύγουστο την περίοδο από 1975 έως 2004 (εκτός από 4 έτη που δεν υπήρχαν μετρήσεις τον Αύγουστο) στη Σπάρτη, σύμφωνα με στοιχεία από το μετεωρολογικό σταθμό της Ε.Μ.Υ. που λειτουργούσε εκείνη την περίοδο στη Σπάρτη. Το μήνα Αύγουστο τέσσερις ήταν οι περιπτώσεις ισχυρής βροχόπτωσης στη Σπάρτη, που όπως φαίνεται από τον παρακάτω πίνακα (Πίνακας 1.1), χαρακτηρίζονταν από συνολικό νετό πάνω από 30 mm.

Πίνακας 1.1. Κατανομή των ημερών βροχόπτωσης το μήνα Αύγουστο στη Σπάρτη για την περίοδο 1975 – 2004 συναρτήσει του συνολικού ύψους νετού.

ΠΛΗΘΟΣ ΗΜΕΡΩΝ ΑΥΓΟΥΣΤΟΥ (1975 – 2004) ΜΕ ΥΨΟΣ ΥΕΤΟΥ						
> 5 mm	> 10 mm	> 15 mm	> 20 mm	> 30 mm	> 40 mm	> 50 mm
35	23	15	7	4	3	2

Οι τέσσερις πιο ισχυρές βροχοπτώσεις σημειώθηκαν στις 03-08-1975 με συνολικό ύψος νετού 86.4 mm, στις 20-08-1992 με 45 mm, στις 03-08-1995 με 39 mm και την 01-08-2001 με 50 mm, σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη. Για αυτά τα τέσσερα επεισόδια βροχόπτωσης γίνεται συνοπτική μελέτη των χαρτών στα ισοβαρικά επίπεδα των 850 hPa, των 700 hPa, των 500 hPa και των 300 hPa, καθώς και μελέτη των χαρτών του πάχους στρώματος μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa. Πηγές συνοπτικών χαρτών είναι τα European Bulletin, η ιστοσελίδα (Wetter3.de) που περιέχει χάρτες σύμφωνα με ανάλυση δεδομένων από το μοντέλο GFS, η ιστοσελίδα του Ευρωπαϊκού Κέντρου Καιρού (Ecmwf.int) και η ιστοσελίδα (Vortex.plymouth.edu) που περιέχει χάρτες που βασίζονται σε ανάλυση των δεδομένων NCEP/NCAR.

Επίσης, γίνεται χρήση δεδομένων από ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού, που αποκτήθηκαν από τη βάση δεδομένων του Πανεπιστημίου του Wyoming και απεικονίζεται η κατανομή της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa, καθώς και η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας πριν και μετά τα επεισόδια βροχόπτωσης. Επιπλέον, υπολογίζεται η κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας πριν από τα επεισόδια βροχόπτωσης, για τη μελέτη της ύπαρξης και της έντασης της

δυναμικής αστάθειας πριν αρχίσουν τα φαινόμενα. Επίσης, θα υπολογίζεται η χωρική κατανομή της μεταβολής της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας για 12 ώρες πριν από το κάθε επεισόδιο βροχόπτωσης με τη βοήθεια ενός αλγορίθμου χρησιμοποιώντας δεδομένα από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (ECMWF).

Έπειτα, με δύο προγράμματα και δεδομένα γεωδυναμικού και θερμοκρασίας από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (ECMWF), γίνεται υπολογισμός της μεταφοράς της θερμοκρασίας στο επίπεδο των 700 hPa σε τρεις από τις τέσσερις περιπτώσεις και των 850 hPa σε μία από τις περιπτώσεις, καθώς και του σχετικού στροβιλισμού και της μεταφοράς του στο επίπεδο των 300 hPa για όλες τις περιπτώσεις.

Επιπλέον, για το πιο πρόσφατο επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης και δεύτερο σε συνολικό υετό, της 01-08-2001 με 50 mm βροχόπτωσης, έγινε προσομοίωση με το αριθμητικό μοντέλο RAMS/ICLAMS της ομάδας ατμοσφαιρικών μοντέλων του Πανεπιστημίου Αθηνών, για την περαιτέρω διερεύνηση των παραγόντων που έπαιξαν ρόλο στη δημιουργία της ισχυρής καλοκαιρινής βροχόπτωσης.

Τέλος, εξάγονται ενδιαφέροντα συμπεράσματα, συγκρίνονται οι διάφοροι παράγοντες που έπαιξαν ρόλο στη δημιουργία των ισχυρών βροχοπτώσεων και θεμελιώνονται οι βάσεις για μελλοντικές προγνώσεις παρόμοιας έντασης φαινομένων στην περιοχή της Σπάρτης το μήνα Αύγουστο.

2. Θεωρητικό Μέρος

Η καταιγίδα (thunderstorm) είναι από τα πιο βίαια ατμοσφαιρικά φαινόμενα με κύρια χαρακτηριστικά, τη ραγδαία βροχή, το χαλάζι, τους απότομους και ισχυρούς ανέμους. Απαραίτητη προϋπόθεση για να χαρακτηριστεί ένα επεισόδιο έντονων φαινομένων ως καταιγίδα είναι η ανάπτυξη βροχοφόρων νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης, δηλαδή σωρειτομελανιών (Cumulonimbus Cb) και η εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων. Είναι φαινόμενο μέσης κλίμακας, που αυτό σημαίνει ότι έχει μικρή οριζόντια έκταση (20-30 km) και σχετικά μεγάλη κατακόρυφη (10-15 Km), καθώς επίσης διαρκεί λίγο, συνήθως περίπου 1 – 2 ώρες.

2.1. Δημιουργία και εξέλιξη της καταιγίδας

Στην ανάπτυξη και εξέλιξη μιας καταιγίδας διακρίνουμε τρεις φάσεις (Σαχσαμάνογλου, Μακρογιάννης 1998) :

- Του σωρείτη
- Της ωρίμανσης
- Της διάλυσης

2.1.1. Η φάση του σωρείτη

Η φάση αυτή αρχίζει όταν μάζα ατμοσφαιρικού αέρα αναγκαστεί να κινηθεί κατακόρυφα σε περιοχή που παρουσιάζει έντονη αστάθεια. Στη φάση αυτή αρχίζει να σχηματίζεται νεφικός σχηματισμός τύπου σωρείτη με κύριο χαρακτηριστικό το ισχυρό ανοδικό ρεύμα (Σχήμα 2.1).

Η ταχύτητα του ανοδικού ρεύματος αυξάνει με το ύψος και στην κορυφή του νέφους η ταχύτητα πολλές φορές φτάνει την τιμή των 20 m/s. Η επιταχυνόμενη αυτή κίνηση έχει σαν αποτέλεσμα την έντονη ψύξη και την ταυτόχρονη διείσδυση (entrainment) ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον στο χώρο του νεφικού σχηματισμού.

Ο συνδυασμός αυτών των δύο διαδικασιών έχει σαν αποτέλεσμα την ταχύτατη αύξηση της μάζας του νέφους που η κορυφή του, στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει στο ύψος των 10 Km. Πιστεύεται ότι η διείσδυση αρχίζει όταν ο νεφικός σχηματισμός έχει φτάσει στο επίπεδο της παγοποίησης (freezing level). Κατά τη φάση αυτή ο νεφικός σχηματισμός είναι θερμότερος από το περιβάλλον. Το τέλος της φάσης αυτής έρχεται 15 - 20 min μετά από την έναρξή της.

2.1.2. Η φάση της ωρίμανσης

Η φάση αυτή αρχίζει με την εμφάνιση βροχής με τη μορφή όμβρου, στην επιφάνεια του εδάφους, που σημαίνει ότι οι υδροσταγόνες έχουν μεγεθυνθεί τόσο πολύ που το ανοδικό ρεύμα δε μπορεί να εμποδίσει τελικά την πτώση τους στο έδαφος (Σχήμα 2.1).

Ένα άλλο χαρακτηριστικό της φάσης αυτής είναι η εμφάνιση καθοδικού ρεύματος δίπλα στο ανοδικό ρεύμα που τώρα έχει αποκτήσει ακόμα μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας που πολλές φορές ξεπερνούν και τα 30 m/s. Η ταχύτητα του καθοδικού ρεύματος είναι σχετικά μικρή και υπολογίζεται ότι είναι το μισό της ταχύτητας του ανοδικού ρεύματος.

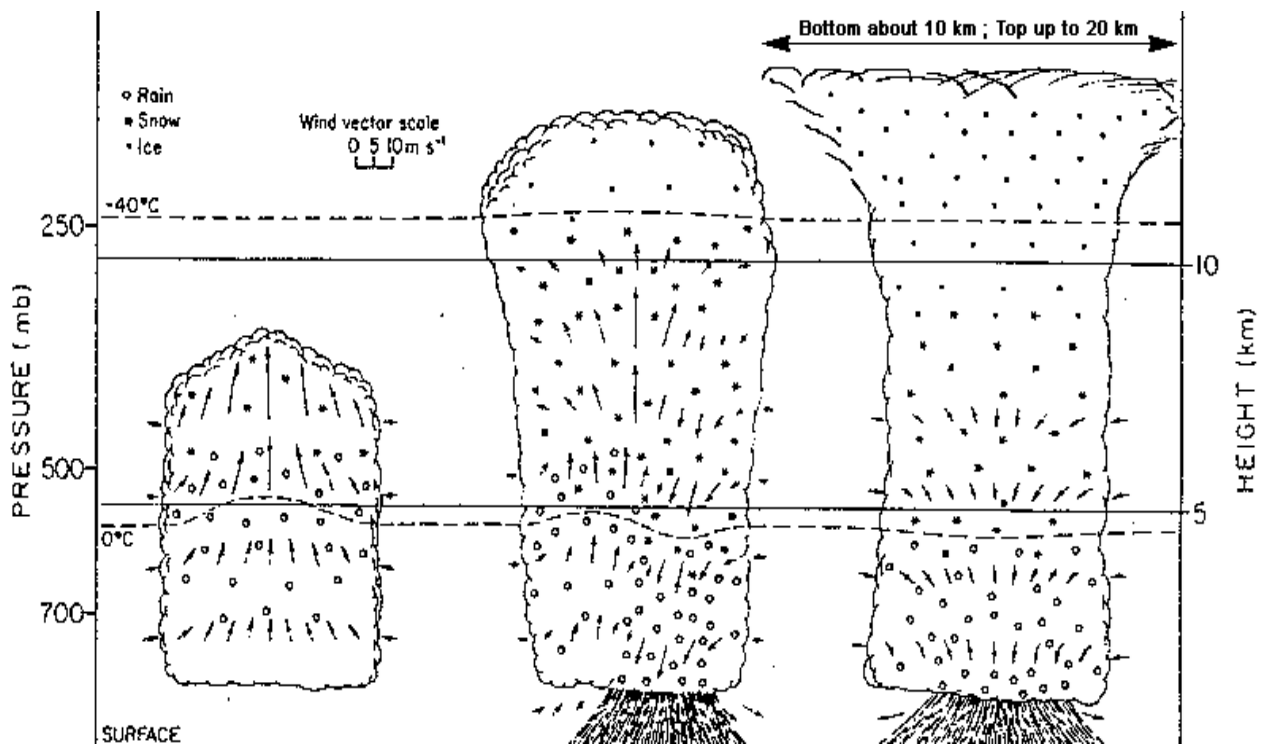
Παράλληλα με τις υδροσταγόνες, πέφτουν στο έδαφος και παγοκρύσταλλοι, προερχόμενοι από τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους, που όμως αν δεν είναι αρκετά μεγάλοι, δεν καταφέρνουν να φτάσουν, επειδή λιώνουν διερχόμενοι από το θερμότερο αέρα κάτω από τη βάση του νέφους, ψύχοντας λόγω απορρόφησης λανθάνουσας θερμότητας τον αέρα αυτό. Αποτέλεσμα αυτού είναι, το καθοδικό ρεύμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους σαν ψυχρή και υγρή αέρια μάζα, με τη μορφή ισχυρής και απότομης ριπής, διασκορπίζοντας τις βροχοσταγόνες στο χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα, οι οποίες μάλιστα εξατμίζονται μερικώς και συμβάλλουν στην περαιτέρω ψύξη του αέρα.

Κάτω από το ατμοσφαιρικό περιβάλλον της καταιγίδας παρατηρείται μια έντονη πτώση τόσο της θερμοκρασίας όσο και της ατμοσφαιρικής πίεσης. Η όλη εικόνα που παρουσιάζει η καταιγίδα στη φάση αυτή, που διαρκεί περίπου 30 min, συμπληρώνεται από την εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων. Επιπλέον, η καθ' ύψος ανάπτυξη του νεφικού σχηματισμού στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει μέχρι την τροπόπαυση, ακόμα και να εισχωρήσει μερικές εκατοντάδες μέτρα μέσα σε αυτήν.

2.1.3. Η φάση της διάλυσης

Στη φάση αυτή το ανοδικό ρεύμα έχει εξασθενήσει με αποτέλεσμα την επικράτηση του καθοδικού ρεύματος κυρίως στο κατώτερο τμήμα. Εξαιτίας ακριβώς της εξασθένησης του ανοδικού ρεύματος, η κορυφή του νεφικού σχηματισμού αρχίζει να παρασύρεται από την κυκλοφορία της ανώτερης τροπόσφαιρας με τελικό αποτέλεσμα τη διάλυση της κορυφής, το γνωστό ‘‘αμόνι’’ του σωρειτομελανία, το οποίο λαξεύεται από τον αεροχείμαρρο.

Η βροχή που συνεχίζει να πέφτει στο στάδιο αυτό έχει εξασθενήσει σημαντικά και γρήγορα σημαντικά. Κάτω από το νεφικό σχηματισμό επικρατεί άπνοια, ενώ η ατμοσφαιρική πίεση γρήγορα αρχίζει να ανεβαίνει. Ο νεφικός σχηματισμός γρήγορα διαλύεται ή διασπάται σε μικρότερα νέφη (Σχήμα 2.1).



Σχήμα 2.1. Οι τρεις φάσεις μιας καταιγίδας.

2.2. Τύποι καταιγίδων

Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους, οι καταιγίδες διακρίνονται σε:

- Θερμικές
- Δυναμικές

2.2.1. Θερμικές καταιγίδες

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι καταιγίδες που έχουν σαν βασική αιτία σχηματισμού τους την ισχυρή τοπική θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους και η δημιουργία δυναμικής αστάθειας, η οποία όπως είναι γνωστό δημιουργεί ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση αερίων μαζών στο επίπεδο του εδάφους. Επιπλέον, τα υψηλά όρη μπορούν ενισχύσουν τις θερμικές καταιγίδες, καθώς τροφοδοτούν με θερμότητα στρώματα της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πιο ψηλά (Braham and Draginis 1960).

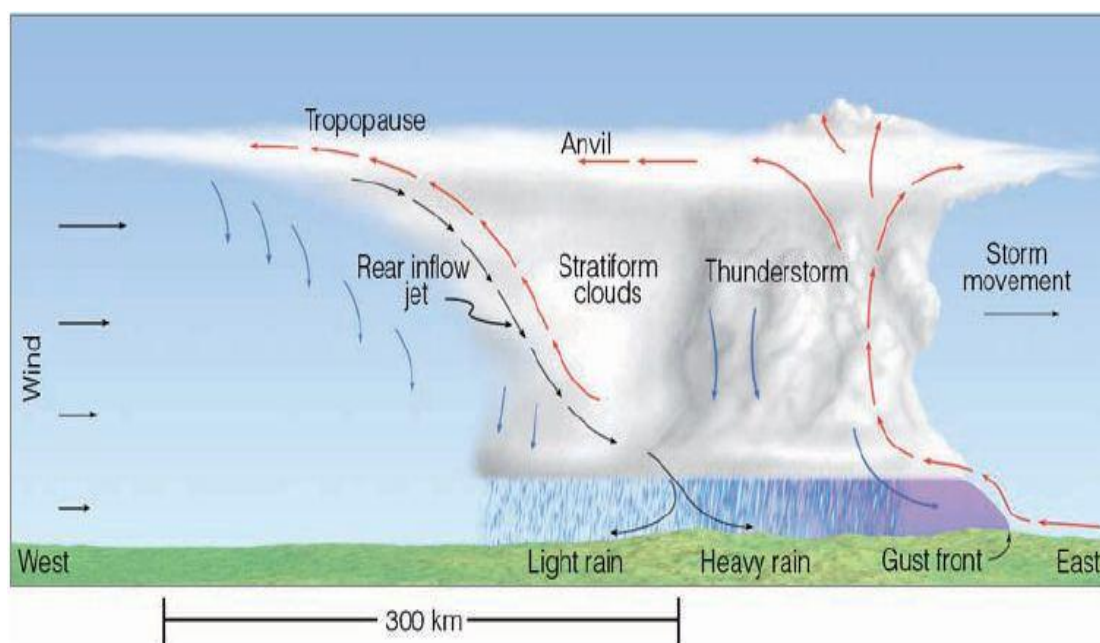
Τέτοιες καταιγίδες επίσης μπορούν να σχηματιστούν όταν ψυχρή αέρια μάζα γίνει ασταθής περνώντας πάνω από σχετικά θερμότερη περιοχή. Οι καταιγίδες της κατηγορίας αυτής είναι περισσότερο συχνές τις απογευματινές ώρες.

2.2.2. Δυναμικές καταιγίδες

Οι δυναμικές καταιγίδες έχουν σαν αίτια τη θετική μεταφορά στροβιλισμού, η οποία προκαλεί ανοδικά ρεύματα, ή τη σύγκλιση αερίων μαζών. Σε αυτή την κατηγορία ανήκουν και οι καταιγίδες που οφείλονται σε ψυχρά μέτωπα, όταν υγρός

και θερμός αέρας μπροστά αναγκάζεται σε απότομη άνοδο από τον ψυχρό και ξηρότερο αέρα πίσω, ο οποίος κινείται γρηγορότερα. Πολλές φορές παράγοντας που ενισχύει μια καταιγίδα είναι και η ορογραφία της περιοχής. Τα υψηλά όρη λειτουργούν ως αναστολές της ατμοσφαιρικής ροής, συντελώντας στη σύγκλιση, εντείνουν το σχηματισμό ορογραφικών κυμάτων (Braham and Draginis 1960). Εκδηλώνονται όταν υγρή και ασταθής αέρια μάζα αναγκάζεται να υπερπηδήσει οροσειρά. Στην προσπάθειά της αυτή η αέρια μάζα εκτονώνεται, με αποτέλεσμα την ψύξη και κατά συνέπεια το σχηματισμό καταιγιδοφόρων νεφών, εφόσον επικρατεί αστάθεια στην ατμόσφαιρα.

Αρκετές από τις πλέον ισχυρές καταιγίδες, συνδέονται με τη γραμμή λαίλαπας (squall line). Οι καταιγίδες αυτές συχνά προηγούνται σε μια ζώνη 300 Km των καταιγίδων ενός ψυχρού μετώπου (Σχήμα 2.2). Καθώς ο ψυχρός αέρας συναντάει θερμότερο δημιουργείται το μέτωπο της καταιγίδας (gust front). Το μέτωπο αυτό αναγκάζει τη θερμή αέρια μάζα που προηγείται σε πρόωρη κατακόρυφη εκτόνωση. Αποτέλεσμα αυτής της εκτόνωσης είναι η δημιουργία νέων καταιγίδων πάνω από τη γραμμή λαίλαπας (squall line).



Σχήμα 2.2. Νέφος cumulonimbus, ροές αέρα μέσα κι έξω από αυτό, κατανομή βροχής και μέτωπο της καταιγίδας (gust front).

2.3. Ατμοσφαιρικοί παράγοντες δημιουργίας καταιγίδων.

Οι καταιγίδες είναι φαινόμενα με μεγάλο ενδιαφέρον και για τη χώρα μας, καθώς στις περισσότερες περιοχές της είναι σχετικά σπάνιες. Η σπανιότητά τους οφείλεται κυρίως στις μικρές εκτάσεις συνεχούς ξηράς στη χώρα μας και στη διάταξη των βαρομετρικών συστημάτων κατά τους θερινούς μήνες. Παρόλα αυτά η εμφάνισή τους υποδηλώνει ότι κάποιοι ατμοσφαιρικοί παράγοντες ευνοούν την ανάπτυξή τους.

Γενικώς οι βασικοί παράγοντες που ευνοούν τη δημιουργία καταιγίδων είναι:

- **Δυναμικοί**
- **Θερμοδυναμικοί**

Πολλές φορές κατά τους θερινούς μήνες παρατηρείται η εμφάνιση και των δύο παραγόντων στη δημιουργία μιας καταιγίδας. Οι δύο παράγοντες συχνά δρουν συνδυαστικά και αν ο ένας δεν εμφανίζεται καθόλου, τότε μπορεί να σταματήσει και η δημιουργία της καταιγίδας.

2.3.1. Δυναμικοί παράγοντες δημιουργίας καταιγίδων.

Οι δυναμικοί παράγοντες σχετίζονται με την κατανομή των συστημάτων επιφανείας και των καθ' ύψος στην τροπόσφαιρα, με τις ιδιότητες τους και τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά τους. Δύο είναι οι βασικοί δυναμικοί παράγοντες που επηρεάζουν στο σχηματισμό καταιγίδων:

- **Η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού**
- **Η μεταφορά πάχους ή θερμοκρασίας**

Παραδείγματα των συστημάτων που σχετίζονται με την ύπαρξη των δύο παραπάνω δυναμικών παραγόντων είναι οι trough, οι βαρομετρικές υφέσεις, τα κλειστά χαμηλά και γενικότερα η κατάλληλη διάταξη των συστημάτων που ευνοεί το σχηματισμό έντονων ανοδικών ρευμάτων και νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης.

Όπως είναι γνωστό οι βαρομετρικές υφέσεις μπορούν να προκαλέσουν με τα ψυχρά μέτωπα ή τις συσφίξεις έντονες βροχές ή καταιγίδες. Όμως το καλοκαίρι και ειδικά τον Αύγουστο δεν εμφανίζονται στη χώρα μας υφέσεις. Έτσι, το καλοκαίρι περιμένουμε να δούμε κάποια trough συνήθως από βορειότερα να κατευθύνεται προς τη χώρα μας προκαλώντας θετική μεταφορά στροβιλισμού δεξιά από τον άξονά της, μείωση των γεωδυναμικών υψών κυρίως στα ισοβαρικά επίπεδα των 300 ή 500 hPa και πτώση της θερμοκρασίας στα ισοβαρικά επίπεδα των 700 hPa και των 850 hPa, γεγονός που μπορεί να υποδηλώνει το πέρασμα ψυχρού μετώπου το οποίο δε φαίνεται στην επιφάνεια. Οι δύο δυναμικοί παράγοντες θα αναλυθούν με τη βοήθεια του ορισμού του σχετικού στροβιλισμού (Κεφάλαιο 2.3.1.1), της εξίσωσης γεωδυναμικής τάσης (Κεφάλαιο 2.3.1.2), της εξίσωσης “ωμέγα” (Κεφάλαιο 2.3.1.3), της μεταφοράς θερμοκρασίας σε συνοπτικούς χάρτες (Κεφάλαιο 2.3.1.4) και της μεταφοράς σχετικού σε συνοπτικούς χάρτες (Κεφάλαιο 2.3.1.5).

2.3.1.1. Σχετικός στροβιλισμός.

Σε φυσικές συντεταγμένες ο σχετικός στροβιλισμός ορίζεται ως (Holton 2004):

$$\zeta_g = \frac{V}{R} - \frac{\partial V}{\partial n} \quad (1)$$

όπου $1/R$ η καμπυλότητα της τροχιάς και V η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου. Επομένως, ο σχετικός στροβιλισμός εξαρτάται από δύο παράγοντες:

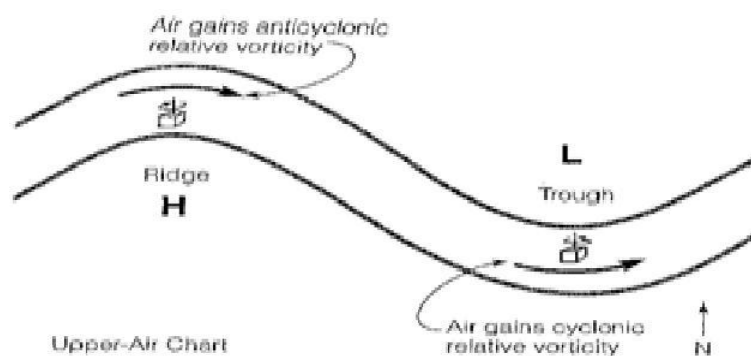
- Τη διάτμηση του ανέμου $\partial V/\partial n$
- Την καμπυλότητα της τροχιάς $1/R$

Επομένως στην κυκλωνική κίνηση όπου $V/R > 0$ έχουμε $\zeta > 0$ ενώ στην αντικυκλωνική κίνηση όπου $V/R < 0$ προκύπτει $\zeta < 0$. Οπότε σε μια trough έχουμε θετικό στροβιλισμό (κυκλωνικό) ενώ σε μια ridge έχουμε αρνητικό στροβιλισμό (αντικυκλωνικό) (Σχήματα 2.3 και 2.4). Σε περιοχές με μεγάλη καμπυλότητα, δηλαδή μικρή ακτίνα καμπυλότητας ο στροβιλισμός λαμβάνει μεγάλες τιμές και το αντίστροφο.

Τέλος, σύμφωνα με τις σχέσεις που δίνουν τις δύο συνιστώσες του γεωστροφικού ανέμου, όσο πυκνότερες είναι οι ισοϋψείς, τόσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου επομένως είναι πιο μεγάλες και οι τιμές του σχετικού στροβιλισμού (Holton 2004):

$$u_g = -\frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial y} \quad (2)$$

$$v_g = \frac{g}{f} \frac{\partial Z}{\partial x} \quad (3)$$



Σχήμα 2.3. Σχετικός στροβιλισμός σε ridge και σε trough (Ahrens 1999).



Σχήμα 2.4. Κυκλωνικός και αντικυκλωνικός στροβιλισμός (Ahrens 1999).

2.3.1.2. Εξίσωση γεωδυναμικής τάσης.

Η εξίσωση γεωδυναμικής τάσης (ημι-γεωστροφική προγνωστική εξίσωση) αποτελεί μια "προγνωστική" εξίσωση για την τοπική μεταβολή του γεωδυναμικού σε ένα τόπο σαν συνάρτηση της μεταφοράς στροβιλισμού στην περιοχή καθώς και της μεταφοράς πάχους ή θερμοκρασίας. Η γεωδυναμική τάση X ορίζεται ως η μεταβολή του γεωδυναμικού με το χρόνο (Holton 2004):

$$X = \frac{\partial \Phi}{\partial t} \quad (4)$$

Η εξίσωση γεωδυναμικής τάσης προκύπτει από την τροποποιημένη μορφή της θερμοδυναμικής εξίσωσης σε ισοβαρικές συντεταγμένες και την ημι-γεωστροφική εξίσωση στροβιλισμού εάν απαλειφθεί το ανοδικό ρεύμα ω .

Από μαθηματικές πράξεις προκύπτει η εξίσωση της γεωδυναμικής τάσης (Holton 2004):

$$\left[\bar{\nabla}^2 + \left(\frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial P^2} \right) \right] X = -f_0 \bar{v}_g \cdot \bar{\nabla} \left(\frac{1}{f_0} \bar{\nabla}^2 \Phi + f \right) - \frac{\partial}{\partial p} \left[-\frac{f_0^2}{\sigma} \bar{v}_g \cdot \bar{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial p} \right) \right] \quad (5)$$

Αποδεικνύεται ότι ο σχετικός στροβιλισμός δίνεται από την παρακάτω σχέση (Holton 2004):

$$\zeta_g = \frac{1}{f_0} \bar{\nabla}^2 \Phi \quad (6)$$

Προκειμένου να εξαχθούν κάποια απλά συμπεράσματα από την εξίσωση, υποθέτουμε ότι το γεωδυναμικό Φ αλλά και η γεωδυναμική τάση X έχουν κυματική μορφή στην ατμόσφαιρα. Επομένως μετά από μαθηματικές πράξεις προκύπτει η παρακάτω εξίσωση (Holton 2004):

$$\left(\bar{\nabla}^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial P^2} \right) X \approx \left[-(k^2 + l^2) - \frac{1}{\sigma} \left(\frac{f_0 \pi}{P_0} \right)^2 \right] X = -AX \quad (7)$$

όπου $A > 0$.

Ο πρώτος όρος στην εξίσωση γεωδυναμικής τάσης, καθορίζει τη διεύθυνση κίνησης μιας trough ή μιας ridge, όπως θα αναλυθεί στη συνέχεια. Έστω λοιπόν ότι στην ισοβαρική επιφάνεια των 300 hPa, υπάρχει θετική μεταφορά του απόλυτου στροβιλισμού $-\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}(\zeta_g + f) > 0$ ().

Θα ισχύει όμως ότι $-AX > 0$, και επειδή $A > 0$ θα πρέπει η γεωδυναμική τάση να είναι αρνητική $X < 0$, άρα θα πρέπει να έχουμε πτώση του γεωδυναμικού Φ . Σε μια trough αυτό συμβαίνει στο δεξιό μέρος της. Γενικά όμως η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι τάξη μεγέθους σημαντικότερη από τη μεταφορά πλανητικού στροβιλισμού με αποτέλεσμα, η κίνηση των troughs να εξαρτάται κυρίως από τη μεταφορά σχετικού στροβιλισμού.

Επομένως η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού στο δεξιό μέρος της trough, τείνει να προκαλέσει πτώση του γεωδυναμικού. Έτσι γενικά, οι troughs συνοπτικής κλίμακας κινούνται από τα δυτικά προς τα ανατολικά, με εξαίρεση μεγάλες trough, όπου οι δύο μεταφορές σχετικού και πλανητικού στροβιλισμού μπορεί να αλληλοαναιρούνται και να παραμένουν σχεδόν στάσιμες ή ακόμα και να οπισθοδρομούν προς τα δυτικά (Retrogression).

Ο δεύτερος όρος στο δεξιό μέλος της εξίσωσης της γεωδυναμικής τάσης δείχνει την ενίσχυση ή εξασθένηση των συνοπτικών συστημάτων. Το $(-\partial\Phi/\partial P)$ είναι ανάλογο της μεταβολής της μέσης θερμοκρασίας του στρώματος. Οπότε ο δεύτερος όρος στο δεξιό μέλος της εξίσωσης της γεωδυναμικής τάσης είναι ανάλογος του ρυθμού μεταβολής της θερμοκρασίας με την πίεση. Όταν έχουμε ψυχρή μεταφορά που μειώνεται με το ύψος ο όρος αυτός αυξάνεται, οπότε ο όρος $-AX$ είναι θετικός και τελικά $X < 0$ που σημαίνει πτώση του γεωδυναμικού και βάθυνση της trough. Αντίθετα αν έχουμε θερμή μεταφορά φθίνουσα με το ύψος τότε αναμένουμε ενίσχυση μίας ridge.

2.3.1.3. Εξίσωση ‘ωμέγα’.

Η εξίσωση ‘ωμέγα’ αποτελεί μια διαγνωστική εξίσωση για την ύπαρξη ή όχι ανοδικού ρεύματος σε μια περιοχή, με κριτήρια την παρουσία μεταφοράς στροβιλισμού και μεταφοράς πάχους ή θερμοκρασίας.

Η εξίσωση ‘ωμέγα’, προκύπτει από την τροποποιημένη μορφή της θερμοδυναμικής εξίσωσης σε ισοβαρικές συντεταγμένες και την ημιγεωστροφική εξίσωση στροβιλισμού, εάν απαλειφθεί η γεωδυναμική τάση. Η αξία της εξίσωσης ‘ωμέγα’ έγκειται στο ότι μας επιτρέπει τη διάγνωση της ύπαρξης κατακόρυφων ρευμάτων σε συνοπτική κλίμακα, με κριτήριο την παρουσία μεταφοράς στροβιλισμού και μεταφοράς διαφορικού πάχους ή θερμοκρασίας, με μόνο στοιχείο τη γνώση της κατανομής του γεωδυναμικού στις ισοβαρικές επιφάνειες. Η εξίσωση ‘ωμέγα’ είναι η εξής (Holton 2004):

$$\left(\bar{\nabla}^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial P^2}\right) \omega = \frac{f_0}{\sigma} \frac{\partial}{\partial P} \left[\vec{v}_g \cdot \bar{\nabla} \left(\frac{1}{f_0} \bar{\nabla}^2 \Phi + f \right) \right] + \frac{1}{\sigma} \bar{\nabla}^2 \left[\vec{v}_g \cdot \bar{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \right] \quad (8)$$

Για το ω ισχύει ότι $\omega = -\rho g w$ με w την κατακόρυφη συνιστώσα της ταχύτητας.

Όταν λοιπόν:

- $\omega < 0$ τότε $w > 0$ (ανοδικό ρεύμα)
- $\omega > 0$ τότε $w < 0$ (καθοδικό ρεύμα)

Ερχόμαστε τώρα στη διερεύνηση της εξίσωσης ‘ωμέγα’. Για το σκοπό αυτό θεωρούμε κυματική εξάρτηση για το ω και μετά από μαθηματικές πράξεις θα έχουμε (Holton 2004):

$$\left(\bar{\nabla}^2 + \frac{f_0^2}{\sigma} \frac{\partial^2}{\partial P^2}\right) \omega \approx \left[-(k^2 + l^2) - \frac{1}{\sigma} \left(\frac{f_0 \pi}{P_0} \right)^2 \right] \omega = -A \omega \quad (9)$$

όπου $A > 0$. (k, l οι κυματαριθμοί στον άξονα x και y αντίστοιχα).

Η μεταφορά στροβιλισμού είναι μικρότερη στα 850 hPa σε σχέση με ανώτερα ισοβαρικά επίπεδα, κάτι που γενικά είναι λογικό, αφού ανεβαίνοντας σε ύψος η ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου αυξάνει, με επακόλουθο ψηλά να έχω αξιόλογο στροβιλισμό άρα και αξιόλογη μεταφορά στροβιλισμού. Είναι φανερό ότι στο στρώμα 850-300 hPa, θα υπάρχει αύξουσα θετική μεταφορά στροβιλισμού με το ύψος. Δηλαδή:

$$\frac{\partial}{\partial z} [-\vec{v}_g \cdot \bar{\nabla} (\zeta_g + f)] > 0 \quad (10)$$

τότε όμως θα ισχύει:

$$\frac{\partial}{\partial P} [\vec{v}_g \cdot \bar{\nabla} (\zeta_g + f)] > 0 \quad (11)$$

Οπότε $-A\omega > 0$ και επειδή $A > 0$, από την εξίσωση (9) θα ισχύει $\omega < 0$, κάτι που σημαίνει ανοδική κίνηση. Με βάση την τελευταία διαπίστωση μπορούμε να συμπεράνουμε ότι όταν σε μια περιοχή συνοπτικής κλίμακας υπάρχει αύξουσα θετική μεταφορά στροβιλισμού με το ύψος, τότε στην περιοχή επικρατούν ανοδικά ρεύματα.

Στην πράξη η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού υπερσχύει κατά πολύ σε σχέση με τη μεταφορά πλανητικού στροβιλισμού. Έτσι σε μια σφήνα υφέσεως (trough), δεξιά της έχουμε θετική μεταφορά απόλυτου στροβιλισμού, ενώ αριστερά αρνητική. Για το λόγο αυτό έχουμε ανοδικά ρεύματα στα δεξιά της trough και καθοδικά αριστερά. Για το λόγο αυτό τα βαρομετρικά χαμηλά σχηματίζονται δεξιά του άξονα μίας trough, ενώ τα βαρομετρικά υψηλά στα αριστερά.

Επιπλέον, ο δεύτερος όρος της εξίσωσης ‘ωμέγα’, εκφράζει την αρνητική οριζόντια Λαπλασιανή της μεταφοράς πάχους, δηλαδή τη διαφορική μεταφορά πάχους. Ως γνωστόν το ύψος μιας ισοβαρικής επιφάνειας εξαρτάται από τη μέση θερμοκρασία του αερίου στρώματος μεταξύ του εδάφους και της ισοβαρικής επιφάνειας. Επομένως, όταν σε ένα αέριο στρώμα έχουμε θερμή μεταφορά, δηλαδή άνοδο της μέσης θερμοκρασίας, τότε το διαφορικό πάχος θα αυξάνεται.

Ο δεύτερος όρος της εξίσωσης ωμέγα έχει ως εξής:

$$\frac{1}{\sigma} \vec{\nabla}^2 \left[\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \right] \quad (12)$$

Αν θεωρήσουμε ότι η μεταφορά διαφορικού πάχους έχει κυματική εξάρτηση, μπορούμε όπως και προηγουμένως να συμπεράνουμε τα παρακάτω:

$$\frac{1}{\sigma} \vec{\nabla}^2 \left[\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \right] \propto -A' \left(\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla} \left(-\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \right) \propto \vec{v}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) \quad (13)$$

όπου $A' > 0$.

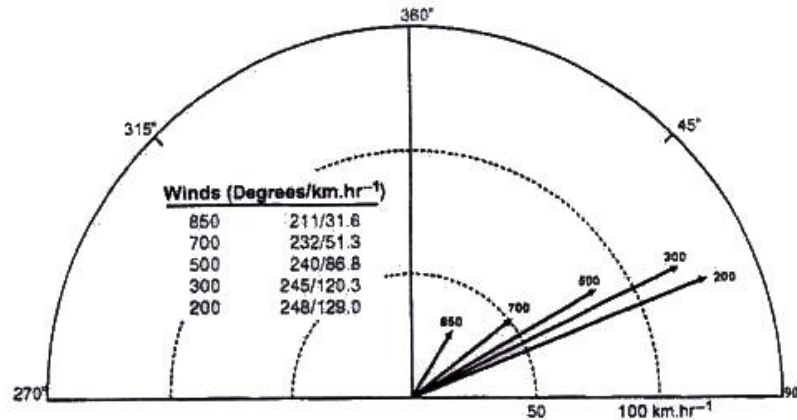
Έστω τώρα ότι σε μια περιοχή έχω θερμή μεταφορά. Αυτό σύμφωνα με τα παραπάνω σημαίνει ότι:

$$\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial P} \right) > 0 \quad (14)$$

Επομένως $-A\omega > 0$ και αφού $A > 0$ σημαίνει ότι $\omega < 0$, δηλαδή έχω ανοδικά ρεύματα. Συνοψίζοντας έχουμε τα εξής:

- Όταν $\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}(\partial \Phi / \partial P) > 0$ τότε έχουμε θερμή μεταφορά και ανοδικά ρεύματα ($\omega < 0$).
- Όταν $\vec{v}_g \cdot \vec{\nabla}(\partial \Phi / \partial P) < 0$ τότε έχουμε ψυχρή μεταφορά και καθοδικά ρεύματα ($\omega > 0$).

Σημαντικός παράγοντας για το αν υπάρχει μεταφορά θερμοκρασίας είναι η στροφή του ανέμου με το ύψος. Στο Σχήμα 2.5 φαίνεται μια χαρακτηριστική περίπτωση θερμής μεταφοράς όπου παρατηρείται στροφή του ανέμου με τη φορά του ρολογιού καθ' ύψος.



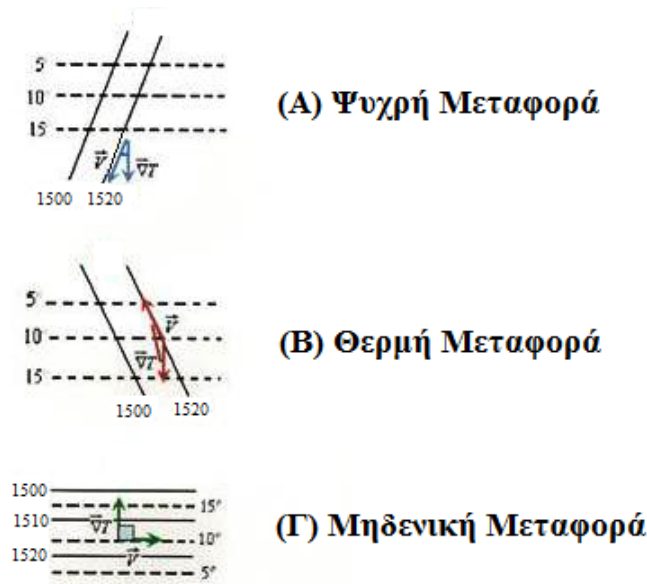
Σχήμα 2.5. Διανύσματα του γεωστροφικού ανέμου στα βασικά ισοβαρικά επίπεδα από τα 850 hPa έως τα 200 hPa για την περιοχή της Μίκρας της Θεσσαλονίκης (Pissimanis, Notaridou and Spyrou 2005).

2.3.1.4. Μεταφορά θερμοκρασίας σε συνοπτικούς χάρτες.

Η οριζόντια μεταφορά θερμότητας εξετάζεται συνήθως στους χάρτες των 850 και των 700 hPa. Από τον ορισμό της δίνεται από τη σχέση:

$$M = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla}T = -|\vec{V}| \cdot |\vec{\nabla}T| \cos\varphi \quad (15)$$

όπου $\vec{V}$ η ταχύτητα του ανέμου και $\vec{\nabla}T$ η βαθμίδα μεταβολής της θερμοκρασίας προς τη διεύθυνση της μέγιστης μεταβολής της. Είναι φανερό ότι η μεταφορά θα είναι τόσο μεγαλύτερη **α)** όσο πυκνότερες θα είναι οι ισοϋψείς **β)** όσο πυκνότερες θα είναι οι ισόθερμες και **γ)** όταν η γωνία φ που σχηματίζει η βαθμίδα των ισοθέρμων με τις ισοϋψείς, τείνει στις 0 ή στις 180 μοίρες. Ακόμη, όταν $\varphi=90$ μοίρες η μεταφορά γίνεται μηδέν ($M = 0$). Όταν το $M > 0$ δηλαδή $90^\circ \leq \varphi < 180^\circ$ συμβαίνει θερμή μεταφορά ενώ όταν $M < 0$ δηλαδή $0^\circ \leq \varphi < 90^\circ$ συμβαίνει ψυχρή μεταφορά (Εικόνα 2.7).



Σχήμα 2.6. Ψυχρή, θερμή και μηδενική μεταφορά θερμοκρασίας.

2.3.1.5. Μεταφορά σχετικού στροβιλισμού σε συνοπτικούς χάρτες.

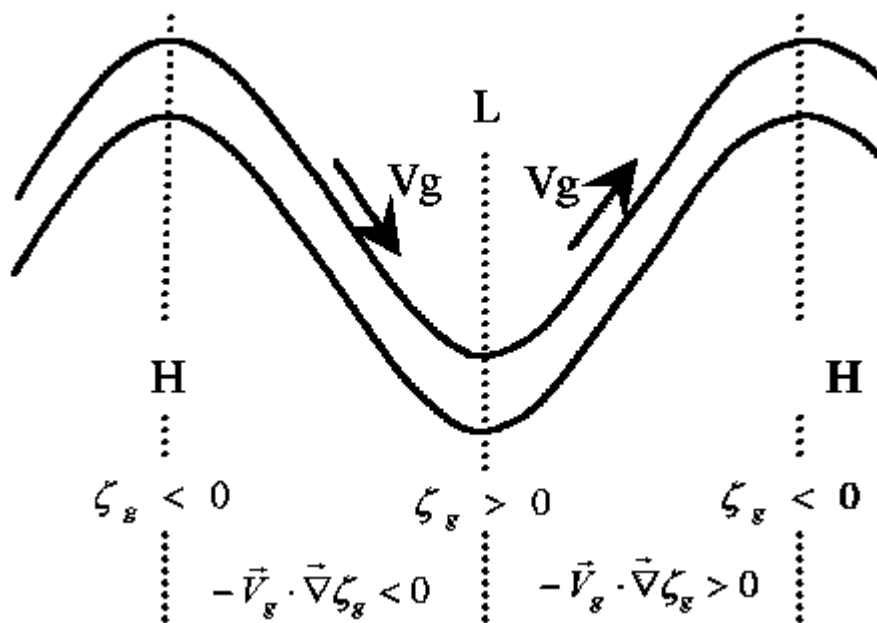
Επίσης, η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού ορίζεται από :

$$M = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} \zeta_g = -|\vec{V}| \cdot |\vec{\nabla} \zeta_g| \sin \varphi \quad (16)$$

όπου $\vec{V}$ είναι η ταχύτητα του ανέμου, $\vec{\nabla} \zeta_g$ είναι η βαθμίδα του σχετικού στροβιλισμού και φ η γωνία που σχηματίζεται από αυτά τα δύο διανύσματα.

Το μέγεθος και το είδος της μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού καθορίζει τα πεδία σύγκλισης ή απόκλισης και συνεπώς τα συστήματα στην επιφάνεια και καθ' ύψος.

Σύμφωνα με την εξίσωση 'ωμέγα', η αύξουσα θετική μεταφορά του στροβιλισμού έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων και συνοδεύεται από νεφοκάλυψη και βροχή. Αντίθετα, στην περιοχή με αρνητική μεταφορά στροβιλισμού υπάρχουν καθοδικά ρεύματα με αποτέλεσμα τη νεφοδιάλυση. Όταν $90^\circ \leq \varphi < 180^\circ$ το $M > 0$ και όταν $0^\circ \leq \varphi < 90^\circ$ το $M < 0$, δηλαδή θετική και αρνητική μεταφορά αντίστοιχα.

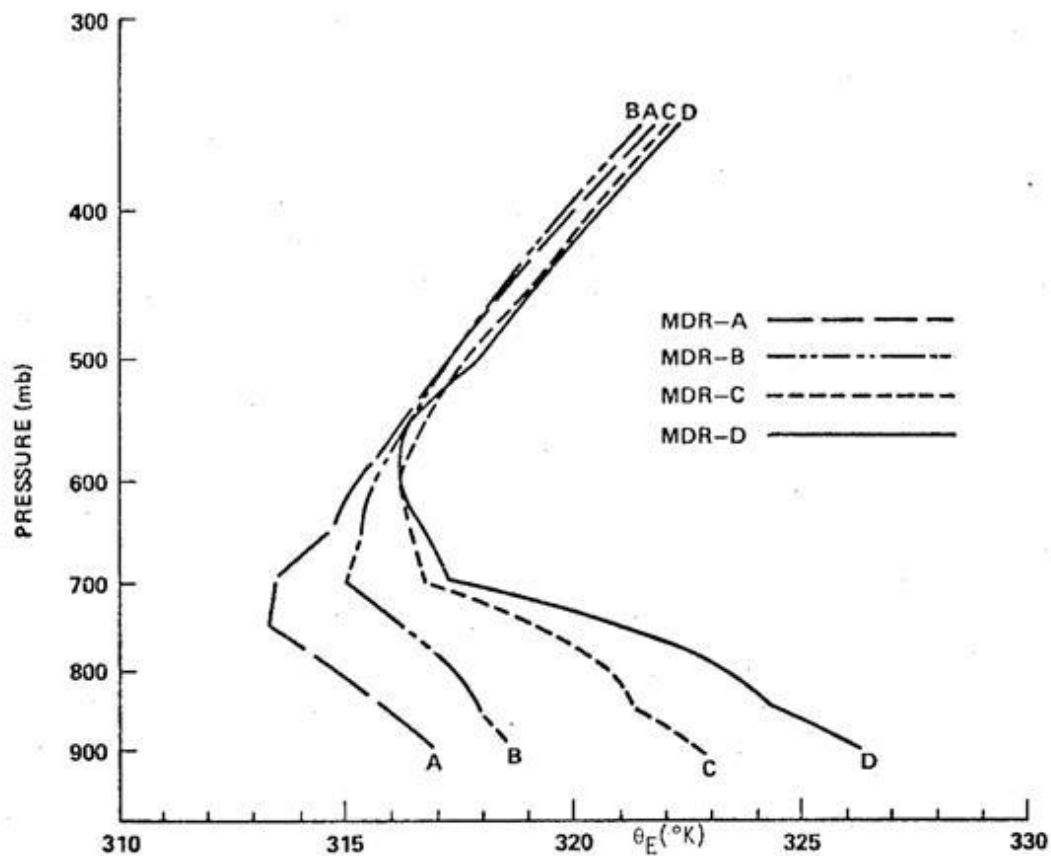


Σχήμα 2.7. Σχετικός στροβιλισμός και μεταφορά σχετικού στροβιλισμού σε μία trough (Holton 2004).

2.3.2. Θερμοδυναμικοί παράγοντες δημιουργίας καταιγίδων.

Η δημιουργία μιας καταιγίδας απαιτεί ανοδικά ρεύματα, τα οποία συχνά οφείλονται σε μεγάλη κατακόρυφη μεταβολή της θερμοκρασίας και της υγρασίας με το ύψος, κατάσταση που προκαλεί αστάθεια. Έτσι εμπλέκονται και θερμοδυναμικοί παράγοντες στη δημιουργία καταιγίδων. Όπως γνωρίζουμε, κατά την πορεία μιας μάζας και κατά το μετασχηματισμό της από ακόρεστη σε κορεσμένη, η θερμοδυναμική παράμετρος που παραμένει σταθερή είναι η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου θ_w και η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e . Στην περίπτωση αυτή, τα κριτήρια για την μεταβολή της ευστάθειας του ατμοσφαιρικού στρώματος καθορίζονται από τον παράγοντα $\partial(\theta_w)/\partial z$ ή $\partial(\theta_e)/\partial z$.

Όταν έχουμε δυναμική αστάθεια ισχύει $\partial(\theta_w)/\partial z < 0$ και $\partial(\theta_e)/\partial z < 0$, ενώ όταν έχουμε δυναμική ευστάθεια ισχύει $\partial(\theta_w)/\partial z > 0$ και $\partial(\theta_e)/\partial z > 0$. Σε περιπτώσεις βροχών και καταιγίδων έχουμε στην ατμόσφαιρα συνθήκες δυναμικής αστάθειας μέχρι το επίπεδο των 800-700 hPa, ενώ έχουμε συνθήκες δυναμικής ευστάθειας στα ανώτερα στρώματα όπως φαίνεται και στο Σχήμα 2.9 (Dale L. Johnson et al 1982).



Σχήμα 2.8. Κατακόρυφο προφίλ της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e (Dale L. Johnson et al 1982)

Σύμφωνα με την ένταση της δυναμικής αστάθειας διακρίνονται 4 περιπτώσεις καταιγίδων ανάλογα με τον υετό και την ηλεκτρική δραστηριότητα:

- A: Καθόλου υετός
- B: Μέτρηση υετού
- C: Ηλεκτρική δραστηριότητα
- D: Ισχυρή ηλεκτρική δραστηριότητα

Η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e ορίζεται ως η θερμοκρασία που θα αποκτήσει μια αέρια μάζα εάν από τη στάθμη που θα έχει συμπυκνώσει όλους τους υδρατμούς της, συμπιεσθεί αδιαβατικά μέχρι το επίπεδο των 1000 hPa. Η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e δίνεται από τη σχέση:

$$\theta_e = \theta \exp \left[\frac{L_v w_c}{c_p T_c} \right] \quad (17)$$

όπου θ η δυνητική θερμοκρασία, δηλαδή η θερμοκρασία που θα έχει μια αέρια μάζα αν συμπιεστεί αδιαβατικά από το επίπεδο που βρίσκεται μέχρι τα 1000 hPa, c_p η ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα υπό σταθερή πίεση, L_v η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης, T_c και w_c η θερμοκρασία και η αναλογία μίγματος της μάζας στη στάθμη συμπύκνωσης.

Με τη δυνητική θερμοκρασία να προκύπτει από το νόμο του Poisson:

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{0.28} \quad (18)$$

2.3.2. Συνθήκες δυναμικής αστάθειας στην ατμόσφαιρα.

Για τη μελέτη καταιγίδων, μεγάλης σημασίας παράγοντας είναι η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας, η οποία αναφέρεται σε ανοδικές κινήσεις εκτεταμένου ατμοσφαιρικού στρώματος. Όταν το ατμοσφαιρικό στρώμα συμπυκνώνει ενδιάμεσα, γεγονός που συμβαίνει στην περίπτωση δημιουργίας καταιγίδων, η χρήση της μεταβολής της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος μας δείχνει την ύπαρξη ή όχι δυναμικής αστάθειας.

Αν λάβουμε λοιπόν υπόψη μας και την κατανομή της υγρασίας στο ατμοσφαιρικό στρώμα, τότε κατά την άνοδό του τα διάφορα στρώματά του δε θα φθάνουν στον κορεσμό συγχρόνως. Επειδή, όμως κατά την πορεία της μάζας και το μετασχηματισμό της από ακόρεστη σε κορεσμένη, η παράμετροι που μένουν σταθερές είναι η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία (θ_e) και η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (θ_w). Έτσι, λοιπόν στην περίπτωση αυτή τα κριτήρια για τη μεταβολή της δυναμικής ευστάθειας του ατμοσφαιρικού στρώματος καθορίζονται από τον παράγοντα $\partial\theta_e/\partial z$ ή $\partial\theta_w/\partial z$.

Αν στο ατμοσφαιρικό στρώμα η κορυφή συμπυκνώνει γρηγορότερα από τη βάση τότε έχουμε:

- Δυναμική ευστάθεια

$$\partial\theta_e/\partial z > 0 \text{ ή } \partial\theta_w/\partial z > 0$$

Αν όμως στο ατμοσφαιρικό στρώμα η βάση συμπυκνώνει γρηγορότερα από την κορυφή τότε έχουμε:

- Δυναμική αστάθεια

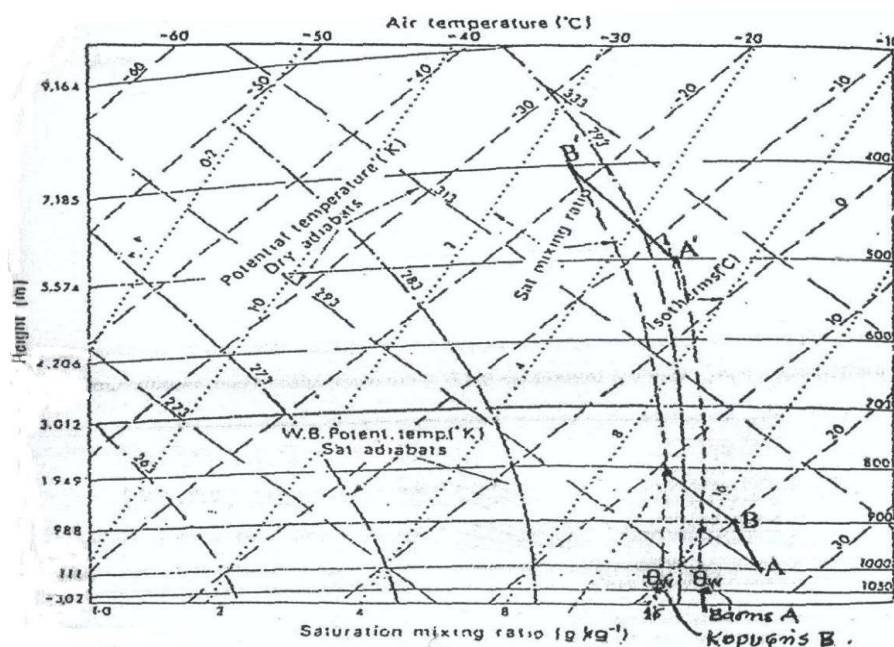
$$\partial\theta_e/\partial z < 0 \text{ ή } \partial\theta_w/\partial z < 0$$

Αν δεν υπάρχει ουσιαστική διαφορά στη συμπύκνωση της κορυφής και της βάσης του ατμοσφαιρικού στρώματος τότε έχουμε:

- Αδιάφορη ισορροπία

$$\partial\theta_e/\partial z = 0 \text{ ή } \partial\theta_w/\partial z = 0$$

Στο Σχήμα 2.9 φαίνεται ένα παράδειγμα δυναμικής αστάθειας, όπου η βάση του ατμοσφαιρικού στρώματος AB, έχει μεγαλύτερη σχετική υγρασία από την κορυφή που σημαίνει ότι συμπυκνώνει ταχύτερα από την κορυφή. Παρατηρούμε ότι $\partial\theta_w/\partial z < 0$ και το ατμοσφαιρικό στρώμα στη νέα του θέση γίνεται ασταθέστερο. Όπου θ_w είναι η δυνητική θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου, παράμετρος ισοδύναμη με τη θ_e , αφού κι αυτή έχει την ιδιότητα να παραμένει σταθερή κατά το μετασχηματισμό της αέριας μάζας όταν αυτή μεταβάλλει συγχρόνως τη θερμοκρασία και την υγρασία της.



Σχήμα 2.9. Παράδειγμα δυναμικής αστάθειας κατά τη μετακίνηση ατμοσφαιρικού στρώματος από τη θέση AB στη θέση A'B' (Πισιμάνης, Νοταρίδου 2006).

2.3.3. Επίδραση της ορογραφίας και επιπλέον παράγοντες που επηρεάζουν την ανάπτυξη καταγιδοφόρων νεφών.

Τα όρη έχουν ισχυρή επίδραση στην ατμοσφαιρική ροή και ιδιαίτερα στην κατακόρυφη συνιστώσα της. Κατά μέσο όρο η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής, υπό την έννοια ότι οι κατακόρυφες κινήσεις του αέρα αυξάνουν τη δυναμική ενέργεια της ατμόσφαιρας κι έτσι η ατμόσφαιρα αντιστέκεται στην κατακόρυφη κίνηση του αέρα. Η εξέταση της ατμόσφαιρας σε μεγάλη κλίμακα καταδεικνύει ότι η ατμοσφαιρική ροή είναι στρωτή και οριζόντια και επιπλέον οι πηγές υγρασίας βρίσκονται στην επιφάνεια της Γης (Smith 1979). Τα όρη παρεμποδίζουν τη στρωμάτωση του αέρα

και τον εξαναγκάζουν σε κατακόρυφες κινήσεις με συνέπεια αν υπάρχει αρκετή υγρασία να σχηματιστούν νέφη.

Τα όρη παίζουν δύο σημαντικούς ρόλους στο σχηματισμό νεφών (Braham and Draginis 1960). Πρώτον, αποτελούν εμπόδια στη ροή του αέρα, με αποτέλεσμα ο αέρας να ωθείται να ξεπεράσει το εμπόδιο αυτό. Δεύτερον, αποτελούν πηγές θερμότητας του αέρα σε μεγάλο ύψος, καθώς η θέρμανση της επιφάνειας των ορέων κατά τη διάρκεια της ημέρας επιφέρει θέρμανση του προσκείμενου αέρα και σύγκλιση της ροής του. Και οι δύο περιπτώσεις οδηγούν στο σχηματισμό νεφών, δεδομένου ότι υπάρχει αρκετή υγρασία.

Για τη μελέτη του ρόλου των ορέων στη δημιουργία νεφών, πρέπει να συνυπολογιστούν οι ιδιότητες της ατμοσφαιρικής ροής πάνω από τα όρη και τα χαρακτηριστικά των διαταραχών της ροής, που προκαλούνται απ' τα νέφη, παράγοντες οι οποίοι δεν είναι ανεξάρτητοι μεταξύ τους. Η ευστάθεια της εισερχόμενης ροής επηρεάζει τη μέγιστη ανύψωση κατά το πέρασμα πάνω από ένα εμπόδιο, καθώς μεγαλύτερη ευστάθεια τείνει να προκαλεί μικρότερες κάθετες διαταραχές στη ροή. Από την άλλη πλευρά όμως, η άνοδος ενός ευσταθούς στρώματος προκαλεί την αποσταθεροποίησή του.

Οι ιδιότητες της ατμόσφαιρας αντιπροσωπεύονται από μια ραδιοβόλιση, που μετρά θερμοκρασία, υγρασία και άνεμο, χαρακτηριστικά της αέριας μάζας η οποία πλησιάζει το όρος. Δύο απαραίτητες τιμές καθορίζονται από τις θερμοδυναμικές ιδιότητες της ραδιοβόλισης:

- Το επίπεδο συμπύκνωσης κατά την άνοδο (Lifting Condensation Level, **LCL**), δηλαδή το ύψος στο οποίο πρέπει να βρεθεί η αέρια μάζα για να φθάσει στον κορεσμό.
- Το επίπεδο ελεύθερης ανόδου (Level of Free Convection, **LFC**), δηλαδή το ύψος στο οποίο μια κορεσμένη αέρια μάζα αποκτά θετική άνωση και ανεβαίνει αυθόρμητα. Επακόλουθο της διαδικασίας αυτής είναι ότι η αέρια μάζα έχει βρεθεί σε ένα πιθανώς ασταθές στρώμα της ατμόσφαιρας, όπου ισχύει $d\theta/dz < \gamma_m$, με γ_m την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Επιπλέον των αλληλεπιδράσεων μεταξύ της ροής και της αστάθειας υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που περιπλέκουν τον τρόπο σχηματισμού των νεφών (Smith 1979):

- Η λανθάνουσα θερμότητα λόγω συμπύκνωσης των υδρατμών και η τύρβη ενισχύουν τα ανοδικά ρεύματα.
- Η ακτινοβολία στην κορυφή των νεφών αποσταθεροποιεί το νέφος και όσο μεγαλύτερο χρονικό διάστημα παρέλθει τόσο πιο εκτενής θα είναι η αποσταθεροποίηση του νέφους και η ενίσχυση των ανοδικών ρευμάτων.
- Οι οριζόντιες ανομοιογένειες στο πεδίο ροής και η αλλαγή στη διάτμηση του ανέμου μπορούν να επηρεάσουν την ευστάθεια της ατμοσφαιρικής ροής.

- Η μετατόπιση του αέρα προς τα πάνω λόγω της συνάντησης ενός ορογραφικού κύματος με την κλίση του όρους, προκαλεί ψύξη ψηλά κι έτσι η αέρια μάζα αποσταθεροποιείται και εντείνονται τα ανοδικά ρεύματα.
- Η εξάτμιση της υγρασίας στην επιφάνεια κι άλλα διαβατικά φαινόμενα επηρεάζουν επίσης την ευστάθεια της ατμοσφαιρικής ροής.

3. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 03-08-1975.

Η πρώτη περίπτωση που μελετήθηκε αναφέρεται σε μια σειρά ημερών ισχυρής βροχόπτωσης συνολικού υετού 118.1 mm. Τα φαινόμενα σημειώθηκαν στην περιοχή της Σπάρτης κατά το διάστημα μεταξύ 02-08-1975 και 06-08-1975, σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη. Το μεγαλύτερο ύψος υετού, που έφθασε τα 86.4 mm σημειώθηκε από τις 03-08-1975 08:00 ώρα Ελλάδος έως τις 03-08-1975 20:00 ώρα Ελλάδος.

Επίσης, επεισόδια βροχόπτωσης είχαμε στις 02-08 με ύψος υετού 13 mm, στις 04-08 με ύψος υετού 0.2 mm και στις 06-08 με ύψος υετού 18.5 mm. Πρόκειται για την εντονότερη περίπτωση συνολικής βροχόπτωσης για το μήνα Αύγουστο στην περιοχή της Σπάρτης σε διάστημα 30 ετών από το 1975 έως το 2004 (εκτός από 4 έτη που δεν υπήρχαν μετρήσεις).

3.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από τα επεισόδια βροχόπτωσης της περιόδου από 02-08 έως 06-08 του 1975.

Από τη μελέτη των συνοπτικών χαρτών του Ευρωπαϊκού χώρου στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa, μπορούμε να διακρίνουμε ήδη από τις 26-07 μια σχετικά ψυχρή αέρια μάζα, η οποία έχει επεκταθεί από τη βόρεια Ευρώπη προς την κεντρική και τα βόρεια Βαλκάνια (Χάρτης 3.4). Αυτή η αέρια μάζα συνετέλεσε στο σχηματισμό κέντρου χαμηλών υψών στην περιοχή της Πολωνίας στις 27-08 (Χάρτης 3.5), το οποίο παρέμεινε στην περιοχή έως τις 29-07, οπότε άρχισε να κινείται ανατολικότερα προς τη Ρωσία (Χάρτης 3.6).

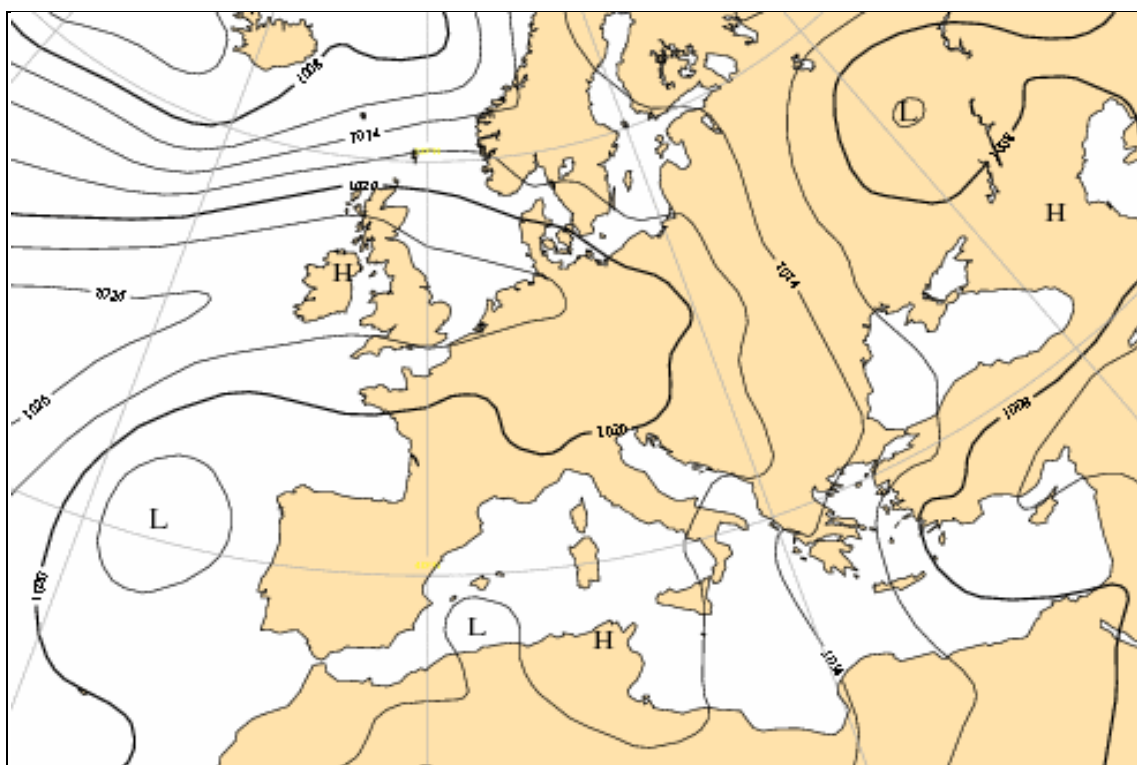
Παράλληλα η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα μετακινήθηκε προς νοτιότερα πλάτη, επεξέτεινε μια γλώσσα προς την περιοχή ανάμεσα στην Ιταλία και στην Ελλάδα και στις 29-07 12 UTC η ισόθερμη των 15 °C έφθασε κοντά στη βόρεια Ελλάδα (Χάρτης 3.6). Μετά από μια μικρή οπισθοχώρηση της σχετικά ψυχρής αέριας μάζας, παρατηρούμε στους χάρτες των 850 hPa μια σταδιακή επάνοδό της προς τη χώρα μας την 01-08 06 UTC (Χάρτης 3.7) και σχηματισμό λίμνης ψυχρού αέρα δυτικά της χώρας μας έως τις 06-08.

Επιπλέον, στους χάρτες των 500 hPa φαίνεται μία trough να πλησιάζει τη χώρα μας μετά τις 18-07 (Χάρτες 3.11 έως 3.16) από τα δυτικά – νοτιοδυτικά. Η συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση θεωρείται γενικώς σπάνια για την περιοχή, αυτή την εποχή.

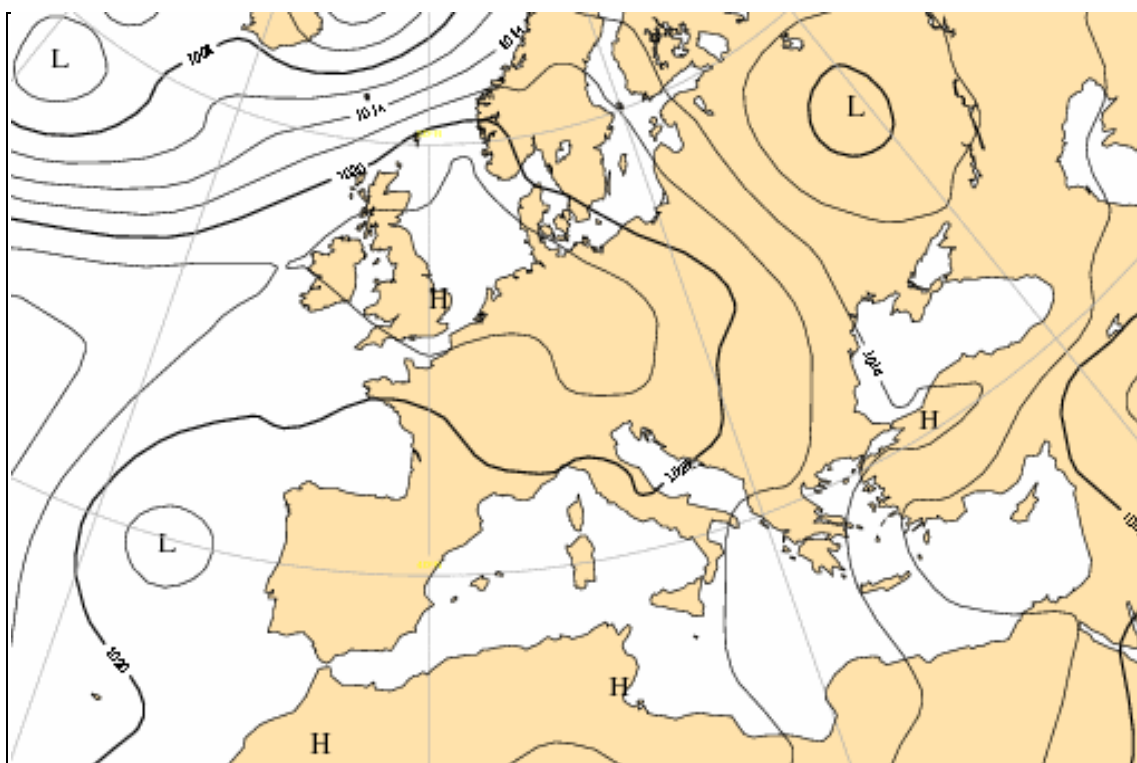
3.2. Χάρτες επιφανείας για τις 02-08 00 UTC, τις 03-08 00 UTC και τις 06-08 00 UTC.

Στους χάρτες επιφανείας για τις 02-08 00 UTC και 03-08 00 UTC, δε διακρίνεται κάποιο βαρομετρικό χαμηλό ή μέτωπο να διέρχεται από την περιοχή της Ελλάδας, ούτε παρουσιάζεται κάποια αξιόλογη ανωμαλία στο πεδίο της βαρομετρικής πίεσης. Αυτό το οποίο παρατηρείται είναι μια σχετική πύκνωση των ισοβαρών καμπύλων, που οφείλεται στη χαρακτηριστική κατανομή της βαρομετρικής πίεσης που προκαλεί τα μελέμια στην περιοχή μας (Χάρτες 3.1 και 3.2). Μάλιστα

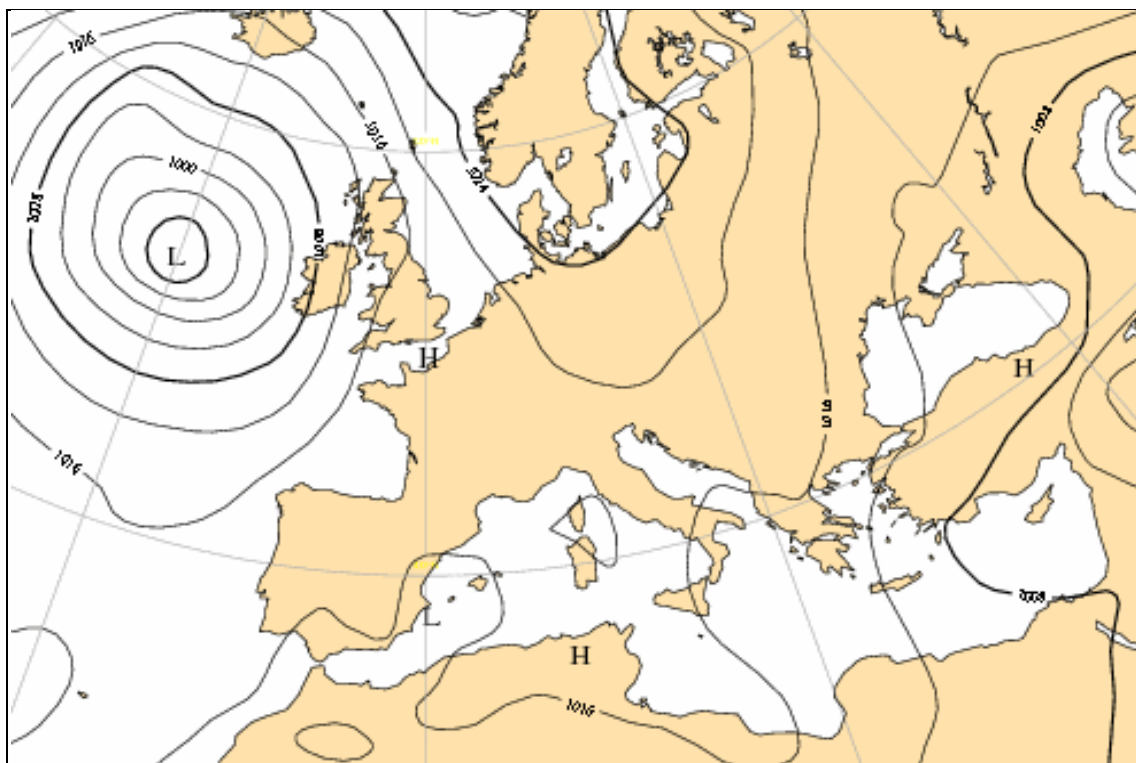
στις 06-08 00 UTC στο χάρτη επιφανείας μπορούμε να δούμε μια σχετική εξασθένιση της βαροβαθμίδας που προκαλεί τα μελέμια (Χάρτης 3.3).



Χάρτης 3.1. Χάρτης επιφανείας για τις 03-08-1975 00 UTC (Ecmwf.int).



Χάρτης 3.2. Χάρτης επιφανείας για τις 03-08-1975 00 UTC (Ecmwf.int).

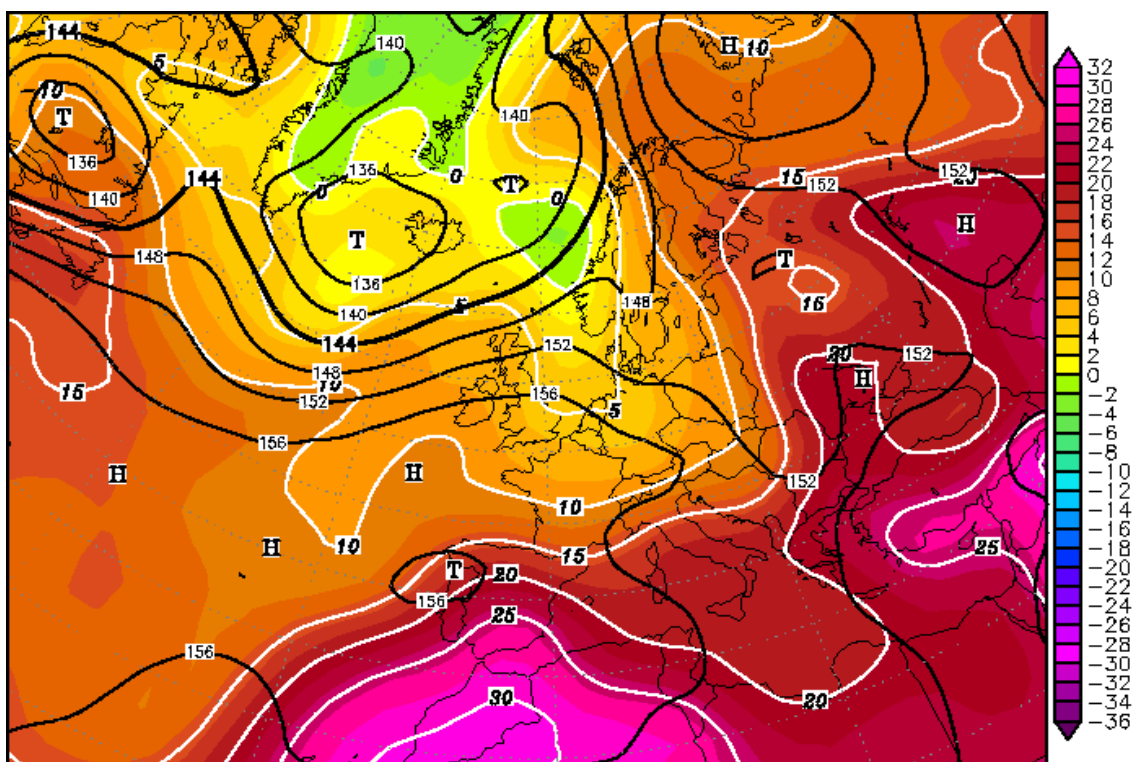


Χάρτης 3.3. Χάρτης επιφανείας για τις 06-08-1975 00 UTC (Ecmwf.int).

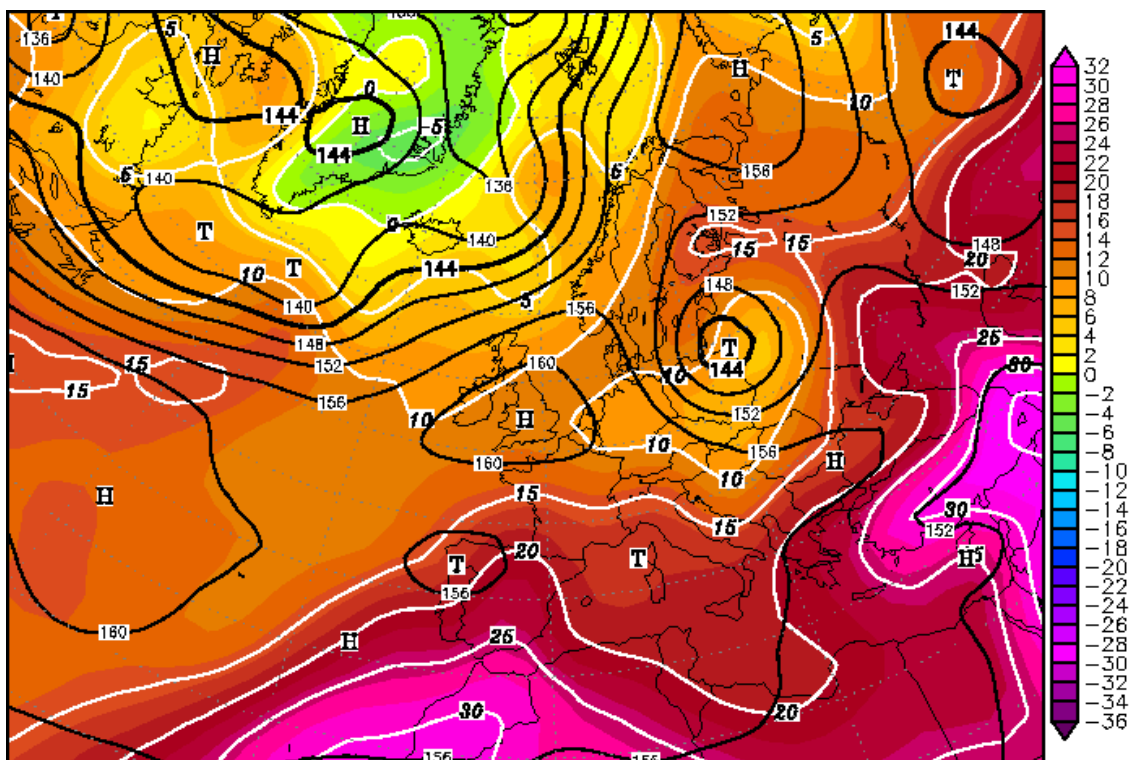
3.3. Λίμνη ψυχρού αέρα στο επίπεδο των 850 hPa από την 01-08 έως τις 06-08 του 1975.

Η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα, που αποκόπηκε από τη βόρεια Ευρώπη στα τέλη Ιουλίου, μετακινήθηκε προς τη χώρα μας και μετά την 01-08 06 UTC (Χάρτης 3.4) συνέβαλε στο σχηματισμό λίμνης σχετικά ψυχρού αέρα έως τις 06-08 06 UTC (Χάρτης 3.6) στη νοτιοανατολική Ευρώπη, περιέχοντας κυρίως τη δυτική Ελλάδα, την ανατολική Ιταλία, τα δυτικά Βαλκάνια, την Αδριατική και τη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας.

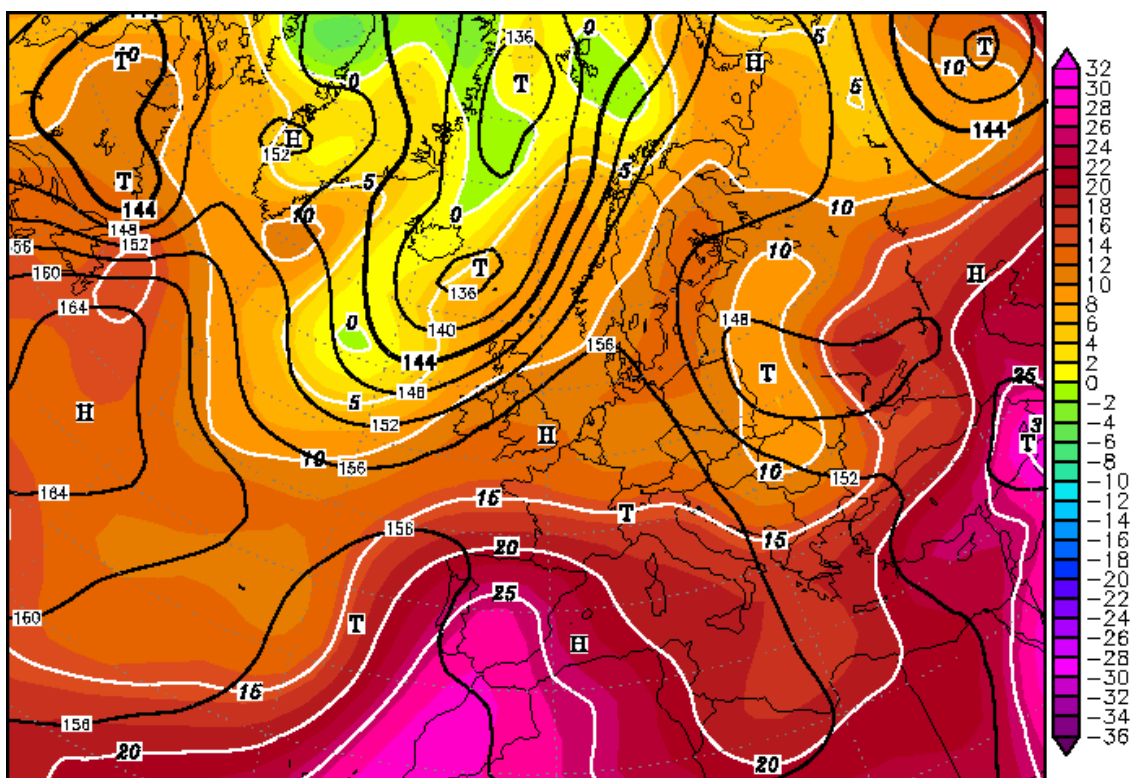
Η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα μάλιστα φαίνεται να επηρεάζει περισσότερο τη χώρα μας στις 03-08 06 UTC, τη μέρα της πιο ισχυρής βροχόπτωσης, καθώς παρατηρείται μια πιο νοτιοανατολική μετατόπιση της σε σχέση με τις 03-08 00 UTC (Χάρτης 3.5).



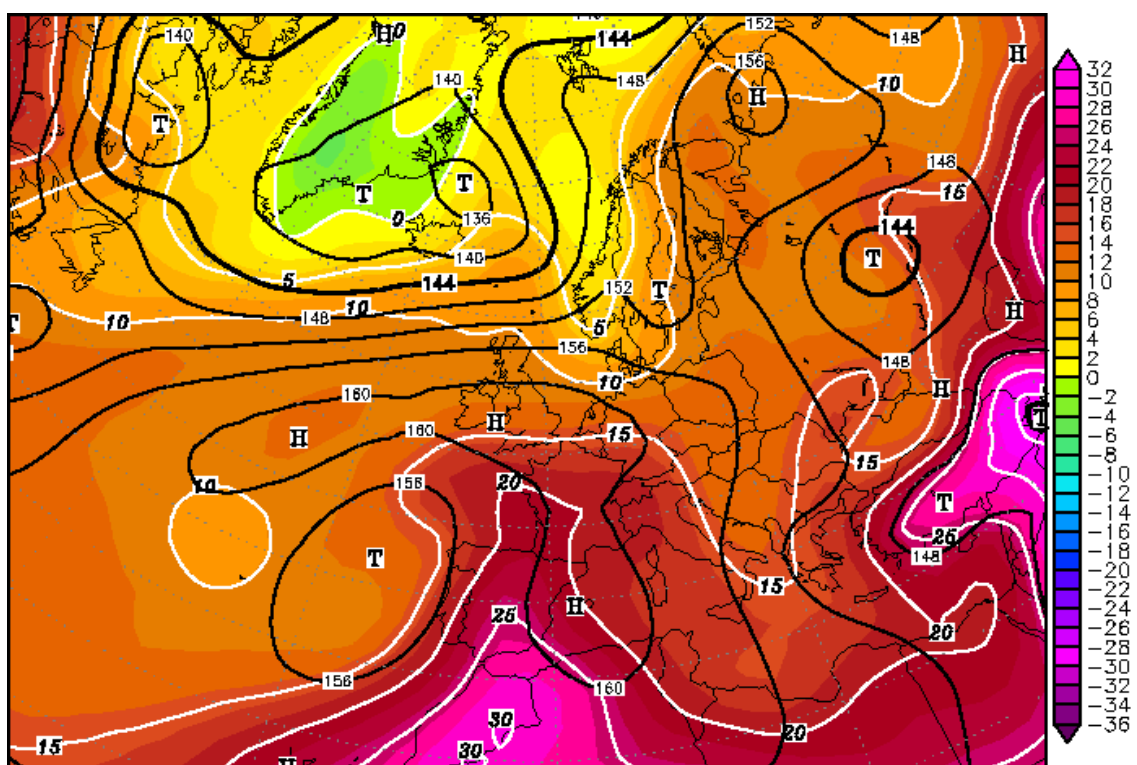
Χάρτης 3.4. Χάρτης 850 hPa για τις 26-07-1975 06 UTC (Wetter3.de).



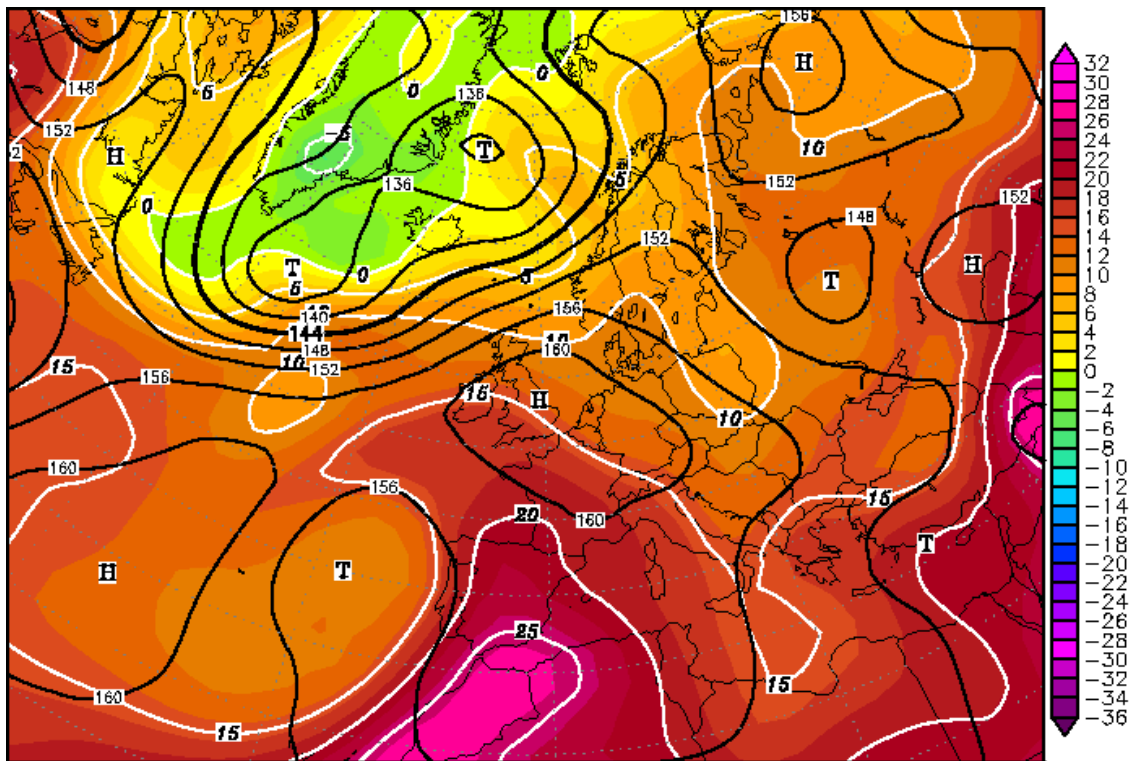
Χάρτης 3.5. Χάρτης 850 hPa για τις 27-07-1975 06 UTC (Wetter3.de).



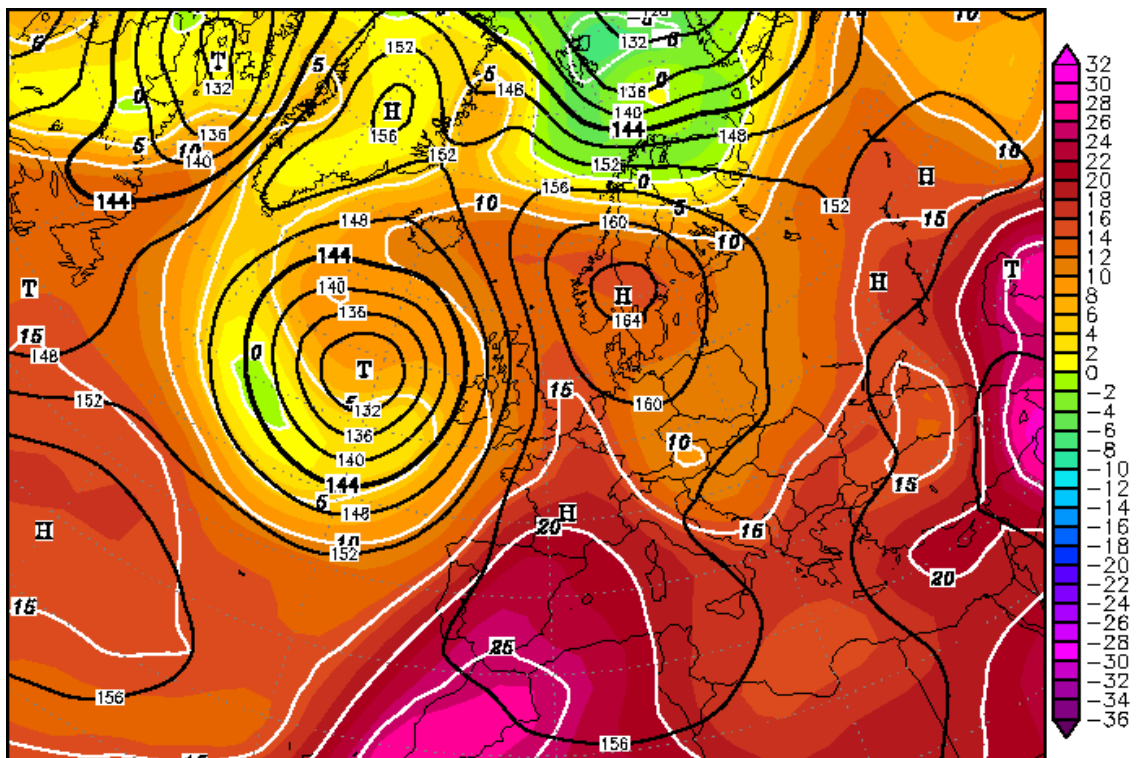
Χάρτης 3.6. Χάρτης 850 hPa για τις 29-08-1975 06 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.7. Χάρτης 850 hPa για την 01-08-1975 06 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.8. Χάρτης 850 hPa για την 03-08-1975 06 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.9. Χάρτης 850 hPa για την 06-08-1975 06 UTC (Wetter3.de).

3.4. Μεταφορά θερμοκρασίας στα 700 hPa στις 02-08 και στις 03-08 του 1975.

Λόγω έλλειψης χαρτών στα 700 hPa, έχει γίνει σχεδίαση των χαρτών θερμοκρασίας και γεωδυναμικού ύψους, καθώς και εκείνων με τη μεταφορά θερμοκρασίας στα 700 hPa. Για τη σχεδίαση των χαρτών της θερμοκρασίας και της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

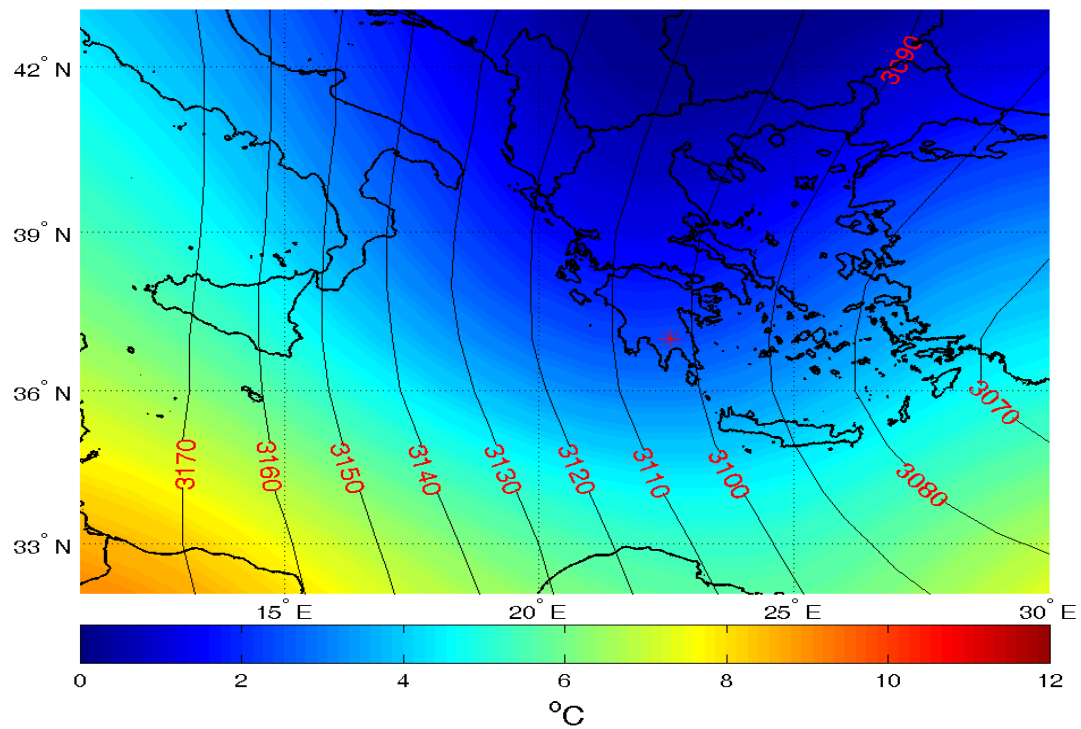
Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11^0 γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30^0 γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32^0 γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43^0 γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1^0 , καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa.

Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, οι τιμές της θερμοκρασίας καθώς και του γεωδυναμικού ύψους ανά δωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού μεταφοράς θερμοκρασίας. Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες για τις αντίστοιχες ώρες με την πιο έντονη ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης στα 700 hPa.

Στους χάρτες γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας, καθώς και στους χάρτες μεταφοράς θερμοκρασίας φαίνεται ότι στις 02-08 από 00 UTC έως 12 UTC (Χάρτες 3.10 έως 3.15), υπάρχει στη Σπάρτη ψυχρή μεταφορά με τιμές περίπου $-0,2$ °C/hr. Μικρότερη ψυχρή μεταφορά υπάρχει στις 03-08 00 UTC και 12 UTC (Χάρτες 3.16 έως 3.19), όμως παρόλα αυτά έχει ήδη κατέβει ψυχρή αέρια μάζα από τα βόρεια, με αποτέλεσμα πιο έντονα φαινόμενα στην περιοχή της Σπάρτης στις 03-08. Η ψυχρή μεταφορά στα 700 hPa αποτελεί δυναμικό αίτιο και συνετέλεσε στο σχηματισμό δυναμικής αστάθειας και στη δημιουργία των ισχυρών βροχοπτώσεων στις 02-08 και στις 03-08 στην περιοχή.

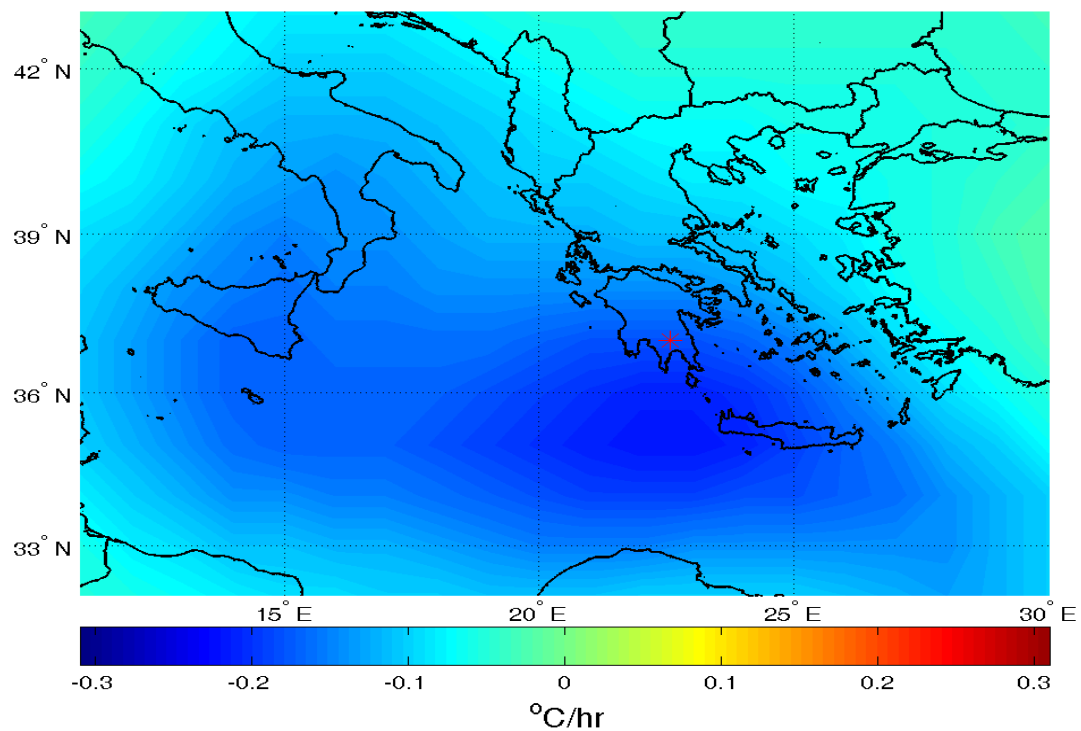
Έπειτα από τις 03-08 η ψυχρή αέρια μάζα όπως έχουμε δει στους χάρτες των 850 hPa (Κεφάλαιο 6.1.2), δεν απομακρύνθηκε αμέσως από την Ελλάδα κι έτσι στις 06-08 είχαμε ξανά βροχόπτωση στη Σπάρτη. Φαίνεται από τους χάρτες γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας, καθώς και μεταφοράς θερμοκρασίας για τις 06-08 (Χάρτες 5.20 έως 5.23), η ψυχρή αέρια μάζα πάνω από τη χώρα μας ήταν ακόμα ψυχρή με τιμές θερμοκρασίας μάλιστα μικρότερες στη βόρεια Ελλάδα σε σχέση με τις 03-08. Επιπλέον φαίνεται ψυχρή μεταφορά στα 700 hPa στις 06-08 00 UTC και 12 UTC για την περιοχή της Σπάρτης με τιμές ακόμα και μικρότερες από $-0,2$ °C/hr, στις 00 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 02-08-1975 00 UTC



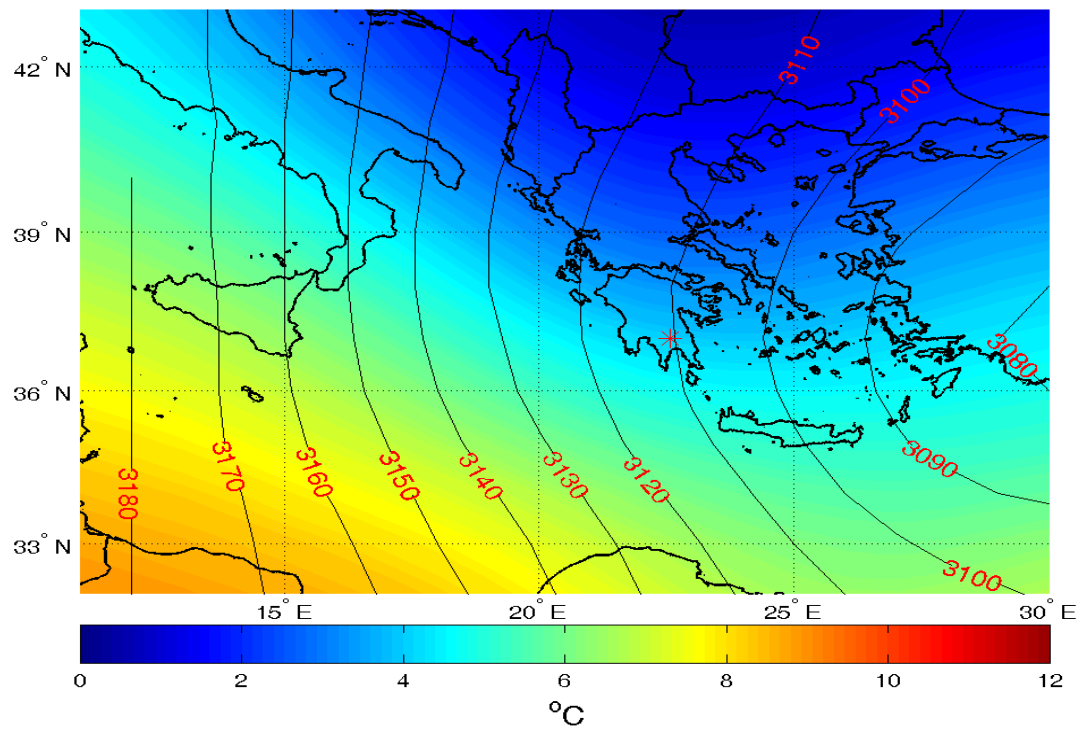
Χάρτης 3.10. Χάρτης γεωδυναμικού και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 00 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 02-08-1975 00 UTC



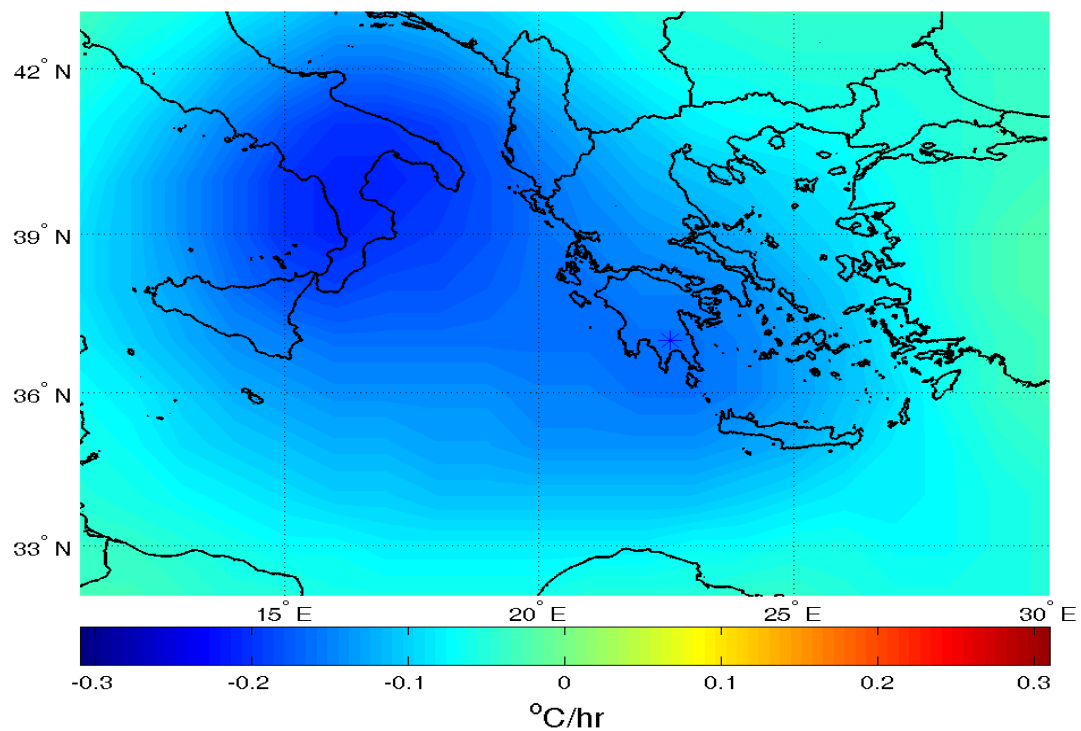
Χάρτης 3.11. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 00 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 02-08-1975 06 UTC



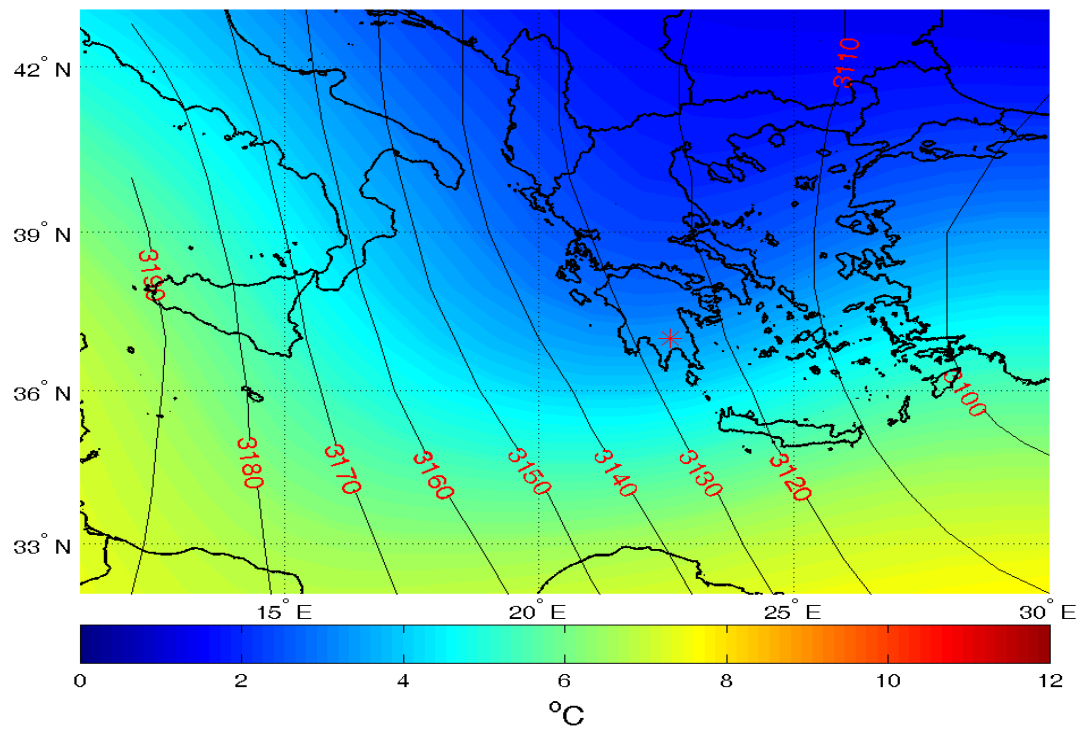
Χάρτης 3.12. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 06 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 02-08-1975 06 UTC



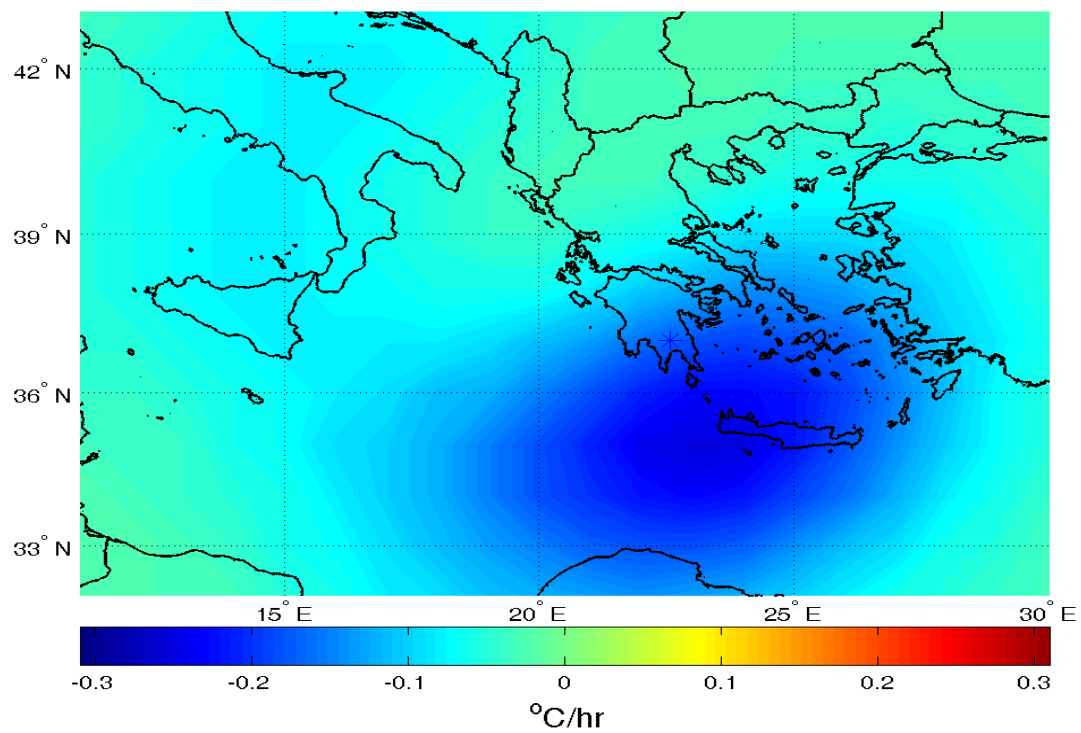
Χάρτης 3.13. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 06 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 02-08-1975 12 UTC



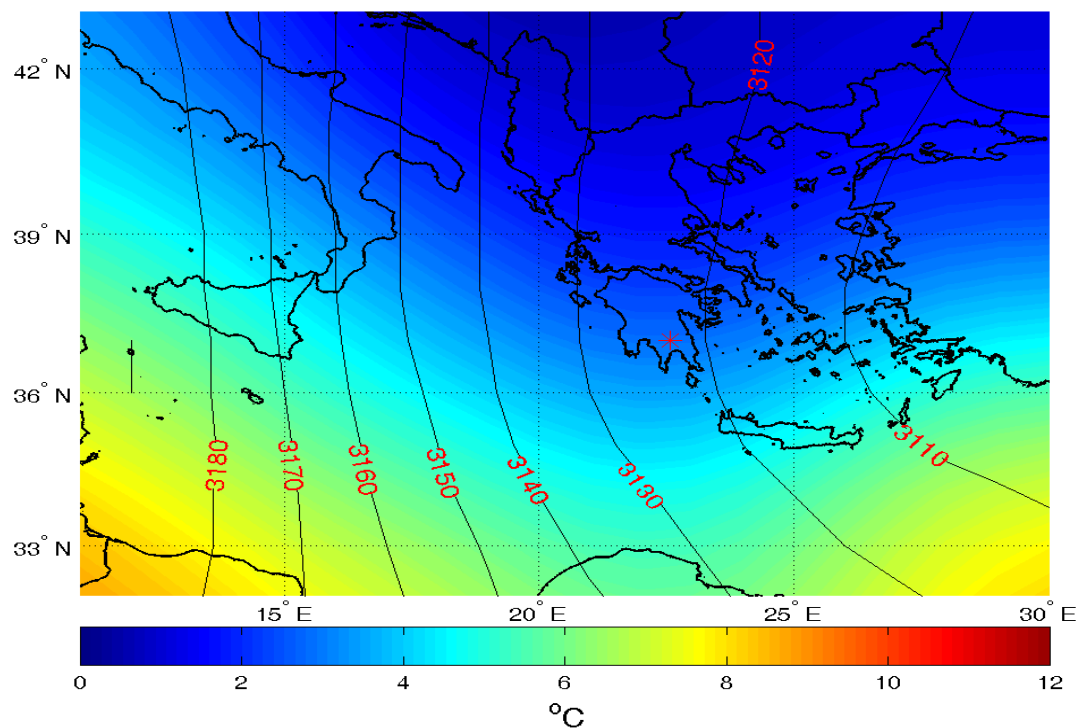
Χάρτης 3.14. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 12 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 02-08-1975 12 UTC



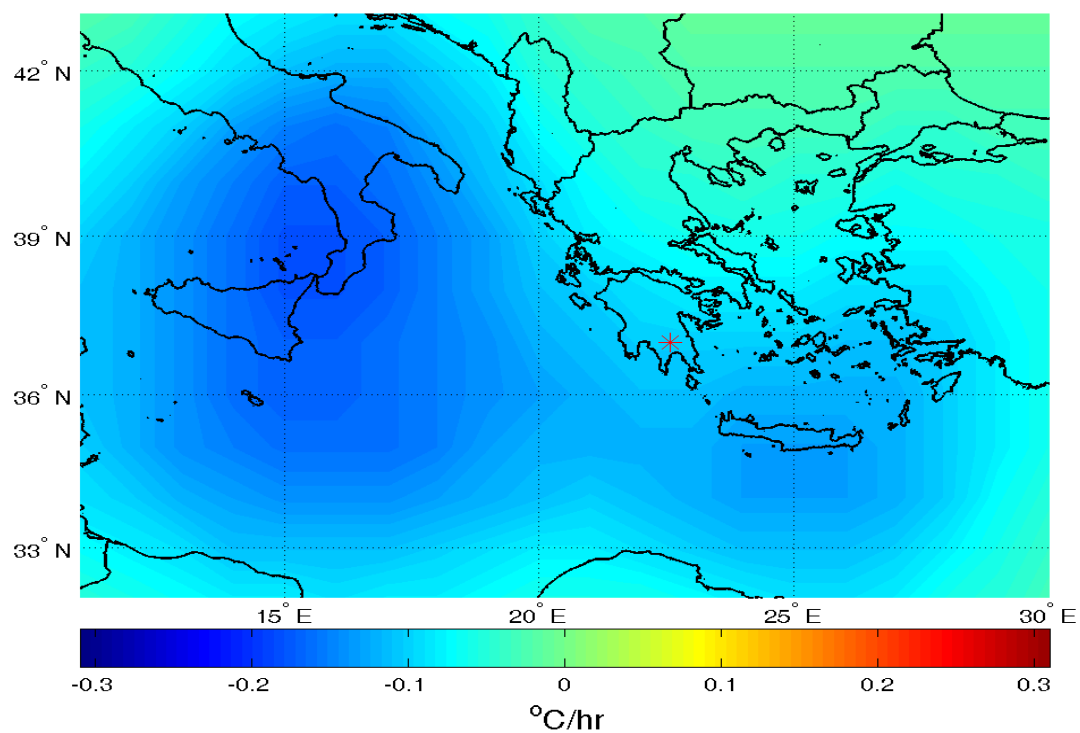
Χάρτης 3.15. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 02-08-1975 12 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 03-08-1975 00 UTC



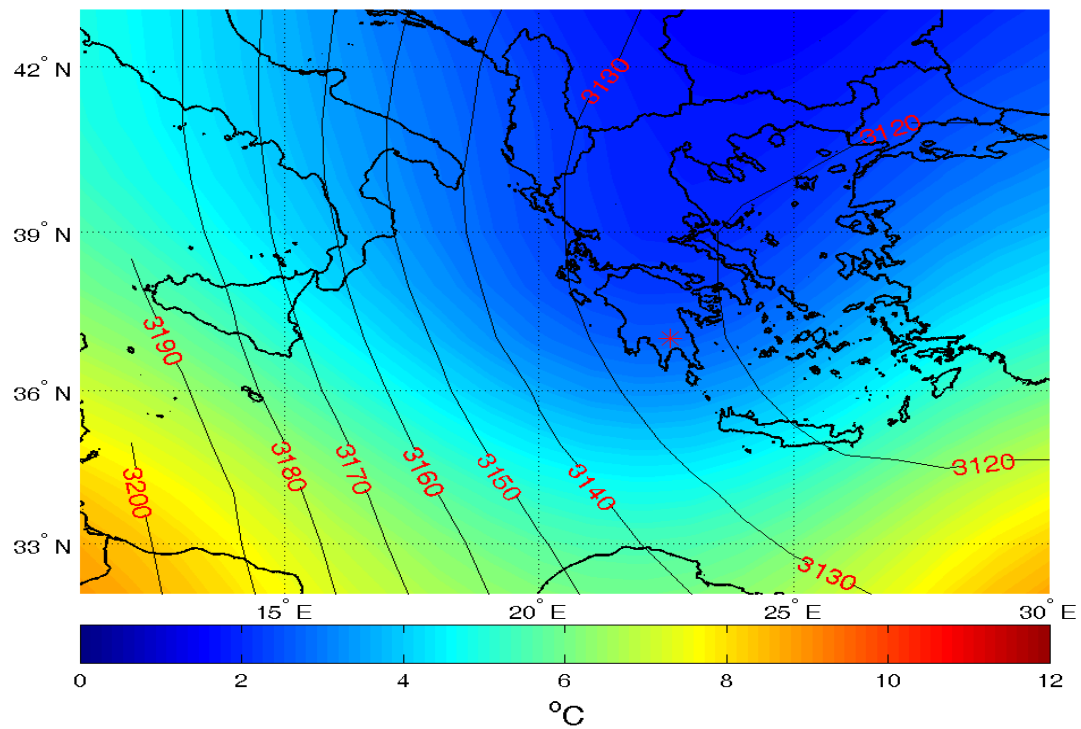
Χάρτης 3.16. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1975 00 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 03-08-1975 00 UTC



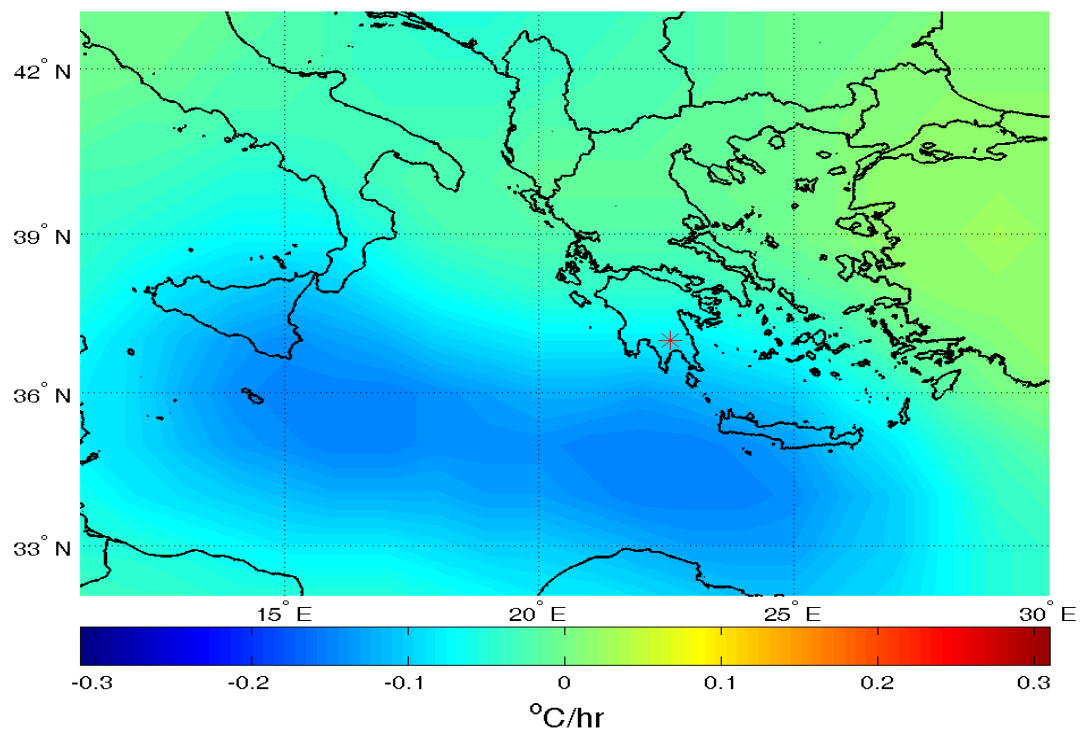
Χάρτης 3.17. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1975 00 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 03-08-1975 12 UTC



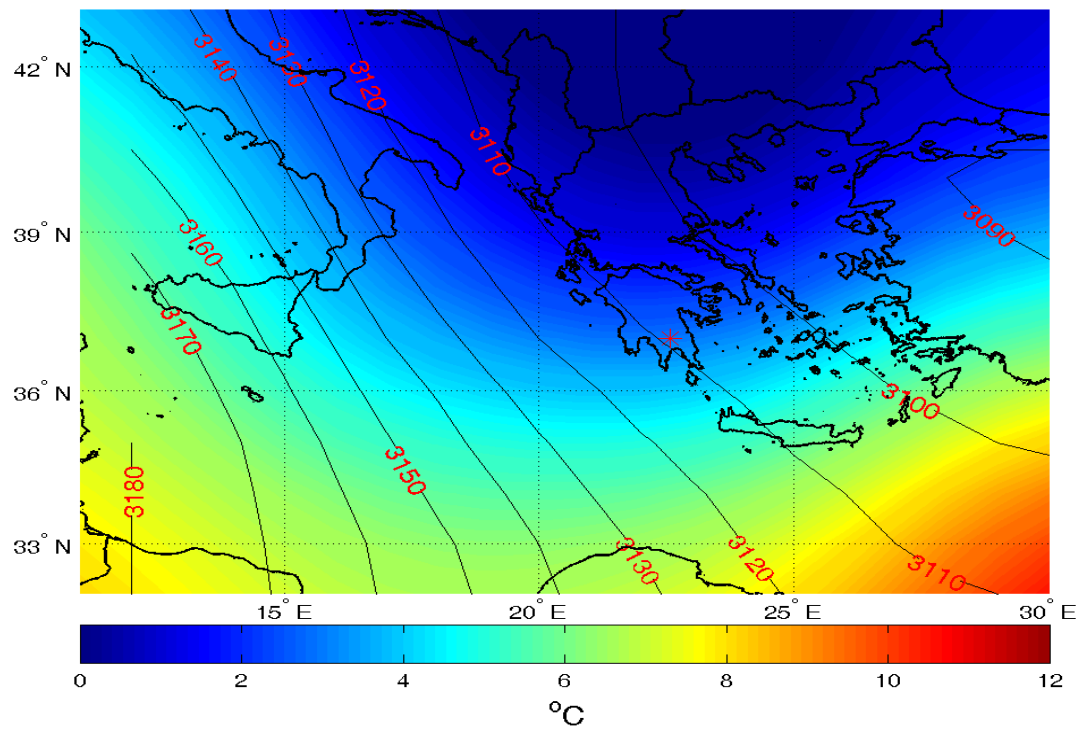
Χάρτης 3.18. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 03-08-1975 12 UTC



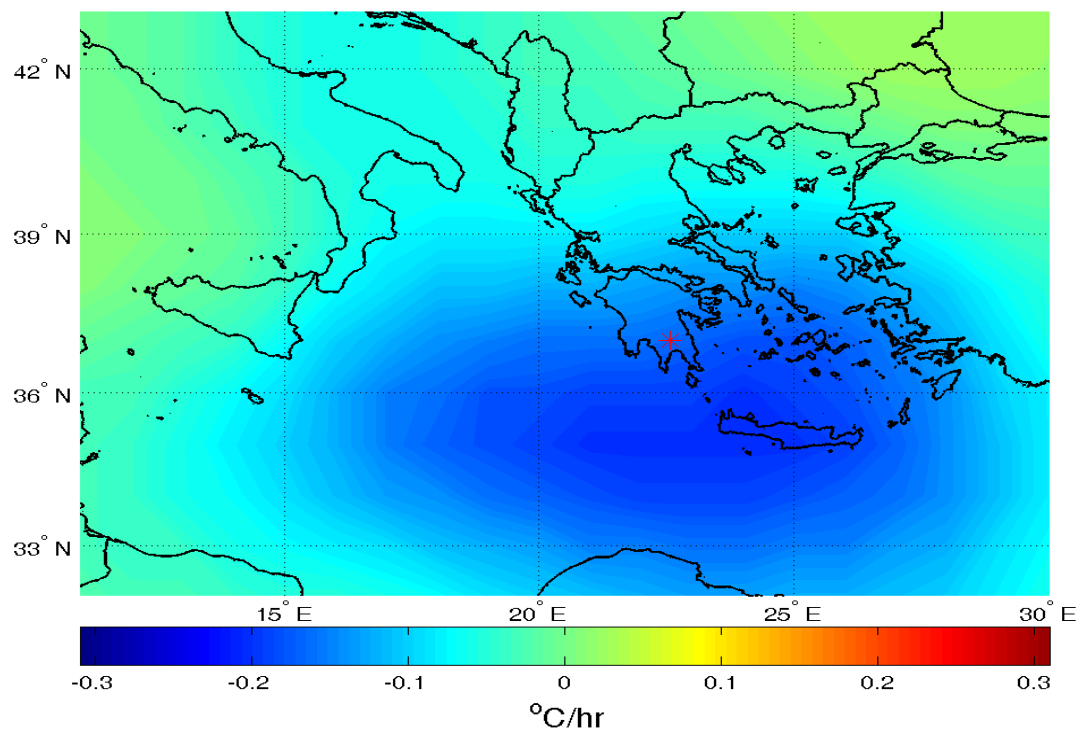
Χάρτης 3.19. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 06-08-1975 00 UTC



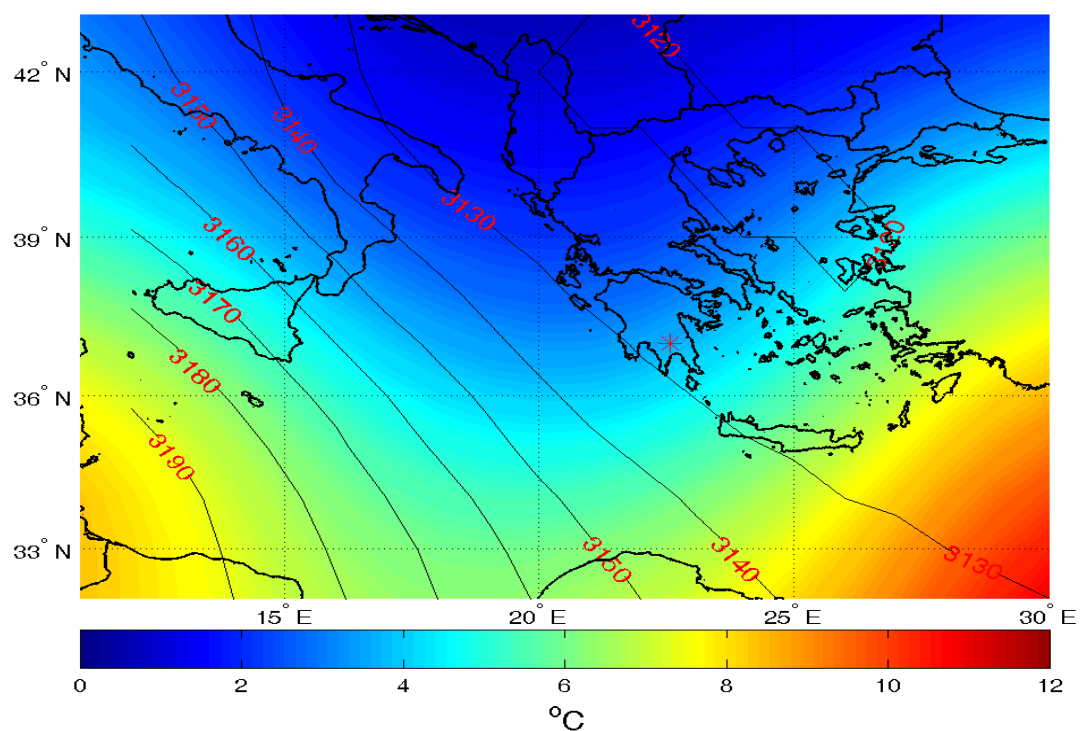
Χάρτης 3.20. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 06-08-1975 00 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 06-08-1975 00 UTC



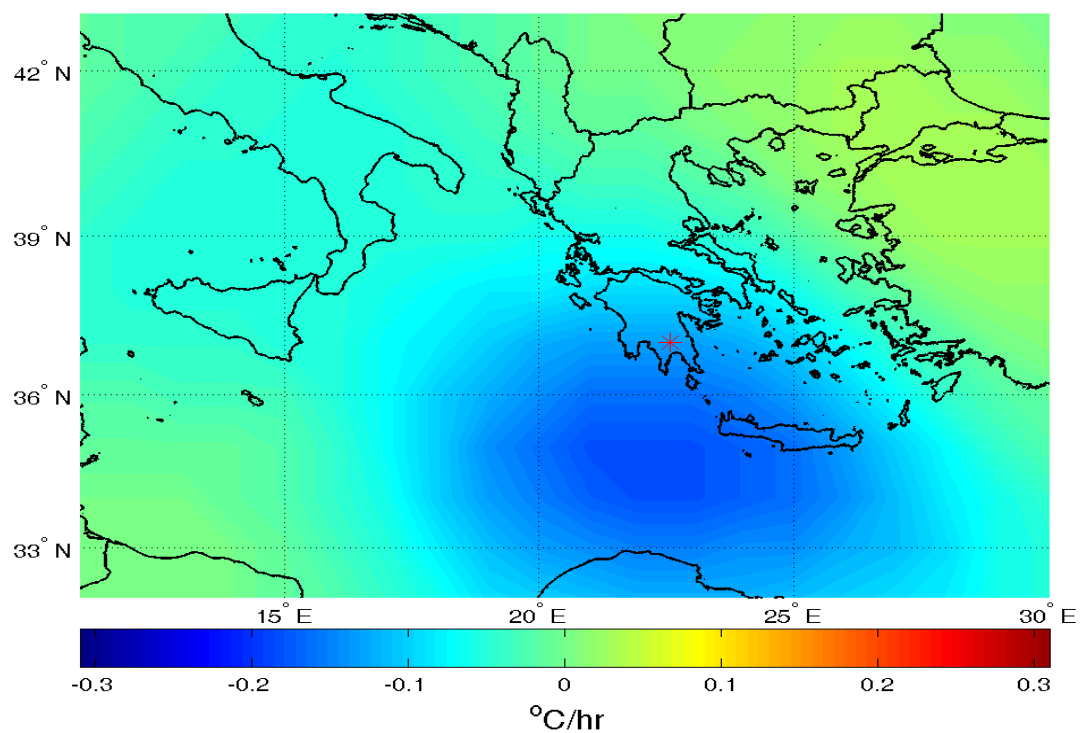
Χάρτης 3.21. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 06-08-1975 00 UTC.

700 hPa GEOPOTENTIAL HEIGHT AND TEMPERATURE 06-08-1975 12 UTC



Χάρτης 3.22. Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 06-08-1975 12 UTC.

700 hPa TEMPERATURE ADVECTION 06-08-1975 12 UTC



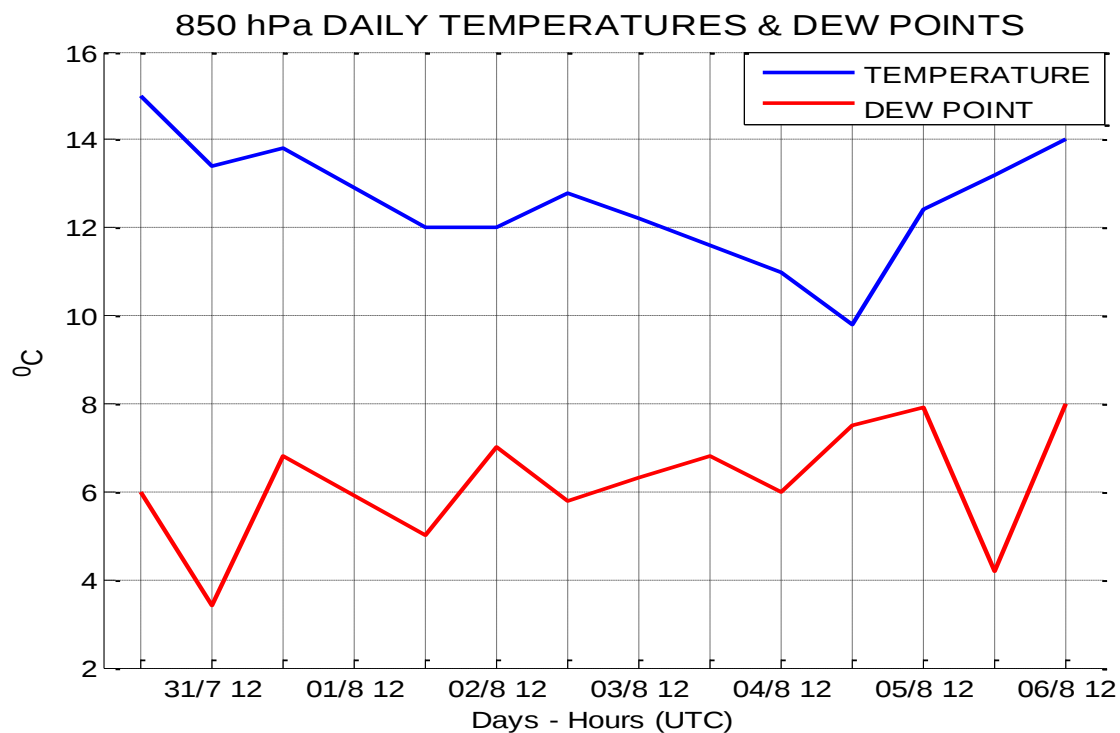
Χάρτης 3.23. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 06-08-1975 12 UTC.

3.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 31-07-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC.

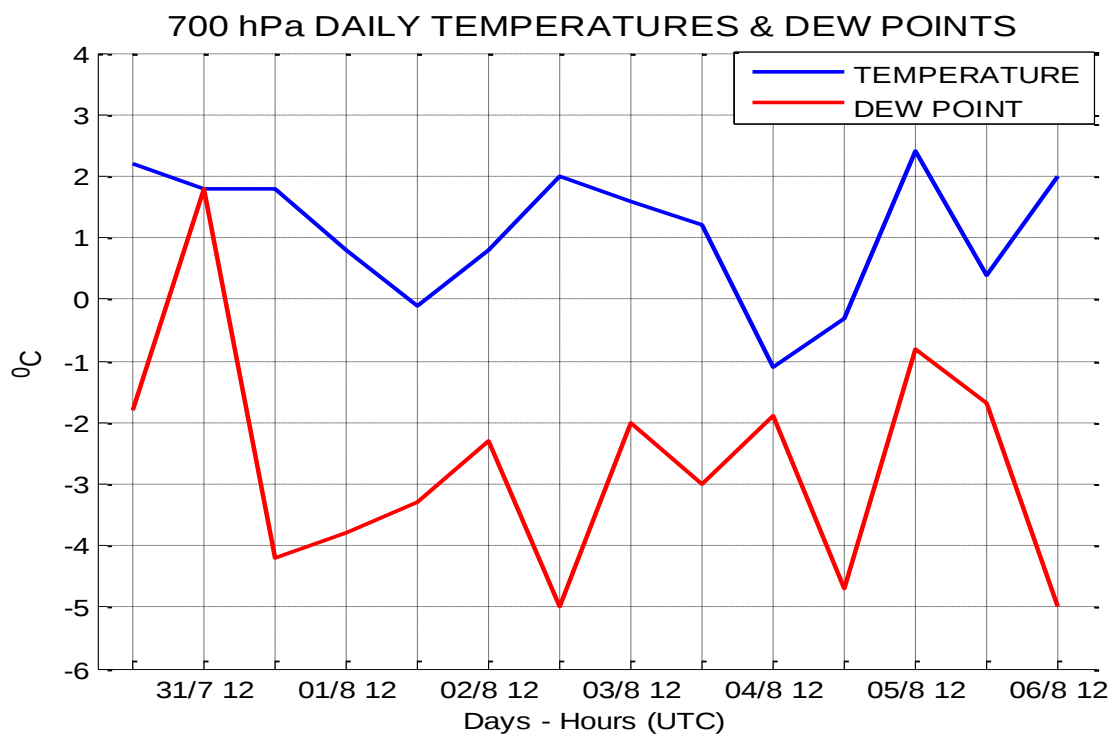
Η χρονική κατανομή της θερμοκρασίας στα 850 hPa (Σχήμα 3.1), μας πληροφορεί για σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας από τις 31-07 00 UTC έως τις 05-08 00 UTC. Η πτώση της θερμοκρασίας φαίνεται και στο επίπεδο των 700 hPa (Σχήμα 3.1), αλλά παρουσιάζει διακυμάνσεις.

Αυτή η πτώση της θερμοκρασίας οφείλεται στη μεταφορά ψυχρότερων αερίων μαζών από την κεντρική Ευρώπη προς τη χώρα μας, η οποία μάλιστα ήταν εντονότερη στα δυτικότερα τμήματα.

Επιπλέον, φαίνεται ότι σταδιακά αύξανε η σχετική υγρασία της αέριας μάζας, όπως φαίνεται από τη μείωση της διαφοράς της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa. Μάλιστα στα 700 hPa φαίνεται ότι για μεγάλο διάστημα η αέρια μάζα είχε διαφορά θερμοκρασίας και σημείου δρόσου μικρότερη από 4 °C, γεγονός που συνεπάγεται νεφοσκεπή ουρανό. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 3.1. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa από τις 31-08-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.



Σχήμα 3.2. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 700 hPa από τις 31-08-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

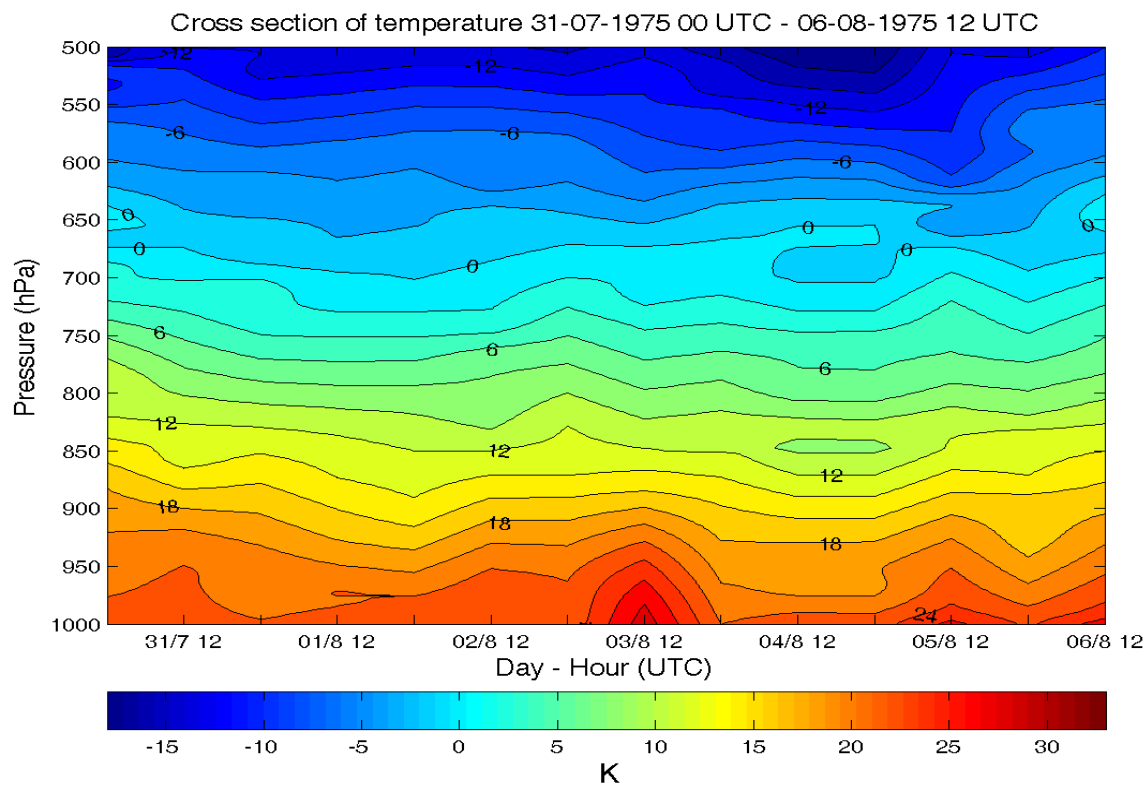
3.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας για το χρονικό διάστημα από τις 31-07-1975 00 UTC έως 06-08-1975 12 UTC.

Η κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας (Σχήμα 3.3) και της δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 3.4) για την περίοδο από τις 31-07-1975 00 UTC έως 06-08-1975 12 UTC, απεικονίζονται στα παρακάτω διαγράμματα σε συνάρτηση με την πίεση.

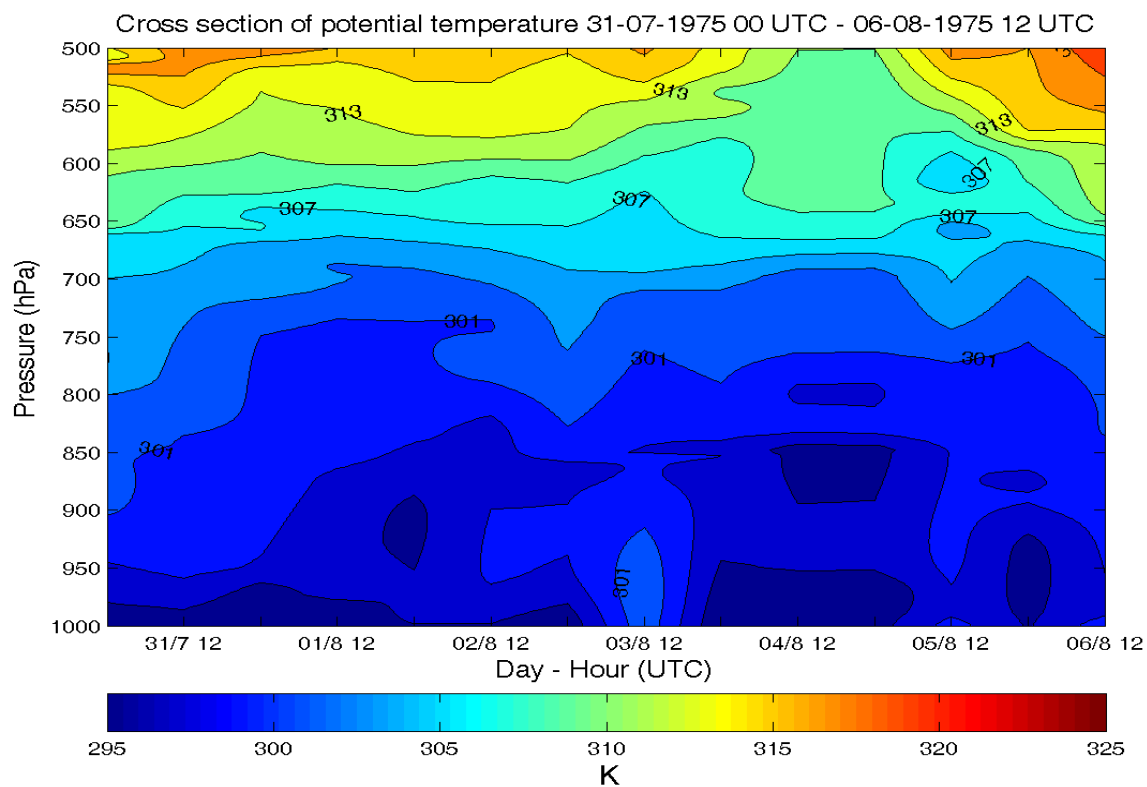
Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας από τις 31-07 00 UTC έως τις 02-08 12 UTC, μας δείχνει σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας κυρίως στην περιοχή μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων των 600 hPa και των 850 hPa την 01-08 και πιο απότομη πτώση μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων των 700 hPa και των 850 hPa από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC. Επίσης, πτώση παρουσιάζεται κυρίως στα ισοβαρικά επίπεδα των 700 hPa και των 850 hPa στις 04-08 από 00 UTC έως 12 UTC και στις 06-08 στο χρονικό διάστημα από την ώρα 00 UTC έως 12 UTC.

Η γρήγορη πτώση της θερμοκρασίας πριν το μεσημέρι της 03-08 κυρίως ανάμεσα στα 700 hPa και στα 800 hPa, σε συνδυασμό με την υψηλότερη σε σχέση με άλλες μέρες θερμοκρασία στα κατώτερα στρώματα, συνετέλεσε στην ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας και τελικά της πολύ ισχυρής βροχοπτώσης.

Παράλληλα στο διάγραμμα που αναπαριστά την κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας, φαίνεται η αύξηση του ύψους που παρατηρούνται οι μικρότερες τιμές της δυνητικής θερμοκρασίας κυρίως στις 02-08 00 UTC και στις 04-08 12 UTC. Η μορφή αυτή σημαίνει ότι για ένα συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο, η θερμοκρασία μειώνεται με την πάροδο του χρόνου, λόγω μεταφοράς ψυχρών αερίων μαζών από γειτονικές περιοχές, που στην περίπτωση μας είναι τα βόρεια και βορειοδυτικά της χώρας μας. Αξιοσημείωτο είναι ότι στις 03-08 12 UTC η δυνητική θερμοκρασία από το έδαφος έως τα 900 hPa περίπου, μειώνεται και δεν αυξάνεται ως συνήθως. Αυτό μας πληροφορεί για την ύπαρξη έντονης αστάθειας, όμως με κάθε επιφύλαξη, επειδή δε μπορούμε να εμπιστευτούμε πλήρως τις ραδιοβολίσεις. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 3.3. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας από τις 31-07-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

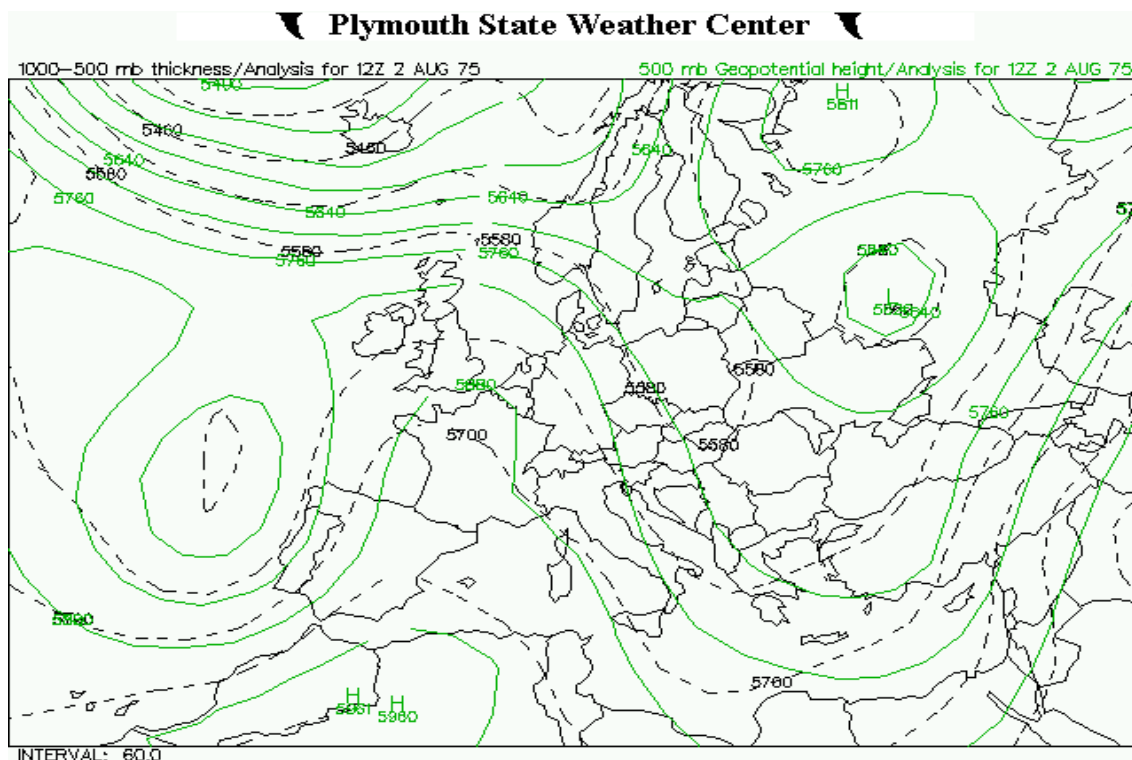


Σχήμα 3.4. Κατακόρυφη κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας από τις 31-07-1975 00 UTC έως τις 06-08-1975 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

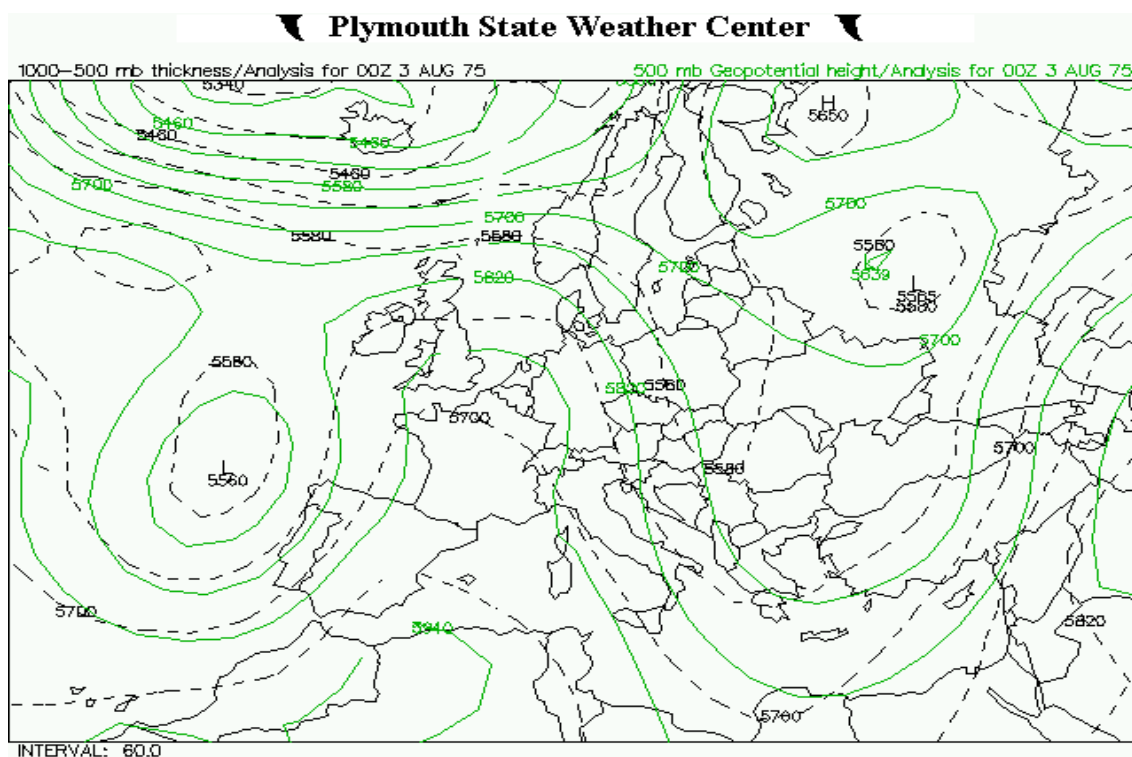
3.7. Trough ισοπαχών 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough ισοϑψών στα 500 hPa στις 02-08, στις 03-08 και στις 06-08 του 1975.

Η λίμνη ψυχρού αέρα, η οποία ευθύνεται για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή της Σπάρτης, εκτός από το επίπεδο των 850 hPa, φαίνεται και στο χάρτη ισοπαχών μεταξύ των επιπέδων 500 hPa και 1000 hPa στα βόρεια και βορειοδυτικά της χώρας μας. Στο χάρτη ισοπαχών για τις 02-08 και ώρα 12 UTC εντοπίζεται η trough ισοπαχών (διακεκομμένες γραμμές) μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa, δυτικότερα από την trough ισοϑψών (πράσινες γραμμές) στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa (Χάρτης 3.20). Η μορφή αυτή συνεπάγεται ψυχρή μεταφορά και παράλληλα ενίσχυση της trough πάνω από τη χώρα μας.

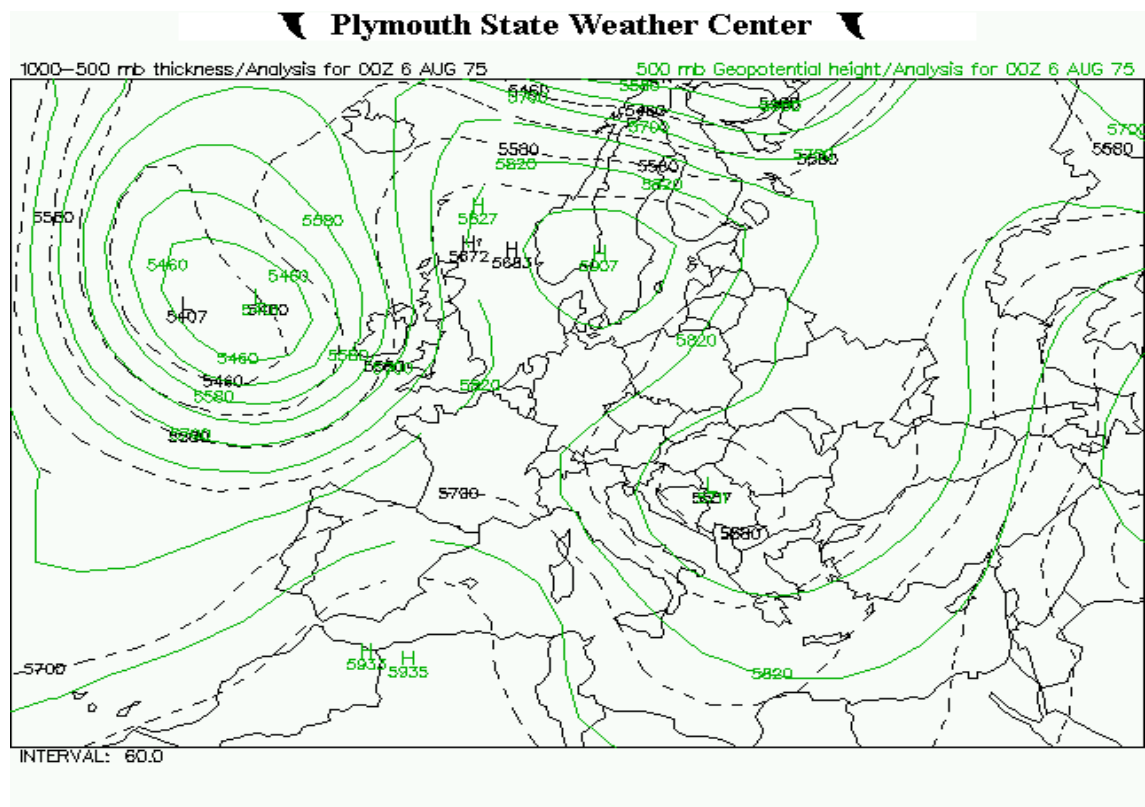
Παρόμοια Χάρτης βλέπουμε και για τις 03-08 12 UTC (Χάρτης 3.21) και για τις 06-08 00 UTC (Χάρτης 3.22). Χαρακτηριστικό της 03-08 12 UTC είναι ότι διέρχεται από την περιοχή της Σπάρτης η ισοπαχής των 5640 gpm, η οποία τις άλλες δύο ημέρες ήταν βορειότερα.



Χάρτης 3.24. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϑψών στα 500 hPa για τις 02-08-1975 00 UTC (Vortex.plymouth.edu).



Χάρτης 3.25. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϑψών στα 500 hPa για τις 03-08-1975 00 UTC (Vortex.plymouth.edu).



Χάρτης 3.26. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 06-08-1975 00 UTC (Vortex.plymouth.edu).

Όλες οι παραπάνω αναπαραστάσεις της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με τους συνοπτικούς των 850 hPa, των ισοϋψών στα 500 hPa και των ισοπαχών μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa, μας πληροφορούν για ψυχρή μεταφορά στην περιοχή μας πριν σημειωθούν τα έντονα φαινόμενα. Η ψυχρή μεταφορά συνεπάγεται ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή πριν εκδηλωθούν τα φαινόμενα.

Ο παράγοντας με τον οποίο μελετήθηκε η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και της νότιας Ελλάδας σύμφωνα με στοιχεία από τις ραδιοβολίσσεις του Ελληνικού, ήταν η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e .

3.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e .

Η παρουσία ψυχρού αέρα κυρίως στο στρώμα μεταξύ των επιπέδων των 900 hPa και των 600 hPa πάνω από την περιοχή της Σπάρτης και μάλιστα σε μέρα θερινής περιόδου, που υπάρχει θέρμανση από το έδαφος των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας, προκάλεσε έντονη δυναμική αστάθεια.

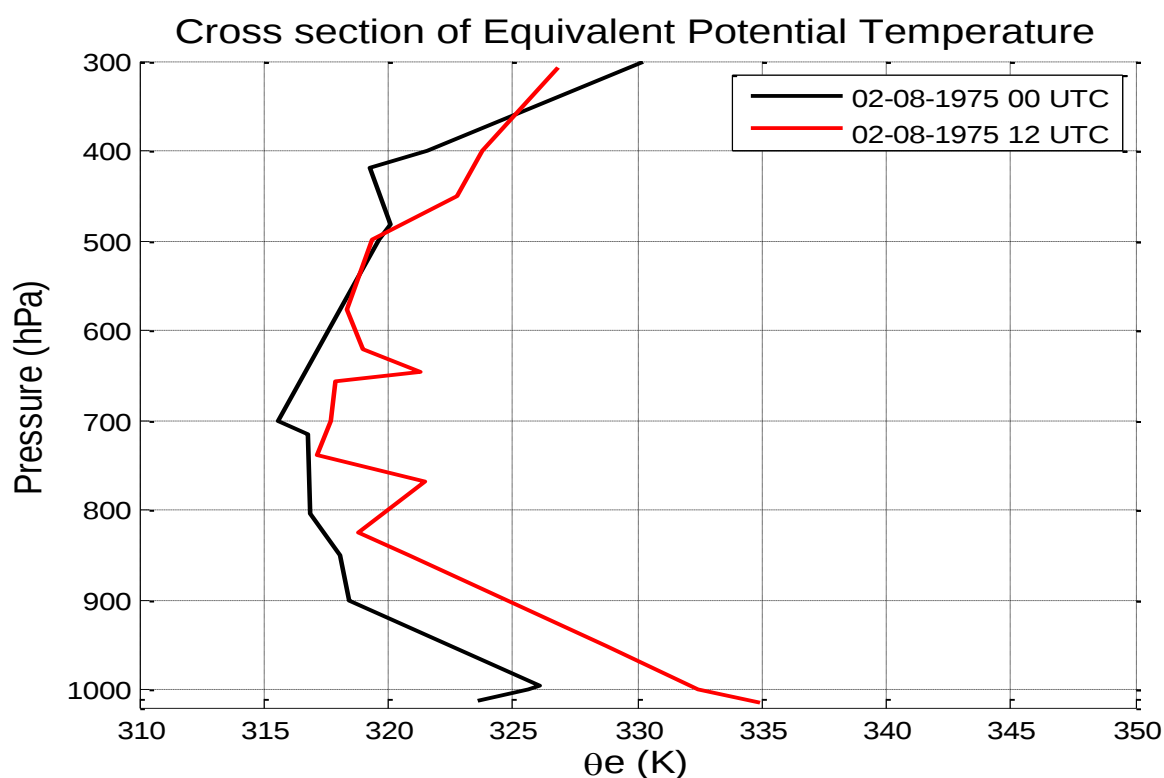
Ισχυρό ρόλο στην περιοχή παίζει η ορογραφία, καθώς η Σπάρτη βρίσκεται ανάμεσα στις οροσειρές του Ταυγέτου (2407μ) και του Πάρνωνα (1935μ). Τα ψηλά όρη λειτουργούν ως αναστολές της ατμοσφαιρικής ροής, εντείνουν το σχηματισμό ορογραφικών κυμάτων και τροφοδοτούν με θερμότητα στρώματα της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πιο ψηλά (Braham and Draginis 1960).

Η αναγκαία προϋπόθεση για να έχουμε δυναμική αστάθεια σύμφωνα με τη θεωρία είναι η πτώση της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας με το ύψος κυρίως μέχρι το επίπεδο των 700 hPa. Γενικότερα θα πρέπει να ισχύει ότι:

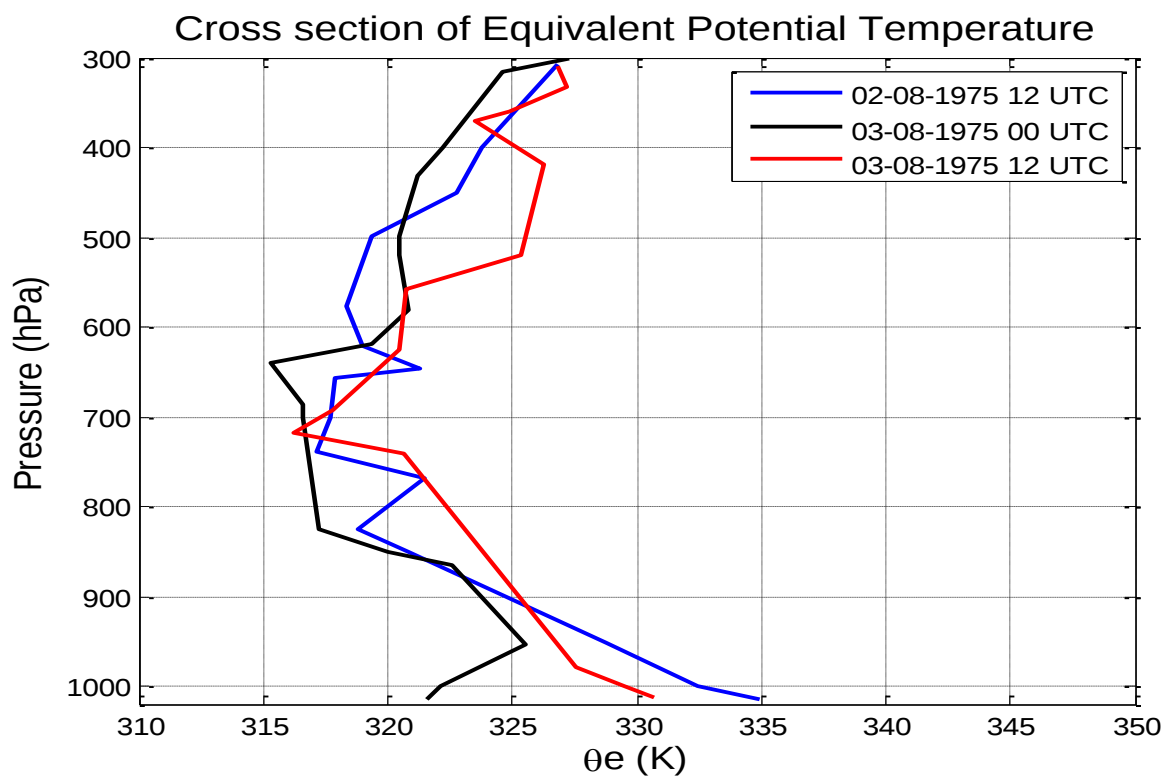
$$\frac{d\theta_e}{dz} < 0 \quad \text{ή} \quad \frac{d\theta_e}{dp} > 0$$

Από την κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (Σχήμα 3.5, 3.6 και 3.7), φαίνεται η αύξηση της δυναμικής αστάθειας με το πέρασμα του χρόνου πριν εκδηλωθούν τα φαινόμενα και τις 3 ημέρες.

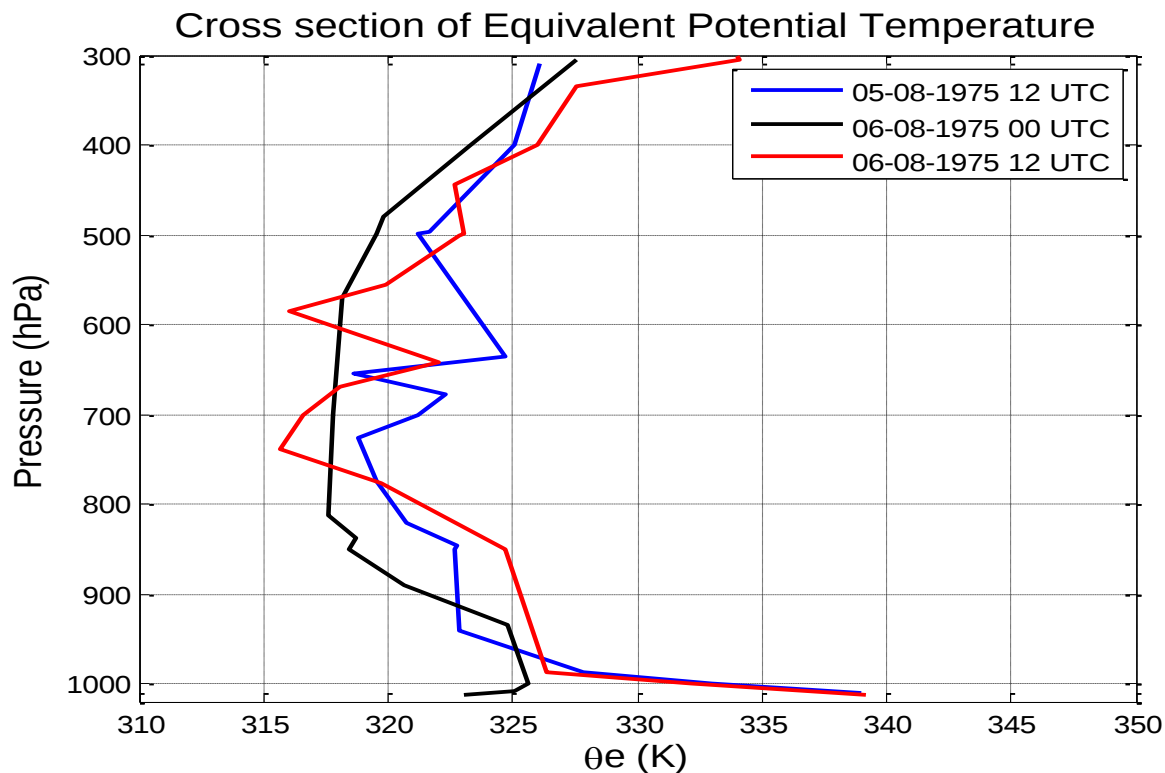
Το σημαντικότερο στα παρακάτω διαγράμματα της θ_e είναι το ύψος μέχρι το οποίο φθάνει η πτώση της θ_e , δηλαδή μέχρι περίπου τα 700 hPa στη συγκεκριμένη περίπτωση, καθώς και η ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στο έδαφος, η οποία ξεπερνά τους 330 K και στις 3 περιπτώσεις. Σύμφωνα με τη θεωρία τα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης από άποψη δυναμικής αστάθειας κατατάσσονται στην τρίτη ή στην τέταρτη κατηγορία των ισχυρών επεισοδίων βροχόπτωσης (Dale L. Johnson et al 1982). Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε Ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 3.5. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας θ_e για την 01-08 12 UTC, τις 02-08 00 UTC και τις 02-08 12 UTC του 1975.



Σχήμα 3.6. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e για τις 02-08 12 UTC, τις 03-08 00 UTC και τις 03-08 12 UTC του 1975.

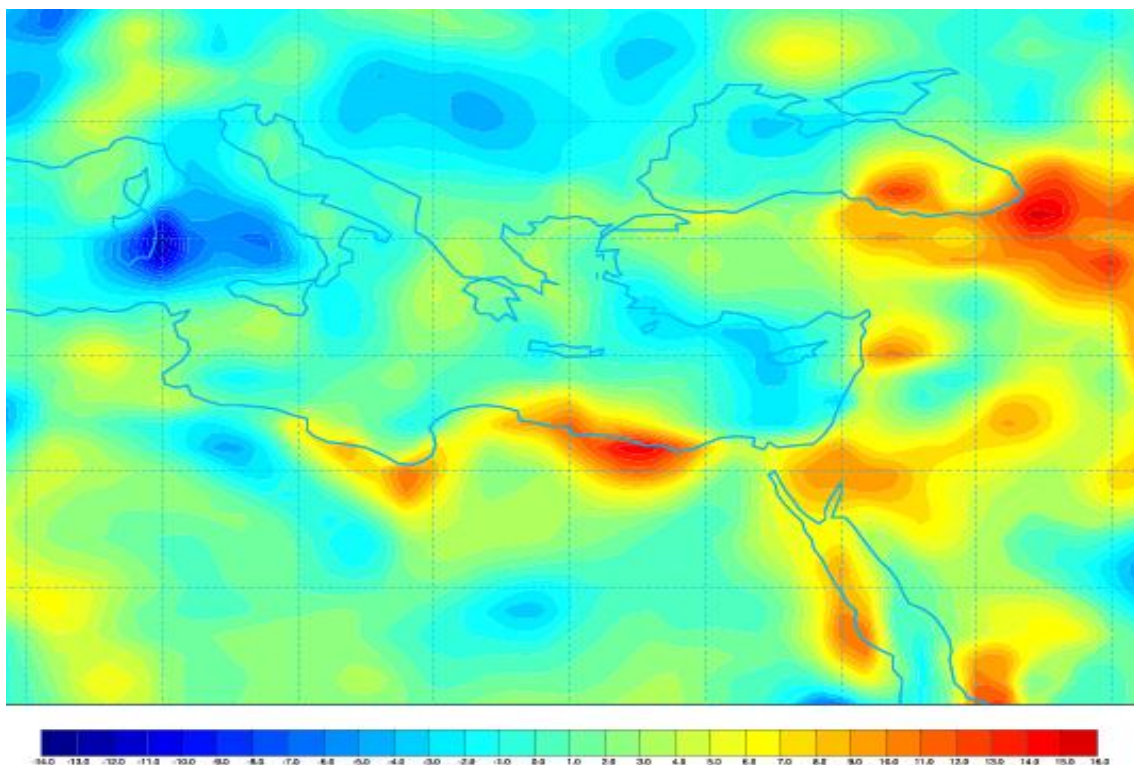


Σχήμα 3.7. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e για τις 05-08 12 UTC, τις 06-08 00 UTC και τις 06-08 12 UTC του 1975.

3.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολής της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1975.

Για την πιο ισχυρή βροχόπτωση της περιόδου που μελετήθηκε, η οποία σημειώθηκε στις 03-08-1975, υπολογίστηκε η μεταβολή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e μέσα στο 12ωρο πριν το επεισόδιο, από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC, με τη βοήθεια ενός αλγορίθμου και δεδομένων από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Η χωρική κατανομή της θ_e μας πληροφορεί για αύξηση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας στα 850 hPa κατά περίπου 3-5 K στην περιοχή της Σπάρτης, μεταβολή η οποία ενισχύει τη δυναμική αστάθεια στην περιοχή και συμφωνεί με το Σχήμα 3.6, που αναφέρεται στην κατακόρυφη κατανομή της θ_e σύμφωνα με τις ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού.

Είναι σημαντικό το γεγονός ότι υπάρχει συμφωνία των δύο κατανομών στα 850 hPa, γιατί είναι σημαντικό ισοβαρικό επίπεδο για τη θερμοϋγρομετρική κατανομή και τη δυναμική αστάθεια της ατμόσφαιρας και επιπλέον εφόσον δεν υπάρχουν ραδιοβολίσεις στη Σπάρτη, δείχνει ότι υπήρχε δυναμική αστάθεια και στο Ελληνικό και στη Σπάρτη πριν την ισχυρή βροχόπτωση.



Χάρτης 3.27. Χάρτης μεταβολής της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας θ_e στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa για το 12ωρο από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1975.

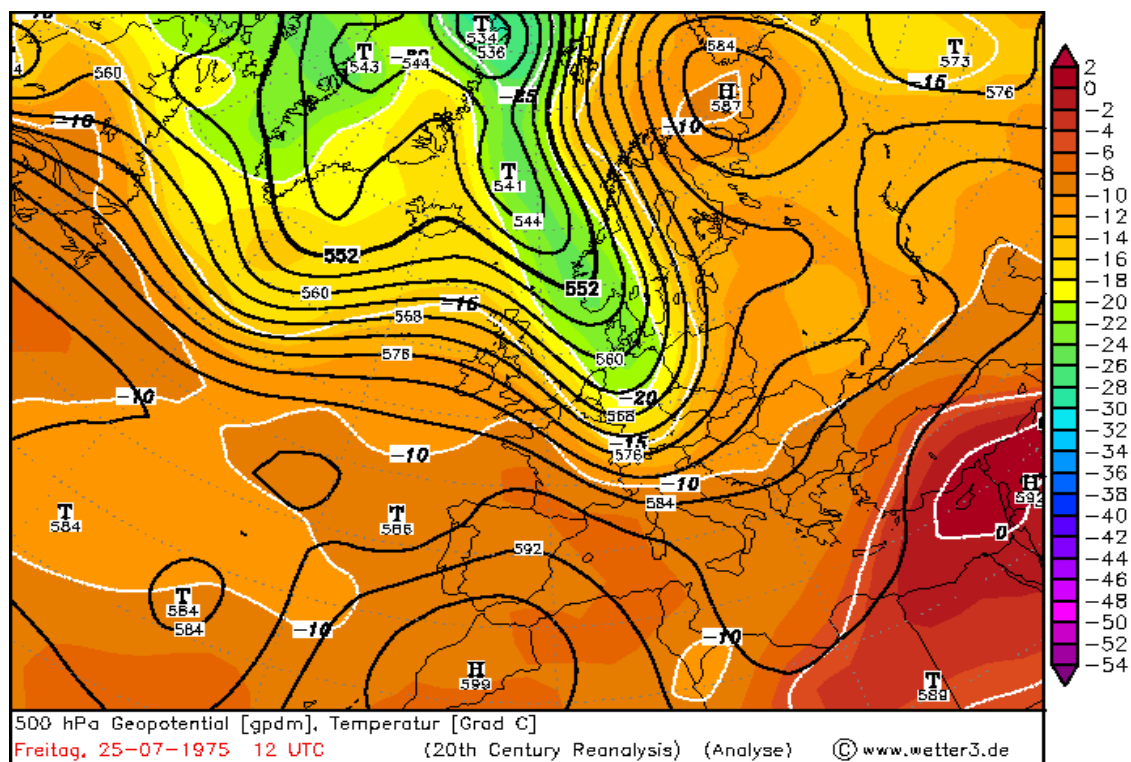
3.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa από τις 25-07-1975 έως τις 06-08-1975.

Λόγω ανεπαρκούς απεικόνισης της trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa, πιθανόν λόγω της παλαιότητας που χαρακτηρίζει τη συγκεκριμένη περίπτωση του 1975, η μελέτη της trough έγινε στα 500 hPa, όπου φαίνεται αρκετά καλά η δημιουργία του συστήματος που επηρέασε την περιοχή της Σπάρτης και προκάλεσε τις ισχυρές βροχές στο χρονικό διάστημα από τις 02-08 έως τις 06-08. Η trough όπως φαίνεται στο χάρτη των 500 hPa για τις 25-07 12 UTC (Χάρτης 3.28) σχηματίστηκε στη βόρεια Ευρώπη, κοντά στη Σκανδιναβία.

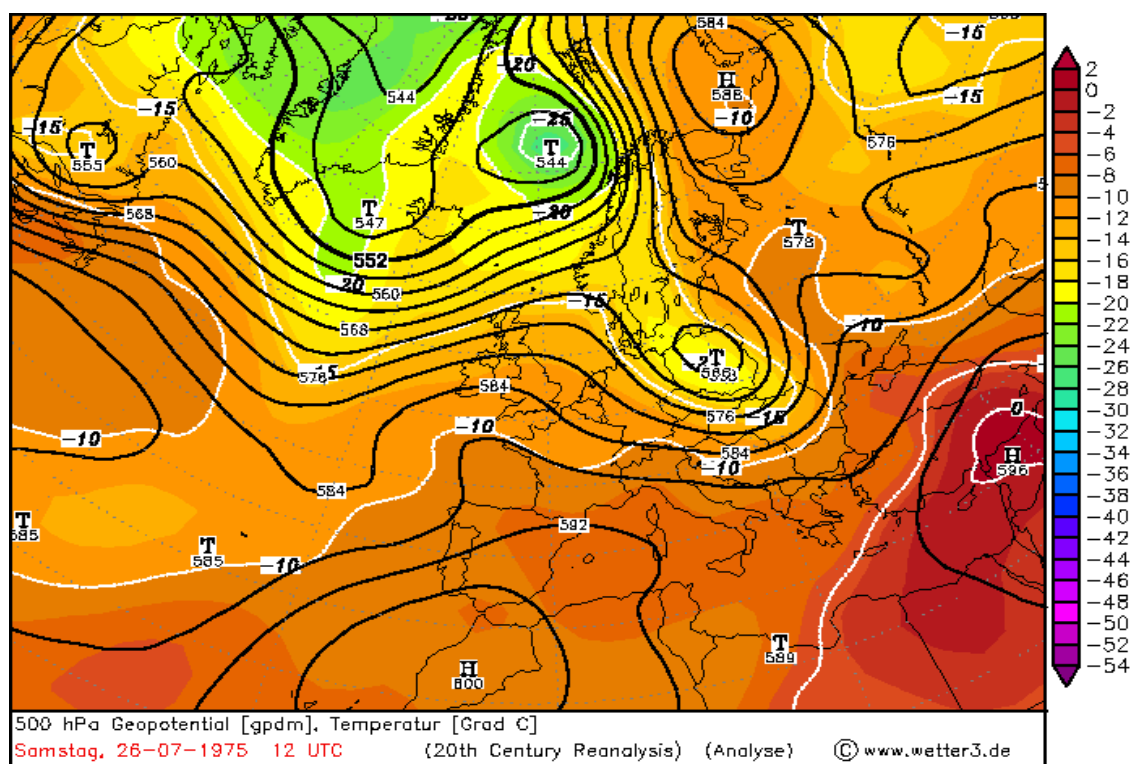
Η κατεύθυνση της trough ήταν προς τα ανατολικά – νοτιοανατολικά ενώ ταυτόχρονα αποσπάστηκε τμήμα της και δημιούργησε κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών στις 26-07 και στις 28-07 (Χάρτες 3.29 και 3.30). Έπειτα η πορεία του κέντρου χαμηλών γεωδυναμικών υψών ήταν προς τη Ρωσία (Χάρτες 3.31 και 3.32), όμως σχετικά ψυχρές αέριες μάζες κινήθηκαν προς τα Βαλκάνια και η trough άπλωσε πάνω από τη νοτιοανατολική Ευρώπη και λόγω του μεγάλου της μήκους έμεινε σχεδόν στάσιμη στην περιοχή αυτή για μέρες.

Έτσι στη χώρα μας από τις 30-07 έως τις 06-08 υπήρχε η trough στα 500 hPa, με κάποιες νότιες επεκτάσεις της, που ήταν πιο εκτενείς κυρίως στις 02-08 12 UTC, στις 03-08 12 UTC και στις 06-08 12 UTC, οπότε σημειώθηκαν τα τρία επεισόδια ισχυρών βροχοπτώσεων (Χάρτες 3.33, 3.34 και 3.35). Μάλιστα παράλληλα με τις

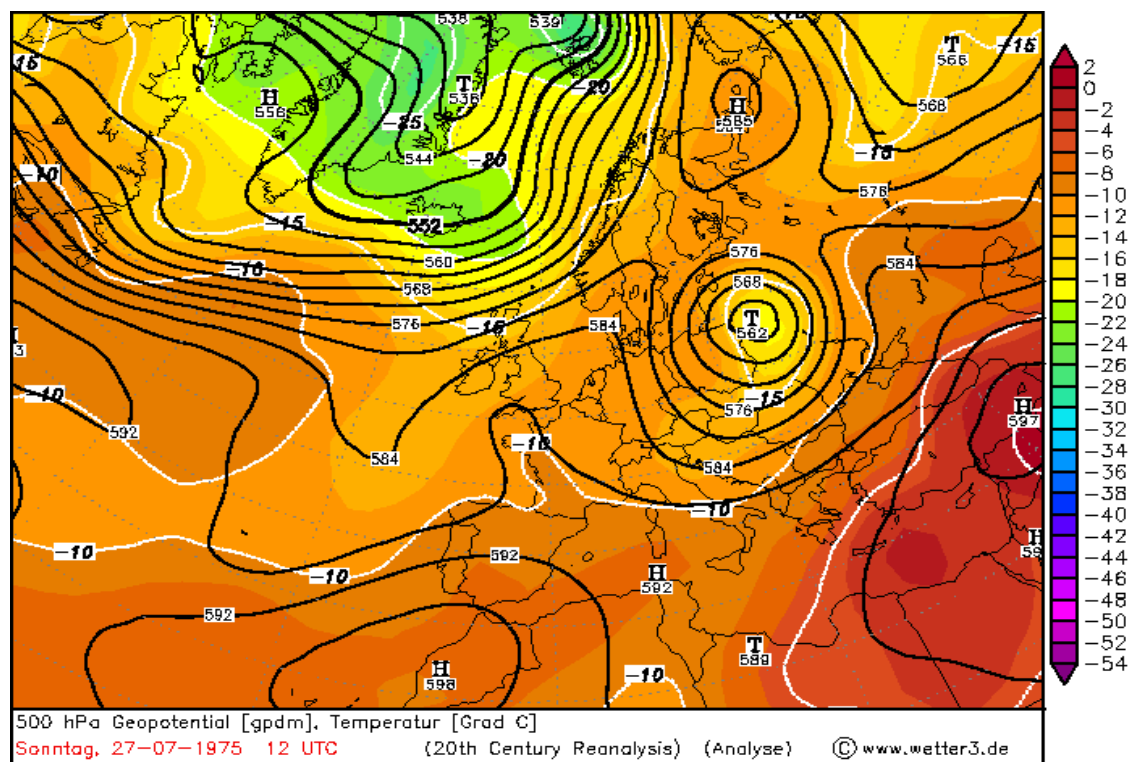
προς νότο επεκτάσεις υπήρχε και ψυχρή μεταφορά από τα βόρεια Βαλκάνια, γεγονός που ενίσχυε την trough, γι' αυτό και διατηρήθηκε τόσες μέρες.



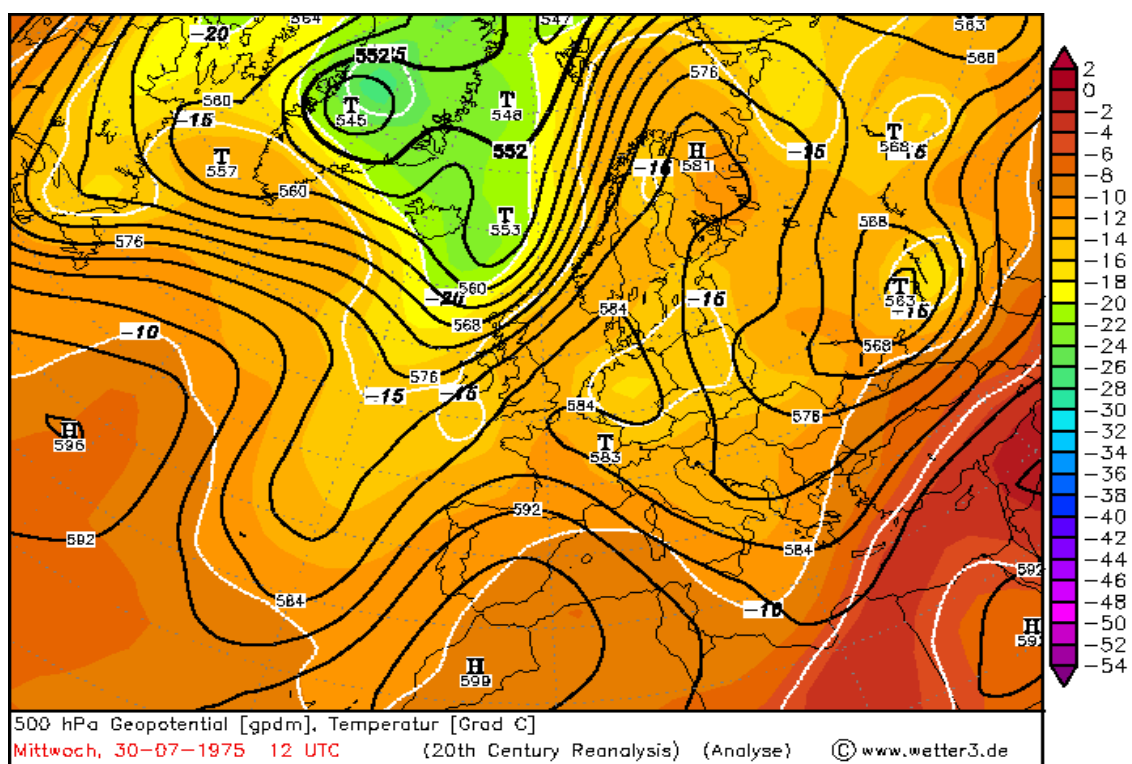
Χάρτης 3.28. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 25-07-1975 12 UTC (Wetter3.de).



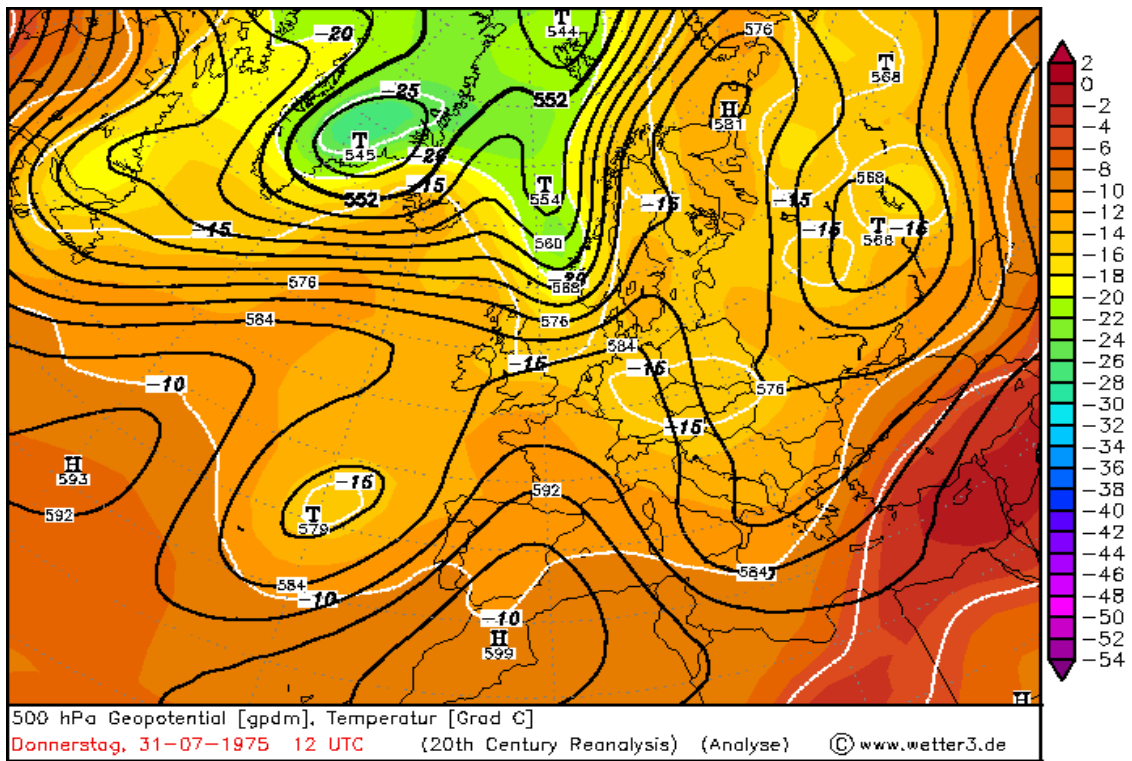
Χάρτης 3.29. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 26-07-1975 12 UTC (Wetter3.de).



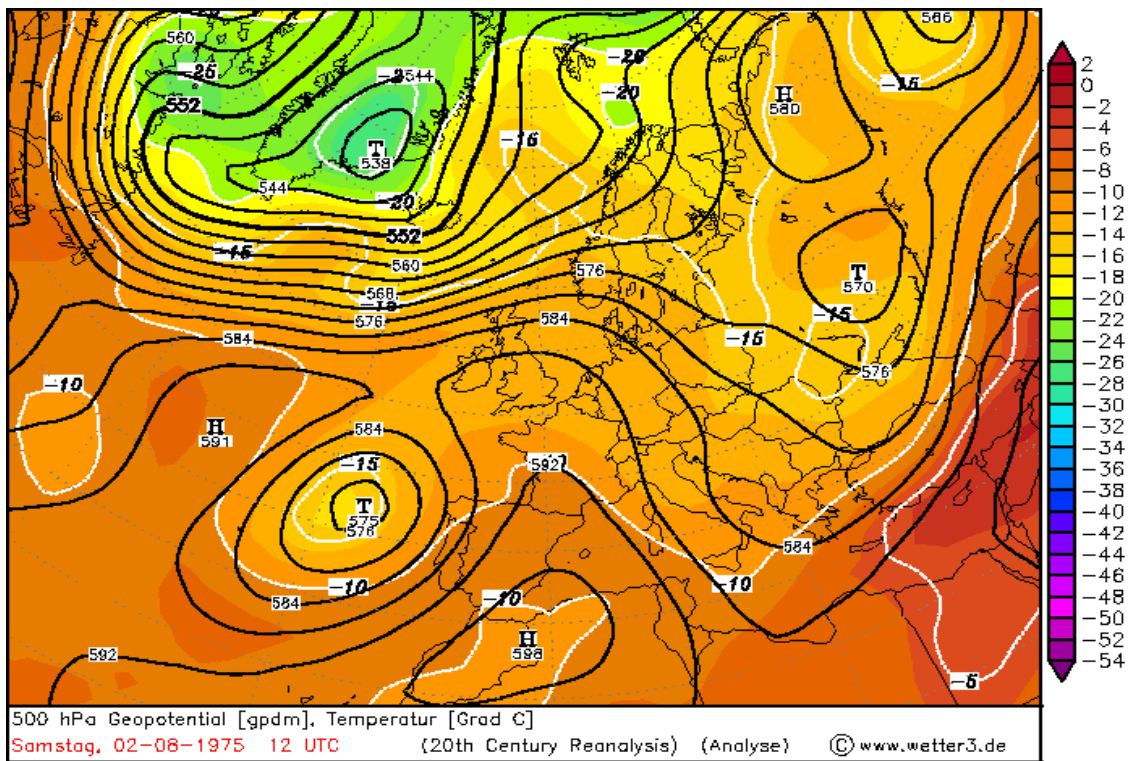
Χάρτης 3.30. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 27-07-1975 12 UTC (Wetter3.de).



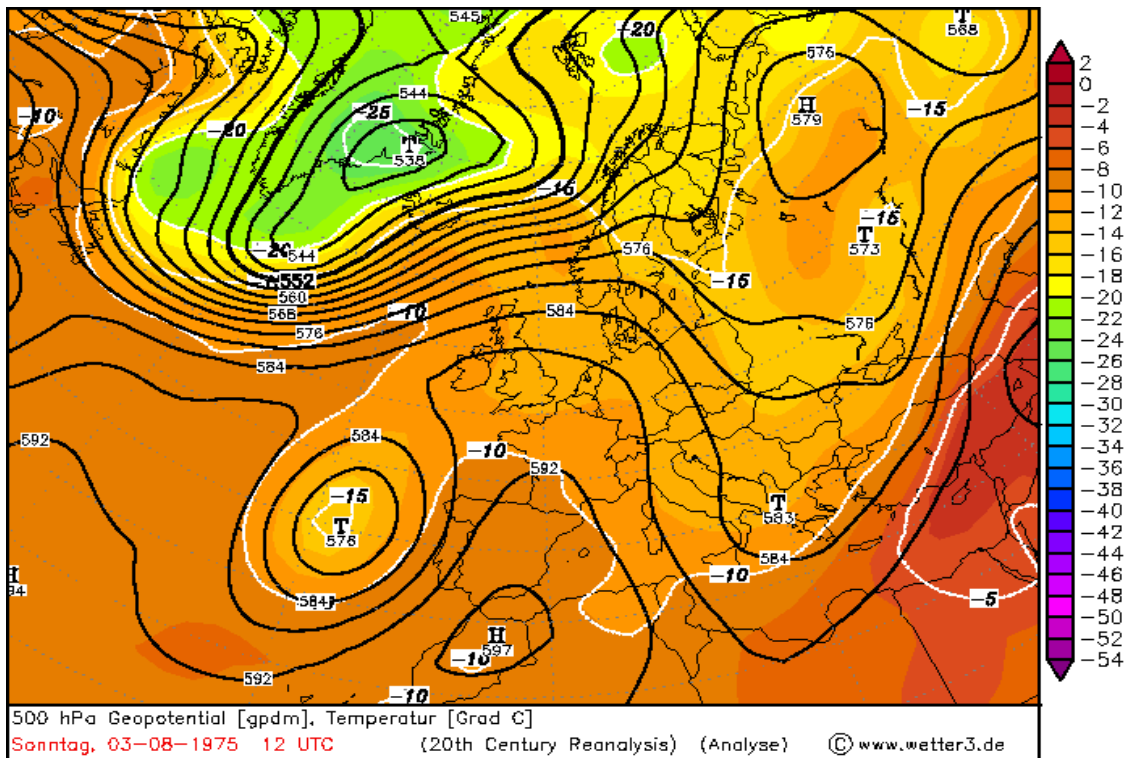
Χάρτης 3.31. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 30-07-1975 12 UTC (Wetter3.de).



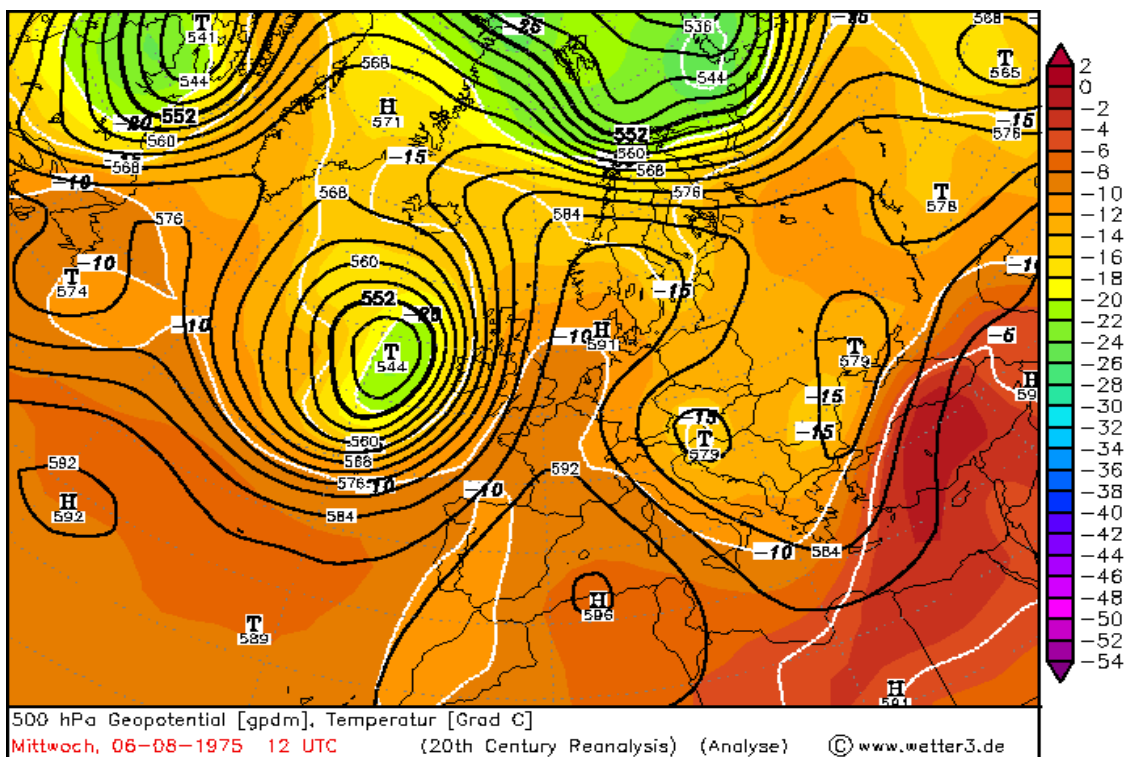
Χάρτης 3.32. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 31-07-1975 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.33. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 02-08-1975 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.34. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 03-08-1975 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 3.35. Χάρτης 500 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 06-08-1975 12 UTC.

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα πεδία στροβιλισμού και μεταφοράς στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa, για το σχηματισμό και την εξέλιξη της ισχυρής βροχόπτωσης πάνω από την περιοχή της Σπάρτης, όπου αναμένεται να φαίνονται πιο έντονα απ' ό,τι θα φαίνονταν στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa, λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητας των ισοϋψών στα 300 hPa.

3.10. Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC και τις 18 UTC.

Οι χάρτες των 500 hPa δείχνουν εμφανώς μία καλά σχηματισμένη trough να βρίσκεται πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας για αρκετές μέρες και να προκαλεί ισχυρές βροχοπτώσεις κυρίως στις 03-08 στην περιοχή της Σπάρτης. Επειδή η πιο ισχυρή βροχόπτωση σημειώθηκε στις 03-08, έγινε ο υπολογισμός των πεδίων σχετικών στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού γι' αυτή τη μέρα στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa.

Για τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους στο ισοβαρικό επίπεδο 300 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας. Επελέγη το ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa επειδή εκεί αναμένεται να είναι πιο έντονα και ο σχετικός στροβιλισμός και η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού σε σχέση με τα 500 hPa, λόγω της μεγαλύτερης πυκνότητας των ισοϋψών στο επίπεδο στα 300 hPa, παρόλο που στο προηγούμενο κεφάλαιο η trough μελετήθηκε στα 500 hPa για λόγους ανεπαρκούς απεικόνισης στα 300 hPa.

Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11^0 γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30^0 γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32^0 γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43^0 γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1^0 , καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού.

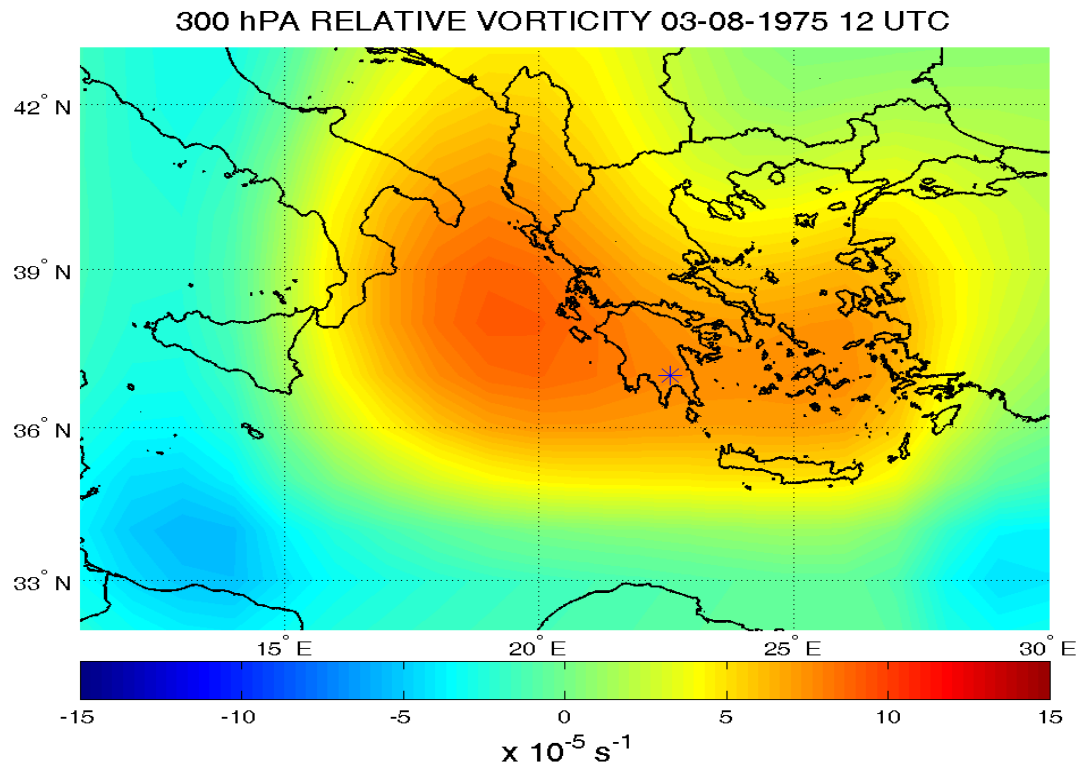
Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, καθώς και γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού. Τα πεδία σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, τα οποία δείχνουν ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία ισχυρής βροχόπτωσης στη Σπάρτη, δηλαδή κυκλωνικό σχετικό στροβιλισμό και θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, συνοψίζονται στα παρακάτω κεφάλαια.

Από τις τρεις μέρες που εξετάστηκαν μεγαλύτερο ενδιαφέρον από άποψη σχετικού στροβιλισμού και της μεταφοράς του παρουσιάζεται στις 03-08, οπότε θα παρατεθούν χάρτες μόνο γι' αυτή τη μέρα, κατά την οποία μάλιστα σημειώθηκε και η ισχυρή βροχόπτωση των 86.4 mm στη Σπάρτη.

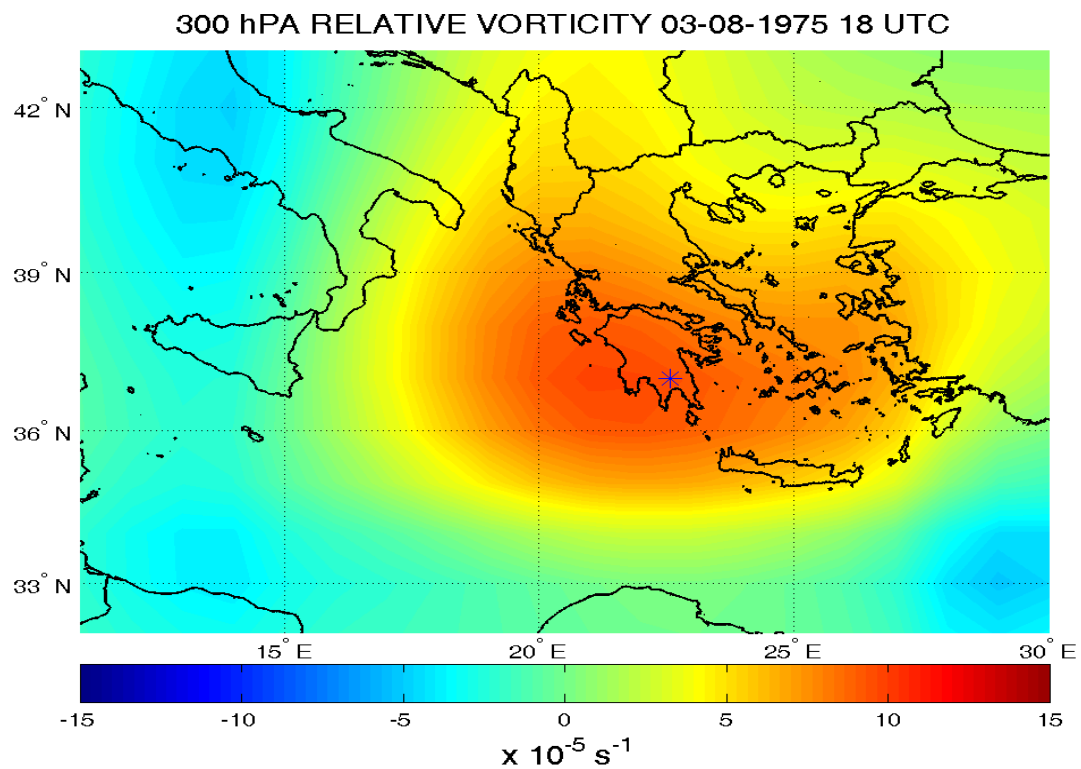
Επιπλέον, για την εμφάνιση φαινομένων μας αφορά κυρίως η περιοχή μελέτης να βρίσκεται δεξιά από τον άξονα της trough, επειδή εκεί εντοπίζεται η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού. Μάλιστα όσο μεγαλύτερη πυκνότητα και καμπυλότητα παρουσιάζουν οι ισοϋψείς τόσο πιο έντονη είναι η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, η οποία είναι θετική εάν το διάνυσμα του ανέμου έχει κατεύθυνση από

περιοχές κυκλωνικού στροβιλισμού προς περιοχές αντικυκλωνικού (βλ. θεωρία Κεφ. 2.3.1.5).

Η επεξεργασία των δεδομένων για τις 03-08 12 UTC και 18 UTC μας δίνει τους χάρτες με σχηματισμένο το πεδίο σχετικού στροβιλισμού στα 300 hPa πάνω από τη νοτιοανατολική Ευρώπη (Χάρτες 3.36 και 3.37). Στους χάρτες μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι μεγαλύτερες τιμές θετικού σχετικού στροβιλισμού περίπου $9 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ παρατηρούνται στην περιοχή του Ιονίου στις 12 UTC και στην Πελοπόννησο στις 18 UTC. Η περιοχή της Σπάρτης κυρίως στις 18 UTC βρίσκεται σε περιοχή με τιμές σχετικού στροβιλισμού $8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$. Ο σχετικός στροβιλισμός ήταν κυκλωνικός λοιπόν πάνω από τη Σπάρτη τις ώρες που σημειώθηκε η ισχυρή βροχόπτωση.



Σχήμα 3.36. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC.

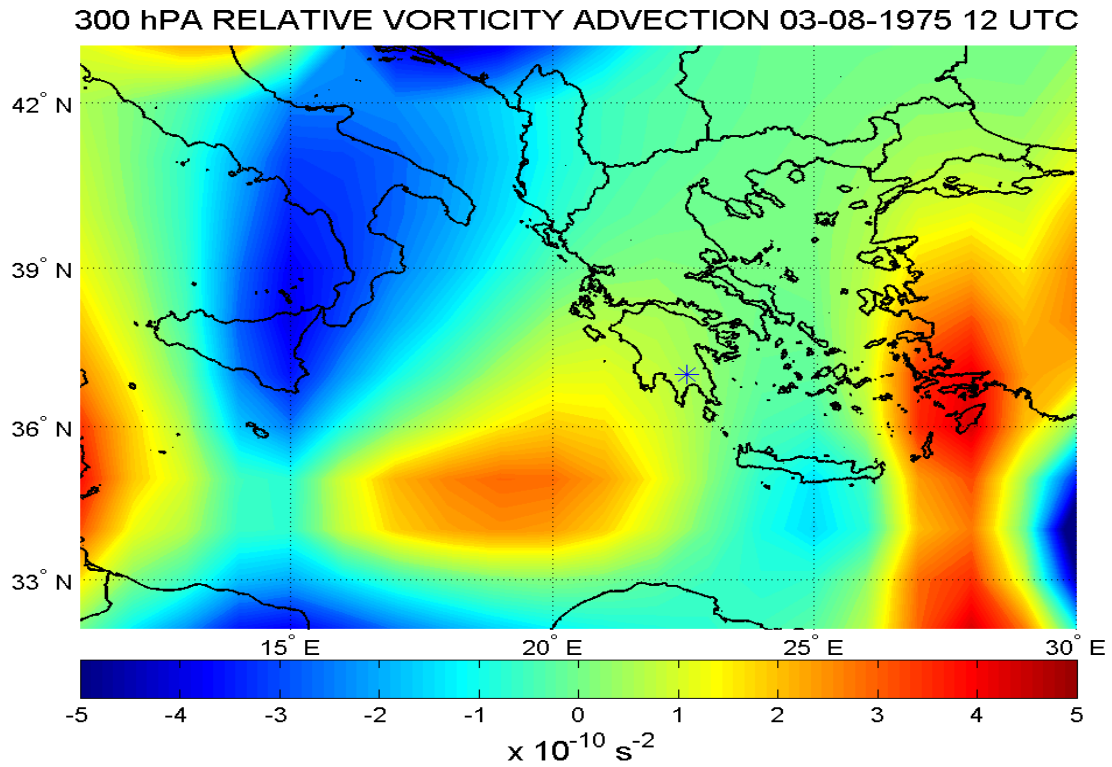


Σχήμα 3.37. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 18 UTC.

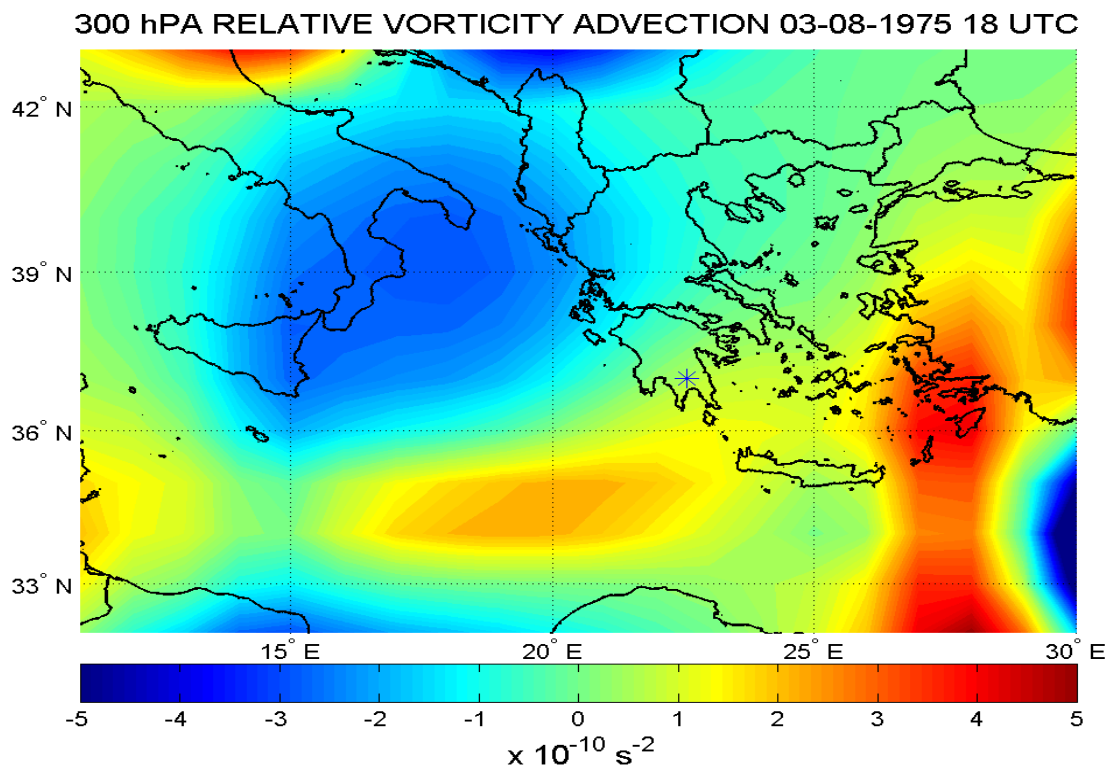
3.11. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 12 UTC και τις 18 UTC.

Μεγάλο ενδιαφέρον κρύβει και η αντίστοιχη επεξεργασία των δεδομένων για την εύρεση του πεδίου μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, αφού η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι αυτή που καθορίζει αν θα εκδηλωθούν ισχυρά φαινόμενα και κατά πόσο θα ενισχυθούν ή θα εξασθενήσουν.

Στις 03-08 12 UTC και 18 UTC, παρατηρείται ότι το κέντρο μέγιστης θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού με τιμή περίπου $5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ βρίσκεται στα νότια Δωδεκάνησα, ενώ στην περιοχή της Σπάρτης παρατηρείται ασθενής θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού με τιμές κοντά στο $1.2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$. (Χάρτες 3.38 και 3.39). Οι τιμές της μεταφοράς δεν είναι τόσο μεγάλες όσο θα περιμέναμε για μια τόσο ισχυρή βροχόπτωση. Ωστόσο αυτό μπορεί να οφείλεται στο γεγονός ότι η trough ήταν σχετικά εκτεταμένη πάνω από τη χώρα μας ήδη από τις 02-08 και παρέμεινε σχεδόν στάσιμη με τιμές κυκλωνικού σχετικού στροβιλισμού όχι και τόσο μεγάλες. Έτσι, η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού δεν είναι ο σημαντικότερος παράγοντας δημιουργίας της ισχυρής βροχόπτωσης του 1975 στη Σπάρτη, όμως έπαιξε και αυτή κάποιο ρόλο στην ανάπτυξη ανοδικών ρευμάτων στην περιοχή.



Σχήμα 3.38. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 00 UTC.



Σχήμα 3.39. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1975 12 UTC.

3.12. Συμπεράσματα για τις ισχυρές βροχοπτώσεις στις 02-08, στις 03-08 και στις 06-08 του 1975 στην περιοχή της Σπάρτης.

Η συνοπτική κατάσταση με την trough να παραμένει σχεδόν στάσιμη πάνω από τον ελληνικό χώρο και να επηρεάζει τη Σπάρτη δικαιολογεί τις κατάλληλες συνθήκες για το σχηματισμό ισχυρών φαινομένων βροχόπτωσης.

Η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού στα 300 hPa κυρίως στις 03-08 12 και 18 UTC, η αρνητική μεταφορά πάχους 500/1000 hPa από δυτικά - βορειοδυτικά, η ύπαρξη κρύου αέρα κυρίως στα επίπεδα των 700 hPa και 850 hPa, αλλά κυρίως η ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας, αποτελούν τους βασικούς παράγοντες που επηρέασαν την ανάπτυξη ανοδικών ρευμάτων και ισχυρής βροχόπτωσης τις 3 μέρες που μελετήθηκαν και ειδικά για τις 03-08, που εξετάστηκαν όλα τα αίτια πιο λεπτομερώς, αφού αποτελεί την πιο ισχυρή αυγουστιάτικη βροχόπτωση από το 1975 έως το 2004 (εκτός από 4 έτη που δεν είχαμε μετρήσεις) με συνολικό υετό 86.4 mm.

Ο συνδυασμός του έντονου αναγλύφου της περιοχής και της ύπαρξης κυρίως θερμοδυναμικών αλλά και δυναμικών αιτίων, προκάλεσε στη Σπάρτη ιδιαίτερα ισχυρά φαινόμενα κυρίως στις 03-08, παρόλο που σε άλλες κοντινές περιοχές σύμφωνα με στοιχεία από μετεωρολογικούς σταθμούς της Ε.Μ.Υ. παρατηρήθηκαν πιο ασθενή φαινόμενα. Για παράδειγμα στην Καλαμάτα στις 03-08 σημειώθηκε βροχόπτωση 1.5 mm και στις 04-08 3.9 mm. Στην Τρίπολη στις 31-07 σημειώθηκε βροχόπτωση 12.1 mm, την 01-08 3.1 mm, στις 02-08 3 mm, στις 04-08 5.9 mm, στις 05-08 3.6 mm και στις 06-08 3.9 mm, ενώ στις 03-08 δε σημειώθηκε βροχόπτωση. Συνολικά λοιπόν στην Τρίπολη καταγράφηκαν 31.6 mm υετού και στην Καλαμάτα 5.4 mm, πολύ λιγότερα και στις δύο γειτονικές πόλεις σε σχέση με τη Σπάρτη με τα 118.1 mm συνολικό υετό στο ίδιο διάστημα.

4. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 20-08-1992.

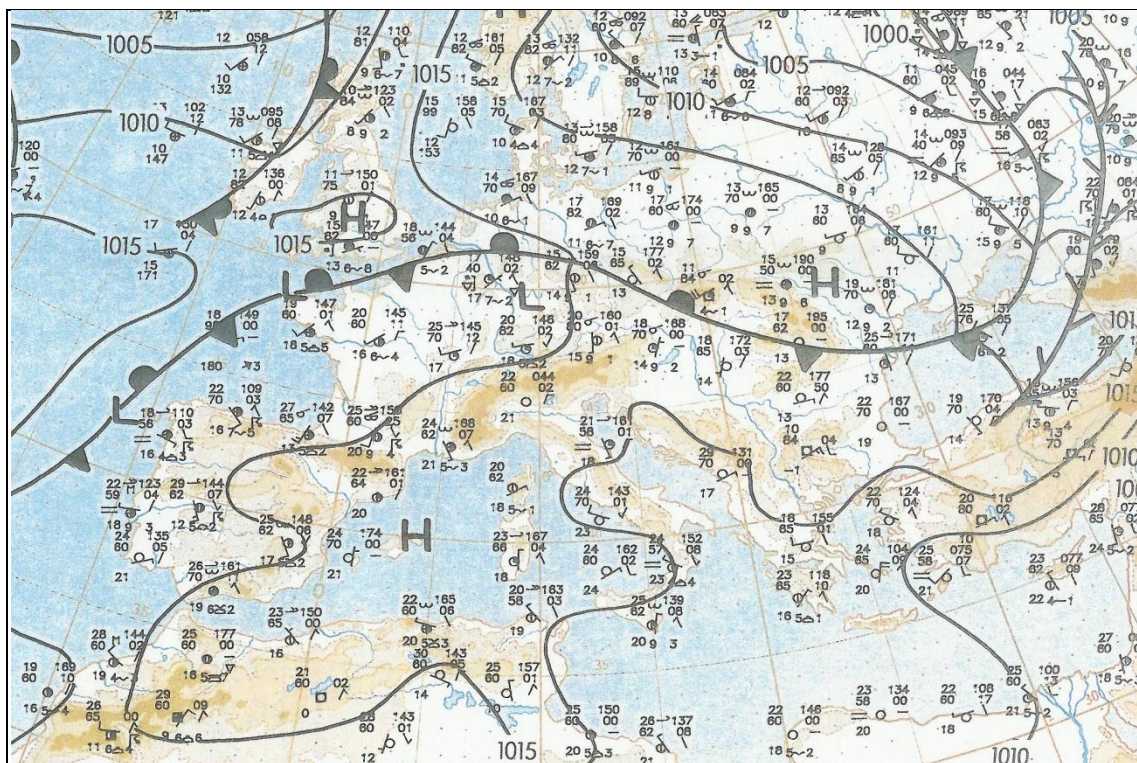
Η δεύτερη περίπτωση που μελετήθηκε αφορά σε επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης συνολικού υετού 45 mm, που σημειώθηκε στην περιοχή της Σπάρτης κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ της 20-08-1992 08:00 ώρα Ελλάδος και της 20-08-1992 20:00 ώρα Ελλάδος, σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη. Το επεισόδιο αυτό είναι το τρίτο κατά σειρά από τα τέσσερα που μελετώνται όσον αφορά στο συνολικό υετό.

4.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης στις 20-08-1992.

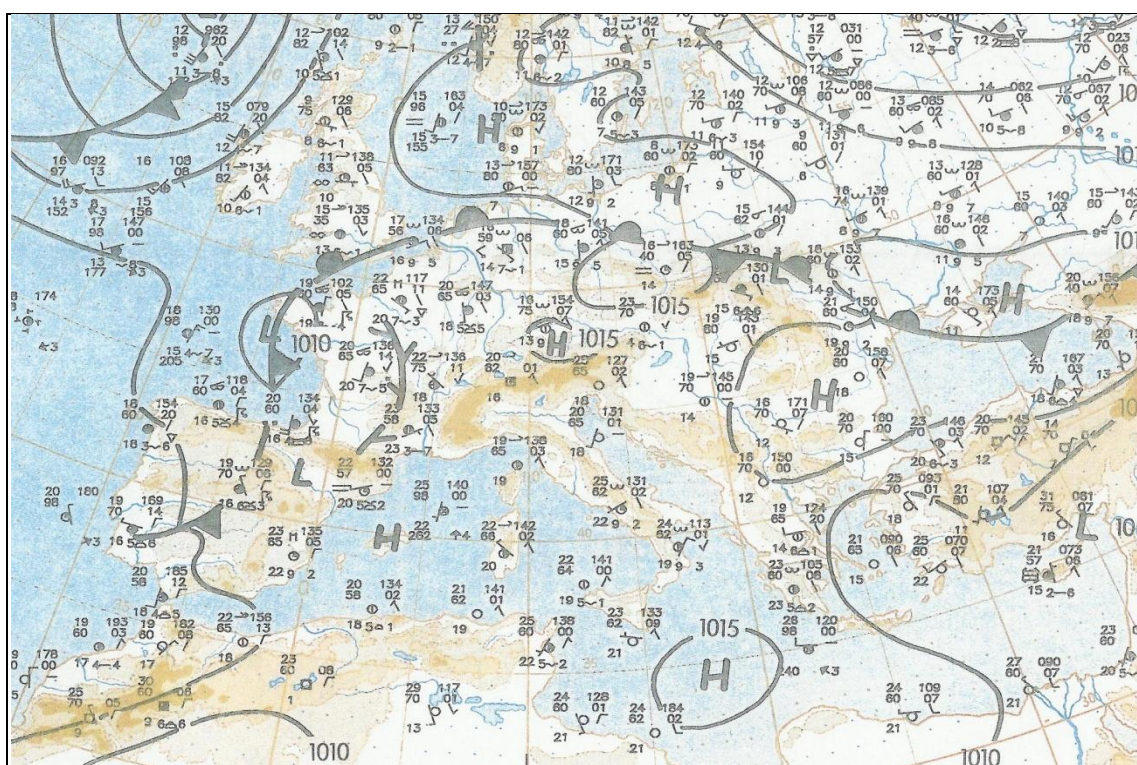
Από τη μελέτη των συνοπτικών χαρτών του Ευρωπαϊκού χώρου για τα επίπεδα των 700 hPa (Χάρτες 4.3 και 4.4) και των 850 hPa (Χάρτης 4.5), μπορούμε να διακρίνουμε ήδη από τις 18-08 μια σχετικά ψυχρή αέρια μάζα, η οποία έχει επεκταθεί από την Κεντρική Ευρώπη προς τα Βαλκάνια και την Ελλάδα, καθώς και στο Λυβικό Πέλαγος. Επιπλέον, στους χάρτες των 300 hPa φαίνεται μία trough να πλησιάζει τη χώρα μας μετά τις 18-08 (Χάρτης 4.11) από τα δυτικά - νοτιοδυτικά. Η συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση με την trough να πλησιάζει από τα δυτικά - νοτιοδυτικά θεωρείται αρκετά σπάνια για την περιοχή τη θερινή περίοδο.

4.2. Χάρτες επιφανείας τις 19-08-1992 00 UTC και τις 20-08-1992 00 UTC.

Στους χάρτες επιφανείας για τις 19-08 00 UTC και 20-08 00 UTC, δε διακρίνεται κάποιο βαρομετρικό χαμηλό ή μέτωπο να διέρχεται από την περιοχή της Ελλάδας, ούτε παρουσιάζεται κάποια αξιόλογη ανωμαλία στο πεδίο της βαρομετρικής πίεσης. Μόνο στη βόρεια Ελλάδα παρατηρείται μια σχετική πύκνωση των ισοβαρών καμπύλων, που οφείλεται κυρίως στο ότι η περιοχή βρίσκεται μεταξύ ενός αντικυκλώνα στα Βαλκάνια και του θερμού εποχικού βαρομετρικού χαμηλού της Κύπρου (Χάρτες 4.1 και 4.2).



Χάρτης 4.1. Χάρτης επιφανείας για τις 19-08-1992 00 UTC (European Meteorological Bulletin).



Χάρτης 4.2. Χάρτης επιφανείας για την 20-08-1992 00 UTC (European Meteorological Bulletin).

4.3. Λίμνη ψυχρού αέρα και μεταφορά θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa στις 20-08-1992.

Από τις 18-08, αλλά κυρίως στις 19-08 στις 12 UTC, η ψυχρή αέρια μάζα στην ευρύτερη περιοχή της Σικελίας φαίνεται να επεκτείνεται προς τα ανατολικά - βορειοανατολικά και μέχρι τις 20-08 στις 12:00 UTC έχει ήδη σχηματίσει λίμνη ψυχρού αέρα στα 700 hPa, πάνω από τη δυτική και νοτιοδυτική Ελλάδα με ελάχιστες θερμοκρασίες κοντά στους 6 °C. Αξιοσημείωτο είναι ότι η περιοχή ενδιαφέροντός μας, η Σπάρτη, βρίσκεται μέσα στην περιοχή της σχετικά ψυχρής λίμνης στα 700 hPa, κατά το χρονικό διάστημα στο οποίο σημειώθηκαν τα έντονα φαινόμενα (Χάρτες 4.3 και 4.8). Λόγω έλλειψης συνοπτικών χαρτών 700 hPa για χάραξη ισοθέρμων για τις ώρες 00 UTC και 06 UTC, χρησιμοποιήθηκαν συνοπτικοί χάρτες από το Wetter3.de.

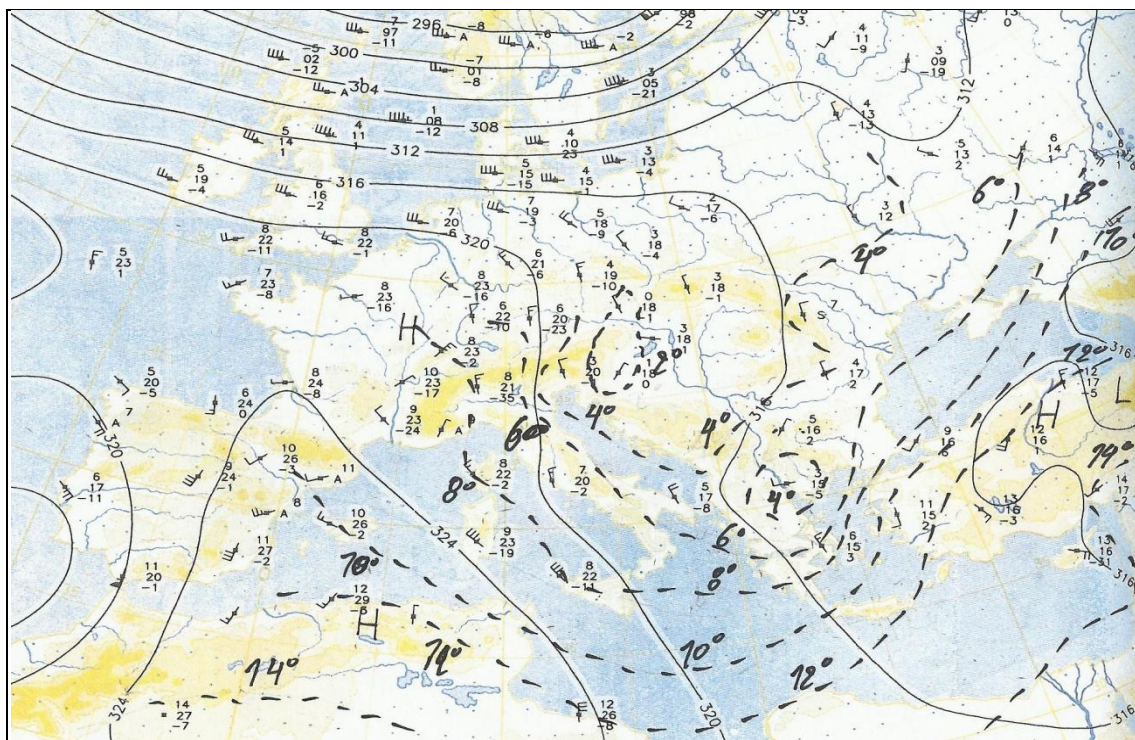
Ακόμα, η πτώση του ελάχιστου γεωδυναμικού ύψους από 3160 gpm της ισοϋψούς της 19-08 12 UTC σε 3120 gpm στις 20-08 12 UTC πάνω από την Πελοπόννησο στο χάρτη των 700 hPa, μας πληροφορεί για τη μετακίνηση του βαρομετρικού χαμηλού προς την περιοχή μας, αλλά και για τη σταδιακή βάθυνση του, καθώς στις 19-08 12 UTC δεν υπήρχε χαραγμένη η ισοϋψής των 3120 gpm στην ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Αυτό μπορεί να οφείλεται εν μέρει στην πτώση της θερμοκρασίας στο κέντρο του βαρομετρικού χαμηλού, όπως αναφέρθηκε παραπάνω αλλά και σε θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού κυρίως σε ανώτερα ισοβαρικά επίπεδα, η οποία θα αναλυθεί στο Κεφάλαιο 4.11.

Για τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

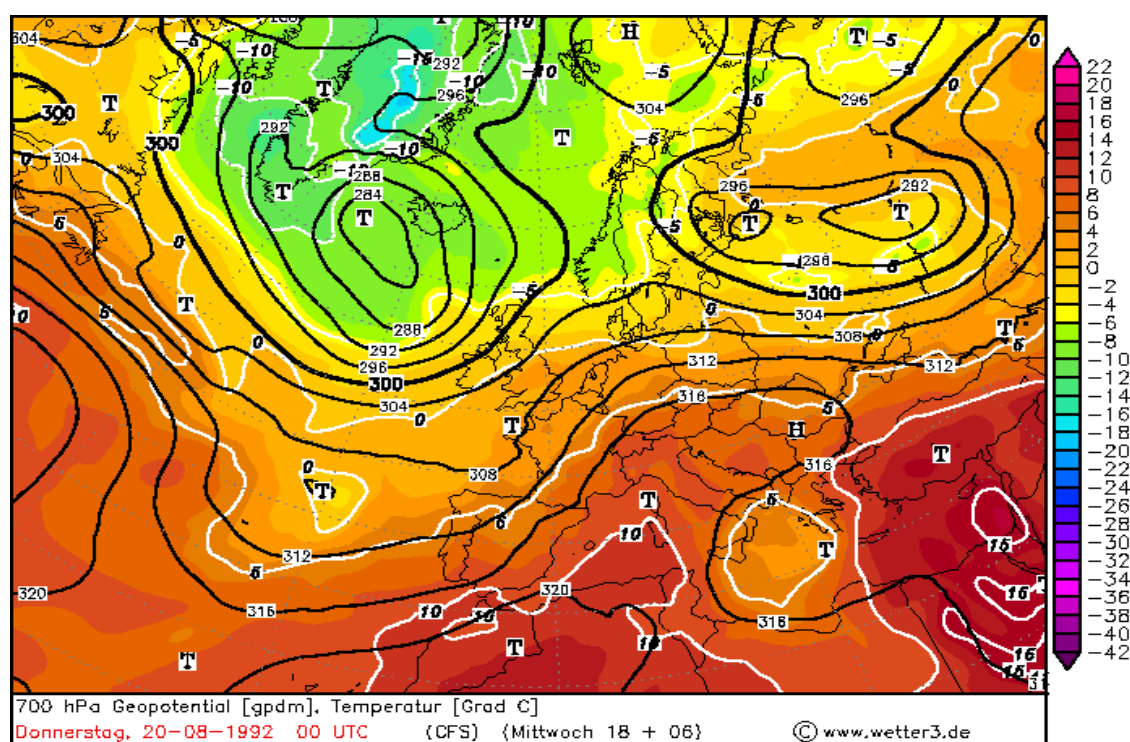
Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11⁰ γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30⁰ γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32⁰ γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43⁰ γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1⁰, καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa.

Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, οι τιμές της θερμοκρασίας καθώς και του γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού μεταφοράς θερμοκρασίας. Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις αντίστοιχες ώρες με την πιο έντονη ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης.

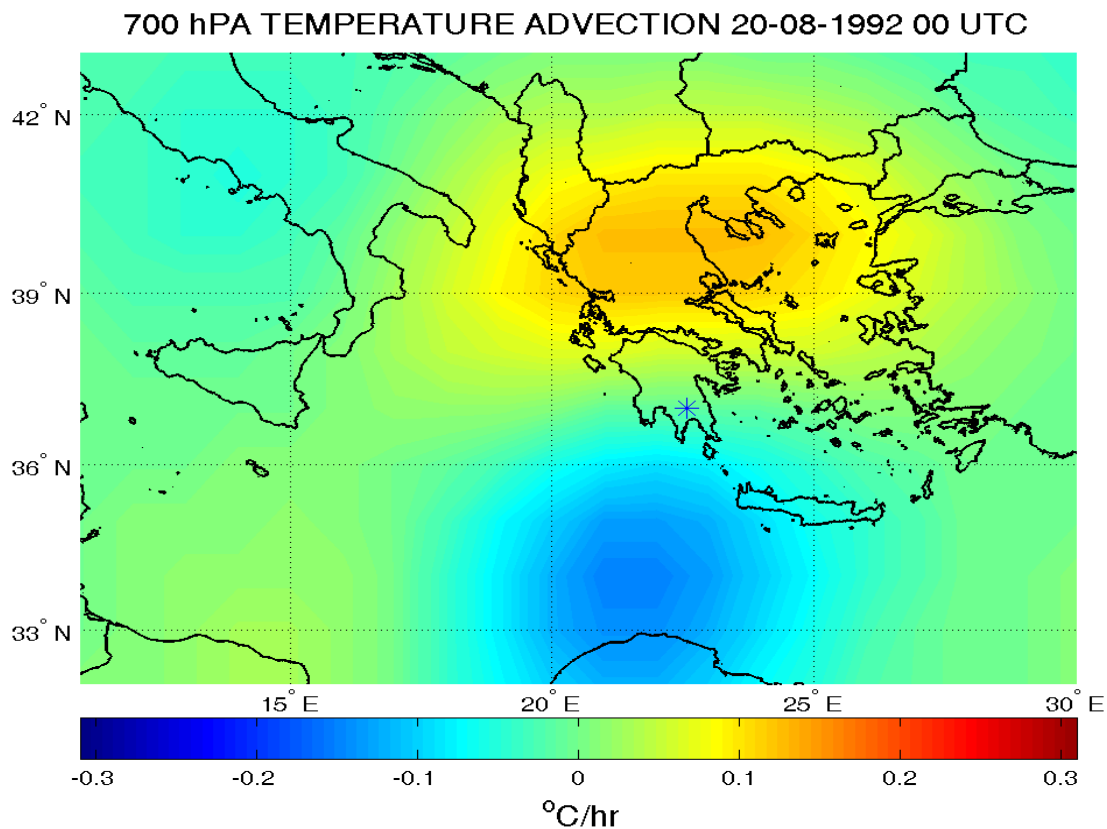
Ο υπολογισμός της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa μας δείχνει ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης με τιμές περίπου -0,2 °C/hr στις 20-08 από τις 00 UTC έως τις 12 UTC (Χάρτες 4.5, 4.7 και 4.9). Το κέντρο της μέγιστης ψυχρής μεταφοράς εντοπίζεται νοτιότερα με τιμές περίπου -0,3 °C/hr. Η ψυχρή μεταφορά στα 700 hPa ευνοήσε το σχηματισμό αστάθειας στην περιοχή της Σπάρτης και στη δημιουργία ισχυρής βροχόπτωσης στις 20-08.



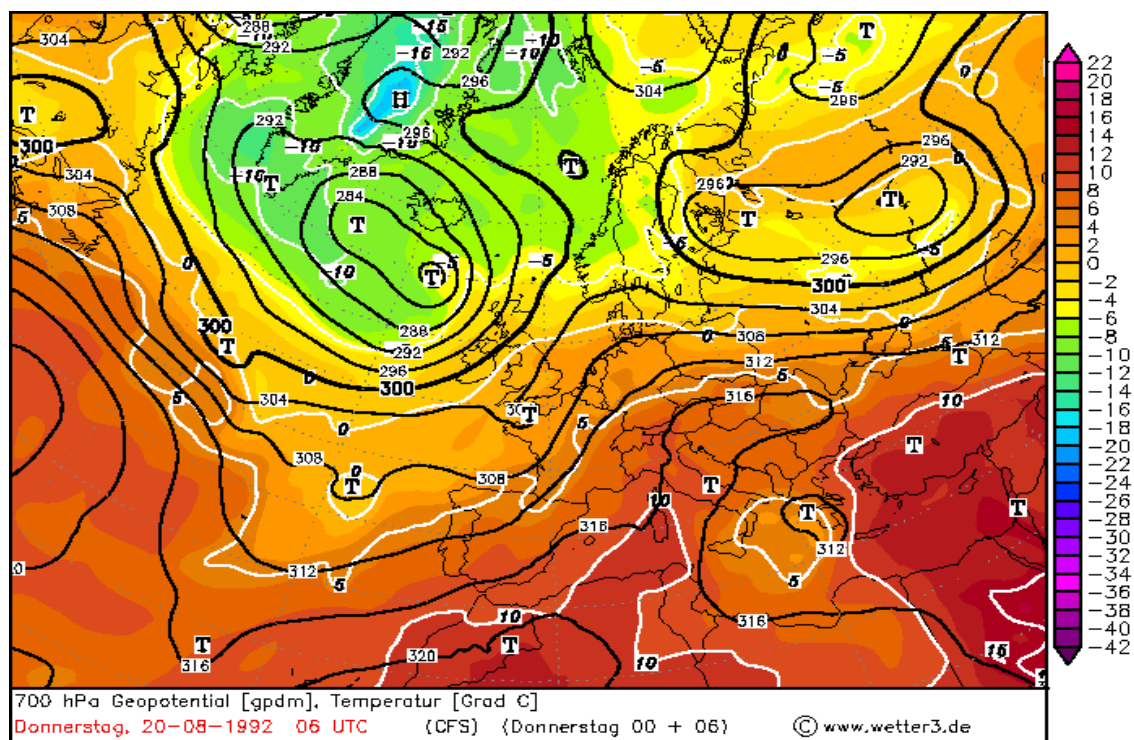
Χάρτης 4.3. Χάρτης 700 hPa για τις 19-08-1992 12 UTC (European Meteorological Bulletin).



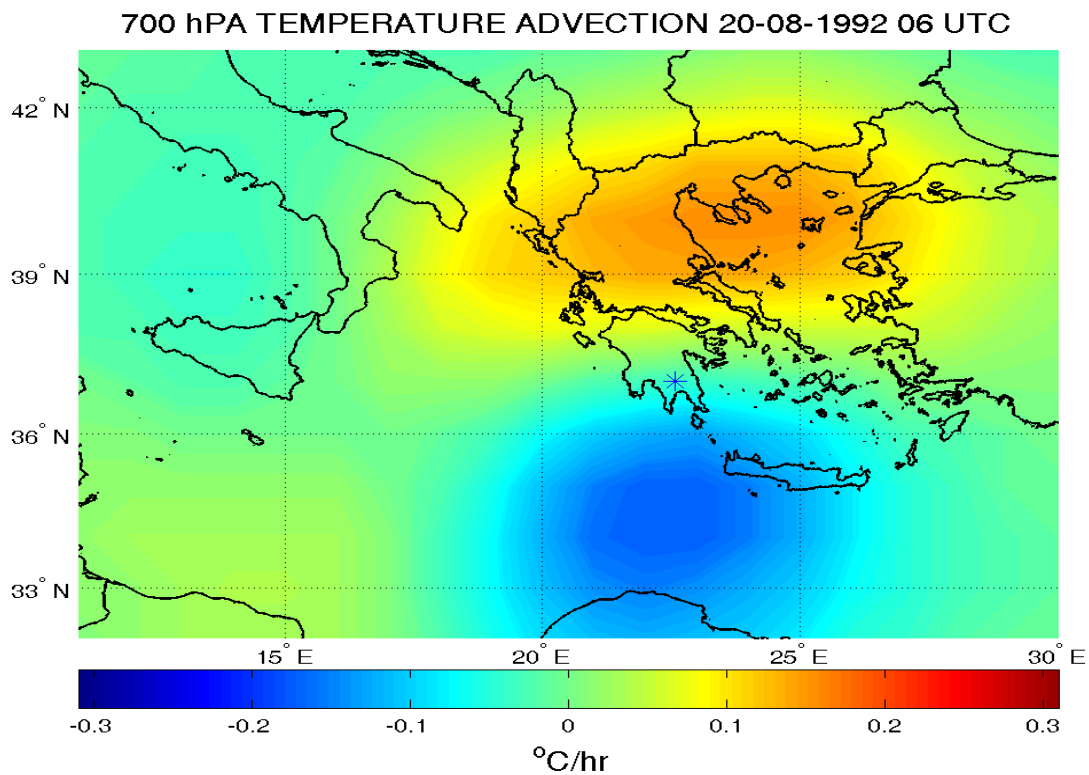
Χάρτης 4.4. Χάρτης 700 hPa για τις 20-08-1992 00 UTC (Wetter.de).



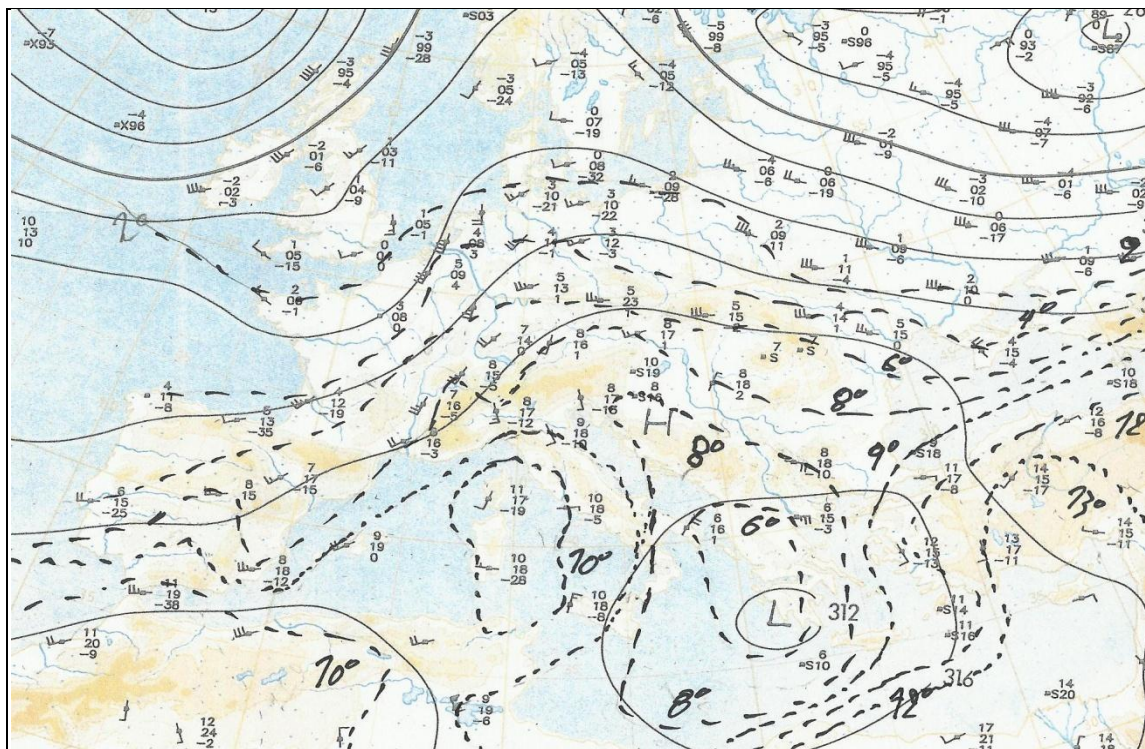
Χάρτης 4.5. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 20-08-1992 00 UTC.



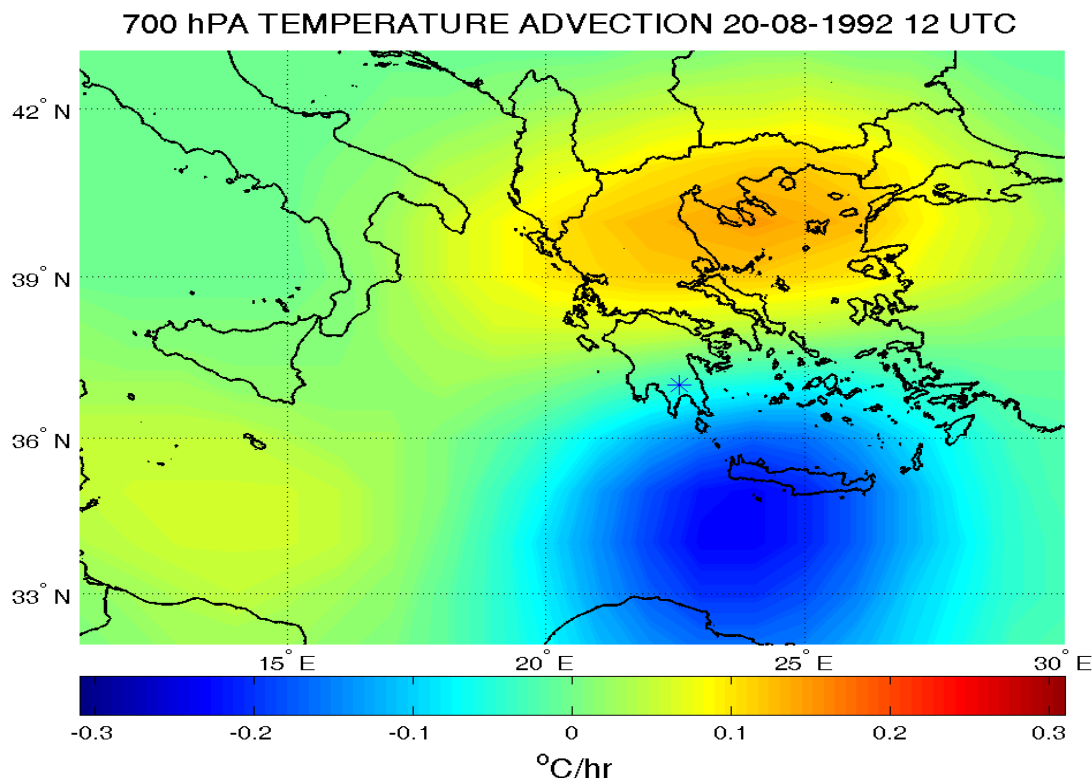
Χάρτης 4.6. Χάρτης 700 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC (Wetter.de).



Χάρτης 4.7. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC.



Χάρτης 4.8. Χάρτης 700 hPa για τις 20-08-1992 12 UTC (European Meteorological Bulletin).

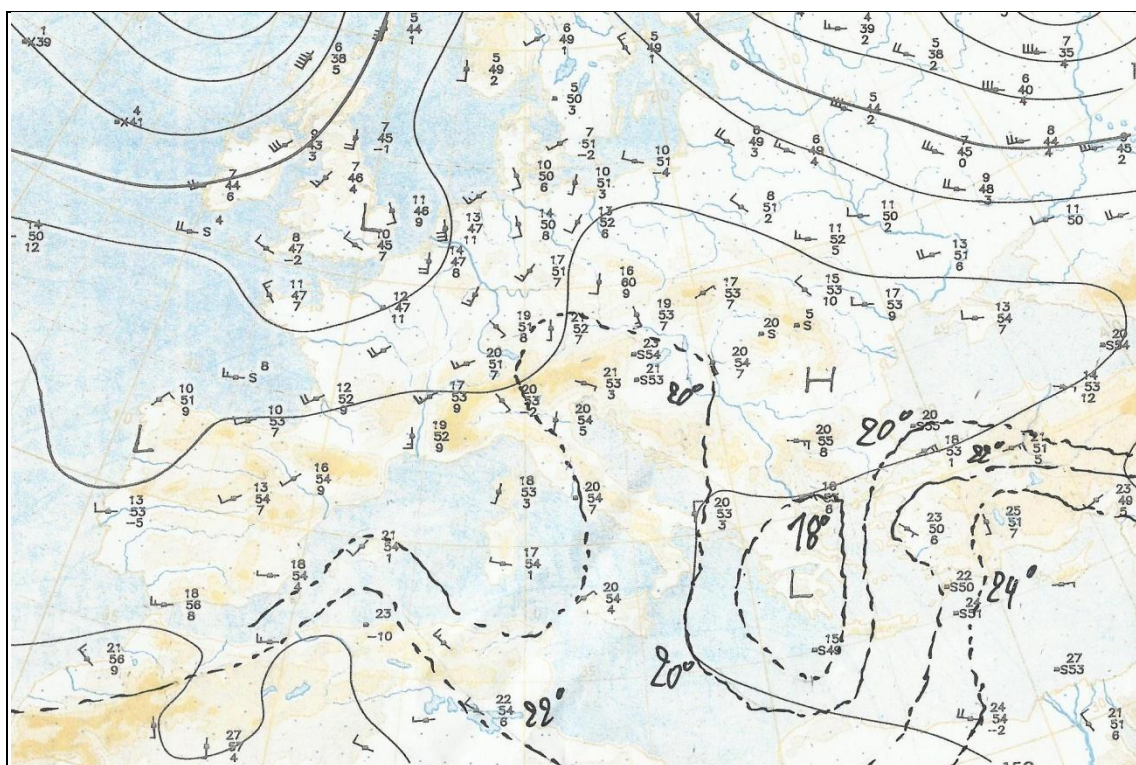


Χάρτης 4.9. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 20-08-1992 12 UTC.

4.4. Σχετικά ψυχρή αέρια μάζα στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 20-08-1992.

Στο επίπεδο των 850 hPa μπορούμε να παρατηρήσουμε μια σταδιακή μείωση της θερμοκρασίας ήδη από τις 18-08, που όμως είναι σαφώς μικρότερη σε σχέση με την αντίστοιχη μείωση στο επίπεδο των 700 hPa. Όμως ο χάρτης των 850 hPa για τις 20-08 12 UTC, μας πληροφορεί για την ύπαρξη μιας καλοσχηματισμένης σχετικά ψυχρής περιοχής πάνω από την κεντρική Ελλάδα και την Πελοπόννησο (Χάρτης 4.10). Η ύπαρξη ψυχρού αέρα στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας ευνοεί την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας, που είναι σημαντικός παράγοντας για τη δημιουργία ισχυρών βροχοπτώσεων κατά τη θερινή περίοδο. Η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας θα μελετηθεί στο Κεφάλαιο 4.6.

Επιπλέον, πάνω από την Πελοπόννησο παρατηρούνται μικρότερες τιμές γεωδυναμικό ύψος απ' ό,τι σε γειτονικές περιοχές, μικρότερες από 1520 gpm. Ο σχηματισμός της trough λοιπόν μπορεί να φανεί έστω και με δυσκολία ακόμα και από το επίπεδο των 850 hPa. Η μελέτη της trough και των χαρακτηριστικών της θα γίνει στο επίπεδο των 300 hPa στο Κεφάλαιο 4.9.



Χάρτης 4.10. Χάρτης 850 hPa για τις 20-08-1992 12 UTC. (European Meteorological Bulletin)

4.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 18-08-1992 00 UTC έως τις 21-08-1992 12 UTC.

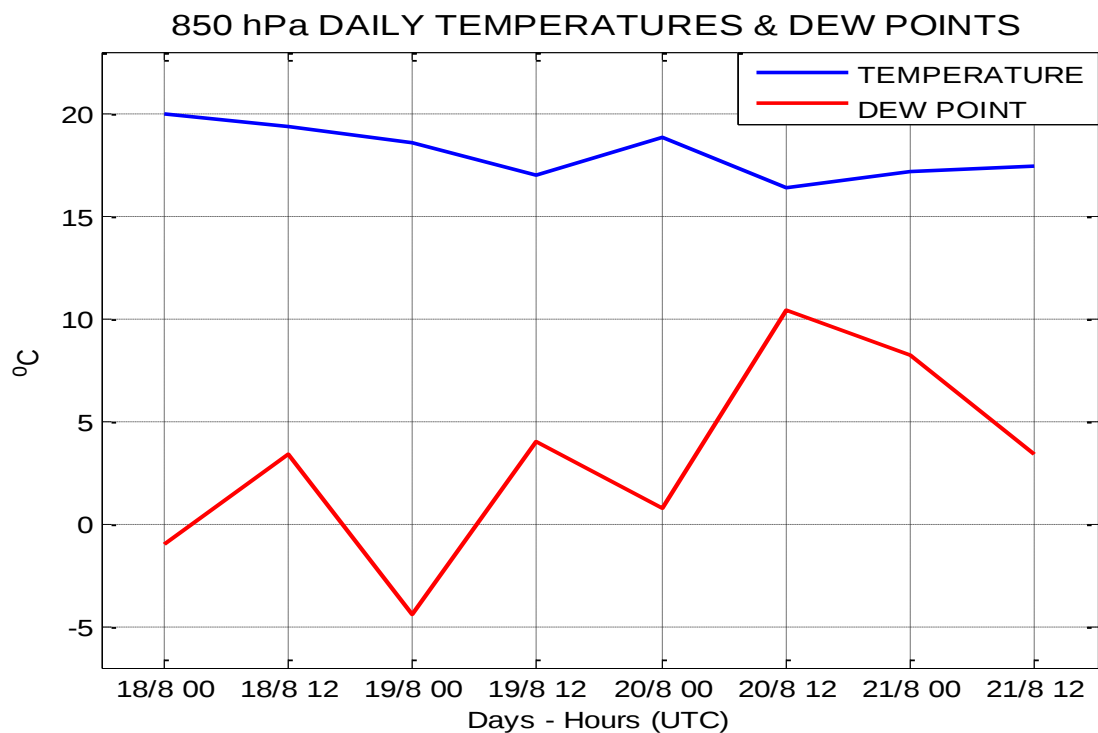
Η χρονική κατανομή της θερμοκρασίας στα 850 hPa (Σχήμα 4.1), μας πληροφορεί για πτώση της θερμοκρασίας από τις 18-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC. Η πτώση της θερμοκρασίας φαίνεται εντονότερα στην αντίστοιχη χρονική κατανομή στο επίπεδο των 700 hPa (Σχήμα 4.1), κυρίως στο διάστημα μεταξύ της 19-08 12 UTC και της 21-08 00 UTC.

Αυτή η πτώση της θερμοκρασίας οφείλεται στη μεταφορά ψυχρότερων αερίων μαζών από την ευρύτερη περιοχή της Σικελίας προς τη χώρα μας, η οποία μάλιστα ήταν εντονότερη στα δυτικότερα τμήματα.

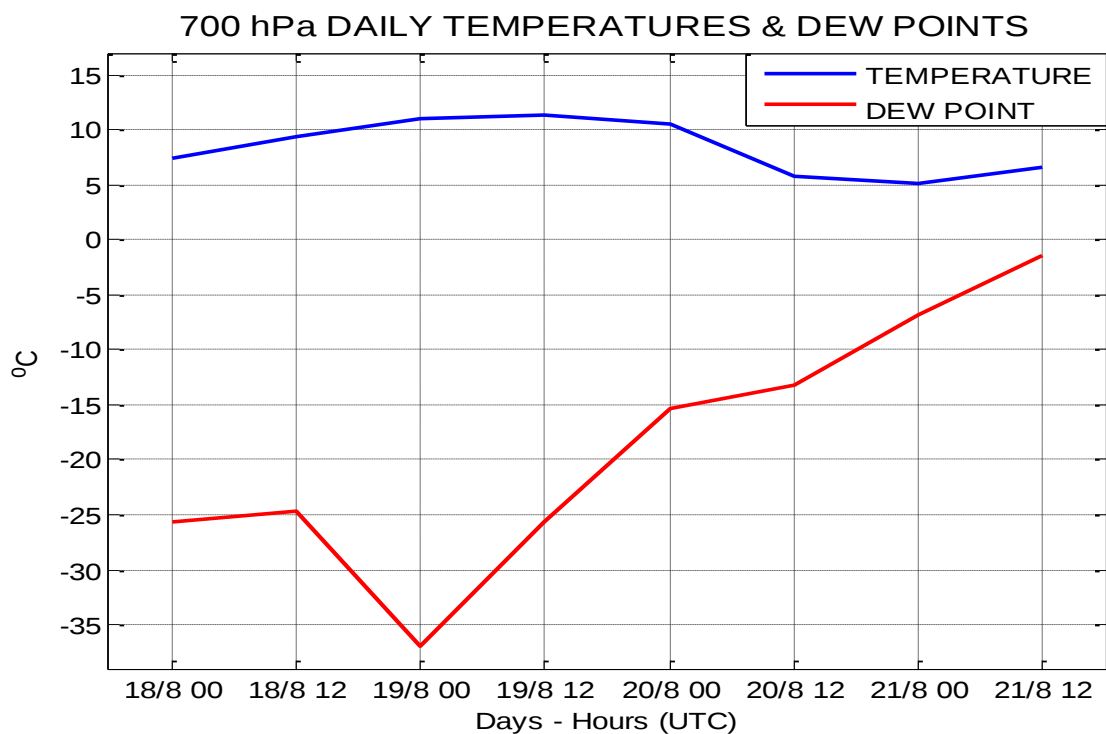
Επιπλέον, η αέρια μάζα δε φαίνεται να βρισκόταν κοντά στον κορεσμό όπως φαίνεται από τη διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa από τις 18-08 12 UTC έως τις 21-08 12 UTC. Παρόλο που με την πάροδο του χρόνου κυρίως μετά τις 19-08 12 UTC η θερμοκρασία δρόσου γενικώς αυξάνεται και στο επίπεδο των 850 hPa και στο επίπεδο των 700 hPa, η διαφορά της φθάνει στους 6 °C στα 850 hPa, αλλά παραμένει μεγαλύτερη από 4 °C, διαφορά η οποία θα συνεπάγονταν σίγουρα νεφοσκεπή ουρανό.

Εντούτοις, τα στοιχεία από τις ραδιοβολίσσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι από το Ελληνικό της Αθήνας, όπου δε σημειώθηκαν φαινόμενα και επιπλέον όπως ήδη έχει αναφερθεί η trough με την ψυχρή λίμνη αέρα επηρέασε κυρίως τα δυτικά και νοτιοδυτικά της χώρας μας, όπου βρίσκεται και η περιοχή της Σπάρτης τουλάχιστον

έως τις 20-08 12 UTC. Επιπλέον, τα επεισόδια ισχυρών βροχοπτώσεων τη θερινή περίοδο που μελετώνται έχουν γενικώς μικρή χωρική και χρονική κλίμακα, γεγονός που καθιστά τη διαφορά θερμοκρασίας και θερμοκρασίας δρόσου σε κάποιες περιπτώσεις ανεπαρκή δείκτη για την ύπαρξη νέφωσης στην περιοχή των έντονων φαινομένων, όμως δίνει μια γενική εικόνα για τη σχετική υγρασία της αέριας μάζας. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίστεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 4.1. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa από τις 18-08 00 UTC έως τις 21-08 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.



Σχήμα 4.2. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 700 hPa από τις 18-08 00 UTC έως τις 21-08 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

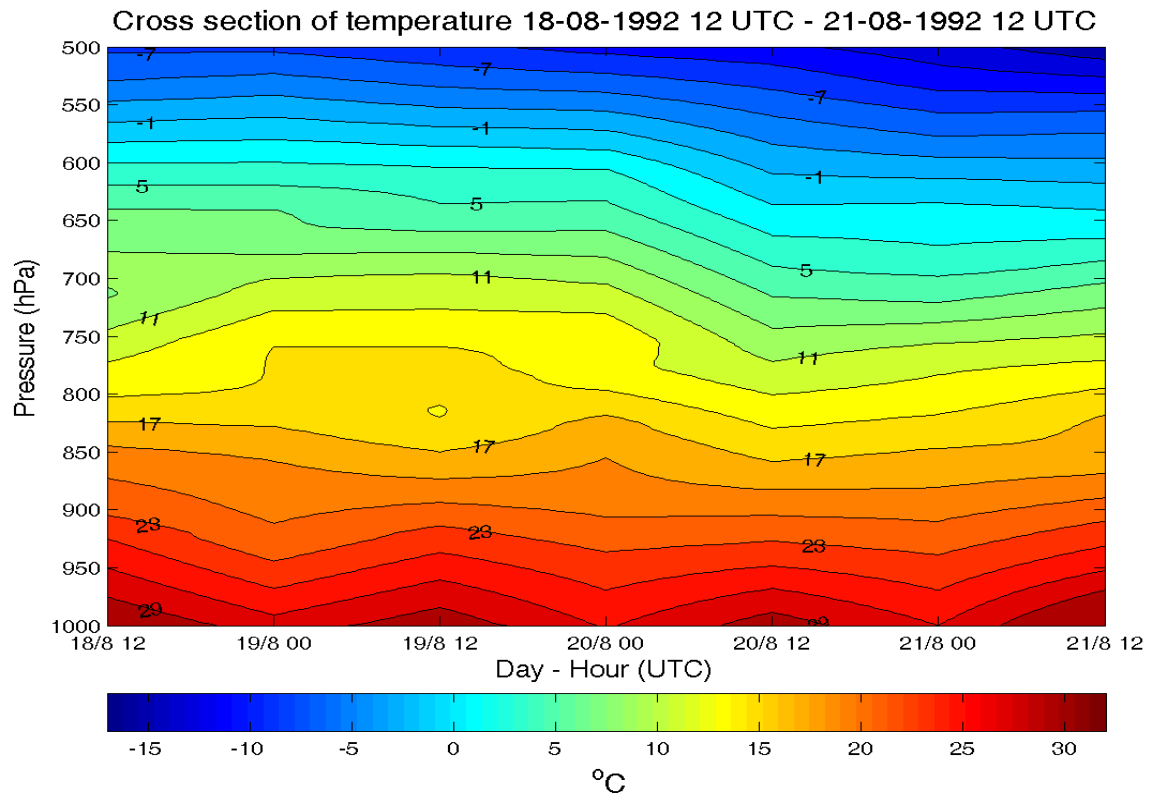
4.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας.

Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας (Σχήμα 4.3) και της δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 4.4) απεικονίζονται σε συνάρτηση με την πίεση σύμφωνα με ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού.

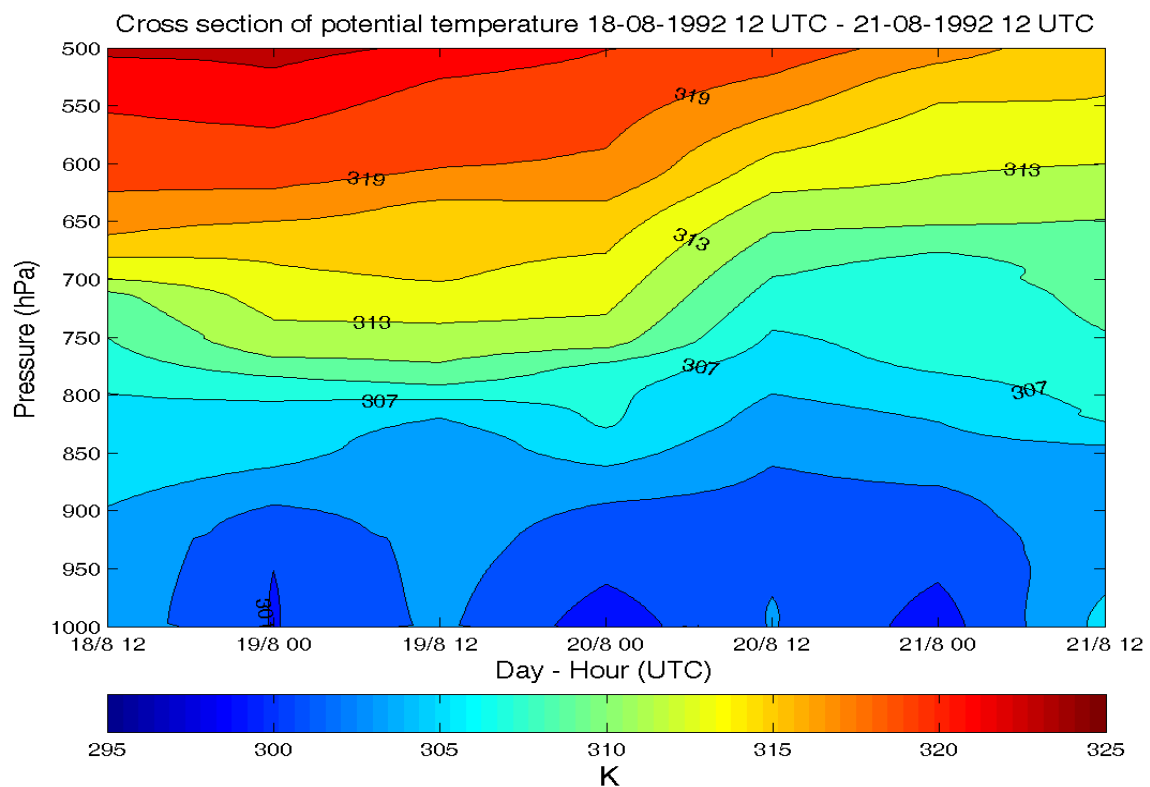
Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας από τις 18-08 12 UTC έως τις 21-08 12 UTC ανά 12 ώρες, μας δείχνει αξιόλογη πτώση της θερμοκρασίας κυρίως στην περιοχή μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων των 850 hPa και των 500 hPa στο 12ωρο από τις 20-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC.

Η μεταβολή αυτή συνέβη αρκετά γρήγορα και φαίνεται να είναι εντονότερη κοντά στο επίπεδο των 700 hPa. Η γρήγορη πτώση της θερμοκρασίας πριν το μεσημέρι της 20-08 σε συνδυασμό με την υψηλή θερμοκρασία του εδάφους αποτελούν κατάλληλες συνθήκες για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας (Κεφάλαιο 4.6).

Παράλληλα στο διάγραμμα που αναπαριστά την κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας, φαίνεται κατακόρυφη μετακίνηση των περιοχών που παρουσιάζονται μικρές τιμές δυνητικής θερμοκρασίας, μετά τις 20-08 00 UTC. Η μορφή αυτή σημαίνει ότι για ένα συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο, η θερμοκρασία μειώνεται με την πάροδο του χρόνου, λόγω μεταφοράς ψυχρότερων αερίων μαζών από γειτονικές περιοχές, που στην περίπτωση μας είναι τα πολύ δυτικά της χώρας μας. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 4.3. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας από τις 18-08-1992 12 UTC έως τις 21-08-1992 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

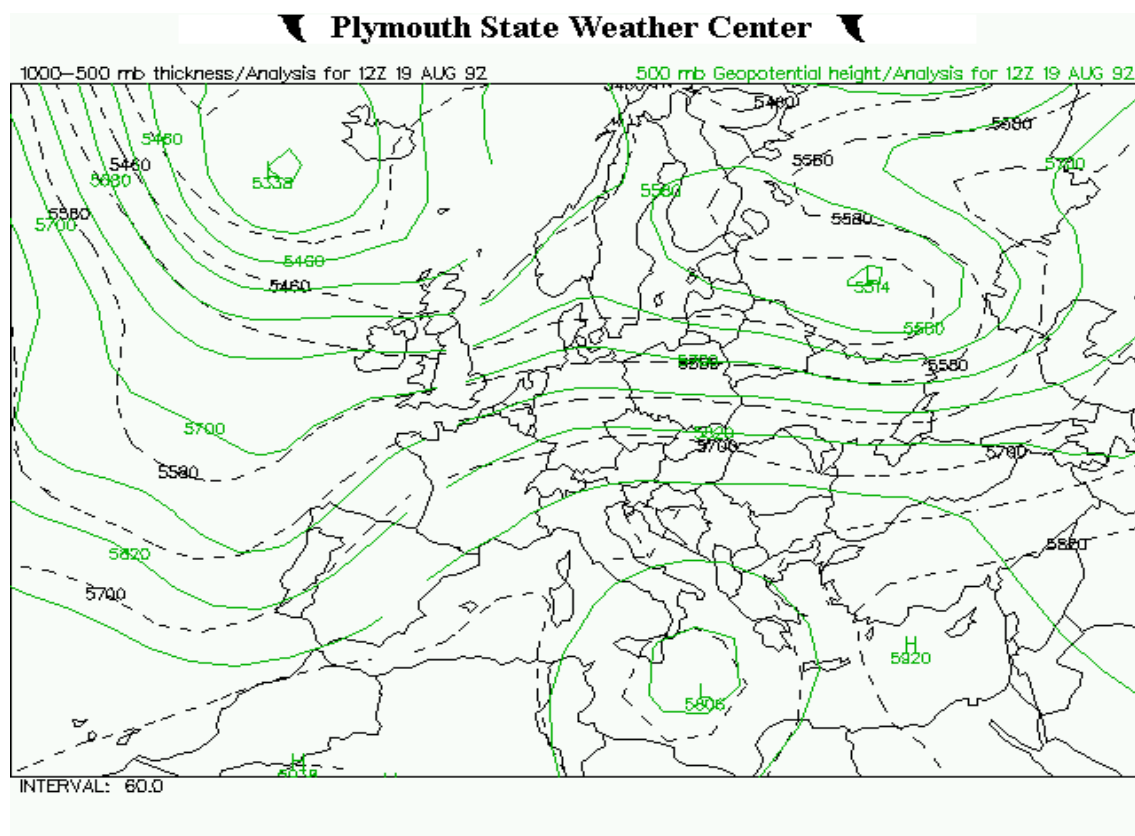


Σχήμα 4.4. Κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας από τις 18-08-1992 12 UTC έως τις 21-08-1992 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

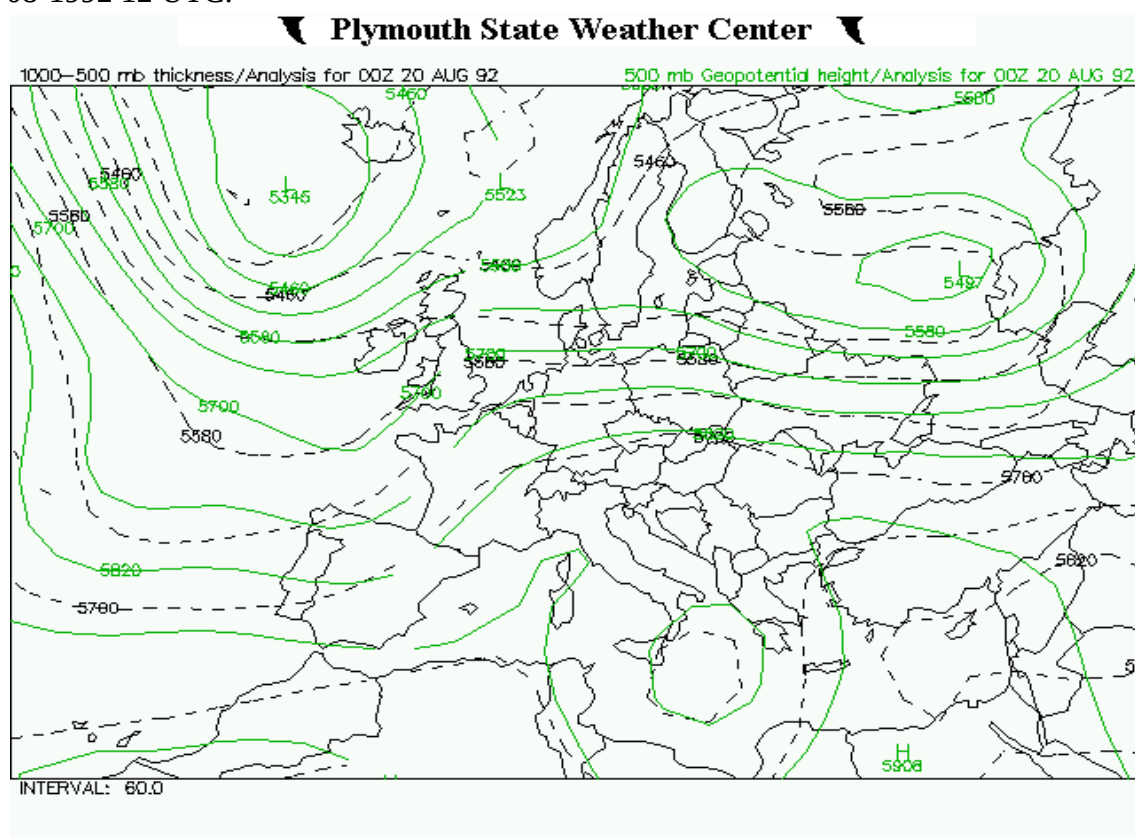
4.7. Ενίσχυση της trough στα 500 hPa λόγω αρνητικής μεταφοράς πάχους του στρώματος μεταξύ των 500 και των 1000 hPa.

Η λίμνη ψυχρού αέρα, η οποία ευθύνεται για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή της Σπάρτης, εκτός από το επίπεδο των 700 hPa, φαίνεται και στο χάρτη ισοπαχών μεταξύ των επιπέδων 500 hPa και 1000 hPa. Στο χάρτη ισοπαχών για τις 19-08 και ώρα 12 UTC (Χάρτης 4.11) εντοπίζεται εκτεταμένη trough ισοπαχών στα νοτιοδυτικά της με ανατολική - βορειοανατολική μετακίνηση στις 20-08 00 UTC και 12 UTC.

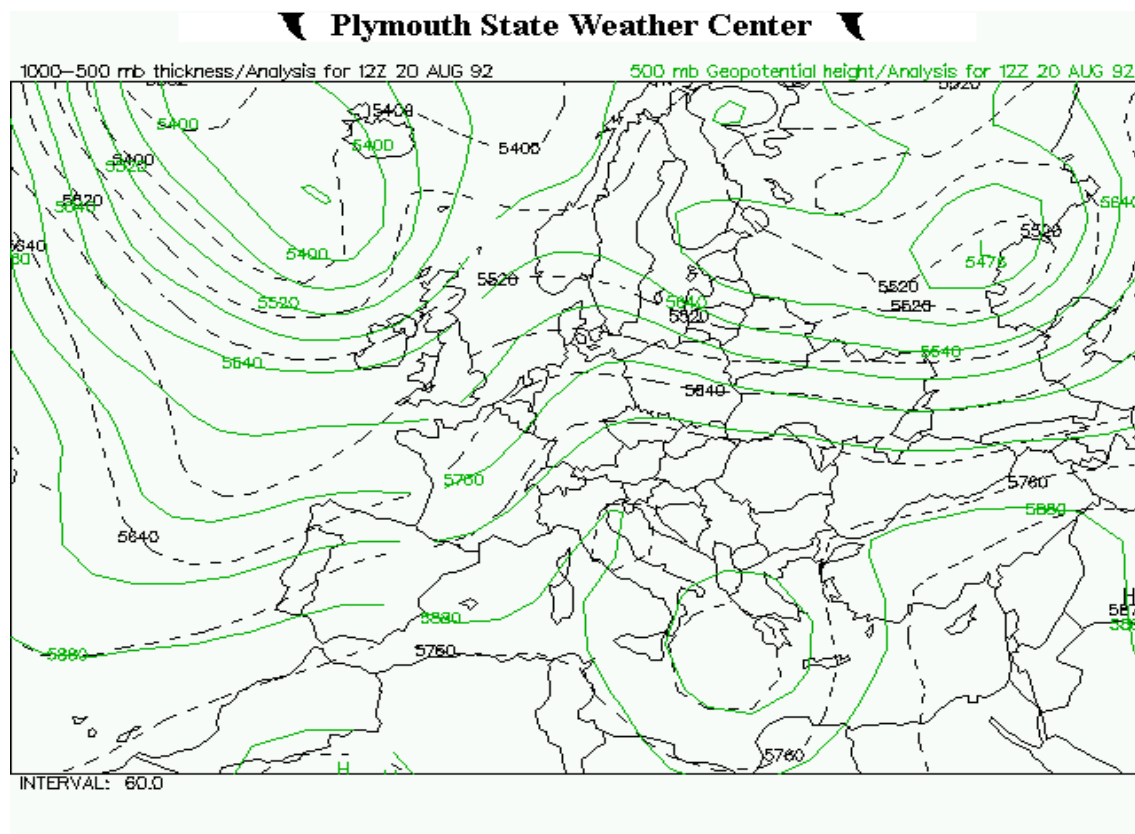
Η διαφορά φάσης που παρατηρείται μεταξύ της trough ισοπαχών 500/1000 hPa και της trough στα 500 hPa, ενισχύει την τελευταία πάνω από τη χώρα μας στις 20-08, λόγω αρνητικής μεταφοράς πάχους του στρώματος μεταξύ των 500 hPa και των 1000 hPa (Χάρτες 4.12 και 4.13).



Χάρτης 4.11. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 19-08-1992 12 UTC.



Χάρτης 4.12. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 20-08-1992 00 UTC.



Χάρτης 4.13. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 20-08-1992 12 UTC.

Όλες οι παραπάνω αναπαραστάσεις της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με τους συνοπτικούς χάρτες των 700 hPa, των 850 hPa και των ισοπαχών μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa, μας πληροφορούν για ψυχρή μεταφορά στην περιοχή μας πριν σημειωθούν τα έντονα φαινόμενα. Η ψυχρή μεταφορά συνεπάγεται ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή πριν εκδηλωθούν τα φαινόμενα.

Ο παράγοντας με τον οποίο μελετήθηκε η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και της νότιας Ελλάδας σύμφωνα με στοιχεία από τις ραδιοβολίσσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού ήταν η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e .

4.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e .

Η παρουσία ψυχρού αέρα κυρίως στο στρώμα μεταξύ των επιπέδων των 850 hPa και των 500 hPa πάνω από την περιοχή της Σπάρτης και μάλιστα σε μέρα θερινής περιόδου, που υπάρχει θέρμανση από το έδαφος των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας, προκάλεσε έντονη δυναμική αστάθεια.

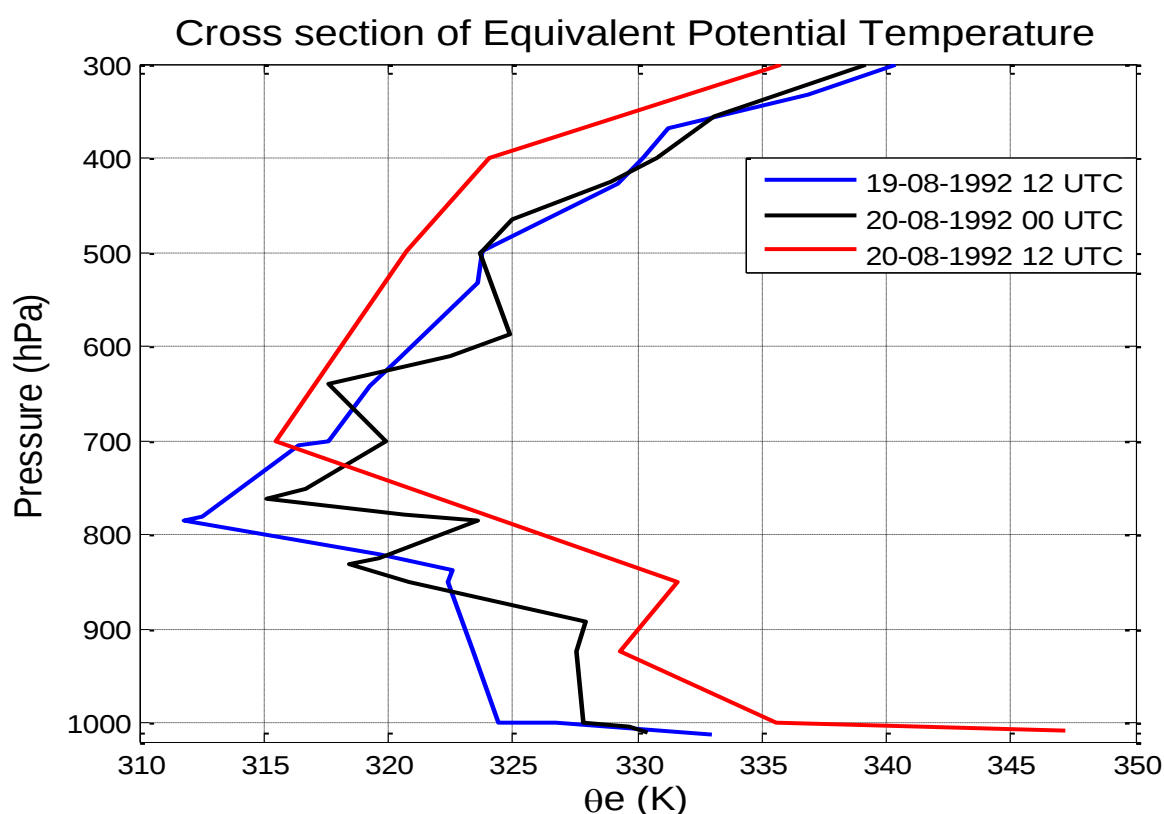
Ισχυρό ρόλο στην περιοχή παίζει η ορογραφία, καθώς η Σπάρτη βρίσκεται ανάμεσα στις οροσειρές του Ταυγέτου (2407μ) και του Πάρνωνα (1935μ). Τα υψηλά όρη λειτουργούν ως αναστολείς της ατμοσφαιρικής ροής, εντείνουν το σχηματισμό ορογραφικών κυμάτων και τροφοδοτούν με θερμότητα στρώματα της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πιο ψηλά (Braham and Draginis 1960).

Η αναγκαία προϋπόθεση για να έχουμε δυναμική αστάθεια σύμφωνα με τη θεωρία είναι η πτώση της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας με το ύψος κυρίως μέχρι το επίπεδο των 700 hPa. Γενικότερα θα πρέπει να ισχύει ότι:

$$\frac{d\theta_e}{dz} < 0 \quad \text{ή} \quad \frac{d\theta_e}{dp} > 0$$

Από την κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας (Σχήμα 5), φαίνεται η αύξηση της δυναμικής αστάθειας με το πέρασμα του χρόνου πριν εκδηλωθούν τα φαινόμενα, με αποκορύφωμα στις 20-08 12 UTC, που η μείωσή της από τα 1000 hPa έως τα 700 hPa έφτασε τους 20 K.

Το σημαντικότερο στο παρακάτω διάγραμμα της θ_e είναι το ύψος μέχρι το οποίο φθάνει η πτώση της θ_e , δηλαδή μέχρι τα 700 hPa στη συγκεκριμένη περίπτωση. Σύμφωνα με τη θεωρία το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης από άποψη δυναμικής αστάθειας κατατάσσεται στην τρίτη κατηγορία των ισχυρών επεισοδίων βροχόπτωσης (Dale L. Johnson et al 1982). Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσξεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.

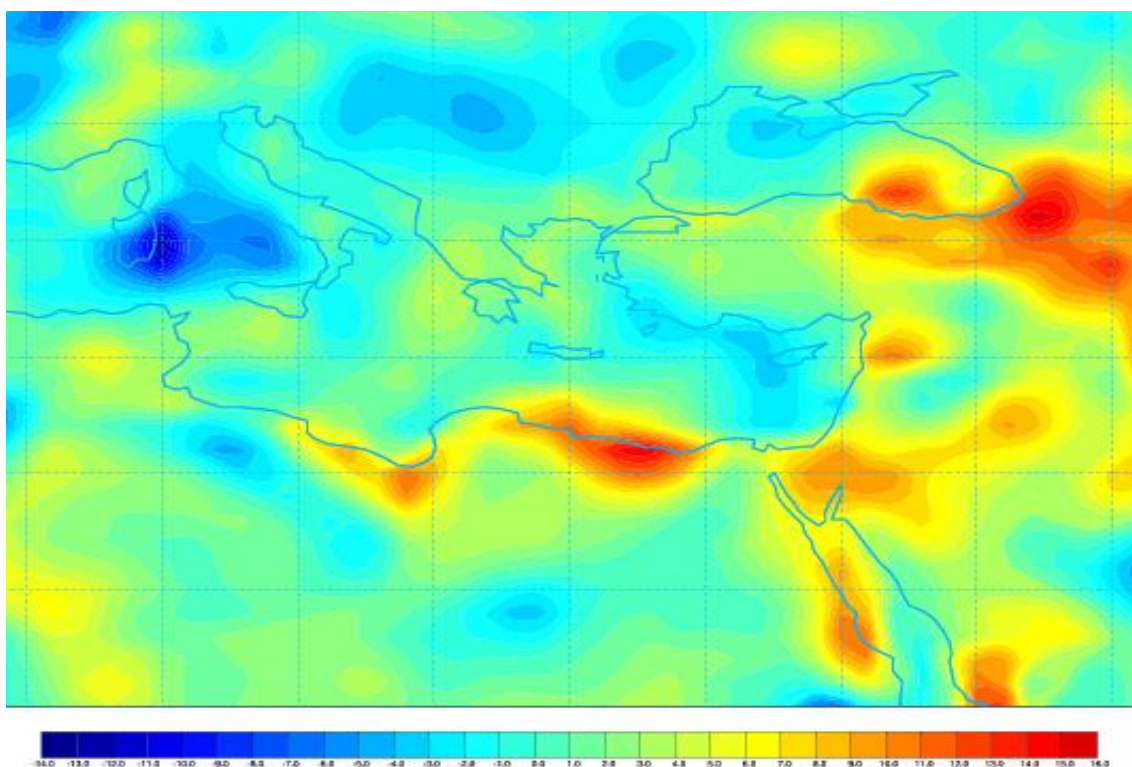


Σχήμα 5. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας θ_e για την 19-08 12 UTC, τις 20-08 00 UTC και τις 20-08 12 UTC του 1992.

4.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 20-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC του 1992.

Για την ισχυρή βροχόπτωση, η οποία σημειώθηκε στις 20-08-1992, υπολογίστηκε η μεταβολή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e μέσα στο 12ωρο πριν το επεισόδιο, από τις 20-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC, με τη βοήθεια ενός αλγορίθμου και δεδομένων από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Η χωρική κατανομή της θ_e μας πληροφορεί για αύξηση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας στα 850 hPa κατά περίπου 3-4 K στην περιοχή της Σπάρτης, μεταβολή η οποία ενισχύει τη δυναμική αστάθεια στην περιοχή και συμφωνεί με το σχήμα 3.6, που αναφέρεται στην κατακόρυφη κατανομή της θ_e σύμφωνα με τις ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού.

Είναι σημαντικό το γεγονός ότι υπάρχει συμφωνία των δύο κατανομών στα 850 hPa, γιατί είναι καθοριστικό ισοβαρικό επίπεδο για τη θερμοϋγρομετρική κατανομή και τη δυναμική αστάθεια της ατμόσφαιρας και επιπλέον απουσία ραδιοβολίσεων στη Σπάρτη, δείχνει ότι υπήρχε δυναμική αστάθεια και στο Ελληνικό και στη Σπάρτη στο χρονικό διάστημα πριν ξεκινήσουν τα φαινόμενα.



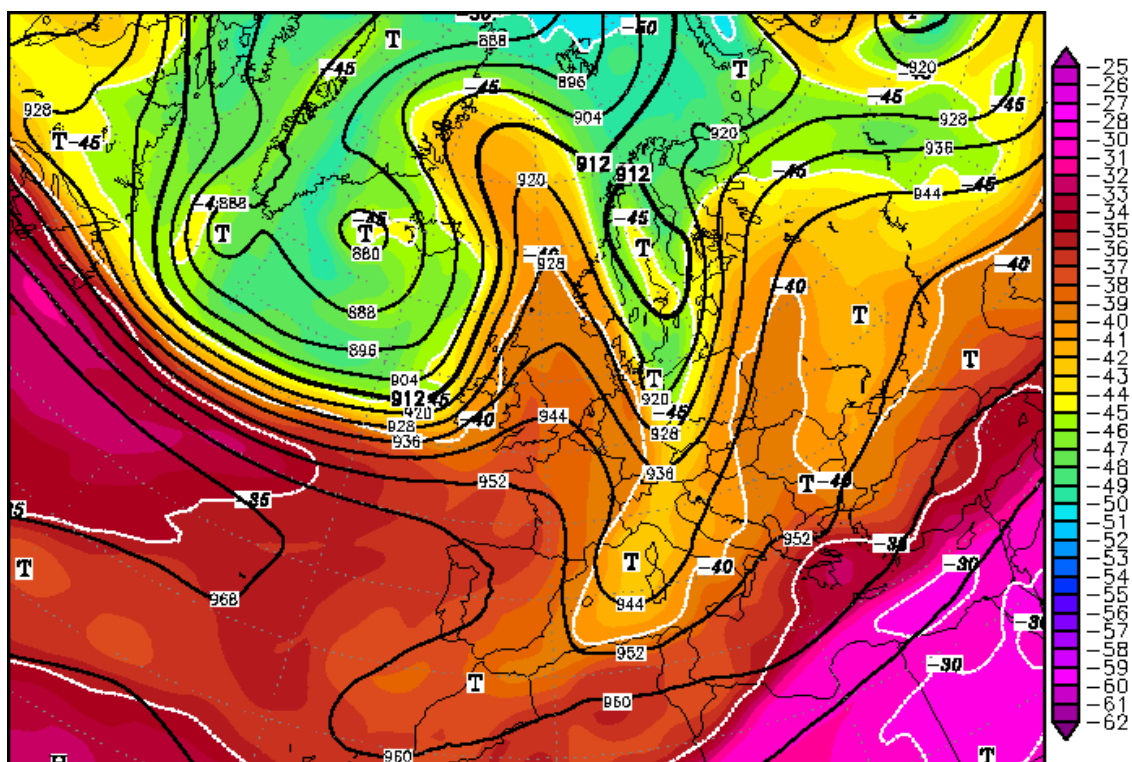
Χάρτης 3.27. Χάρτης μεταβολής της ισοδύναμης δυνητική θερμοκρασίας θ_e στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa για το 12ωρο από τις 20-08 00 UTC έως τις 20-08 12 UTC του 1992.

4.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa.

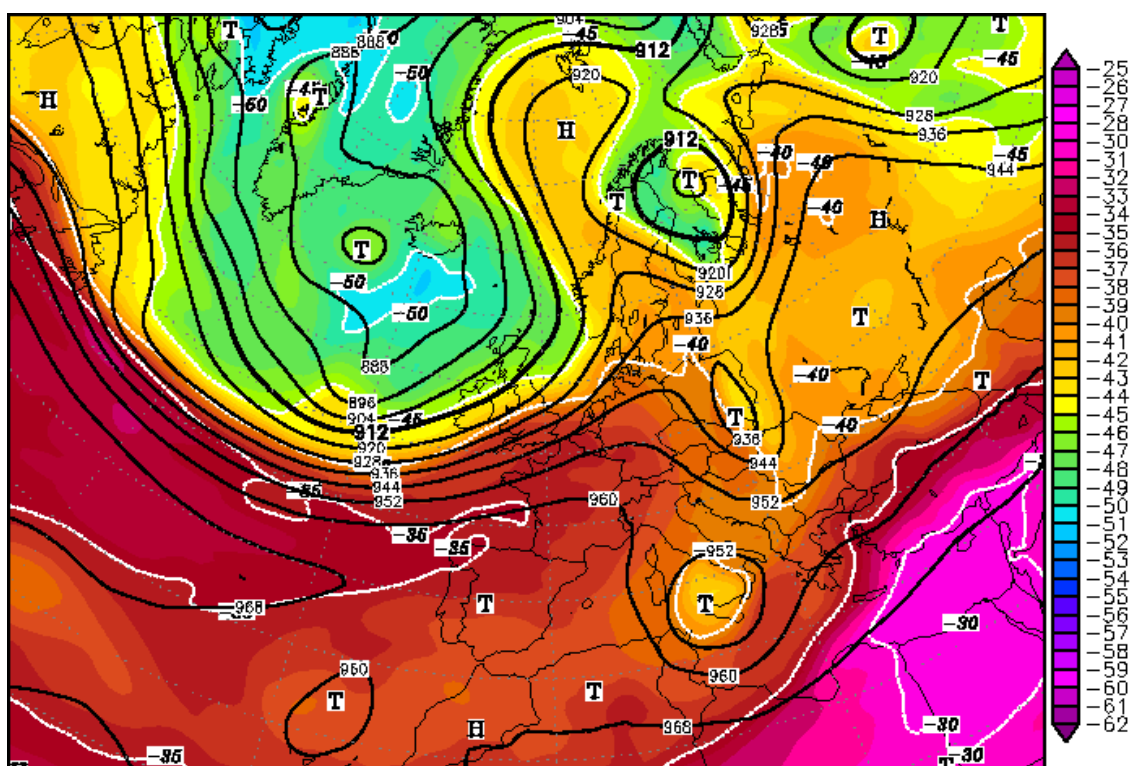
Στους χάρτες των 300 hPa φαίνεται η δημιουργία και η πορεία της trough που επηρέασε την περιοχή της Σπάρτης και προκάλεσε τις ισχυρές βροχές στις 20-08-1992. Η trough σχηματίστηκε στον κόλπο της Γένοβα στις 15-08 και προήλθε από την προς νότο επέκταση μιας trough που αρχικά κάλυπτε τη Σκανδιναβία και την Κεντρική Ευρώπη. Η τελευταία επεκτάθηκε τελικά προς τη νότια Ιταλία (Χάρτης 4.14).

Έτσι, στις 16-08 και στις 17-08 διέσχισε τη νότια Ιταλία και κατευθύνθηκε λίγο νοτιότερα από τη Σικελία (Χάρτες 4.15 και 4.16), όπου παρέμεινε σχεδόν στάσιμη στις 18-08 και στις 19-08 (Χάρτες 4.17 και 4.18). Από τις 19-08 όμως επεκτάθηκε προς τη χώρα μας και στις 20-08 είχε ήδη καλύψει την Πελοπόννησο με την ισοϋψή των 9520 gpm (Χάρτες 4.19 και 4.20).

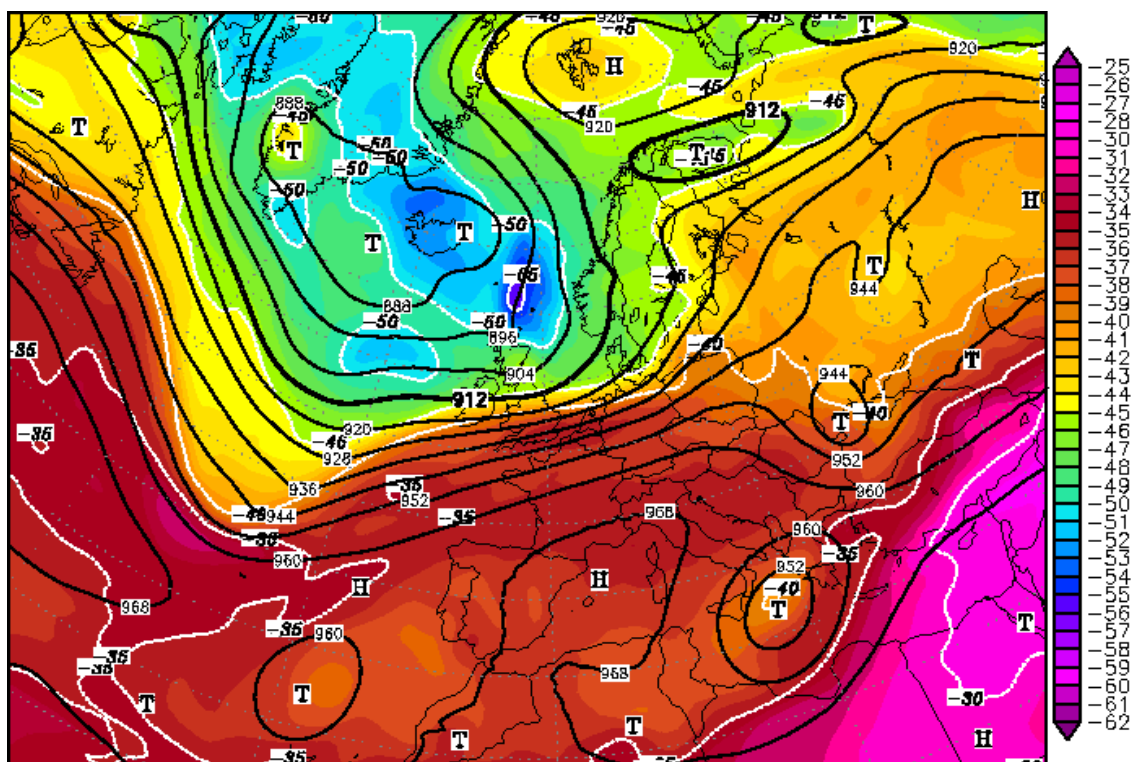
Μάλιστα μέχρι τη νύχτα της 20-08 προς την 21-08 φαίνεται να βάθυνε πάνω από την Πελοπόννησο, καθώς παρατηρείται η εμφάνιση της ισοϋψούς των 9440 gpm (Χάρτης 4.21).



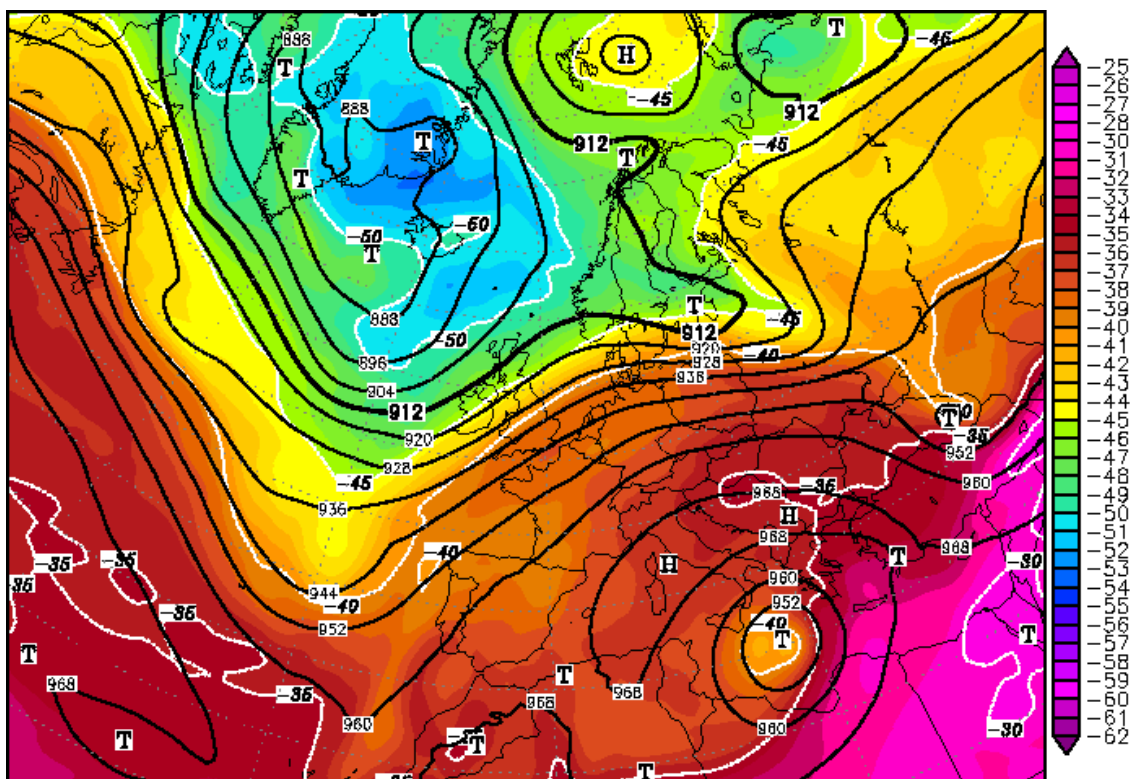
Χάρτης 4.14. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 15-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



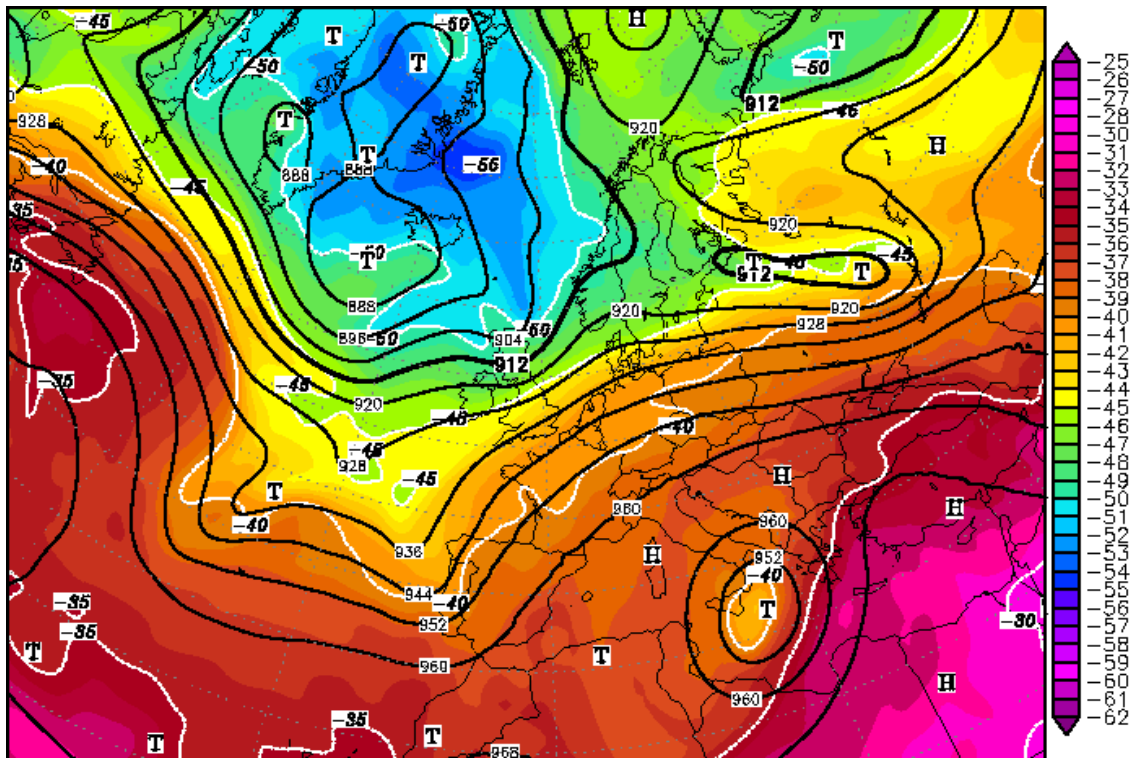
Χάρτης 4.15. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 16-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



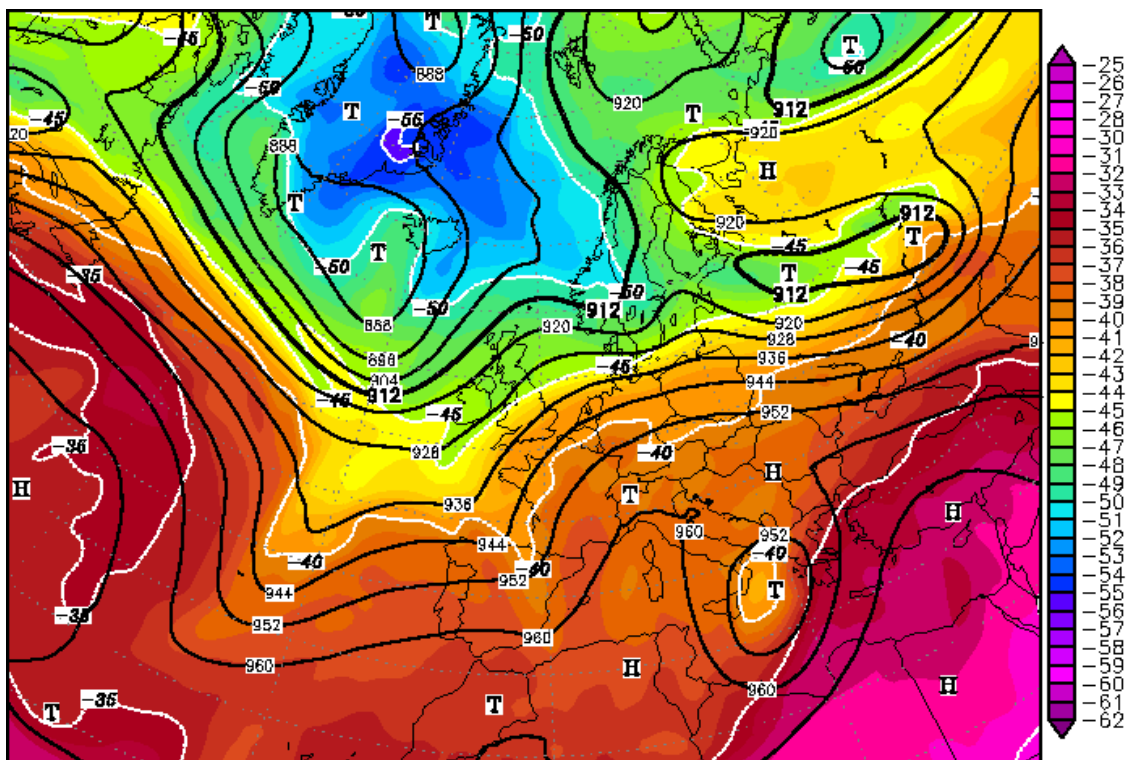
Χάρτης 4.16. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 17-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



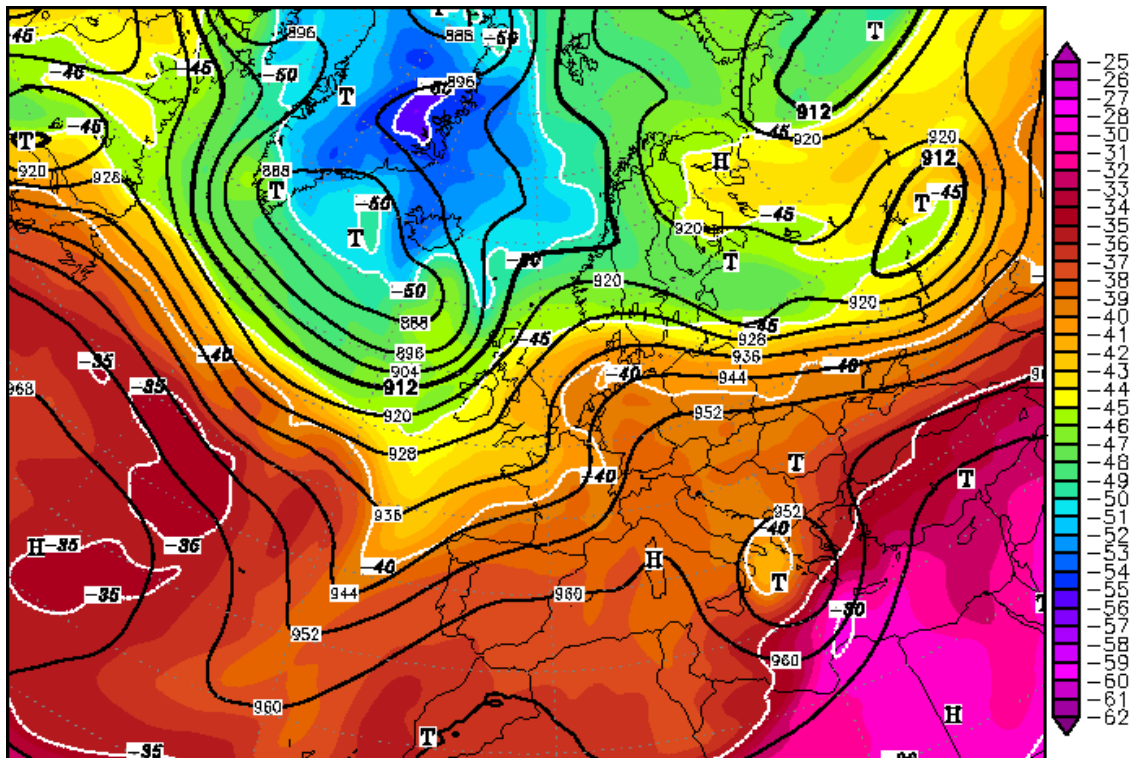
Χάρτης 4.17. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 18-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



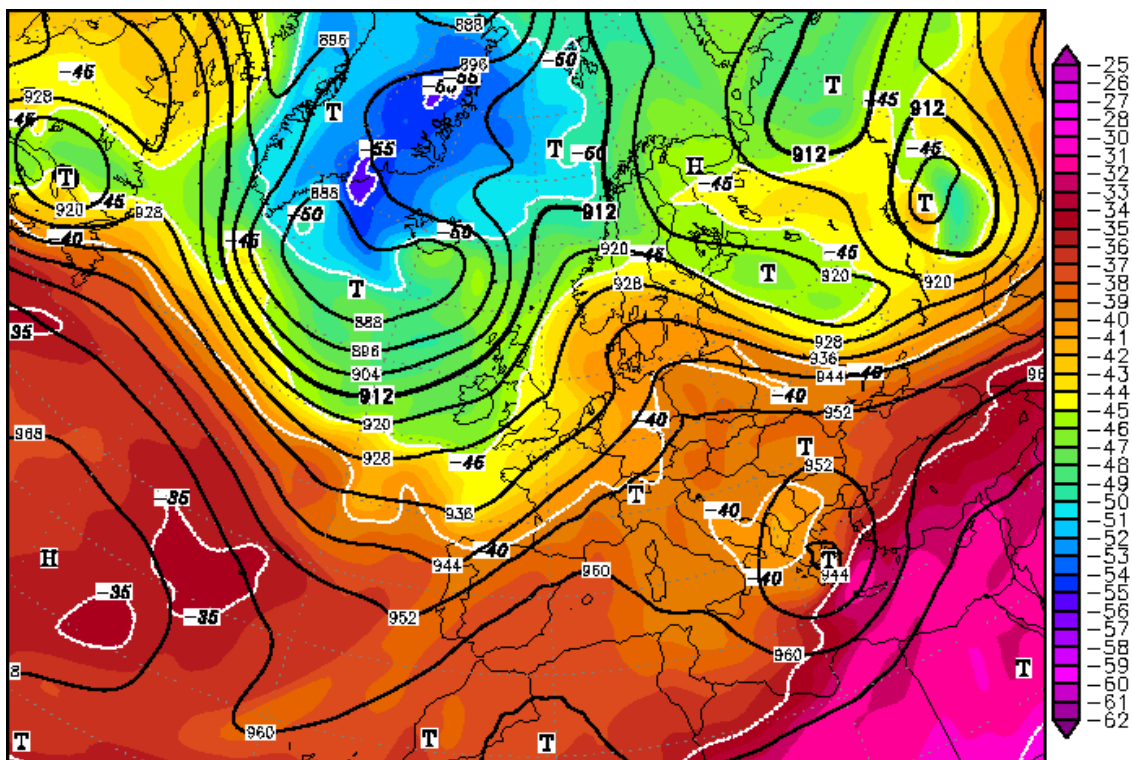
Χάρτης 4.18. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 19-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 4.19. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 20-08-1992 00 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 4.20. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 20-08-1992 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 4.21. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 21-08-1992 00 UTC (Wetter3.de).

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα πεδία στροβιλισμού και μεταφοράς στροβιλισμού στο επίπεδο των 300 hPa, για το σχηματισμό και την εξέλιξη της ισχυρής βροχοπτώσης πάνω από την περιοχή της Σπάρτης.

4.10. Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC, τις 12 UTC και τις 18 UTC.

Οι χάρτες των 300 hPa δείχνουν εμφανώς μία καλοσχηματισμένη trough με κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών να διέρχεται από την Ελλάδα στις 20-08, με το γεωδυναμικό ύψος να πέφτει κάτω από 9520 gpm στην περιοχή της Σπάρτης, κυρίως μετά τις 20-08 12 UTC.

Για τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους στο ισοβαρικό επίπεδο ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11^0 γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30^0 γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32^0 γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43^0 γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1^0 , καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού.

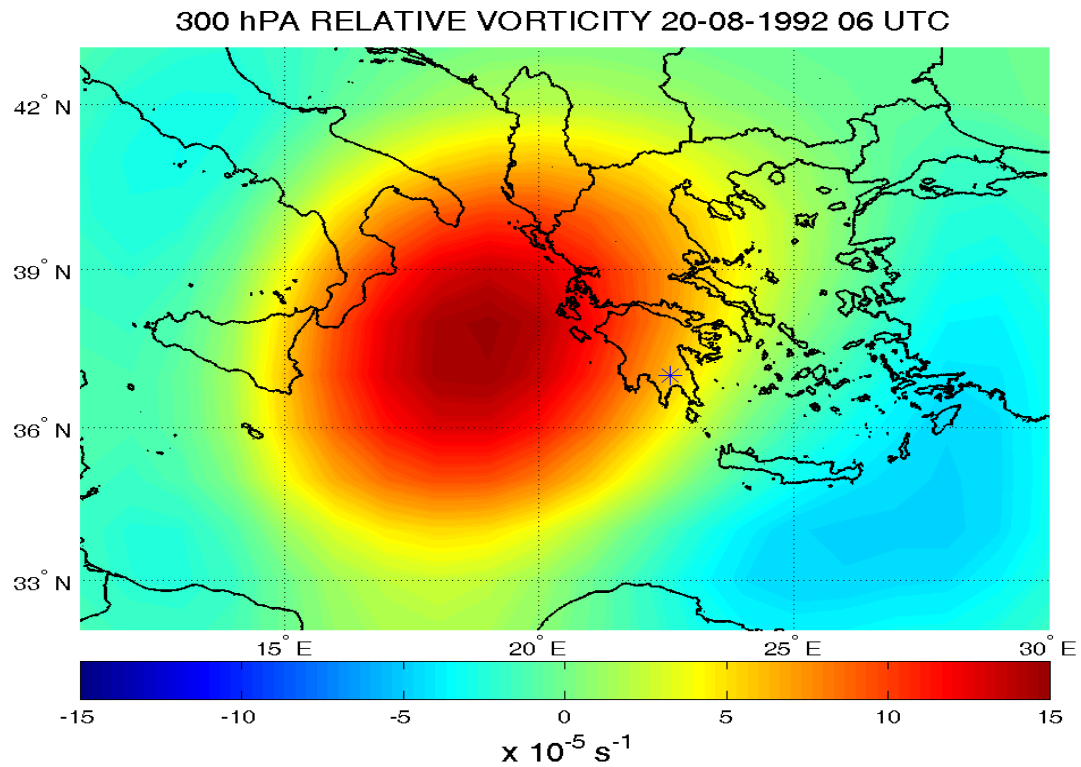
Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, καθώς και γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού. Τα πεδία σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού τα οποία δείχνουν ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία ισχυρής βροχοπτώσεων στη Σπάρτη, δηλαδή κυκλωνικό σχετικό στροβιλισμό και θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, συνοψίζονται στα παρακάτω κεφάλαια.

Επιπλέον, για την εμφάνιση φαινομένων μας αφορά κυρίως η περιοχή μελέτης να βρίσκεται δεξιά από τον άξονα της trough, επειδή εκεί εντοπίζεται η θετική μεταφορά στροβιλισμού. Μάλιστα όσο μεγαλύτερη πυκνότητα και καμπυλότητα παρουσιάζουν οι ισοϋψείς τόσο πιο έντονη είναι η μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, η οποία είναι θετική εάν το διάνυσμα του ανέμου έχει κατεύθυνση από περιοχές κυκλωνικού στροβιλισμού προς περιοχές αντικυκλωνικού (βλ. θεωρία Κεφ. 2.3.1.5).

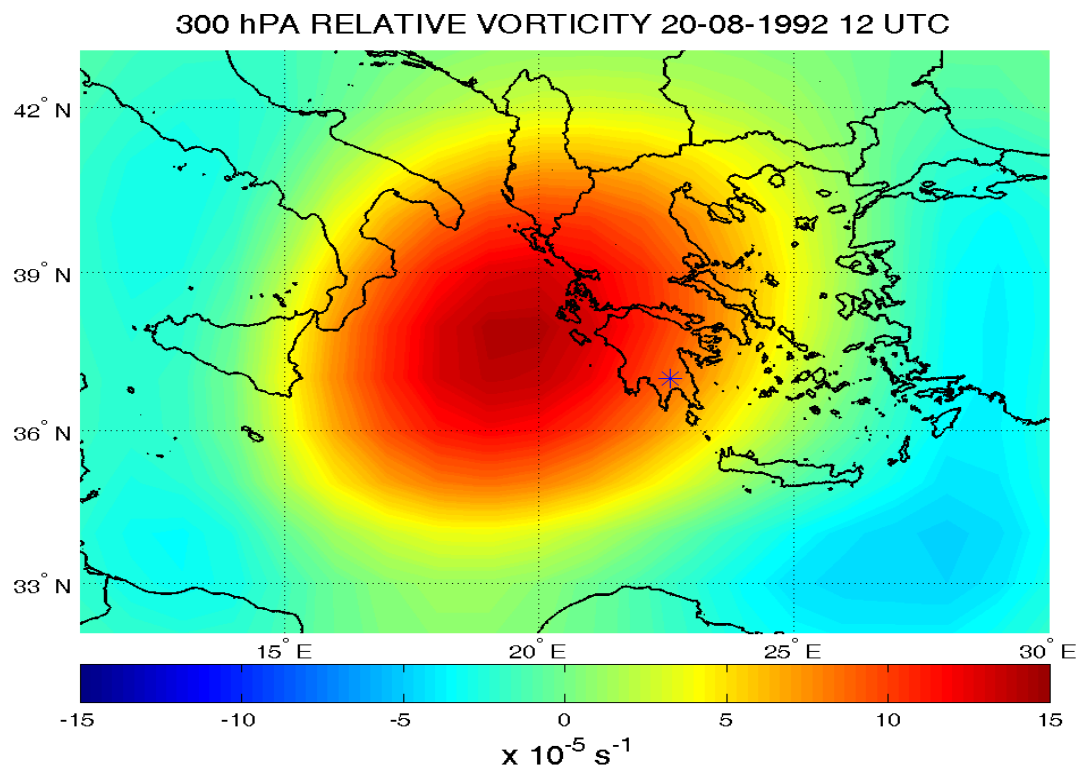
Η επεξεργασία των δεδομένων για τις 20-08 και ώρα 06 UTC μας δίνει το χάρτη με σχηματισμένο το πεδίο σχετικού στροβιλισμού πάνω από τη νοτιοανατολική Ευρώπη (Χάρτης 4.22). Στο χάρτη με το πεδίο του σχετικού στροβιλισμού μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι μεγαλύτερες τιμές σχετικού στροβιλισμού περίπου $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ παρατηρούνται στην περιοχή μεταξύ δυτικής Ελλάδας και νότιας Ιταλίας. Στη Σπάρτη παρατηρείται τιμή περίπου $7 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Έπειτα από την ίδια επεξεργασία για τις 20-08 και ώρα 12 UTC (Χάρτης 4.23), έχουμε ένα χάρτη σχετικού στροβιλισμού με το κέντρο μέγιστου θετικού σχετικού στροβιλισμού πιο κοντά στη Σπάρτη απ' ό,τι στις 06 UTC, με τιμές στη Σπάρτη που φθάνουν τα $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

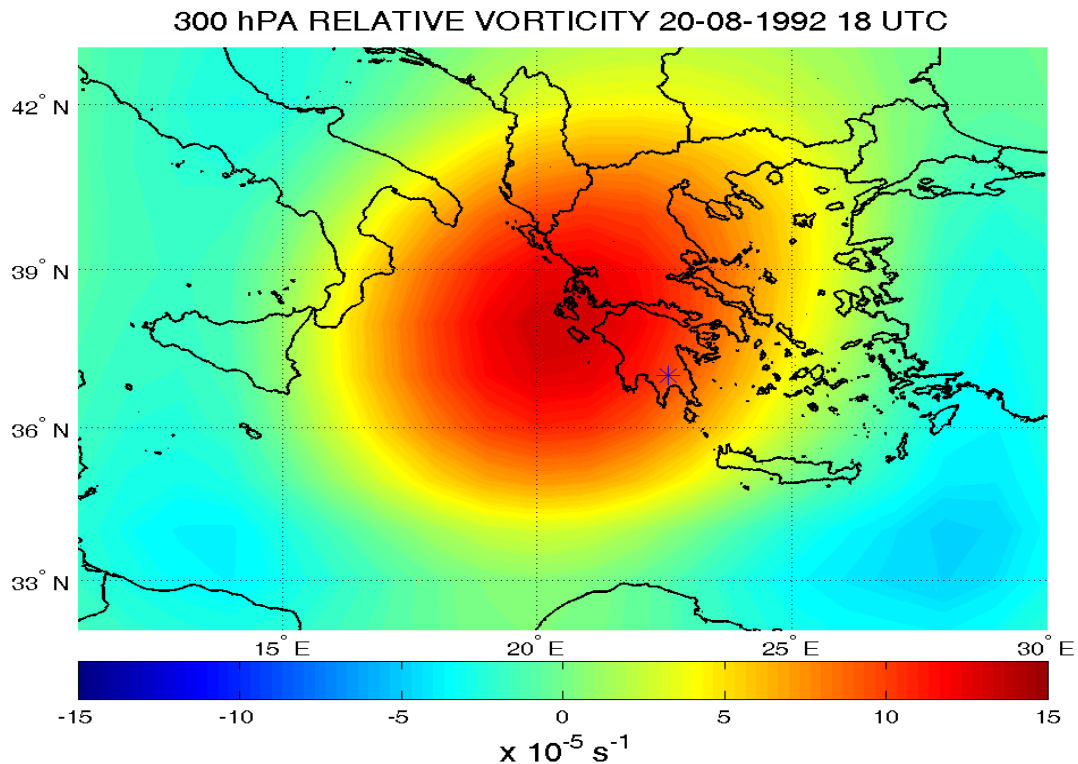
Στις 18 UTC το κέντρο μέγιστου θετικού σχετικού στροβιλισμού εντοπίζεται στο κεντρικό Ιόνιο, με τιμές πάνω από τη Σπάρτη να ξεπερνούν τα $10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Χάρτης 4.24).



Χάρτης 4.22. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08 06 UTC.



Χάρτης 4.23. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08 12 UTC.



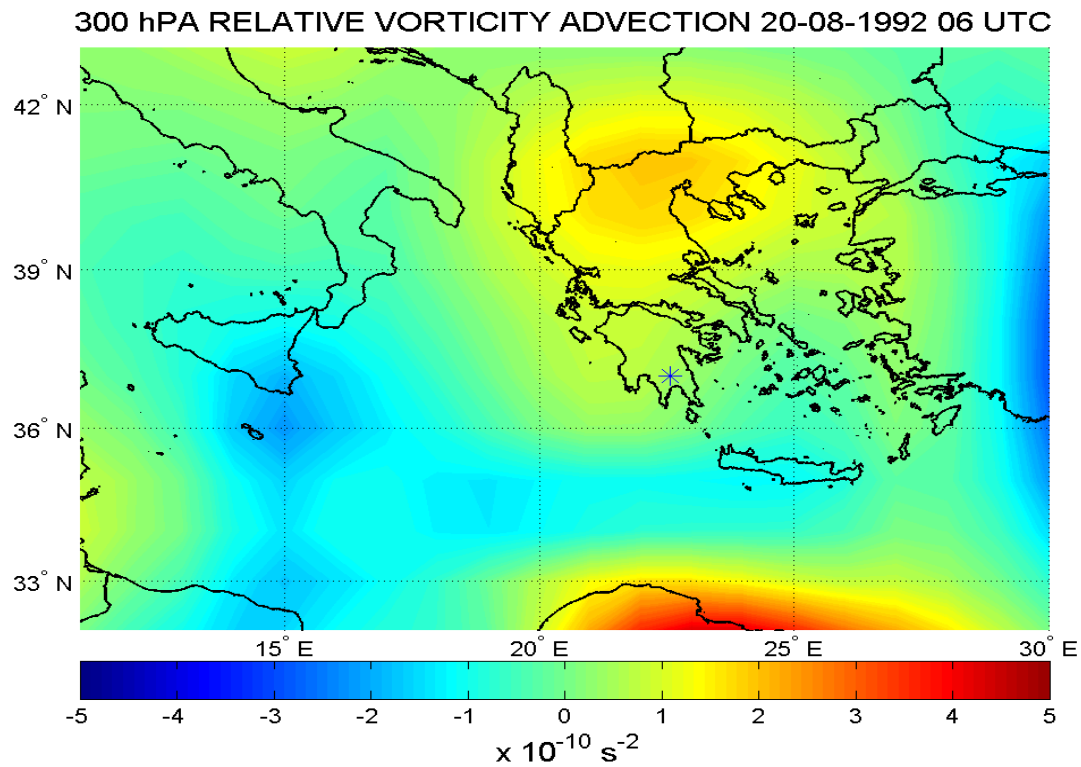
Χάρτης 4.24. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08 18 UTC.

4.11. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC, τις 12 UTC και τις 18 UTC.

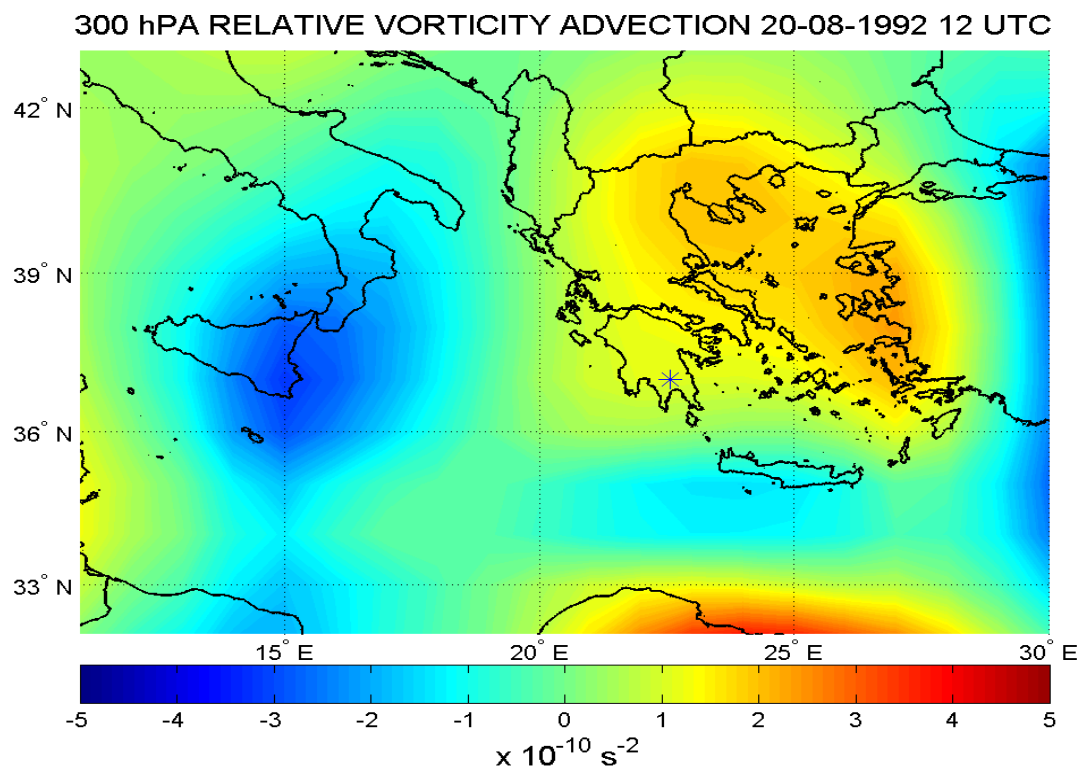
Μεγαλύτερο ενδιαφέρον κρύβει η αντίστοιχη επεξεργασία για την εύρεση του πεδίου μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, αφού η θετική μεταφορά στροβιλισμού είναι αυτή που καθορίζει αν θα εκδηλωθούν ισχυρά φαινόμενα και κατά πόσο θα ενισχυθούν ή θα εξασθενήσουν.

Στις 20-08 και ώρα 06 UTC, παρατηρείται ότι το κέντρο μέγιστης θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού βρίσκεται στη βόρεια Ελλάδα. Στην περιοχή της Σπάρτης φαίνεται να υπάρχουν τιμές θετικής μεταφοράς στροβιλισμού κοντά στο $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$. (Χάρτης 4.25).

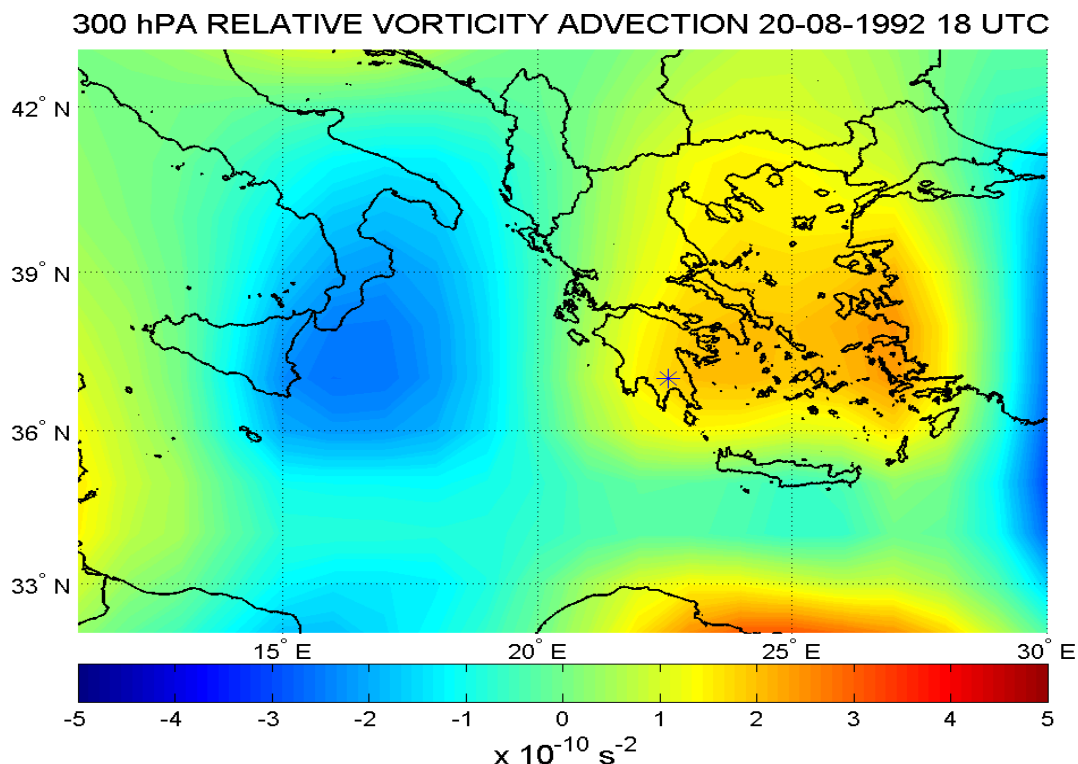
Τα αποτελέσματα για τις 12 UTC και τις 18 UTC δείχνουν εμφανώς αύξηση της θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στη χώρα μας και σταδιακή αύξηση στην περιοχή της Σπάρτης, όπου ξεπερνά τα $2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ (Χάρτες 4.26 και 4.27). Η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού ευνόησε το σχηματισμό αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης, την ανάπτυξη ανοδικών ρευμάτων και συνετέλεσε στη δημιουργία της ισχυρής βροχόπτωσης στις 20-08.



Χάρτης 4.25. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 06 UTC.



Χάρτης 4.26. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 20-08-1992 12 UTC.



Χάρτης 4.27. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 20-08-1992 18UTC.

4.12. Συμπεράσματα για την καταιγίδα της 20-08-1992.

Η συνοπτική κατάσταση με την trough να διέρχεται πάνω από τον ελληνικό χώρο και να επηρεάζει τη Σπάρτη δικαιολογεί τις κατάλληλες συνθήκες για το σχηματισμό ισχυρών φαινομένων βροχόπτωσης.

Η θετική μεταφορά στροβιλισμού στα 300 hPa κυρίως στις 20-08 00 και 12 UTC, η αρνητική μεταφορά πάχους 500/1000 hPa από τα νοτιοδυτικά, η ύπαρξη κρύου αέρα κυρίως στο επίπεδο των 700 hPa και η ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας κυρίως στις 20-08 12 UTC, αποτελούν τους βασικούς παράγοντες που επηρέασαν την ανάπτυξη ανοδικών ρευμάτων και ισχυρής βροχόπτωσης. Σε αυτή την περίπτωση μπορούμε να μιλήσουμε για συνδυασμό δυναμικών και θερμοδυναμικών αιτίων με ίση περίπου συμμετοχή στη δημιουργία της ισχυρής βροχόπτωσης.

Ο συνδυασμός του έντονου αναγλύφου της περιοχής και της ύπαρξης δυναμικών αιτίων, προκάλεσε στη Σπάρτη ισχυρά φαινόμενα στις 20-08, παρόλο που σε άλλες κοντινές περιοχές δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα ή ήταν πιο ασθενή. Για παράδειγμα στο Ελληνικό και στην Τανάγρα σύμφωνα με στοιχεία από μετεωρολογικούς σταθμούς της Ε.Μ.Υ. δεν παρατηρήθηκε βροχόπτωση στις 20-08, ενώ στην Καλαμάτα μόλις 7 mm. Βέβαια στην Τρίπολη μετρήθηκαν 39.3 mm βροχής, περίπου όσα και στη Σπάρτη, γεγονός που πιθανόν να οφείλεται στο ότι η Τρίπολη είναι ηπειρωτική περιοχή και έχει και αυτή γύρω της αρκετά βουνά όπως η

Σπάρτη, οπότε λειτούργησαν πλήρως οι δυναμικοί και οι θερμοδυναμικοί μηχανισμοί δημιουργίας ισχυρής βροχόπτωσης.

5. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 03-08-1995.

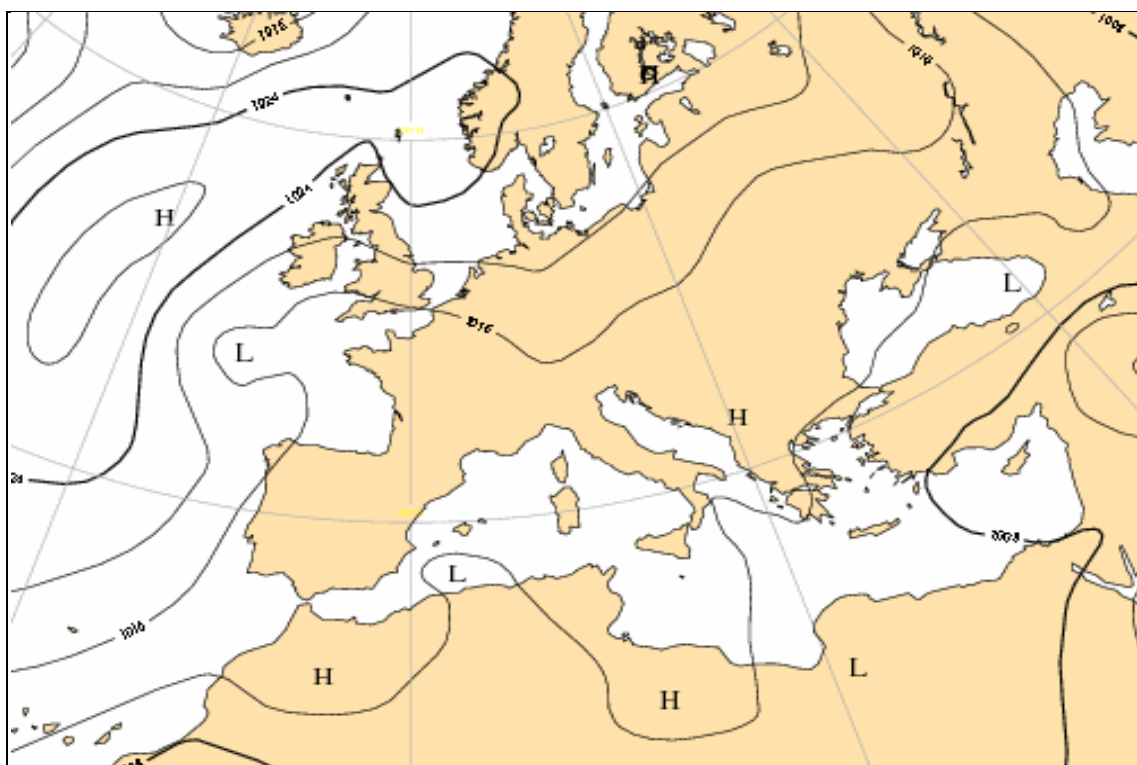
Η τρίτη περίπτωση που μελετήθηκε αφορά σε επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης συνολικού υετού 39 mm, που σημειώθηκε στην περιοχή της Σπάρτης κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ της 03-08-1995 08:00 ώρα Ελλάδος και της 03-08-1995 20:00 ώρα Ελλάδος, σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη. Το επεισόδιο αυτό είναι το τέταρτο κατά σειρά από τα τέσσερα που μελετώνται όσον αφορά στο συνολικό υετό.

5.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης στις 03-08-1995.

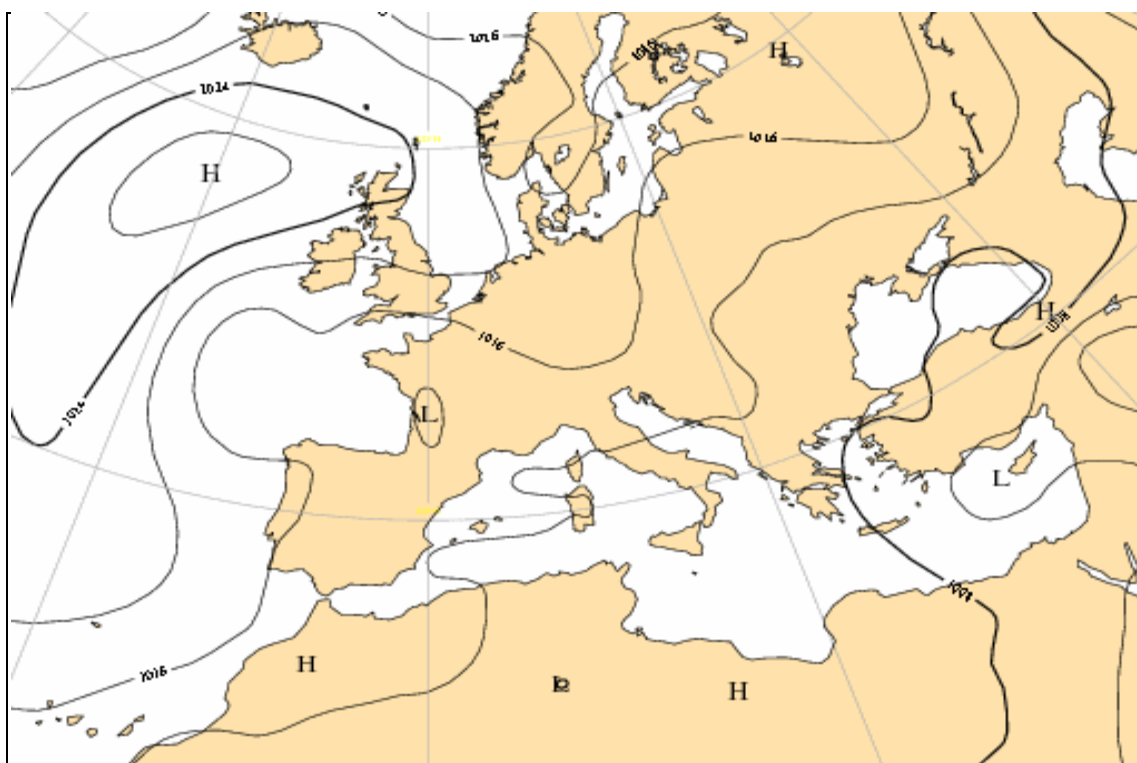
Από τη μελέτη των συνοπτικών χαρτών του Ευρωπαϊκού χώρου για τα επίπεδα των 700 hPa (Χάρτες 5.3 έως 5.7) και των 850 hPa (Χάρτης 5.8 έως 5.12), μπορούμε να διακρίνουμε ήδη από την 01-08 06 UTC μια σχετικά ψυχρή αέρια μάζα στη βορειοανατολική Ευρώπη, η οποία σταδιακά μέχρι τις 03-08 06 UTC επεκτάθηκε προς τα Βαλκάνια, την Ιταλία και την Ελλάδα. Επιπλέον, όπως φαίνεται από τους χάρτες των 300 hPa η Ελλάδα άρχισε να επηρεάζεται από την 01-08 06 UTC από trough που κινήθηκε προς το νότο από την κεντρική Ευρώπη και κάλυψε σταδιακά τη βαλκανική χερσόνησο (Χάρτης 5.22).

5.2. Χάρτες επιφανείας για τις 02-08-1995 00 UTC και για τις 03-08-1995 00 UTC.

Στους χάρτες επιφανείας για τις 02-08 00 UTC και 03-08 00 UTC, δε διακρίνεται κάποιο βαρομετρικό χαμηλό ή μέτωπο να διέρχεται από την περιοχή της Ελλάδας, ούτε παρουσιάζεται κάποια αξιόλογη ανωμαλία στο πεδίο της βαρομετρικής πίεσης. Το μόνο που παρατηρείται είναι το θερμό εποχικό βαρομετρικό χαμηλό της Κύπρου (Χάρτες 5.1 και 5.2).



Χάρτης 5.1. Χάρτης επιφανείας για τις 02-08-1995 00 UTC.



Χάρτης 5.2. Χάρτης επιφανείας για την 03-08-1995 00 UTC.

5.3. Νότια επέκταση μιας σχετικής ψυχρής αέρια μάζας από τα βόρεια και μεταφορά θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa για τις 03-08-1995 00, 06 και 12 UTC.

Από τη μελέτη των χαρτών στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa από τις 01-08 06 UTC (Χάρτης 5.3), αλλά κυρίως από την 02-08 06 UTC (Χάρτης 5.4), μια σχετικά ψυχρή αέρια μάζα στην ευρύτερη περιοχή της ανατολικής και βορειοανατολικής Ευρώπης φαίνεται να επεκτείνεται σταδιακά προς τα νότια και μέχρι τις 03-08 00 UTC (Χάρτης 5.5) να έχει ήδη φθάσει στα Βαλκάνια με περαιτέρω νότια επέκταση της στις 03-08 06 UTC και 12 UTC (Χάρτες 5.7 και 5.9). Ειδικά για την περιοχή της Σπάρτης, μπορούμε να διακρίνουμε πτώση της θερμοκρασίας στα 700 hPa, καθώς φαίνεται ότι η ισόθερμη των 5 °C κατεβαίνει στο διάστημα αυτό από τη βόρεια Ελλάδα και φθάνει νοτιότερα της Σπάρτης.

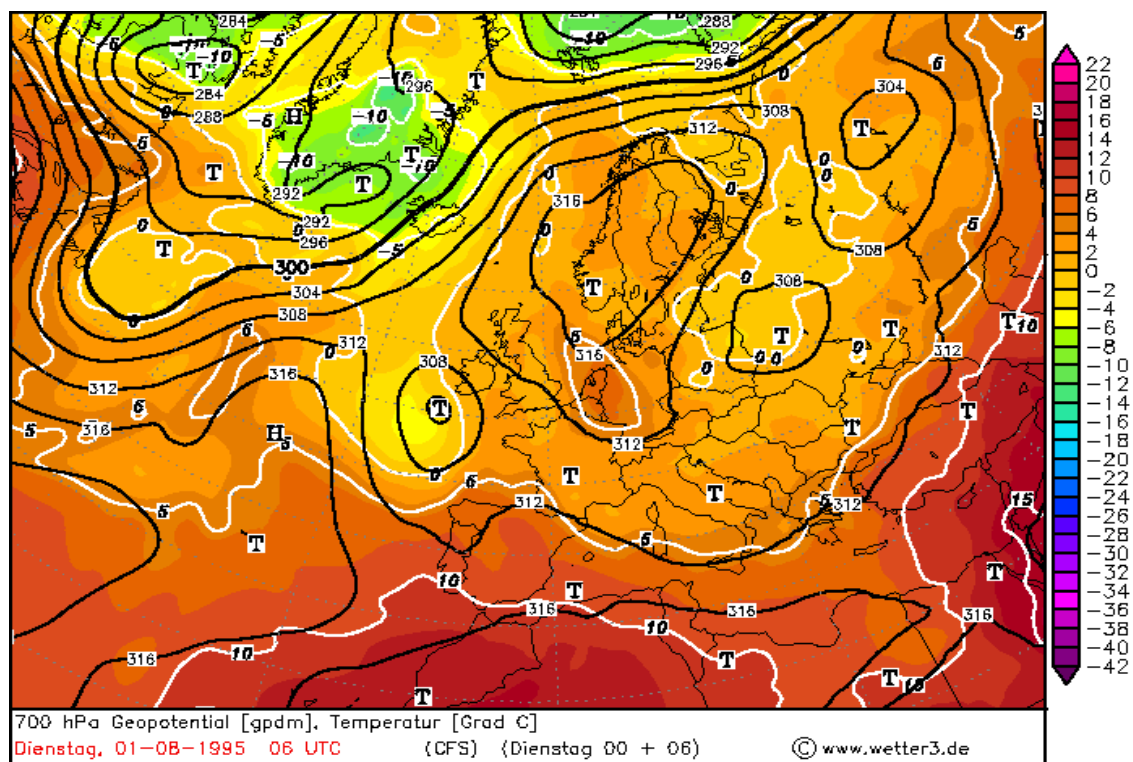
Ακόμα, η πτώση του γεωδυναμικού ύψους στα 700 hPa στο διάστημα αυτό είναι εμφανής, καθώς από την κεντρική Ελλάδα διέρχεται η ισοϋψής των 3120 grm την 01-08 06 UTC, ενώ στις 03-08 06 UTC η ίδια διέρχεται από το Λυβικό Πέλαγος, ενώ από την Πελοπόννησο διέρχεται η ισοϋψής των 3080 grm.

Για τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

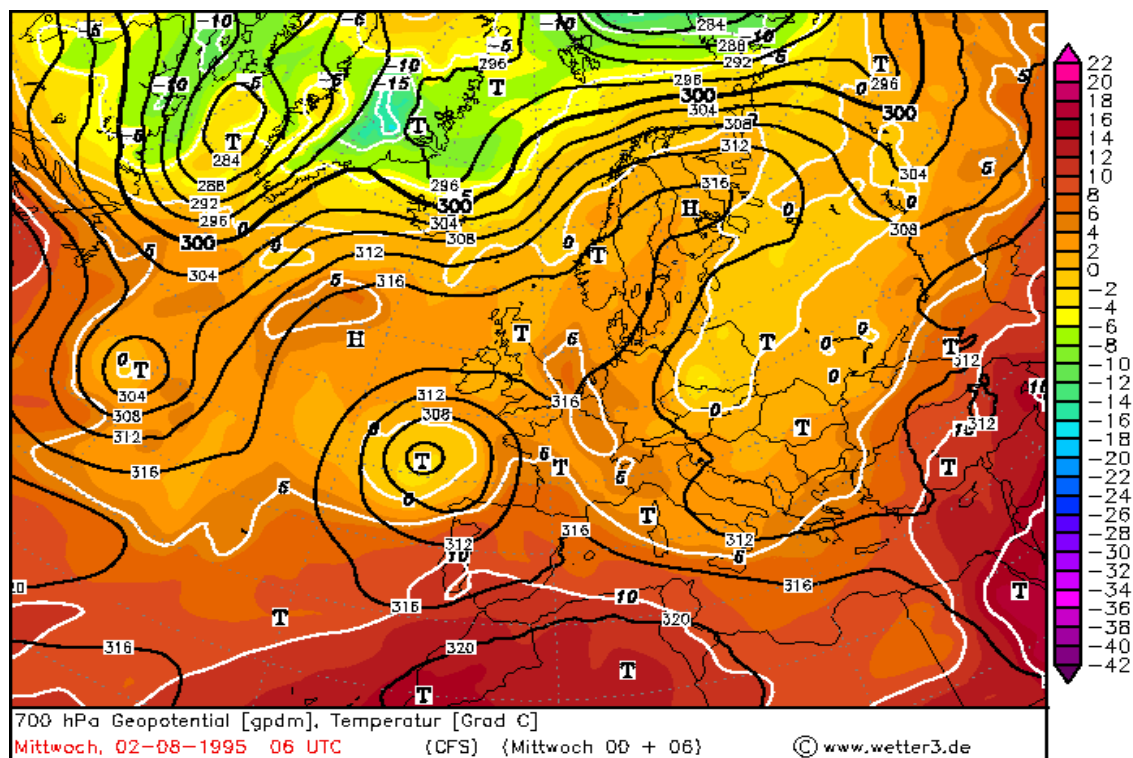
Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11⁰ γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30⁰ γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32⁰ γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43⁰ γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1⁰, καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa.

Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, οι τιμές της θερμοκρασίας καθώς και του γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού μεταφοράς θερμοκρασίας. Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες για τις αντίστοιχες ώρες που παρατηρήθηκε η πιο έντονη ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης στα 700 hPa.

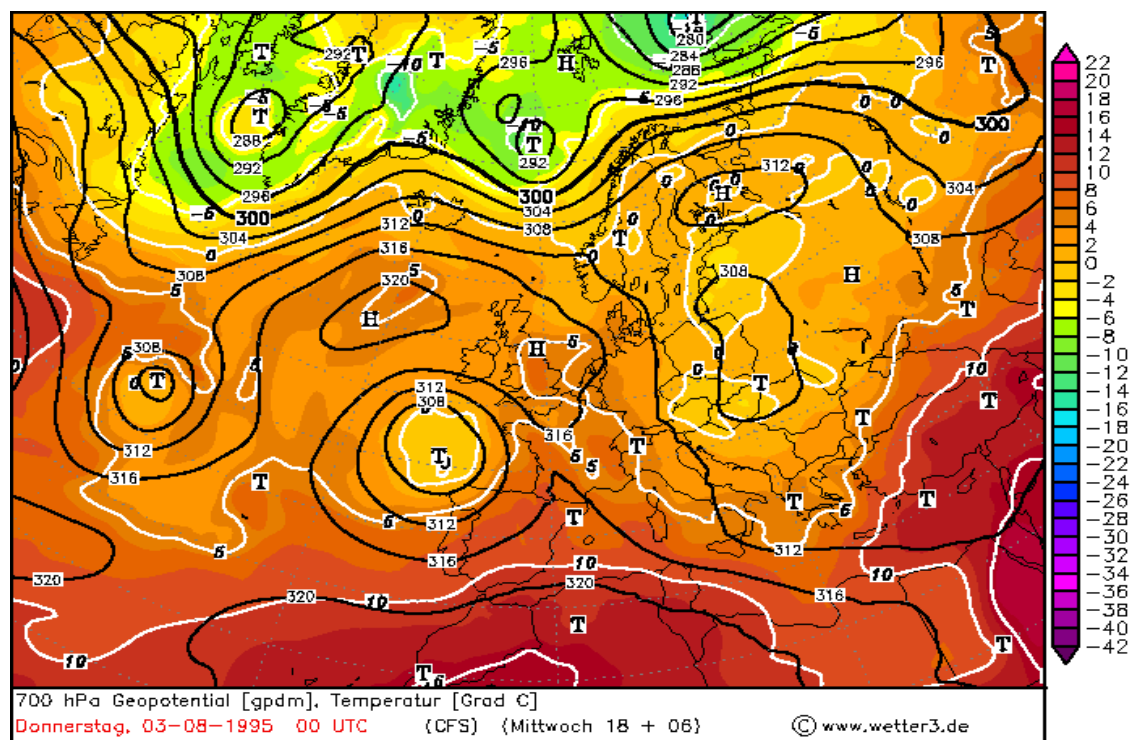
Στους χάρτες με τη μεταφορά θερμοκρασίας στα 700 hPa φαίνεται ότι στις 03-08 από 00 UTC έως 12 UTC (Χάρτες 5.6, 5.8 και 5.10), υπήρχει στη Σπάρτη ψυχρή μεταφορά που πλησίαζε τους -0,2 °C/hr. Η ψυχρή μεταφορά στα 700 hPa συνετέλεσε στο σχηματισμό δυναμικής αστάθειας (Κεφάλαιο 5.6) και στη δημιουργία της ισχυρής βροχόπτωσης στις 03-08 στην περιοχή.



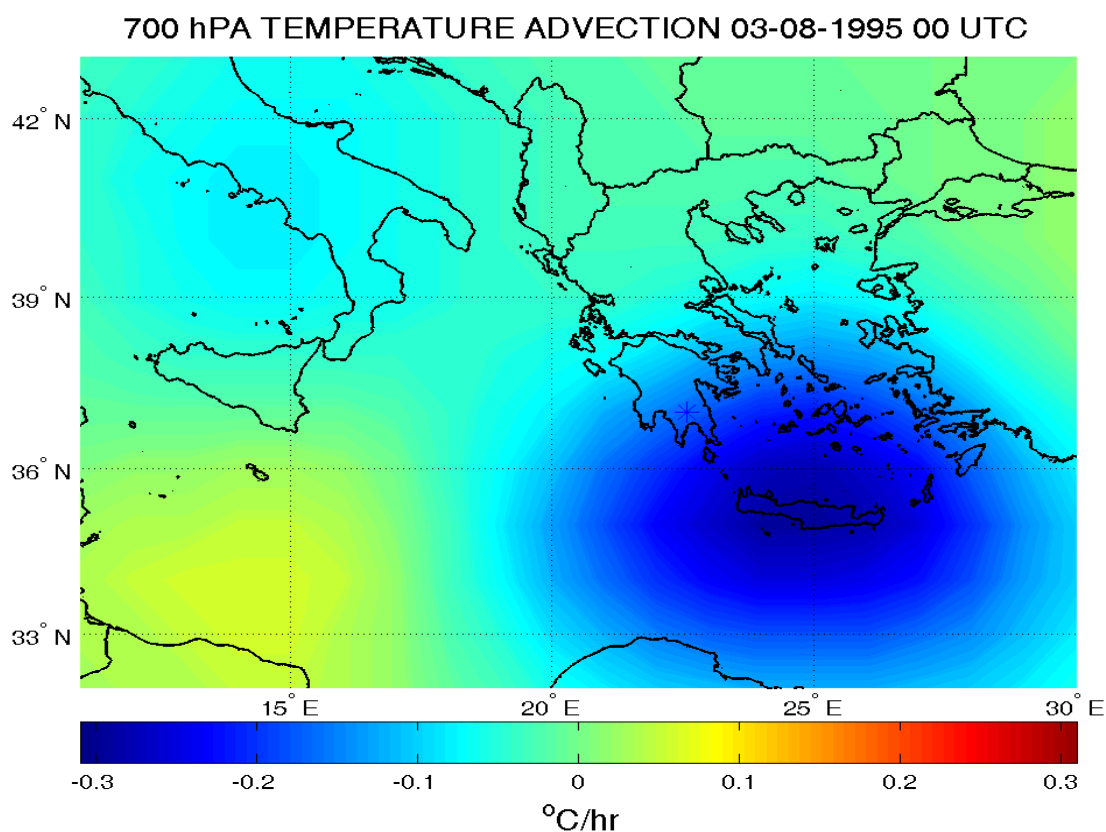
Χάρτης 5.3. Χάρτης 700 hPa για την 01-08-1995 06 UTC.



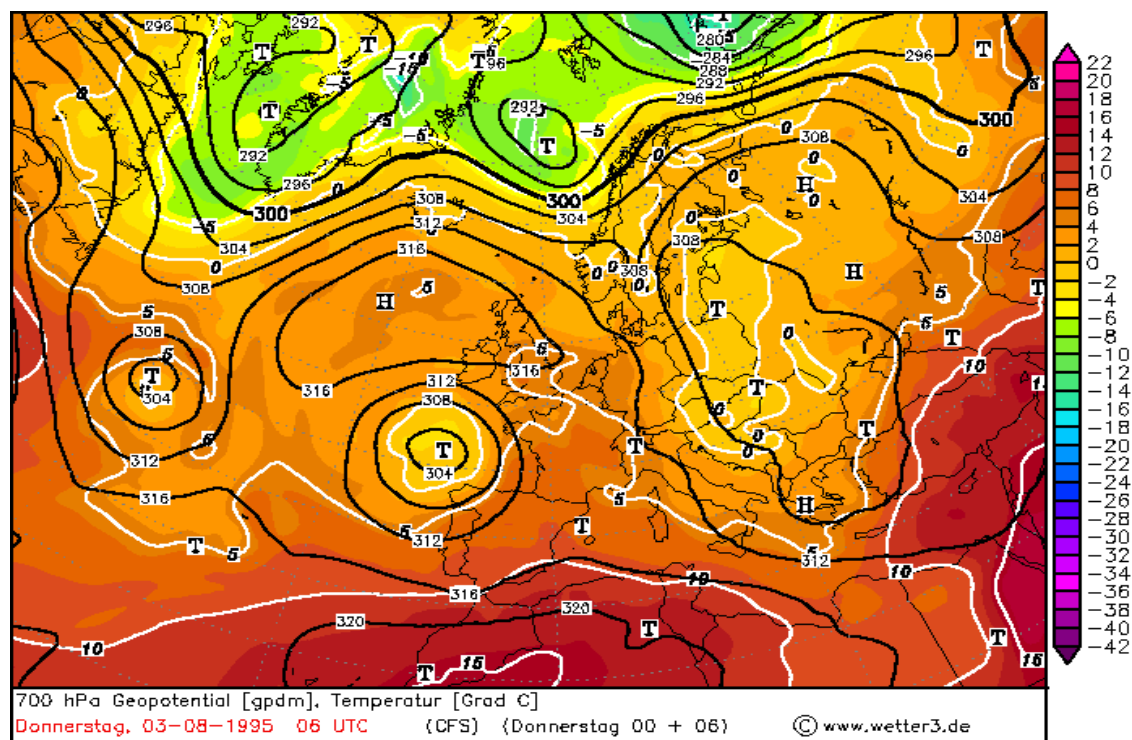
Χάρτης 5.4. Χάρτης 700 hPa για τις 02-08-1995 06 UTC.



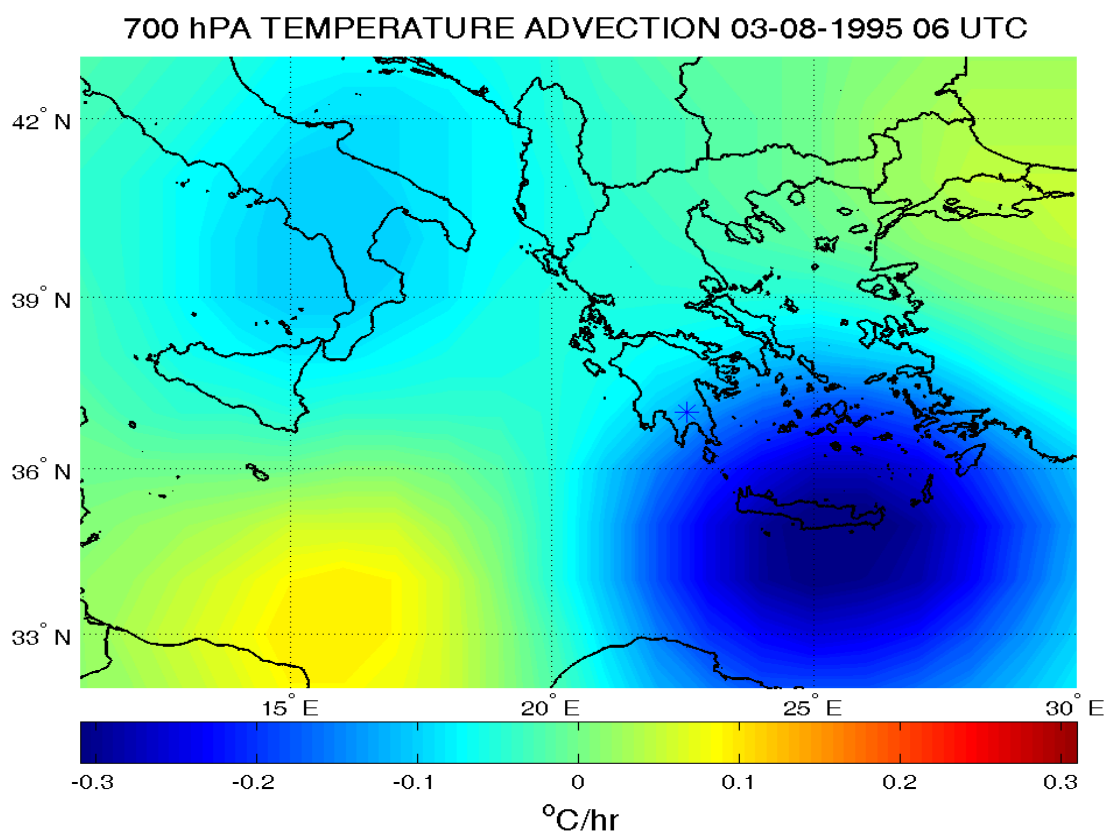
Χάρτης 5.5. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας 700 hPa για τις 03-08-1995 00 UTC.



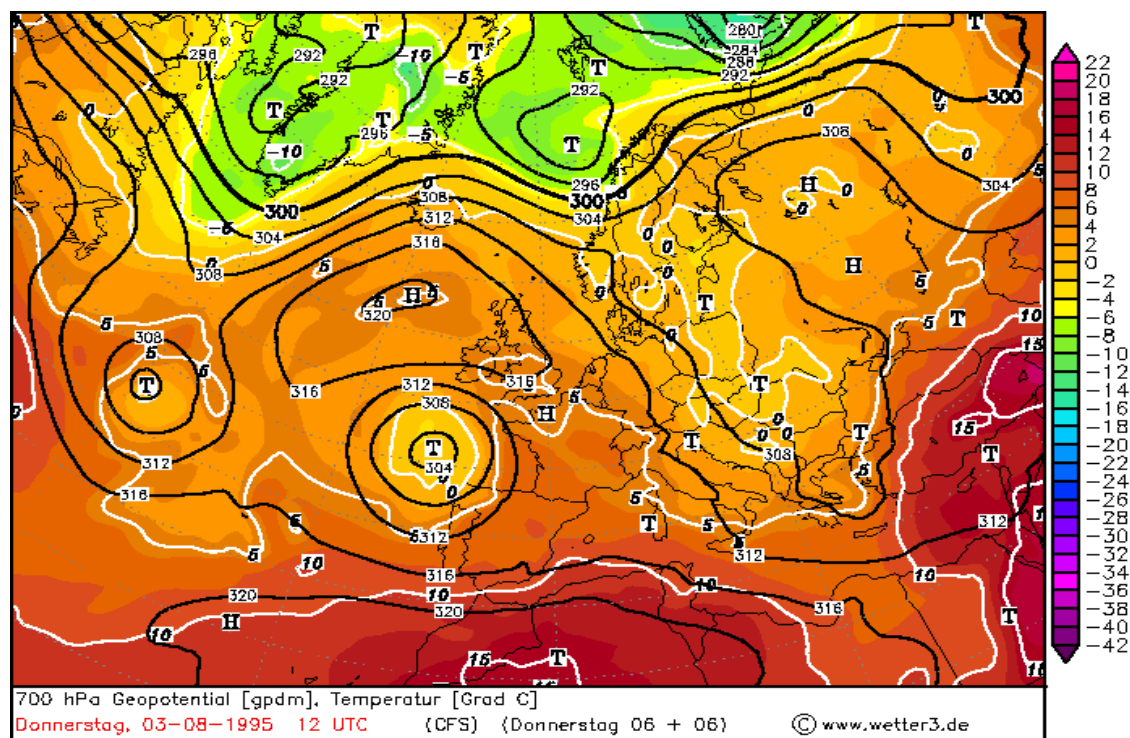
Χάρτης 5.6. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1995 00 UTC.



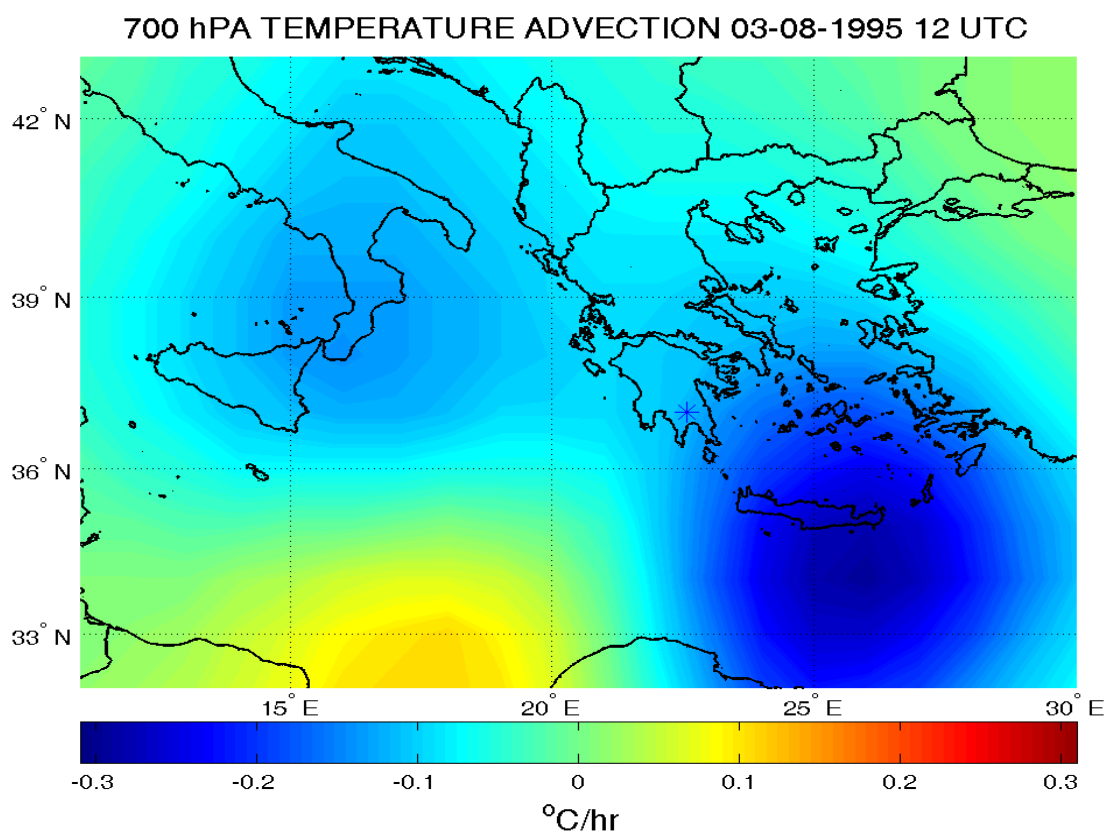
Χάρτης 5.7. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC.



Χάρτης 5.8. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC.



Χάρτης 5.9. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1995 12 UTC.

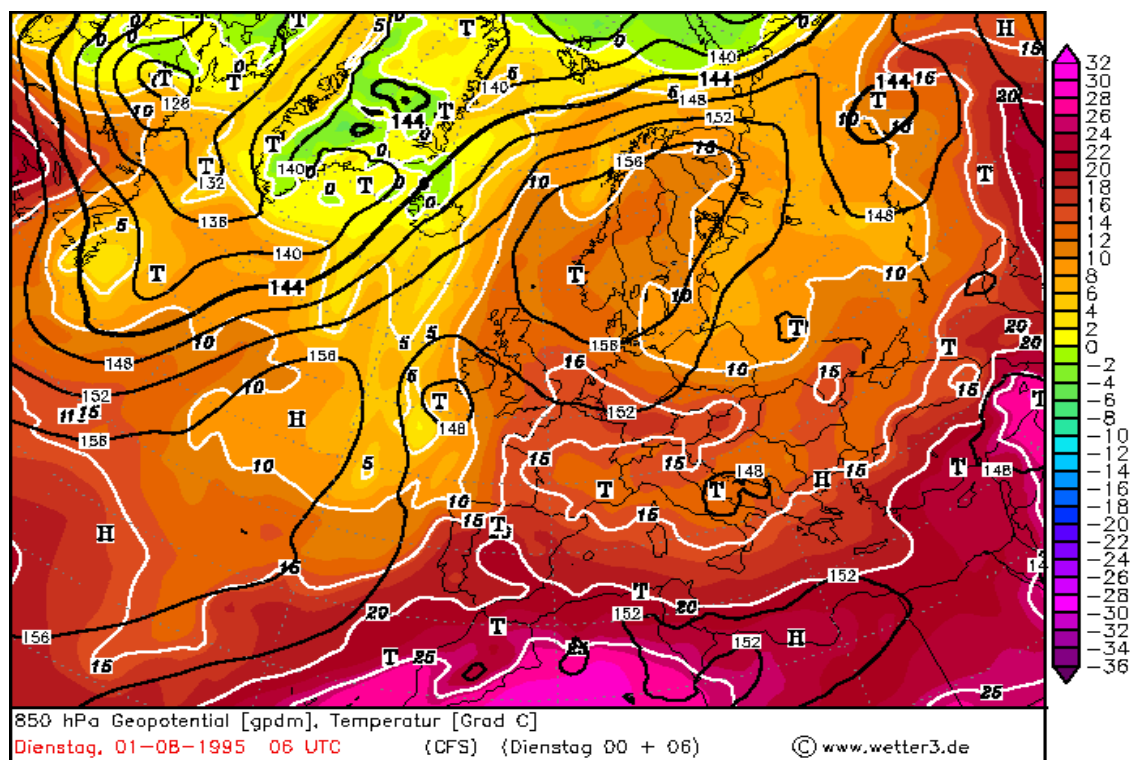


Χάρτης 5.10. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 03-08-1995 12 UTC.

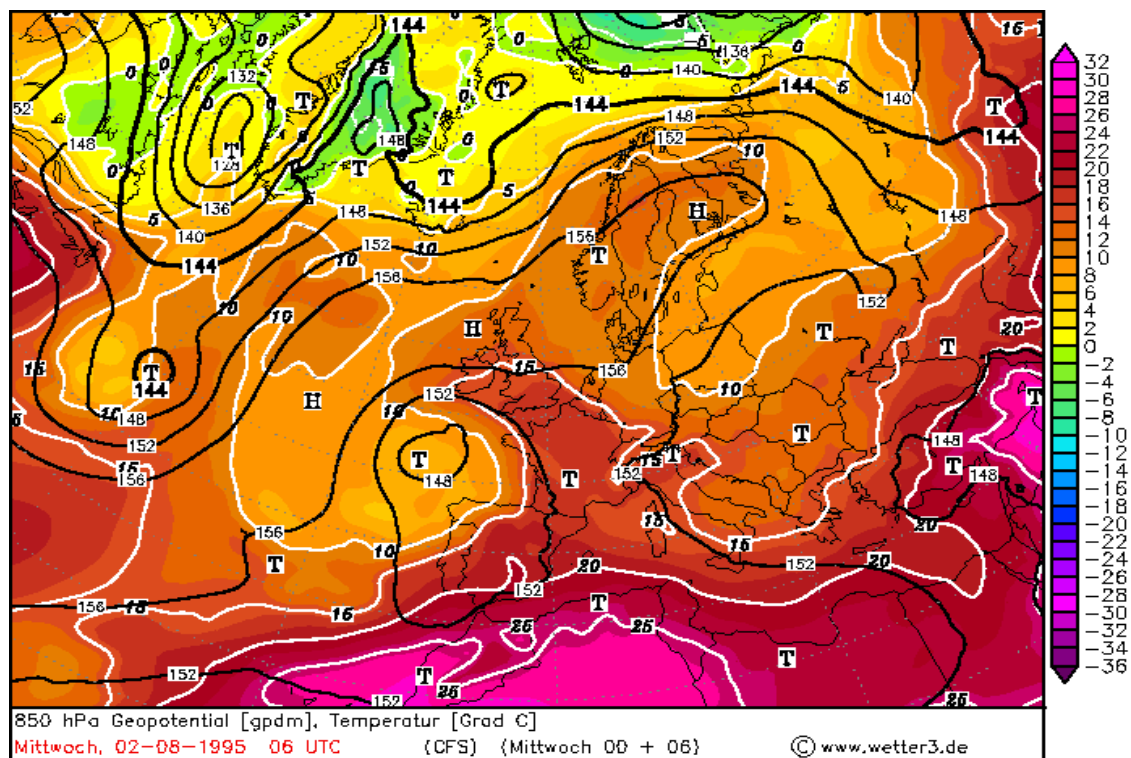
5.4. Σταδιακή εξάπλωση προς την Ελλάδα μιας σχετικά ψυχρής αέριας μάζας στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 02-08-1995.

Στο επίπεδο των 850 hPa μπορούμε να παρατηρήσουμε μια σταδιακή πτώση της θερμοκρασίας από τα βορειοδυτικά ήδη από την 01-08 06 UTC (Χάρτης 5.11). Στις 02-08 06 UTC (Χάρτης 5.12) η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα από τα βορειοδυτικά φαίνεται να εξαπλώνεται κυρίως προς το θαλάσσιο χώρο μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας. Από τις 03-08 00 UTC (Χάρτης 5.13) δείχνει να επηρεάζει αρκετά τη χώρα μας, με αισθητή πτώση της θερμοκρασίας και στην περιοχή της Πελοποννήσου κυρίως στις 03-08 06 UTC (Χάρτης 5.14). Έπειτα στις 03-08 12 UTC (Χάρτης 5.15) η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα εντοπίζεται σε πιο κλειστή περιοχή που περιλαμβάνει ολόκληρη σχεδόν τη χώρα.

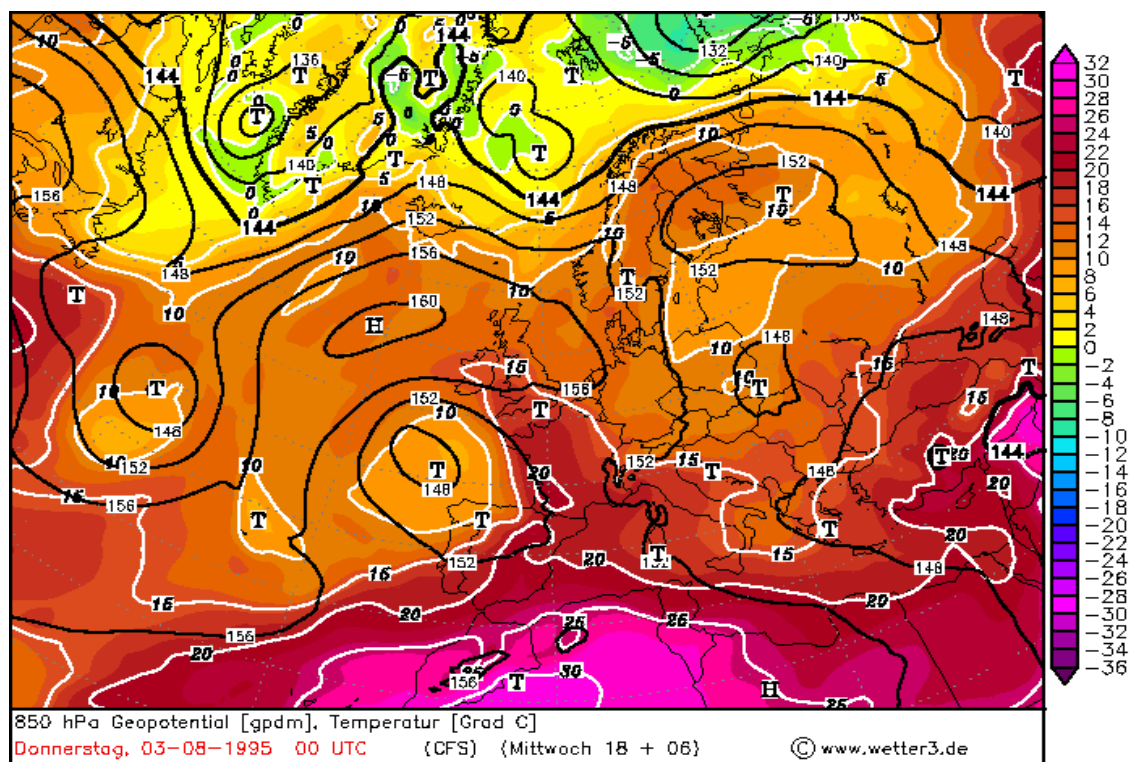
Επιπλέον, χαρακτηριστική είναι η εικόνα της κατανομής των γεωδυναμικών υψών στα 850 hPa, καθώς πάνω από τη χώρα μας φαίνεται να διέρχεται στις 03-08 00 UTC η ισοϋψής των 1480 gpm και μάλιστα παρατηρείται περαιτέρω πτώση του γεωδυναμικού ύψους στις 03-08 06 UTC και 12 UTC σε ολόκληρη τη χώρα συμπεριλαμβανομένης της περιοχής της Σπάρτης.



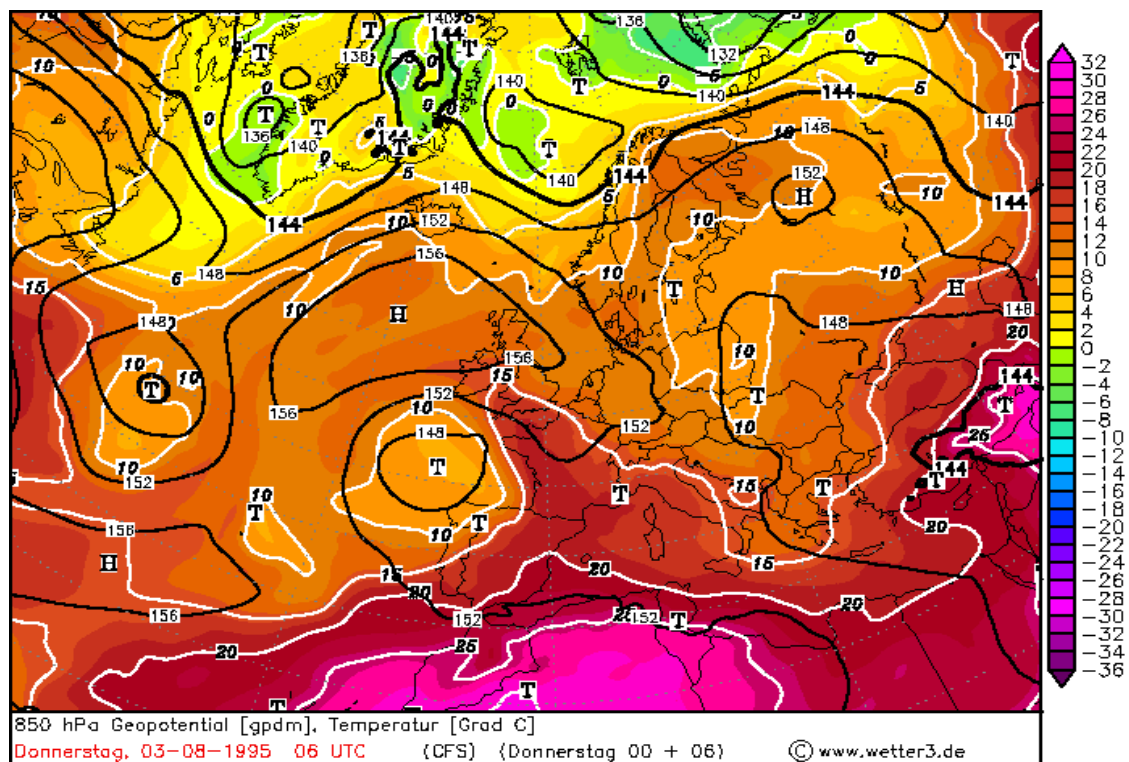
Χάρτης 5.11. Χάρτης 850 hPa για τις 01-08-1995 06 UTC.



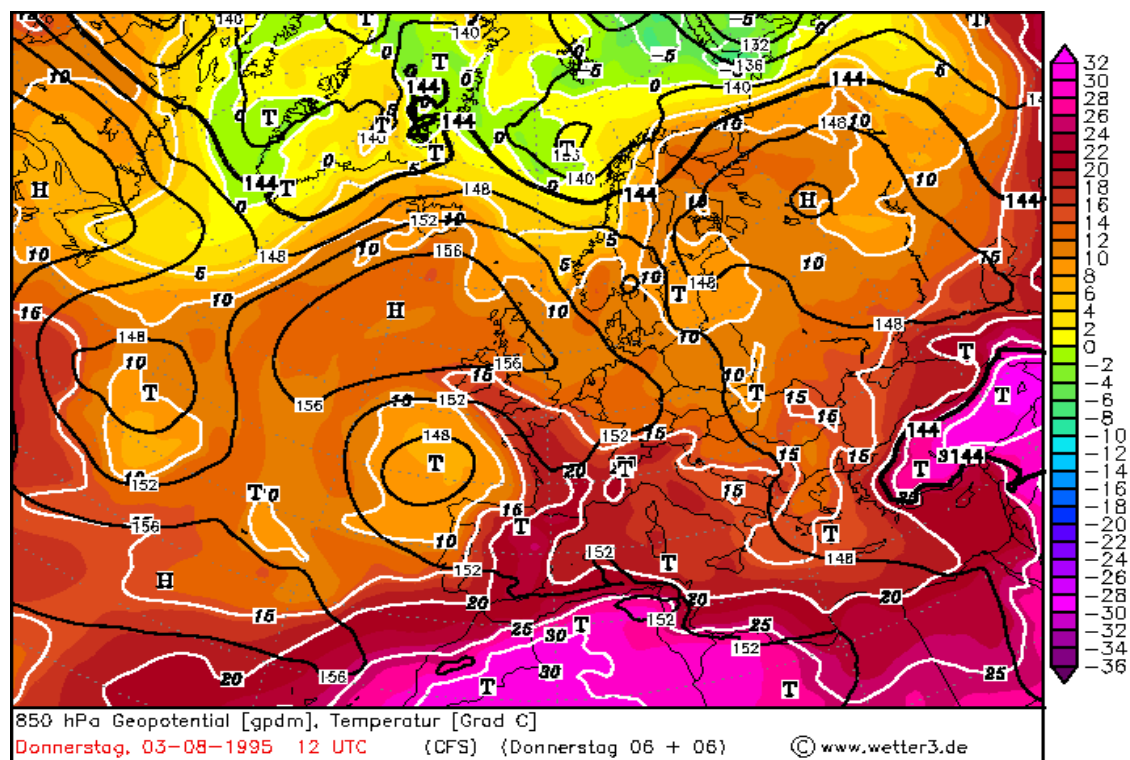
Χάρτης 5.12. Χάρτης 850 hPa για τις 02-08-1995 06 UTC.



Χάρτης 5.13. Χάρτης 850 hPa για τις 03-08-1995 00 UTC.



Χάρτης 5.14. Χάρτης 850 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC.



Χάρτης 5.15. Χάρτης 850 hPa για τις 03-08-1995 12 UTC.

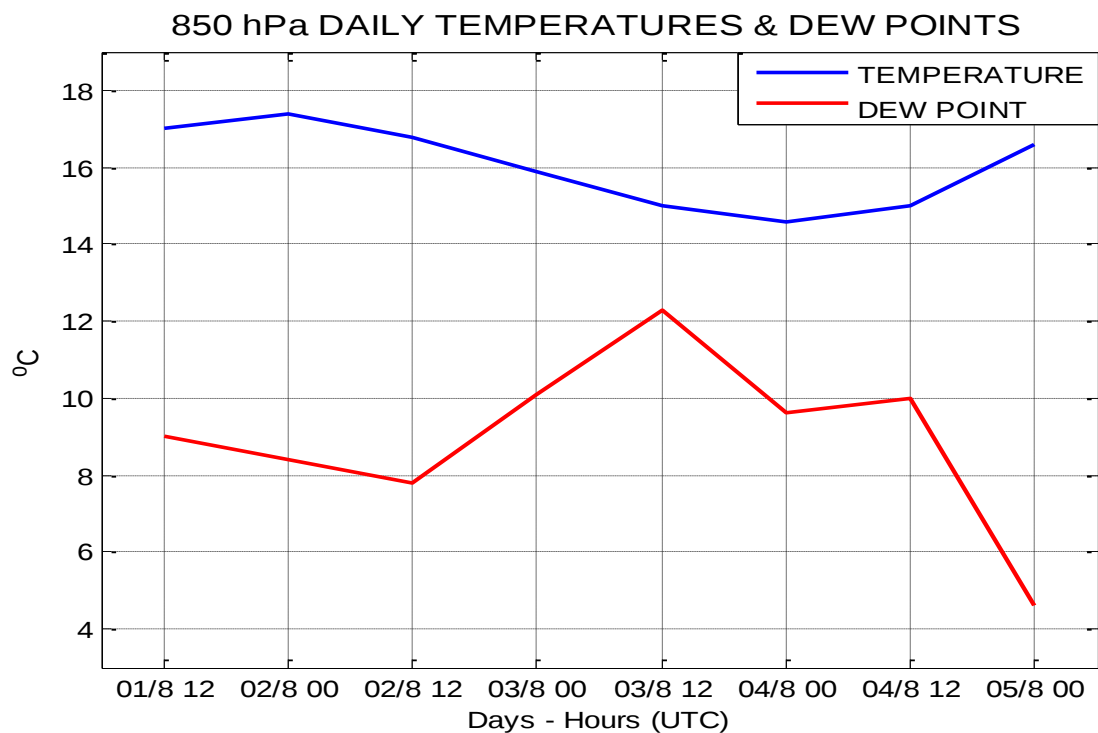
5.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 01-08-1995 12 UTC έως τις 05-08-1995 00 UTC.

Η χρονική κατανομή της θερμοκρασίας στα 850 hPa (Σχήμα 5.1), μας δείχνει συνεχόμενη πτώση της θερμοκρασίας από τις 02-08 00 UTC έως τις 04-08 00 UTC περίπου κατά 2.5 °C, ενώ στα 700 hPa (Σχήμα 5.2) από την 01-08 12 UTC έως τις 03-08 12 UTC η πτώση είναι μικρότερη και δεν ξεπερνά τον 1 °C.

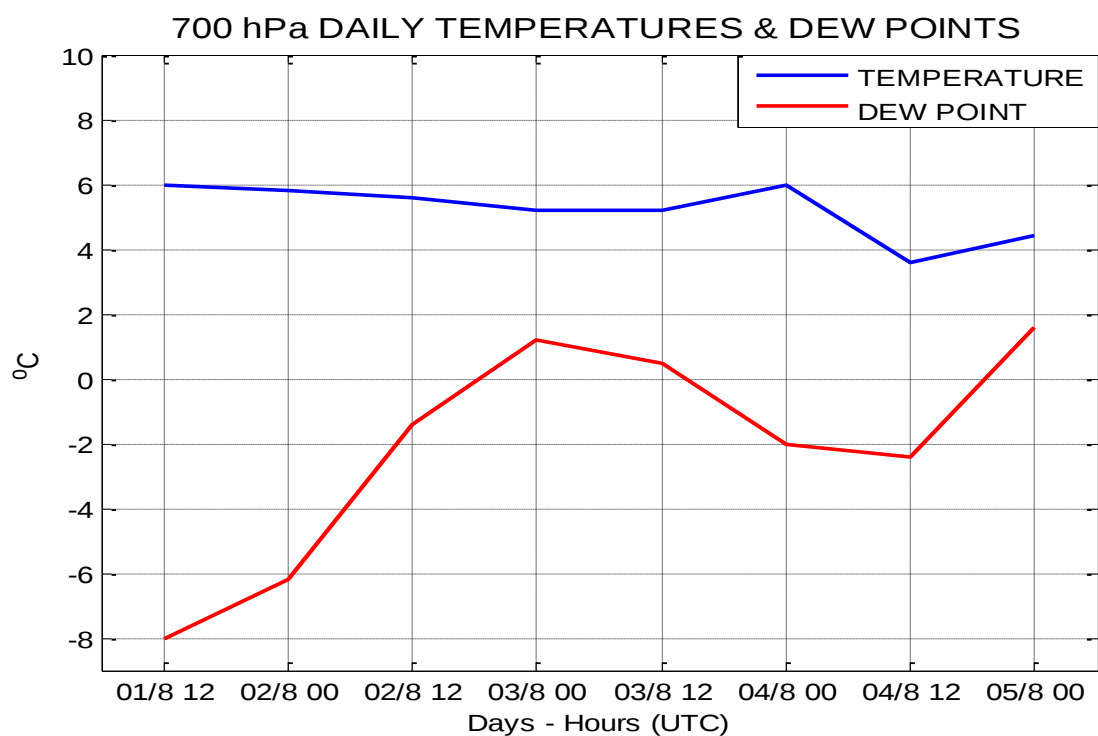
Αυτή η πτώση της θερμοκρασίας οφείλεται στη μεταφορά ψυχρότερων αερίων μαζών από την ευρύτερη περιοχή της βορειοανατολικής Ευρώπης προς τη χώρα μας, και μάλιστα αυτή η πτώση φαίνεται πως ήταν εντονότερη στα δυτικότερα τμήματα της χώρας μας.

Επιπλέον, η αέρια μάζα φαίνεται να βρισκόταν κοντά στον κορεσμό όπως φαίνεται από τη διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa. Η διαφορά μειώνεται σταδιακά μέχρι τις 03-08 12 UTC, οπότε φθάνει κάτω από τους 4 °C στα 850 hPa και περίπου τους 5 °C στα 700 hPa. Η μικρή διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου συνεπάγεται νεφοσκεπή ουρανό.

Παρόλο που φαίνεται ότι υπήρχε νέφωση, τα στοιχεία από τις ραδιοβολίσσεις που χρησιμοποιήθηκαν είναι από το Ελληνικό της Αθήνας, όπου δε σημειώθηκαν φαινόμενα και επιπλέον όπως ήδη έχει αναφερθεί η trough και η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα επηρέασαν κυρίως τα πιο δυτικά τμήματα της χώρας μας, όπου περιλαμβάνεται και η περιοχή της Σπάρτης, στην οποία πιθανόν αν υπήρχαν ραδιοβολίσσεις να έδειχναν μικρότερες διαφορές ανάμεσα στη θερμοκρασία και στο σημείο δρόσου. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 5.1. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 05-08-1995 00 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.



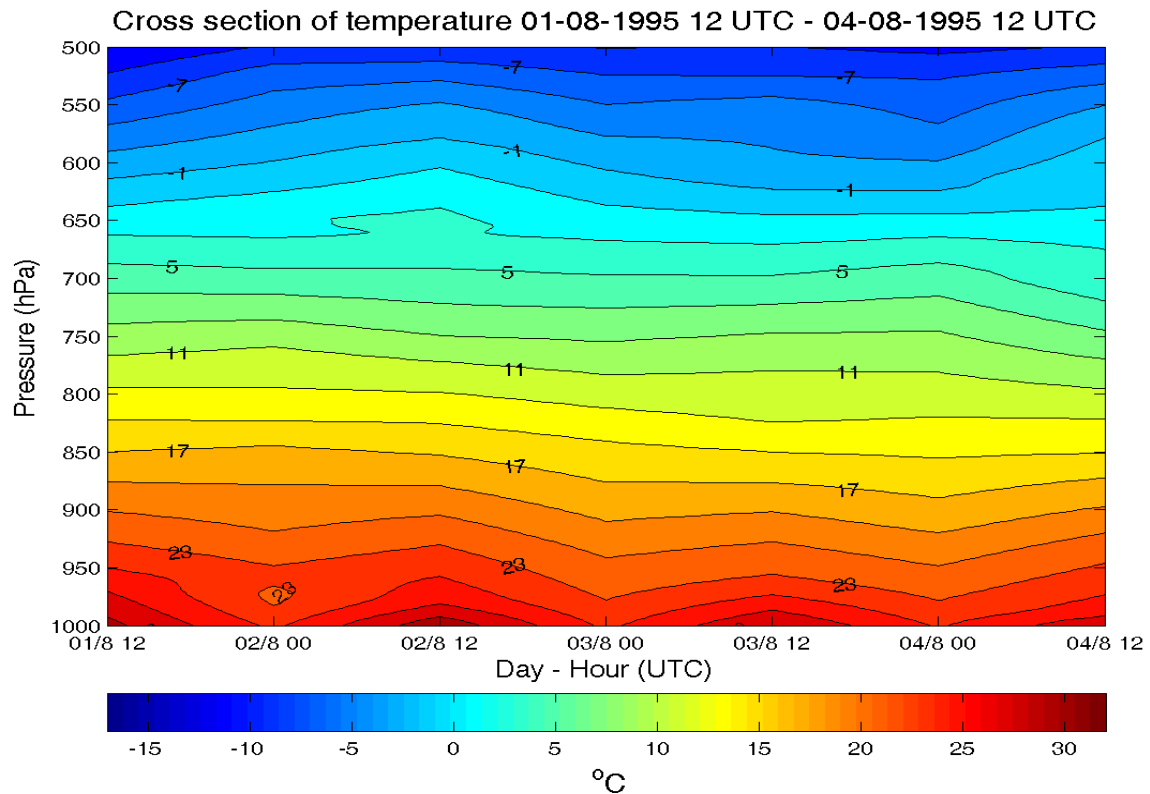
Σχήμα 5.2. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 700 hPa από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 05-08-1995 00 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

5.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 04-08-1995 12 UTC.

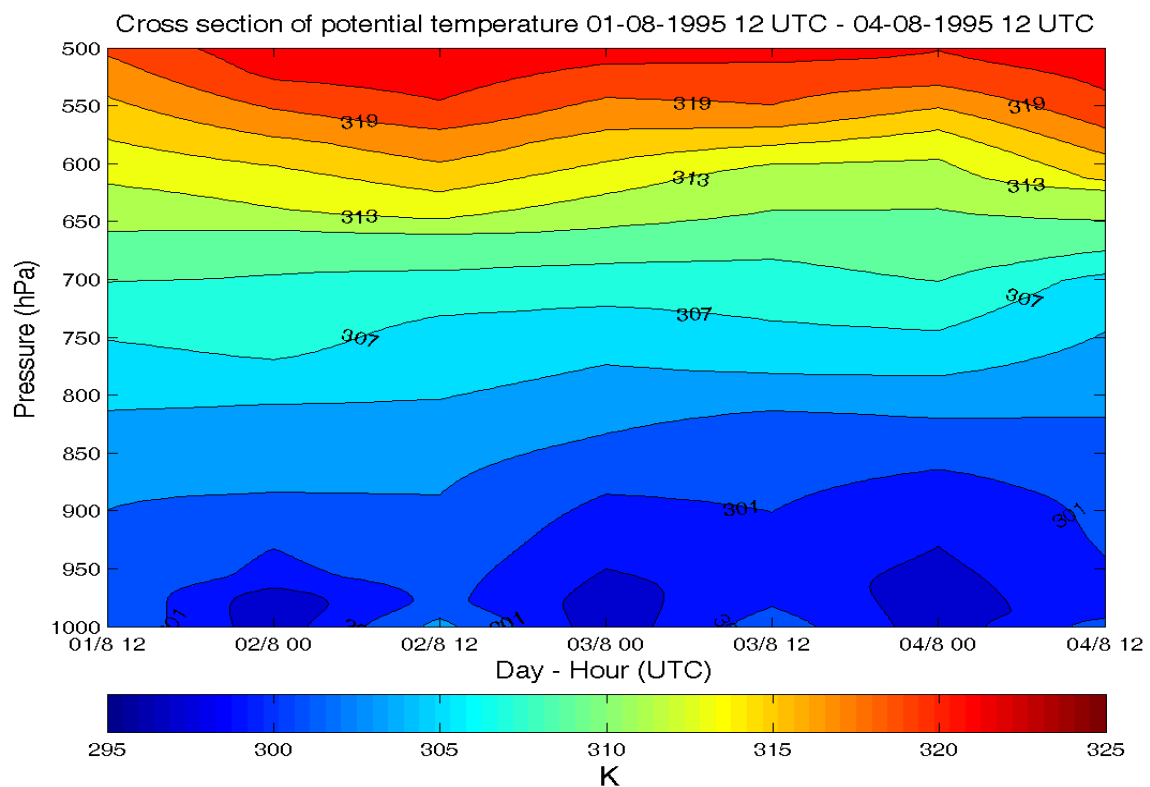
Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας (Σχήμα 5.3) και της δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 5.4) απεικονίζονται σε συνάρτηση με την πίεση σύμφωνα με ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού.

Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας από τις 01-08 12 UTC έως τις 04-08 12 UTC ανά 12 ώρες (Σχήμα 5.3), μας δείχνει πτώση της θερμοκρασίας κυρίως στην περιοχή μεταξύ των ισοβαρικών επιπέδων των 900 hPa και των 800 hPa, καθώς και μεταξύ των 650 hPa και των 550 hPa, στο 24ωρο από τις 02-08 12 UTC έως τις 03-08 12 UTC. Η πτώση της θερμοκρασίας πριν το μεσημέρι της 03-08 σε συνδυασμό με την υψηλή θερμοκρασία του αέρα κοντά στο έδαφος συνετέλεσε στην ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας.

Παράλληλα στο διάγραμμα που αναπαριστά την κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας, φαίνεται κατακόρυφη μετακίνηση των περιοχών στις οποίες παρουσιάζονται οι μικρότερες τιμές της δυνητικής θερμοκρασίας, μετά τις 02-08 12 UTC, κυρίως κάτω από τα 750 hPa. Η μορφή αυτή σημαίνει ότι για ένα συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο, η δυνητική θερμοκρασία μειώνεται με την πάροδο του χρόνου, κυρίως λόγω μεταφοράς ψυχρών αερίων μαζών από γειτονικές περιοχές, που στην περίπτωσή μας είναι τα βορειοδυτικά της χώρας μας, καθώς και λόγω εξάτμισης των σταγόνων καθώς πέφτουν, τις ώρες που έχει βροχόπτωση. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 5.3. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 04-08-1995 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

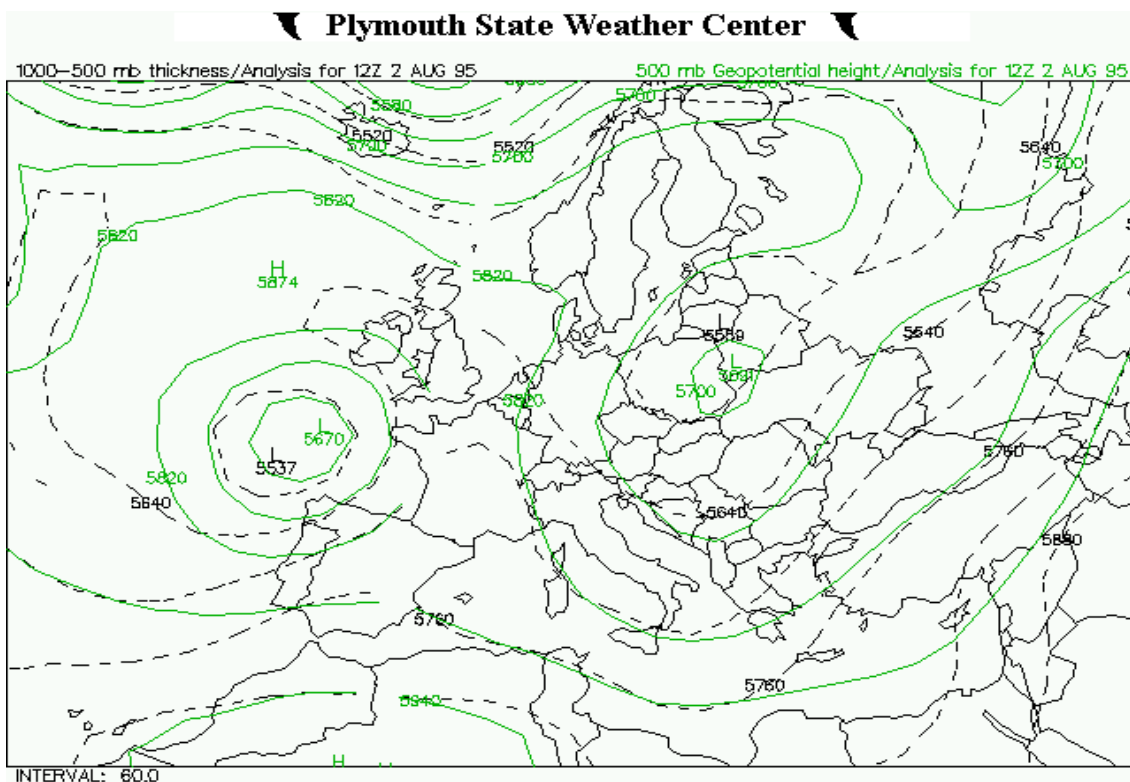


Σχήμα 5.4. Κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας από την 01-08-1995 12 UTC έως τις 04-08-1995 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

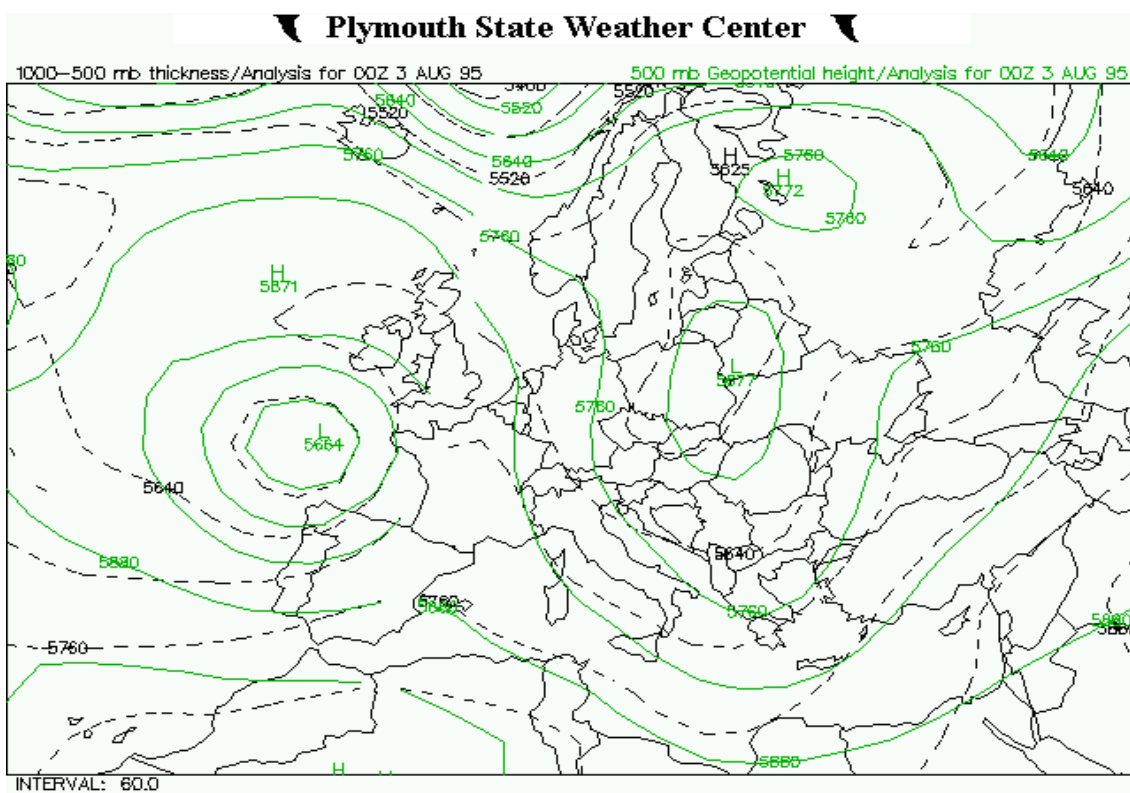
5.7. Trough ισοπαχών στο στρώμα 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa στις 03-08-1995.

Στους παρακάτω χάρτες (Χάρτες 5.16 έως 5.17) απεικονίζονται η χωρική κατανομή του πάχους στρώματος μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa με διακεκομμένες γραμμές και του γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa με συνεχείς γραμμές. Στις 02-08 12 UTC φαίνεται η trough των ισοπαχών 500/1000 hPa σχεδόν να ταυτίζεται με την trough ισοϋψών στα 500 hPa (Χάρτης 5.16), ενώ στις 03-08 00 UTC και 12 UTC (Χάρτες 5.17 και 5.18) δείχνει να κινείται πιο αργά και να εντοπίζεται δυτικότερα της trough στα 500 hPa. Η κατάσταση αυτή συνεπάγεται αρνητική μεταφορά πάχους στην περιοχή που καλύπτεται από την trough στα 500 hPa, που αυτό σημαίνει ενίσχυση της trough και επιδείνωση των φαινομένων αν υπάρχουν.

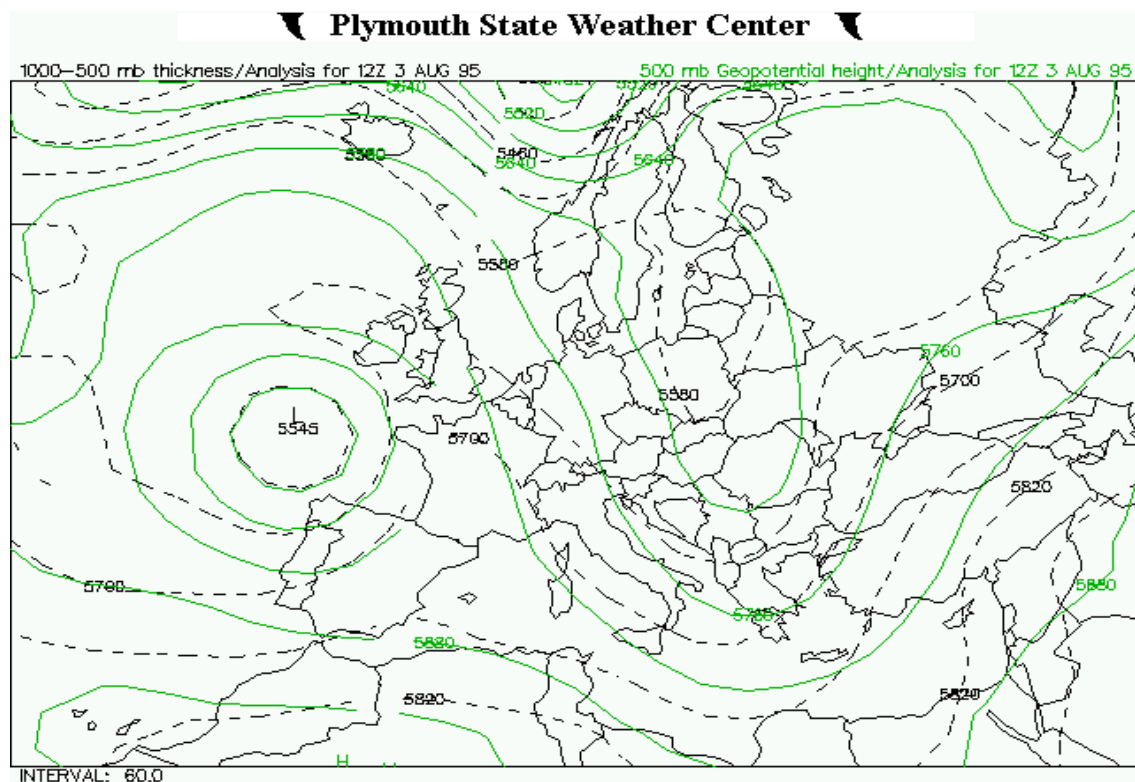
Επιπλέον, παρατηρείται γενικώς ανατολική - νοτιοανατολική πορεία και των δύο troughs, με παράλληλη μετακίνηση ισοϋψών μικρότερου γεωδυναμικού ύψους και ισοπαχών μικρότερου πάχους από βορειότερα πλάτη προς τη χώρα μας. Η μεταβολή αυτή στις ισοϋψείς και στις ισοπαχείς που αντιστοιχούν στην περιοχή της Σπάρτης, δείχνει ότι υπήρξε αρνητική μεταφορά πάχους στην ευρύτερη περιοχή, επομένως ψυχρή μεταφορά.



Χάρτης 5.16. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϑψών στα 500 hPa για τις 02-08-1995 12 UTC (Vortex.plymouth.edu).



Χάρτης 5.17. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϑψών στα 500 hPa για τις 03-08-1995 00 UTC. (Vortex.plymouth.edu).



Χάρτης 5.18. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 03-08-1995 12 UTC (Vortex.plymouth.edu).

Όλες οι παραπάνω αναπαραστάσεις της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας σε συνδυασμό με τους συνοπτικούς χάρτες των 700 hPa, των 850 hPa και των ισοπαχών μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa, μας πληροφορούν για ψυχρή μεταφορά στην περιοχή μας πριν σημειωθούν τα έντονα φαινόμενα. Η ψυχρή μεταφορά συνεπάγεται ευνοϊκές συνθήκες για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή πριν εκδηλωθούν τα φαινόμενα. Παράγοντες που επηρεάζουν την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας είναι η ύπαρξη έντονης θέρμανσης των κατώτερων στρωμάτων αέρα από το έδαφος και η μεταφορά ψυχρότερων αερίων μαζών ψηλότερα.

Ο παράγοντας με τον οποίο μελετήθηκε η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και της νότιας Ελλάδας σύμφωνα με στοιχεία από τις ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού ήταν η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e .

5.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e .

Η μεταφορά σχετικά ψυχρού αέρα πάνω από την περιοχή της Σπάρτης και μάλιστα σε μέρα θερινής περιόδου, που υπάρχει θέρμανση από το έδαφος των κατώτερων στρωμάτων της τροπόσφαιρας, προκάλεσε έντονη δυναμική αστάθεια.

Ισχυρό ρόλο στην περιοχή παίζει η ορογραφία, καθώς η Σπάρτη βρίσκεται ανάμεσα στις οροσειρές του Ταυγέτου (2407μ) και του Πάρνωνα (1935μ). Τα υψηλά όρη λειτουργούν ως αναστολές της ατμοσφαιρικής ροής, συντελώντας στη σύγκλιση,

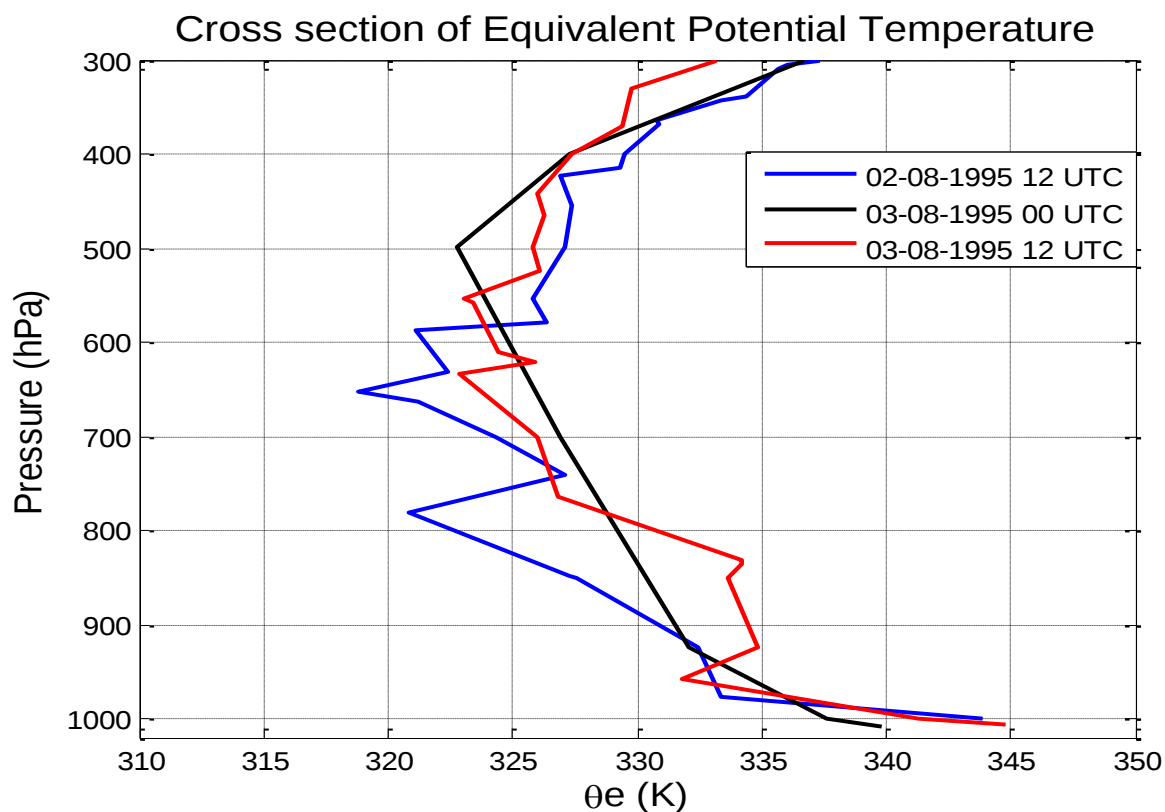
εντείνουν το σχηματισμό ορογραφικών κυμάτων και τροφοδοτούν με θερμότητα στρώματα της ατμόσφαιρας που βρίσκονται πιο ψηλά (Braham and Draginis 1960).

Η αναγκαία προϋπόθεση για να έχουμε δυναμική αστάθεια σύμφωνα με τη θεωρία είναι η πτώση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος κυρίως μέχρι το επίπεδο των 700 hPa. Γενικότερα θα πρέπει να ισχύει ότι:

$$\frac{d\theta_e}{dz} < 0 \quad \text{ή} \quad \frac{d\theta_e}{dp} > 0$$

Από την κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 5.5), φαίνεται ότι υπάρχει δυναμική αστάθεια και τις τρεις χρονικές στιγμές, με αύξηση της θ_e στα χαμηλά στρώματα στις 03-08 12 UTC σε σχέση με τις 03-08 00 UTC, γεγονός που συνεπάγεται ενδυνάμωση της δυναμικής αστάθειας και κατακόρυφη μεταφορά θερμότητας και υγρασίας.

Η μείωση της τιμής της θ_e με το ύψος είναι μεγάλη και αυτό συνεπάγεται έντονη δυναμική αστάθεια. Σύμφωνα με τη θεωρία το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης από άποψη δυναμικής αστάθειας κατατάσσεται στην τέταρτη κατηγορία των ισχυρών επεισοδίων βροχόπτωσης βάσει κυρίως του ύψους μέχρι το οποίο φθάνει η πτώση της θ_e (Dale L. Johnson 1982), πάνω από τα 700 hPa στη συγκεκριμένη περίπτωση. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε Ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.

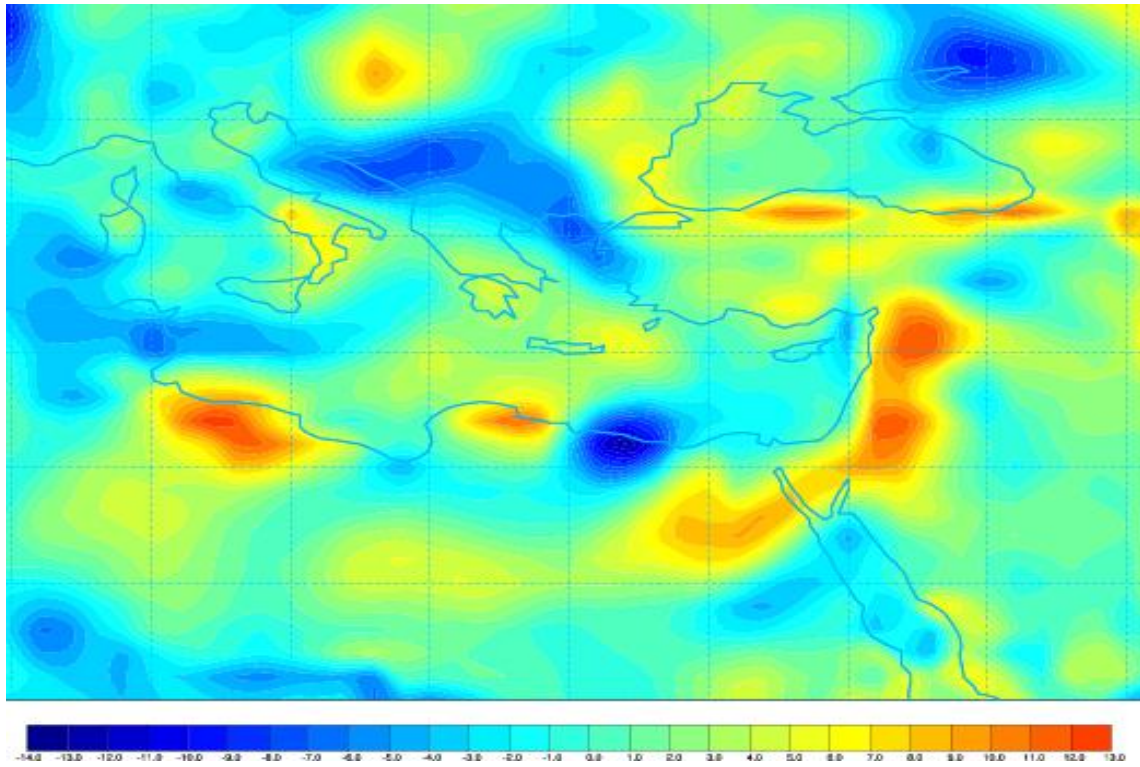


Σχήμα 5.5. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e για την 02-08 12 UTC, τις 03-08 00 UTC και τις 03-08 12 UTC του 1995.

5.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1995.

Για την ισχυρή βροχόπτωση η οποία σημειώθηκε στις 03-08-1995, υπολογίστηκε η μεταβολή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e μέσα στο 12ωρο πριν το επεισόδιο, από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC, με τη βοήθεια ενός αλγορίθμου και δεδομένων από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Η χωρική κατανομή της θ_e (Χάρτης 5.19) μας πληροφορεί για αύξηση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας στα 850 hPa κατά περίπου 4-5 K στην περιοχή της Σπάρτης, μεταβολή η οποία ενισχύει τη δυναμική αστάθεια στην περιοχή και συμφωνεί με το σχήμα 3.6 που αναφέρεται στην κατακόρυφη κατανομή της θ_e σύμφωνα με τις ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού.

Η ύπαρξη συμφωνίας των δύο κατανομών στα 850 hPa, είναι σημαντική ισοβαρικό επίπεδο για τη θερμοϋγρομετρική κατανομή και τη δυναμική αστάθεια της ατμόσφαιρας και επιπλέον απουσία ραδιοβολίσεων στη Σπάρτη, δείχνει ότι υπήρχε δυναμική αστάθεια και στο Ελληνικό και στη Σπάρτη.

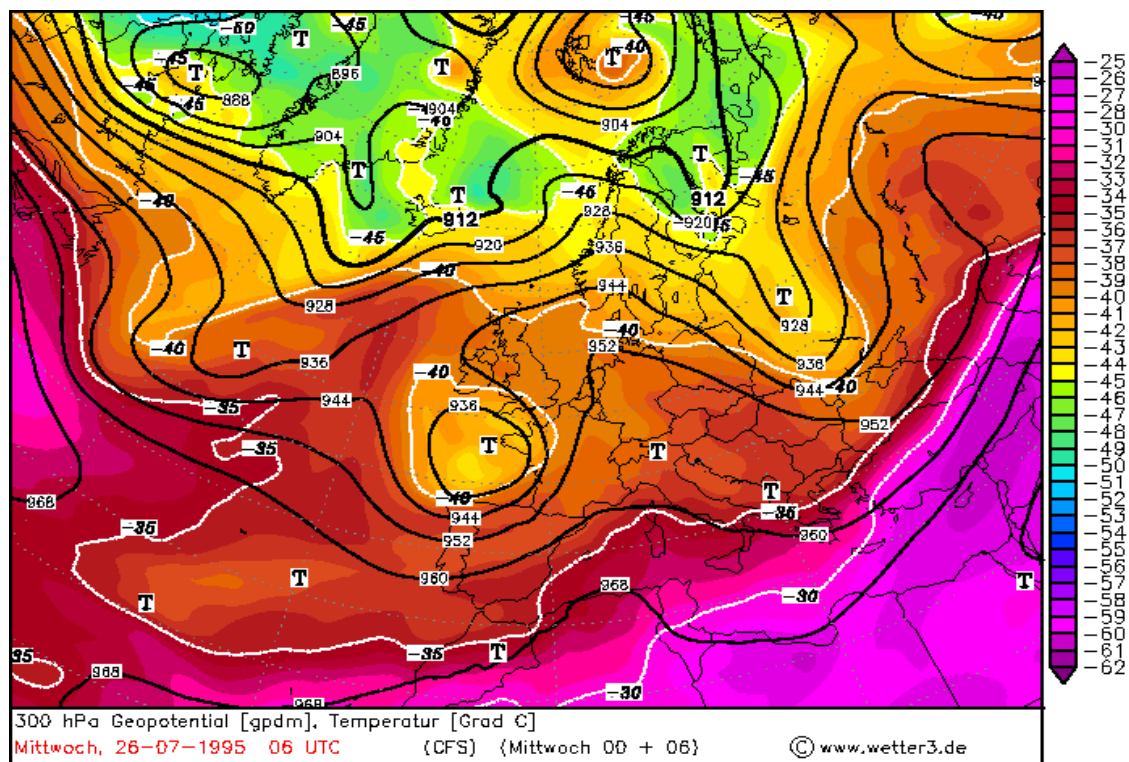


Χάρτης 5.19. Χάρτης μεταβολής της ισοδύναμης δυναμική θερμοκρασίας θ_e στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa για το 12ωρο από τις 03-08 00 UTC έως τις 03-08 12 UTC του 1995.

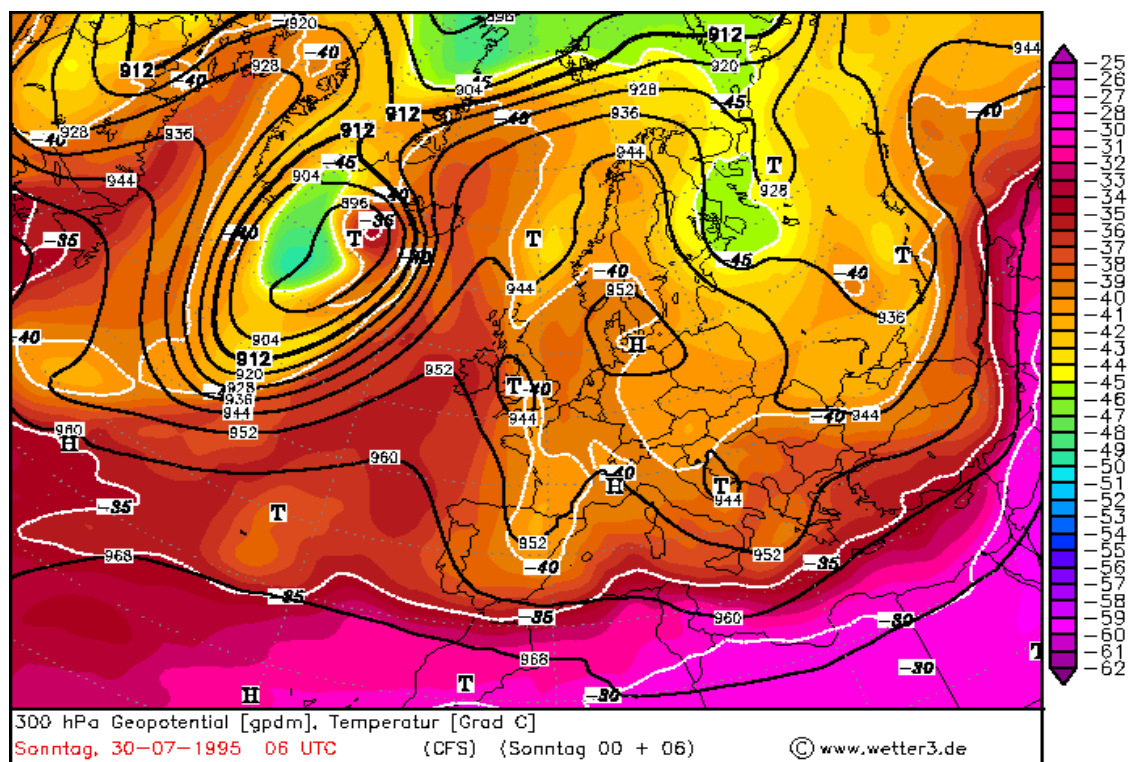
5.9. Η trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa.

Στους χάρτες των 300 hPa φαίνεται η δημιουργία και η πορεία της trough που επηρέασε τη χώρα μας και την περιοχή της Σπάρτης προκαλώντας τις ισχυρές βροχοπτώσεις στις 03-08-1995. Η trough ξεκίνησε από την κεντρική και τη βορειοανατολική Ευρώπη (Χάρτες 5.20 έως 5.22) και από τις 01-08 06 UTC (Χάρτης 5.23) άρχισε να επηρεάζει τη χώρα μας από τα βορειοδυτικά. Ουσιαστικά όμως κάλυψε τη χώρα μας μετά τις 03-08 00 UTC (Χάρτης 5.25), αλλά ειδικά στις 03-08 06 UTC και 12 UTC (Χάρτες 5.26 και 5.27).

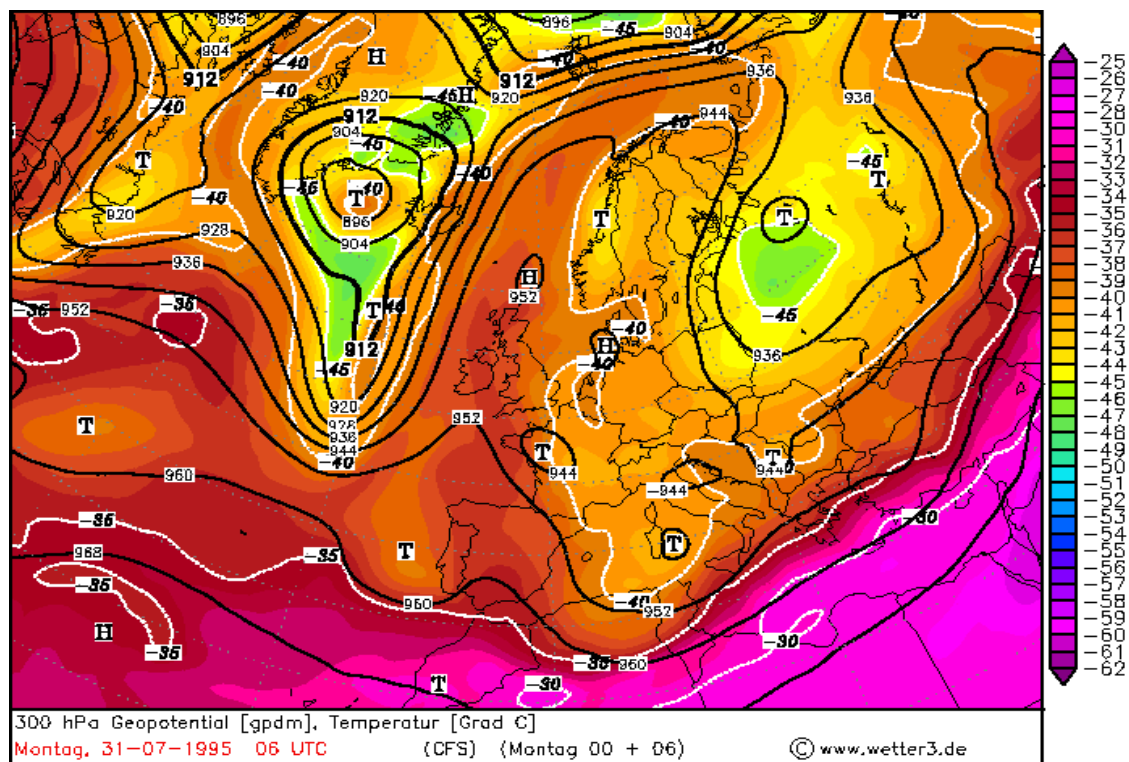
Παράλληλα ψυχρή αέρια μάζα από την ανατολική Σκανδιναβία και τη Ρωσία, μέσα στο διάστημα αυτών των ημερών ακολούθησε πορεία προς το νότο, φθάνοντας μέχρι τα Βαλκάνια στις 03-08 12 UTC (Χάρτης 5.27) με αρκετά χαμηλές θερμοκρασίες για την εποχή περίπου -45°C στο κέντρο της, ενισχύοντας έτσι την trough. Χαρακτηριστικό της εικόνας στα 300 hPa πάνω από την περιοχή της Σπάρτης στις 03-08 12 UTC (Χάρτης 5.27) είναι η πτώση του γεωδυναμικού ύψους σε σχέση με τις προηγούμενες μέρες αλλά ακόμα και τα προηγούμενα δύο ώρα 00 UTC και 12 UTC (Χάρτες 5.25 και 5.26), καθώς η ισοϋψής των 5520 gpm φαίνεται να περνάει νοτιότερα σε σχέση με προηγουμένως.



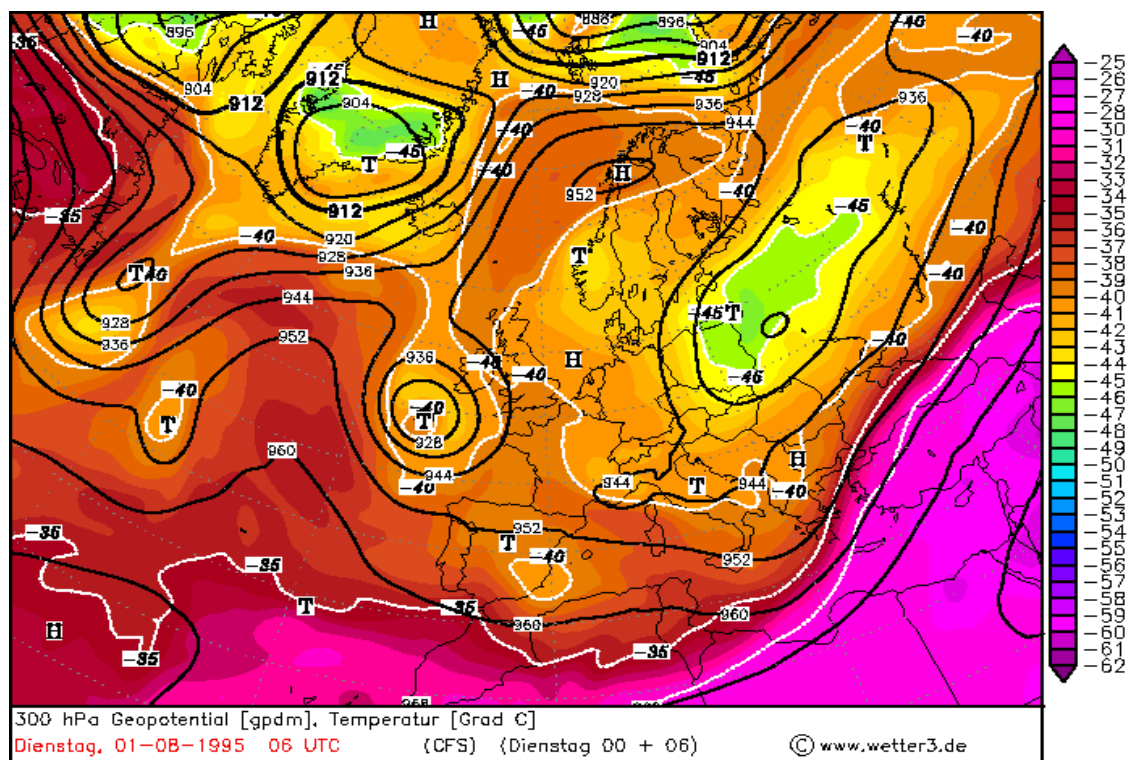
Χάρτης 5.20. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 26-07-1995 06 UTC (Wetter3.de).



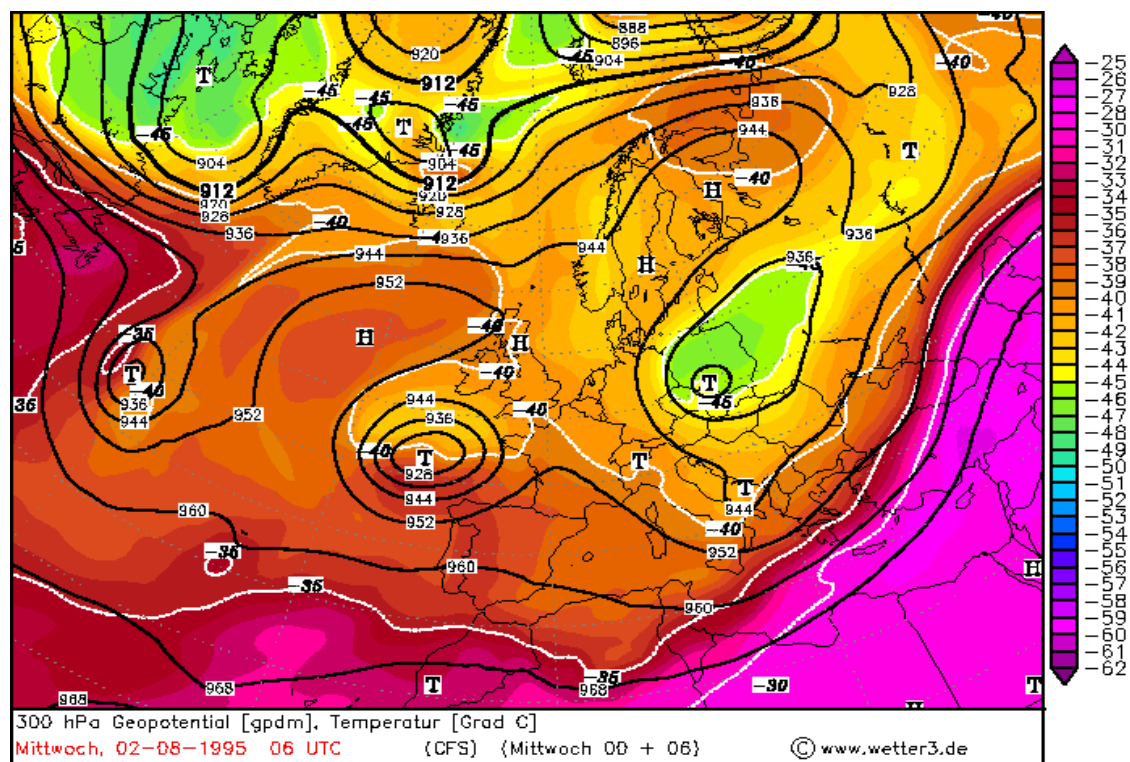
Χάρτης 5.21. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 30-07-1995 06 UTC (Wetter3.de).



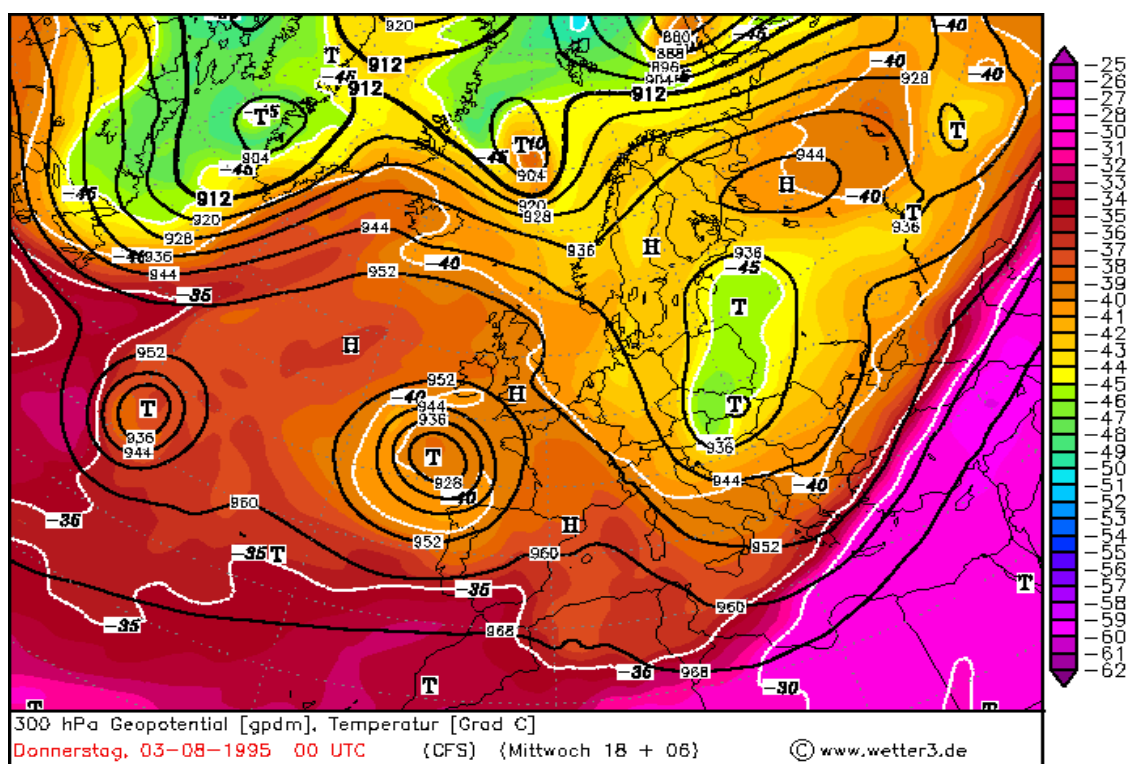
Χάρτης 5.22. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 31-07-1995 06 UTC (Wetter3.de).



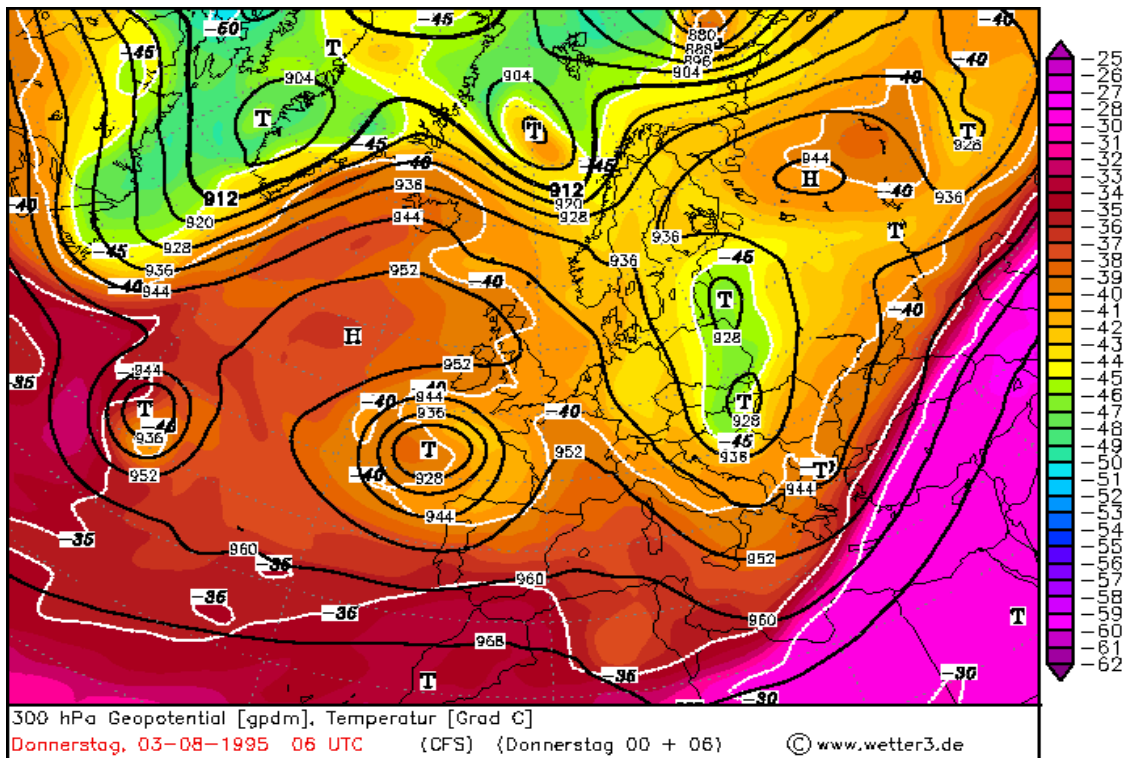
Χάρτης 5.23. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 01-08-1995 06 UTC (Wetter3.de).



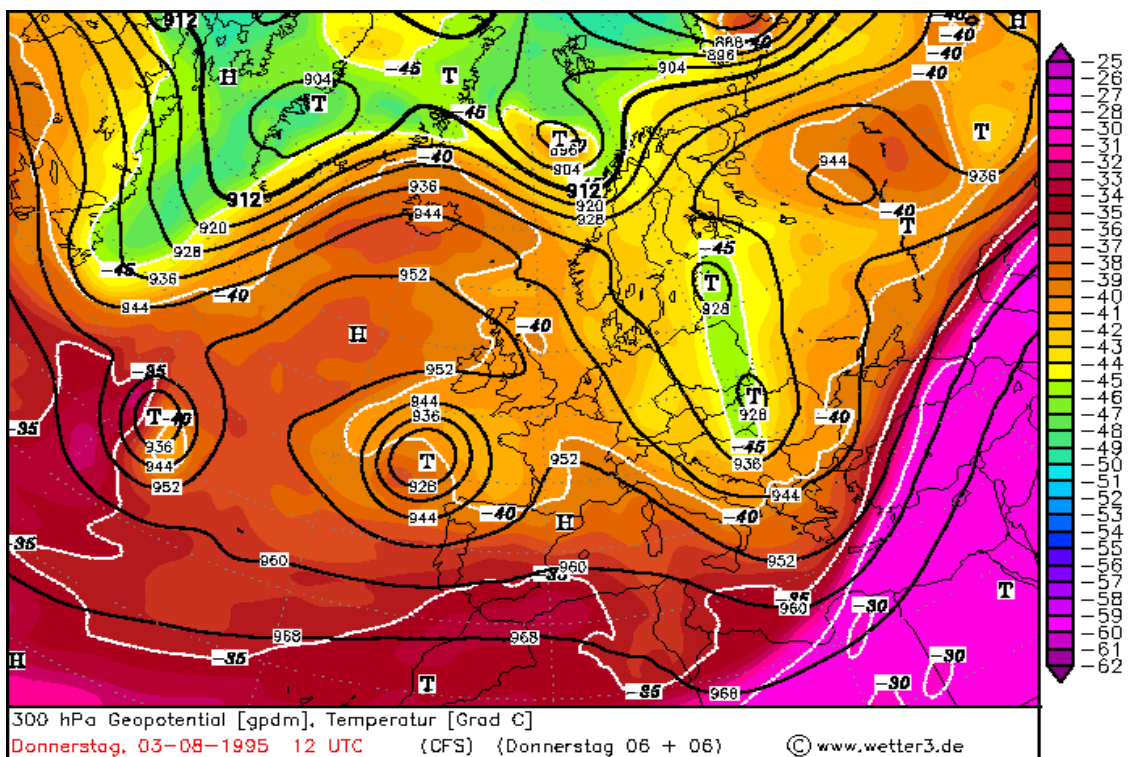
Χάρτης 5.24. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 02-08-1995 06 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 5.25. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 03-08-1995 00 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 5.26. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 03-08-1992 06 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 5.27. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 03-08-1992 12 UTC.

Ενδιαφέρον παρουσιάζουν τα πεδία του σχετικού στροβιλισμού και της μεταφοράς του σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa, για το σχηματισμό και την εξέλιξη του επεισοδίου ισχυρής βροχόπτωσης πάνω από την περιοχή της Σπάρτης.

5.10. Πεδία σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC και 12 UTC.

Οι χάρτες των 300 hPa δείχνουν εμφανώς μία καλοσχηματισμένη trough με κέντρο χαμηλών γεωδυναμικών υψών στα Βαλκάνια στις 03-08 12 UTC (Χάρτης 5.27), με το γεωδυναμικό ύψος να πέφτει κάτω από 9520 gpm στην περιοχή της Σπάρτης.

Για τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11° γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30° γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32° γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43° γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1° , καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού.

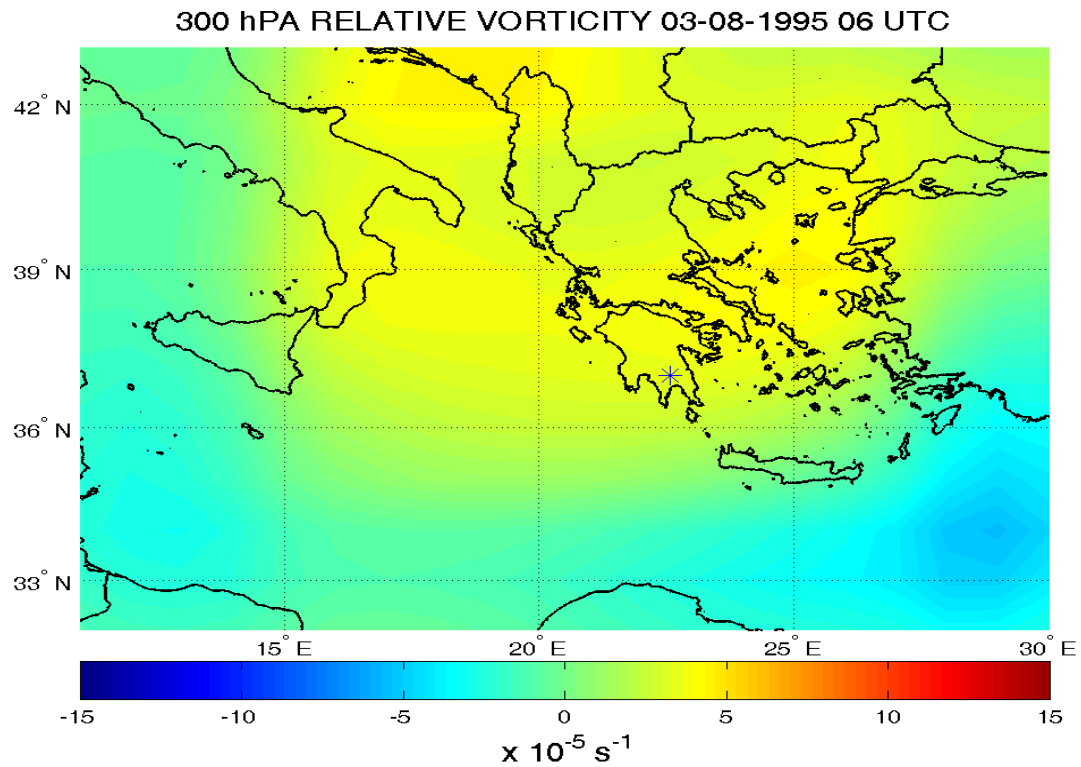
Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, καθώς και γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού. Τα πεδία σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού τα οποία δείχνουν ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία ισχυρής βροχοπτώσεων στη Σπάρτη, δηλαδή κυκλωνικό σχετικό στροβιλισμό και θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, συνοψίζονται στα παρακάτω κεφάλαια.

Επιπλέον, για την εμφάνιση φαινομένων μας αφορά κυρίως η περιοχή μελέτης να βρίσκεται δεξιά από τον άξονα της trough, επειδή εκεί εντοπίζεται η θετική μεταφορά στροβιλισμού. Μάλιστα όσο μεγαλύτερη πυκνότητα και καμπυλότητα παρουσιάζουν οι ισοϋψείς τόσο πιο έντονη είναι η μεταφορά στροβιλισμού, η οποία είναι θετική εάν το διάνυσμα του ανέμου έχει κατεύθυνση από περιοχές κυκλωνικού στροβιλισμού προς περιοχές αντικυκλωνικού (βλ. θεωρία Κεφ. 2.3.1.5).

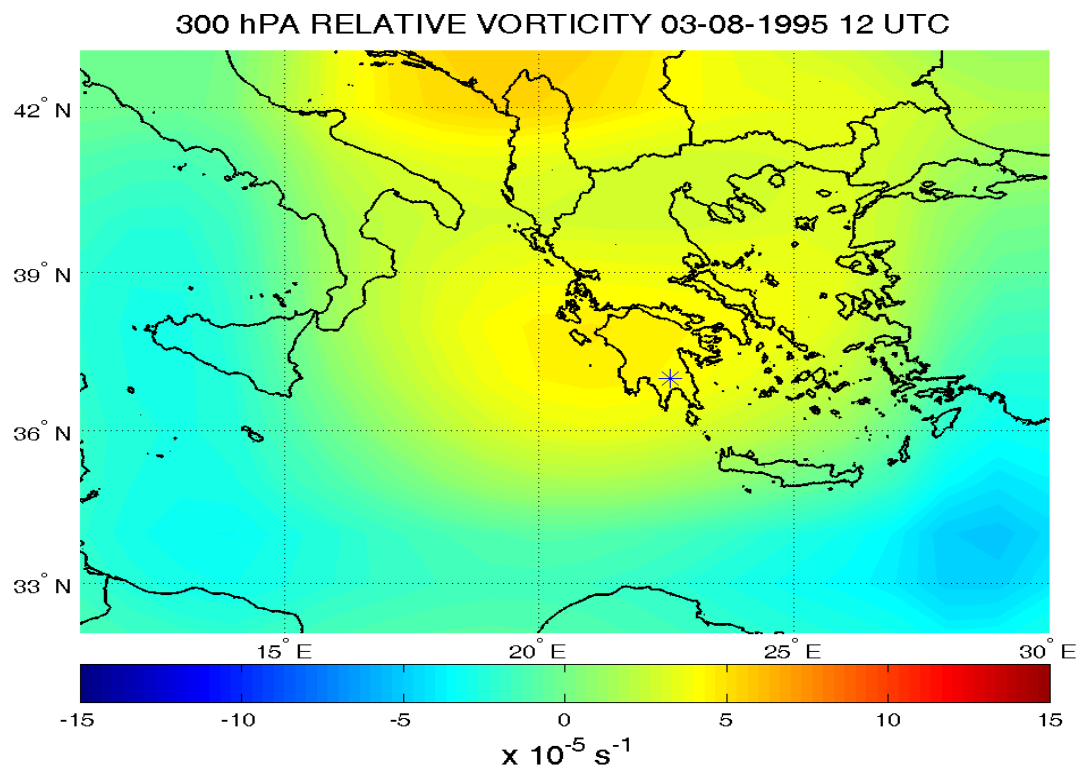
Η επεξεργασία των δεδομένων για τις 03-08 και ώρα 06 UTC μας δίνει το χάρτη με σχηματισμένο το πεδίο σχετικού στροβιλισμού πάνω από την περιοχή ενδιαφέροντος (Χάρτης 5.28). Στο χάρτη με το πεδίο του σχετικού στροβιλισμού μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι μεγαλύτερες τιμές σχετικού στροβιλισμού περίπου $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ παρατηρούνται σε ένα μεγάλο μέρος της Ελλάδας της νότιας Αδριατικής και της ανατολικής Ιταλίας. Η περιοχή της Σπάρτης βρίσκεται εντός του πεδίου θετικού σχετικού στροβιλισμού, αλλά με τιμές περίπου $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Έπειτα από την ίδια επεξεργασία για τις 03-08 και ώρα 12 UTC, έχουμε ένα πεδίο σχετικού στροβιλισμού σχεδόν αμετάβλητο σε σχέση με τις 06 UTC και οι

τιμές μέγιστου σχετικού στροβιλισμού πλησιάζουν αργά προς τη Σπάρτη (Χάρτης 5.29).



Χάρτης 5.28. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1995 06 UTC.



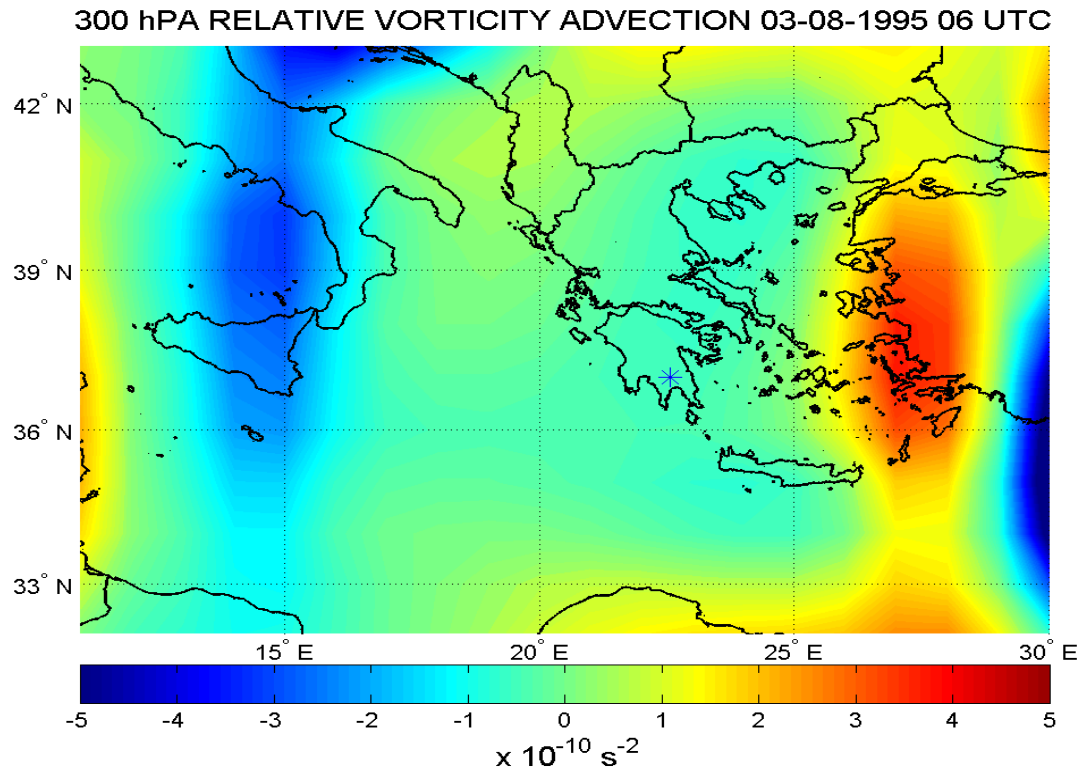
Χάρτης 5.29. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-1995 12 UTC.

5.11. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 06 UTC και 12 UTC.

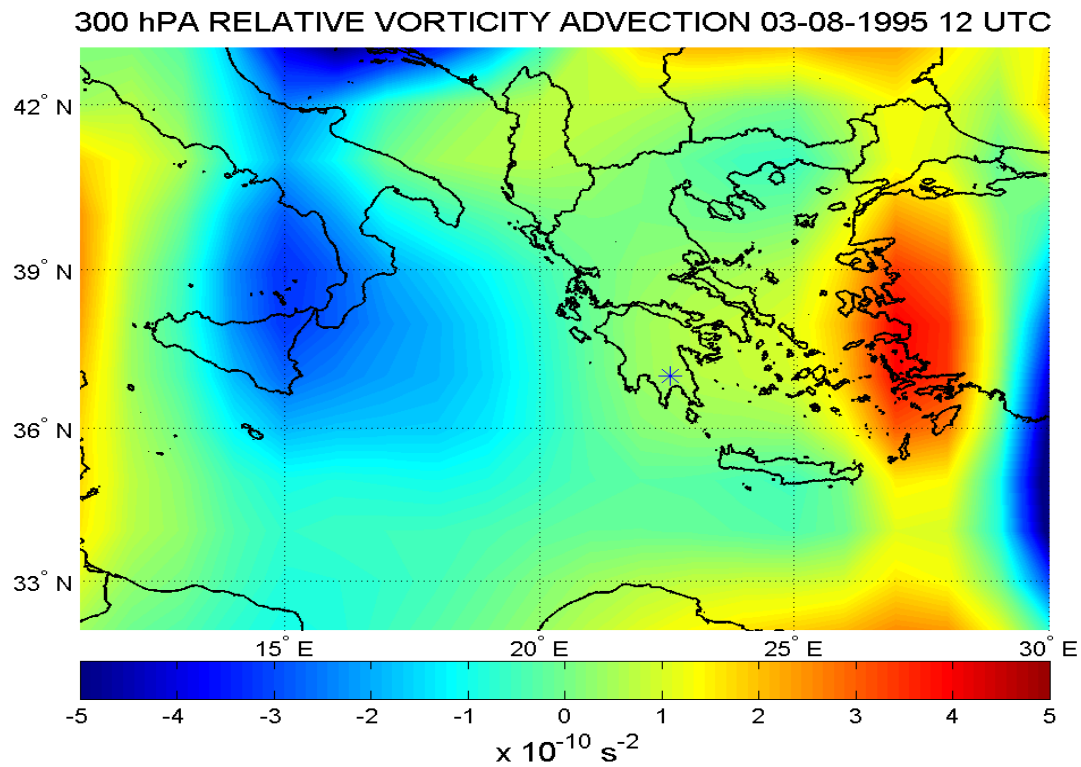
Μεγαλύτερο ενδιαφέρον κρύβει η αντίστοιχη ανάλυση των χαρτών του επιπέδου των 300 hPa για την εύρεση του πεδίου μεταφοράς στροβιλισμού, αφού η θετική μεταφορά στροβιλισμού είναι αυτή που καθορίζει αν θα εκδηλωθούν ισχυρά φαινόμενα και κατά πόσο θα ενισχυθούν ή θα εξασθενήσουν.

Στις 03-08 και ώρα 06 UTC, παρατηρείται ένα κέντρο μέγιστης θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ανατολικό Αιγαίο με τιμές περίπου $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$. Στην περιοχή της Σπάρτης φαίνεται να υπάρχουν τιμές θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού κοντά στα $0.5 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, στοιχείο που ενδέχεται να έχει παίξει ρόλο στην εμφάνιση ανοδικών ρευμάτων και ισχυρής βροχόπτωσης λίγες ώρες αργότερα. (Χάρτης 5.30). Η τιμή είναι όμως μικρή και δε μπορεί το επεισόδιο βροχόπτωσης να αποδοθεί μόνο σε θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού.

Τα αποτελέσματα για τις 03-08 12 UTC δείχνουν μικρή ενίσχυση της θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ανατολικό Αιγαίο με τιμές που ξεπερνούν τα $4 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$. Επιπλέον, φαίνεται αύξηση της θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού και στη Σπάρτη με τιμές που ξεπερνούν το $1 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ (Χάρτης 5.31). Αυτή η αύξηση αποτελεί θετικό παράγοντα για τη δημιουργία ισχυρής βροχόπτωσης στην περιοχή στις 03-08.



Χάρτης 5.30. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 06 UTC.



Χάρτης 5.31. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 03-08-2001 12 UTC.

5.12. Συμπεράσματα για το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης που σημειώθηκε στις 03-08-1995.

Η συνοπτική κατάσταση με την trough να διέρχεται πάνω από τον ελληνικό χώρο και να επηρεάζει τη Σπάρτη δικαιολογεί τις κατάλληλες συνθήκες για το σχηματισμό ισχυρών φαινομένων βροχόπτωσης.

Η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού στα 300 hPa παρατηρείται στις 03-08 06 UTC αλλά κυρίως στις 12 UTC και αποτελεί παράγοντα, όχι το σημαντικότερο, που συνετέλεσε στη δημιουργία της ισχυρής βροχόπτωσης. Επίσης η αρνητική μεταφορά πάχους 500/1000 hPa από τα βορειοδυτικά, η ύπαρξη κρύου αέρα κυρίως ανάμεσα στα επίπεδα των 800 hPa και 900 hPa, καθώς και μεταξύ των επιπέδων των 550 hPa και των 650 hPa, ήταν σημαντικός παράγοντας για την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας κυρίως στις 03-08 00 UTC, λίγες ώρες δηλαδή πριν από το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης. Οπότε η συγκεκριμένη ισχυρή βροχόπτωση μπορεί να αποδοθεί κυρίως σε θερμοδυναμικά αίτια.

Ο συνδυασμός της ορογραφίας της περιοχής, της ύπαρξης δυναμικής αστάθειας και της γενικότερης συνοπτικής κατάστασης, προκάλεσε στη Σπάρτη ισχυρά φαινόμενα στις 03-08, παρόλο που σε άλλες κοντινές περιοχές δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα ή ήταν πιο ασθενή. Για παράδειγμα στο Ελληνικό και στην Τανάγρα σύμφωνα με στοιχεία από μετεωρολογικούς σταθμούς της Ε.Μ.Υ. δεν παρατηρήθηκε βροχόπτωση στις 03-08, ενώ στην Καλαμάτα μετρήθηκαν μόλις 1.5 mm συνολικού υετού. Βέβαια στην Τρίπολη μετρήθηκαν 20.8 mm υετού, περίπου τα μισά απ' ό,τι στη Σπάρτη κι αυτό μπορεί να αποδοθεί κυρίως στην επίσης έντονη ορογραφία της περιοχής.

6. Επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης 01-08-2001.

Η τέταρτη περίπτωση που μελετήθηκε αφορά σε επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης συνολικού υετού 50mm, που σημειώθηκε στην περιοχή της Σπάρτης κατά το χρονικό διάστημα μεταξύ της 31-07-2001 20:00 ώρα Ελλάδος και της 01-08-2001 08:00 ώρα Ελλάδος, σύμφωνα με τις μετρήσεις του μετεωρολογικού σταθμού της Ε.Μ.Υ. στη Σπάρτη. Το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης σύμφωνα με προσωπική εμπειρία καθώς διέμενα στη Σπάρτη το 2001, δεν ήταν συνεχόμενο, αλλά εκτυλίχθηκε αργά το απόγευμα στις 31-07 και νωρίς το πρωί την 01-08. Μάλιστα και η απογευματινή και η πρωινή καταιγίδα συνοδεύτηκαν από έντονη ηλεκτρική δραστηριότητα, οπότε μπορεί να χαρακτηριστούν ως καταιγίδες, σύμφωνα με τον ορισμό της καταιγίδας που απαιτεί την ύπαρξη ηλεκτρικής δραστηριότητας. Η πτώση κεραυνών μάλιστα προκάλεσε προβλήματα σε ηλεκτρικές συσκευές.

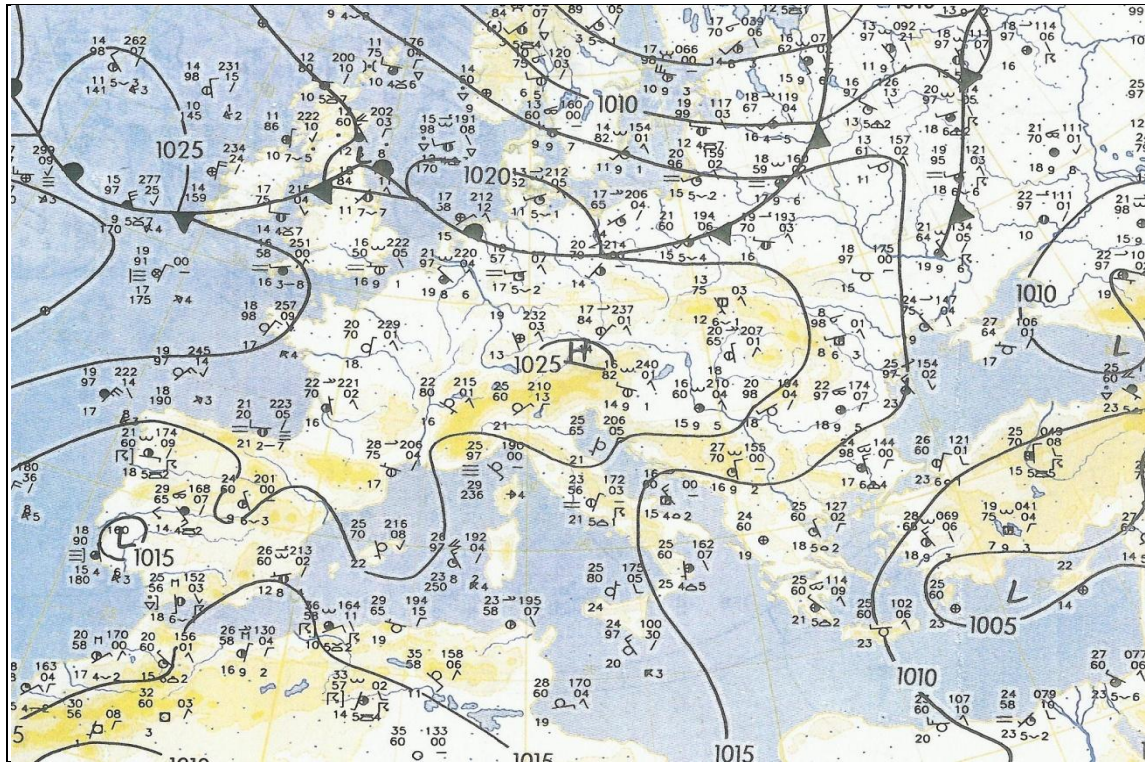
Από το μετεωρολογικό σταθμό της Ε.Μ.Υ. φαίνονται επίσης καταγραφές υετού στις 31-07 πριν τις 20:00 ώρα Ελλάδος με συνολικό υετό 16 mm, καθώς και στις 30-07 με 4mm υετό. Συνολικά αυτές τις μέρες σημειώθηκε υετός 70 mm.

6.1. Περιγραφή της συνοπτικής κατάστασης πριν από το επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης της 31-07 και της 01-08 του 2001.

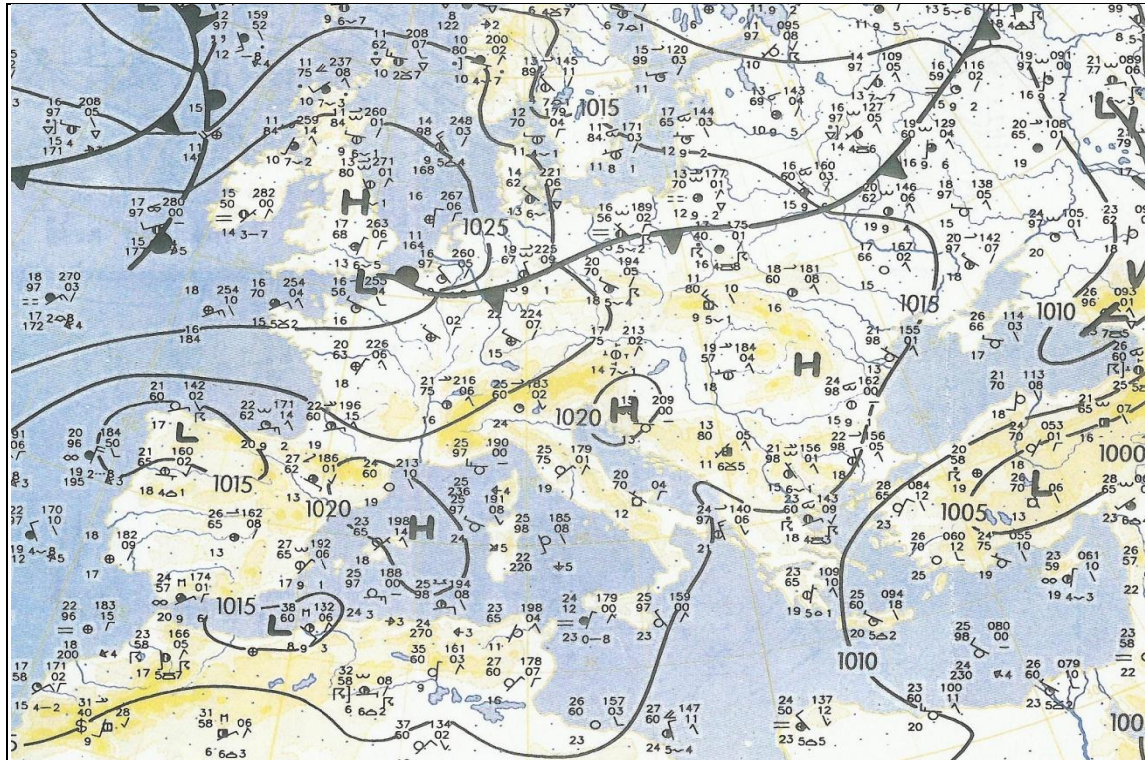
Κατ' αρχάς, όπως συμπεραίνεται από τη μελέτη χαρτών 850 hPa και 700 hPa, ήδη από μέρες υπήρχε ένα πεδίο σχετικά χαμηλών θερμοκρασιών πάνω από την κεντρική Ευρώπη και τη δυτική βαλκανική, γεγονός που υποδεικνύει αυξημένη πιθανότητα για δυσμενείς μετεωρολογικές συνθήκες κυρίως στα ηπειρωτικά των περιοχών αυτών. Αυτή η σχετικά ψυχρή αέρια μάζα άρχισε να κινείται προς την Ελλάδα πριν από τις 29-07 καλύπτοντας έτσι τον ελληνικό χώρο σταδιακά από βορρά προς νότο μέσα στο διάστημα μεταξύ 29-07 και 31-07.

6.2. Χάρτες επιφανείας για τις 31-07-2001 00 UTC και την 01-08-2001 00 UTC.

Στους χάρτες επιφανείας για τις 31-07 00 UTC και την 01-08 00 UTC, δεν παρατηρείται κάποιο βαρομετρικό χαμηλό ή μέτωπο να διέρχεται από την περιοχή της Ελλάδας, παρά μόνο η παρουσία του βαρομετρικού χαμηλού της Κύπρου, εικόνα συνηθισμένη τους θερινούς μήνες με τα μελτέμια στη χώρα μας (Χάρτες 6.1 και 6.2). Το μόνο που μπορεί να φανεί είναι μια πύκνωση των ισοβαρών την 01-08 00 UTC (Χάρτης 6.2) στην περιοχή του βορειοανατολικού Αιγαίου, γεγονός που συνεπάγεται ενίσχυση των μελτεμιών στην περιοχή.



Χάρτης 6.1. Χάρτης επιφανείας για τις 31-07-2001 00 UTC (European Meteorological Bulletin).



Χάρτης 6.2. Χάρτης επιφανείας για την 01-08-2001 00 UTC (European Meteorological Bulletin).

6.3. Ψυχρό μέτωπο και ψυχρή μεταφορά στο ισοβαρικό επίπεδο των 700 hPa στις 31-07-2001.

Στους χάρτες των 700 hPa τις μέρες 30-07 και 31-07, η ψυχρή αέρια μάζα επάνω από την κεντρική Ευρώπη φαίνεται να επεξετείνει μία γλώσσα προς νότια – νοτιοανατολικά επάνω στον ελληνικό χώρο και στις 31-07 στις 12:00 UTC είχε ήδη δημιουργήσει ψυχρό μέτωπο κατά μήκος του τόξου που ενώνει το βορειοανατολικό Αιγαίο, τις ακτές της ανατολικής Πελοποννήσου και της ανατολικής Στερεάς (Χάρτες 6.3 και 6.5). Αξιοσημείωτη είναι και η λίμνη ψυχρού αέρα 4 °C στη βόρεια Ελλάδα ήδη από τις 30-07, η οποία συνετέλεσε στο σχηματισμό του ψυχρού μετώπου.

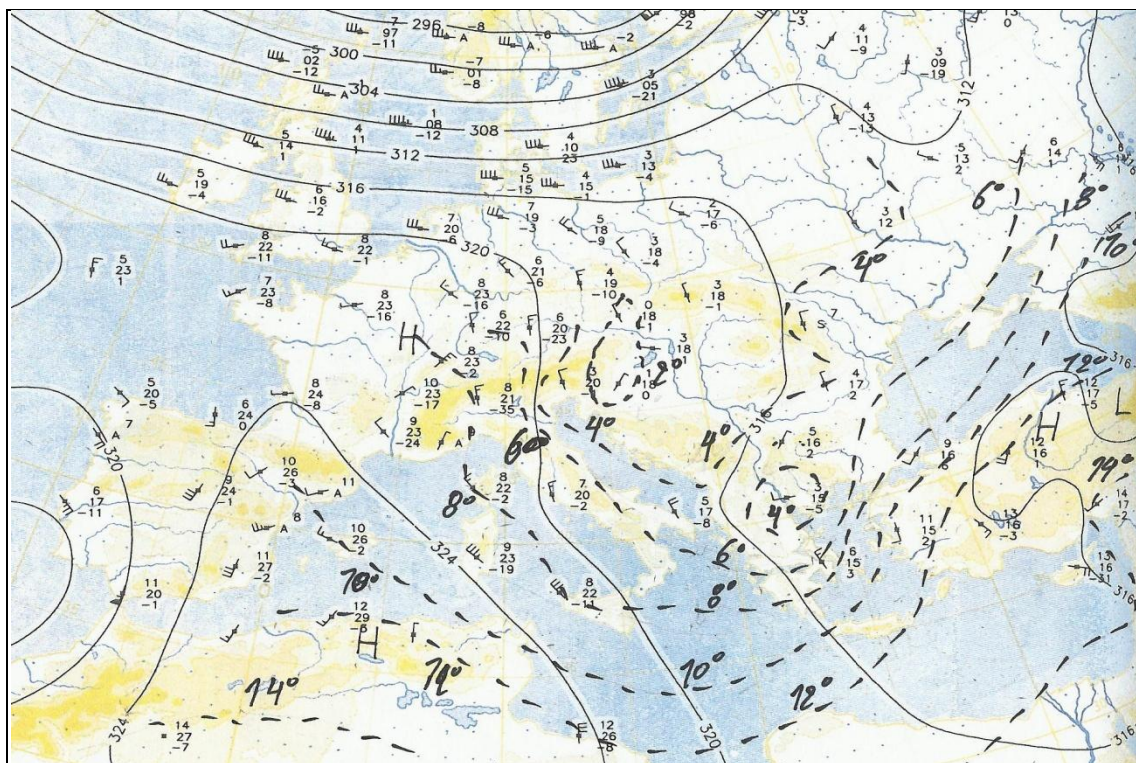
Λόγω έλλειψης συνοπτικών χαρτών για τη χάραξη ισοθέρμων, για τις χρονικές στιγμές εκτός από τις 12 UTC, έχουν χρησιμοποιηθεί συνοπτικοί χάρτες από το Wetter3.de.

Για τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 700 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

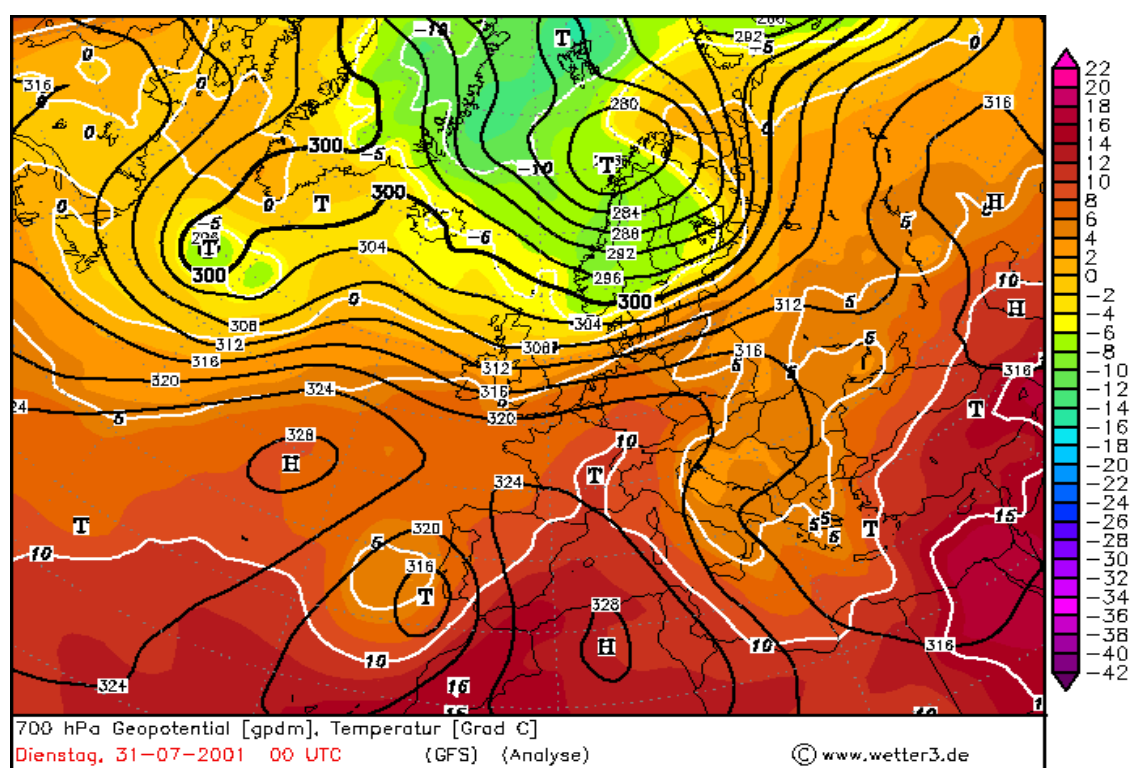
Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11⁰ γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30⁰ γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32⁰ γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43⁰ γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1⁰, καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa.

Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, οι τιμές της θερμοκρασίας καθώς και του γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού μεταφοράς θερμοκρασίας. Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες για τις αντίστοιχες ώρες που παρατηρήθηκε η πιο έντονη ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης στα 700 hPa.

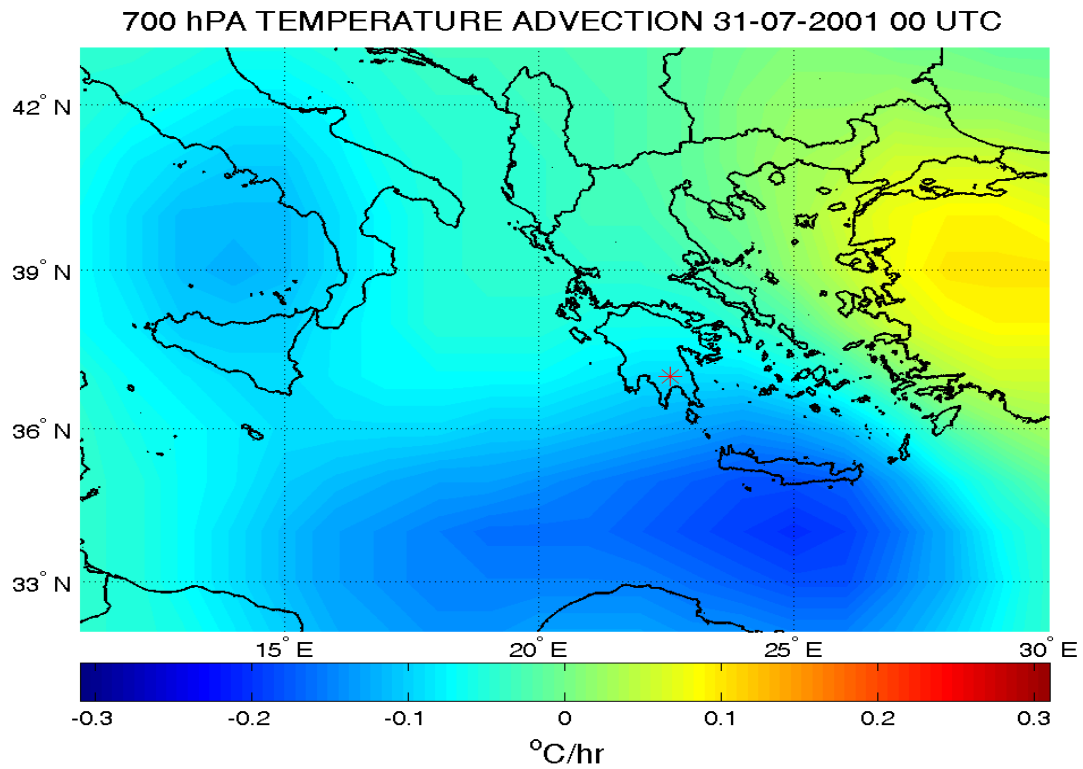
Οι χάρτες μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 31-07 (Χάρτες 6.5 και 6.7), δείχνουν ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης με τιμές μικρότερες από -0,12 °C/hr στο επίπεδο των 700 hPa με τη μέγιστη ψυχρή μεταφορά να παρατηρείται νοτιότερα.



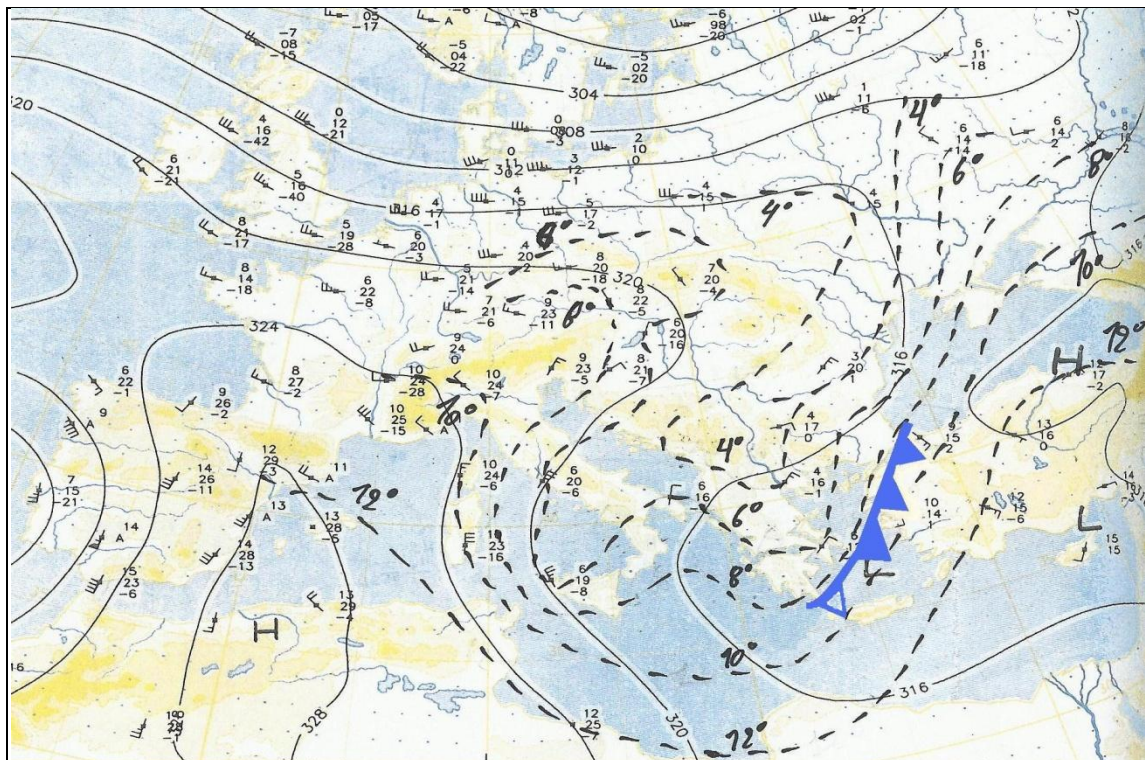
Χάρτης 6.3. Χάρτης 700 hPa για τις 30-07-2001 12 UTC (European Meteorological Bulletin).



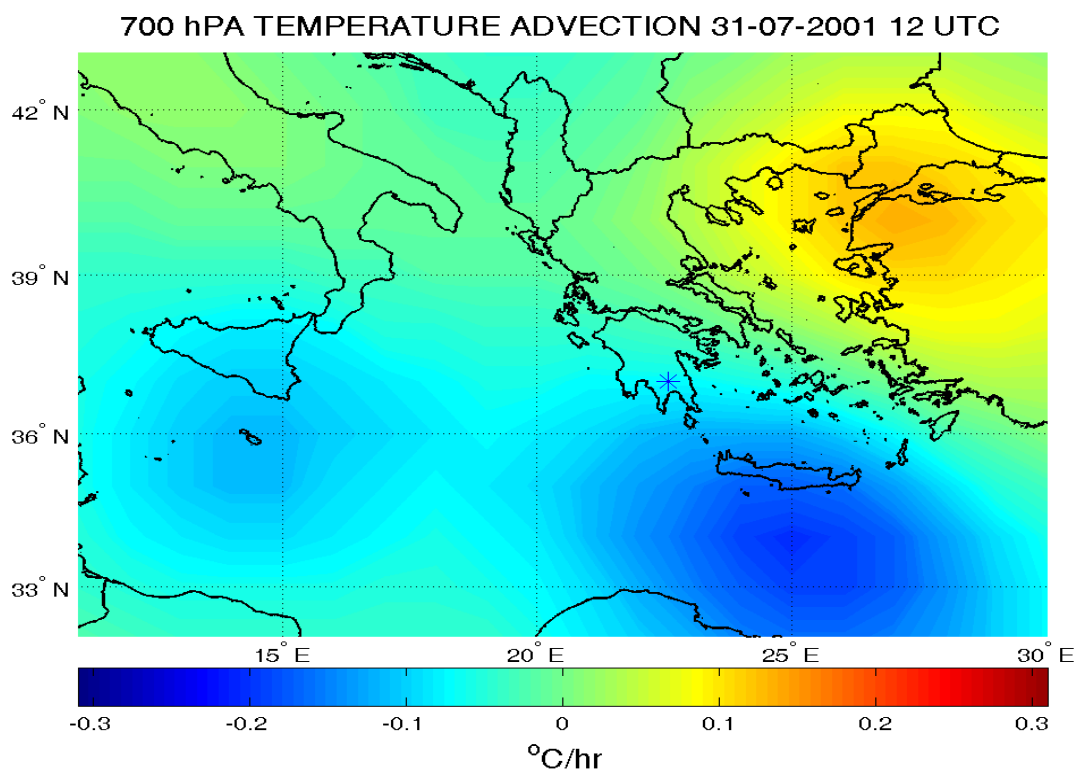
Χάρτης 6.4. Χάρτης 700 hPa για τις 31-07-2001 00 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 6.5. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 31-07-2001 00 UTC.



Χάρτης 6.6. Χάρτης 700 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC (European Meteorological Bulletin).



Χάρτης 6.7. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC.

6.4. Ψυχρό μέτωπο και ψυχρή μεταφορά στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa στις 31-07-2001.

Το ψυχρό μέτωπο φαίνεται πολύ καλά και στο χάρτη των 850 hPa και μάλιστα χαρακτηρίζεται από μεγάλη για την εποχή διαφορά θερμοκρασίας στις δύο πλευρές του που φθάνει τους 5-6⁰ C (Χάρτης 6.10). Η κατεύθυνση κίνησης του μετώπου ήταν προς την Κρήτη, το νοτιοανατολικό Αιγαίο και τα παράλια της Μικράς Ασίας. Έτσι, η άκρη του σάρωσε και την περιοχή της Σπάρτης πριν από το μεσημέρι της 31-07.

Τα έντονα φαινόμενα πιθανόν ξεκίνησαν αργά το απόγευμα στις 31-07, έπειτα δηλαδή από το πέρασμα του ψυχρού μετώπου. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι το ψυχρό μέτωπο το οποίο συνεπάγονταν η κατανομή των ισοθέρμων στα 850 hPa δεν υπήρχε στην επιφάνεια, κάτι που δεν είναι ασυνήθιστο για το μεσογειακό κλίμα το καλοκαίρι (Χάρτες 6.1 και 6.2).

Να επισημανθεί σε αυτό το σημείο ότι κατά τη διέλευση της ψυχρής αέρας μάζας στις 31-07, η πτώση της θερμοκρασίας στα 850 hPa από τους 19⁰ C στους 15⁰ C, σε συνδυασμό με την αργή κίνηση της trough προς ανατολικά – νοτιοανατολικά ευνόησε το σχηματισμό λίμνης ψυχρού αέρα στα 850 hPa πάνω από τη νότια και κεντρική Ελλάδα (Χάρτης 6.10). Ο σχηματισμός λίμνης ψυχρού αέρα στα κατώτερα στρώματα είναι ασυνήθιστο φαινόμενο. Το στρώμα αυτό είναι ψυχρότερο σε σχέση με τα αέρια στρώματα που βρίσκονται πιο κοντά στο έδαφος, οπότε το γεγονός αυτό

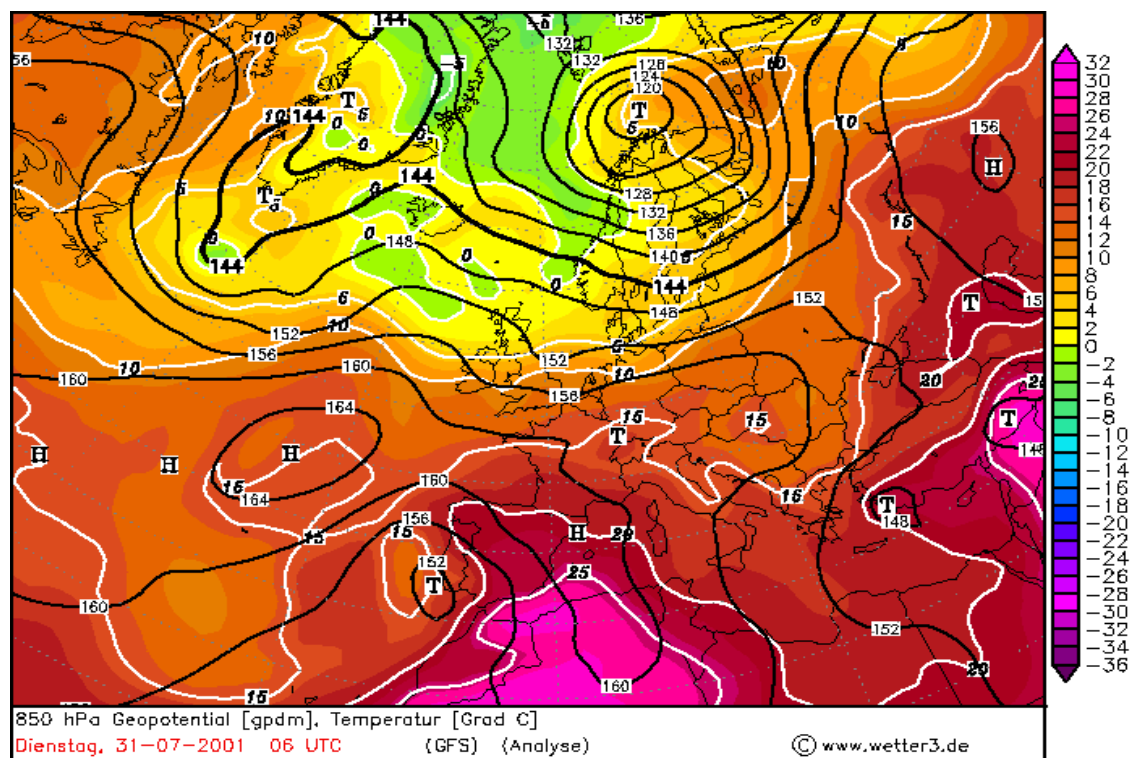
ευνοεί την ανάπτυξη δυναμικής αστάθειας, που είναι ο σημαντικότερος παράγοντας για τη δημιουργία μιας καταιγίδας.

Όπως και στα 700 hPa λόγω έλλειψης συνοπτικών χαρτών για χάραξη ισοθέρμων, για χρονικές στιγμές εκτός από 12 UTC, έχουν χρησιμοποιηθεί και συνοπτικοί χάρτες από το Wetter3.de.

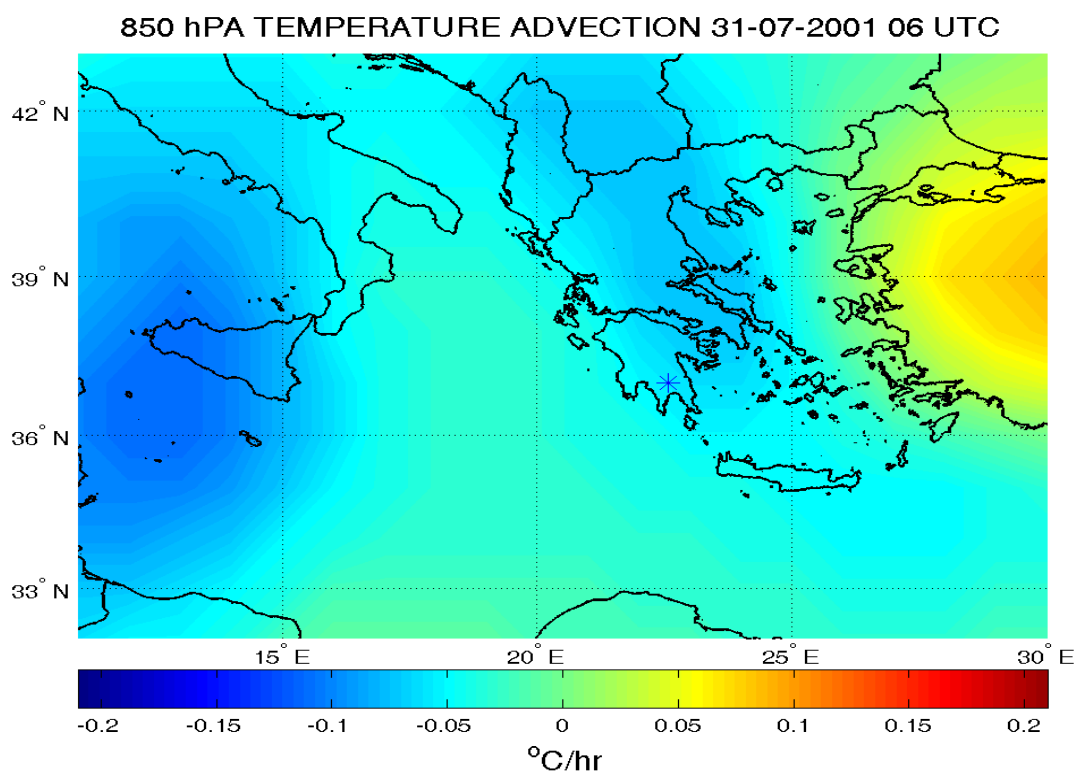
Για τον υπολογισμό της μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στα 850 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

Έπειτα από την ίδια επεξεργασία όπως και στα 700 hPa προέκυψαν οι χάρτες μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa. Αυτό κρίθηκε αναγκαίο επειδή σε αντίθεση με τις υπόλοιπες περιπτώσεις ισχυρών βροχοπτώσεων η πτώση της θερμοκρασίας στα 850 hPa φάνηκε να είναι μεγαλύτερη απ' ό,τι στα 700 hPa. Παρακάτω παρατίθενται οι χάρτες για τις αντίστοιχες ώρες με την πιο έντονη ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης στα 850 hPa.

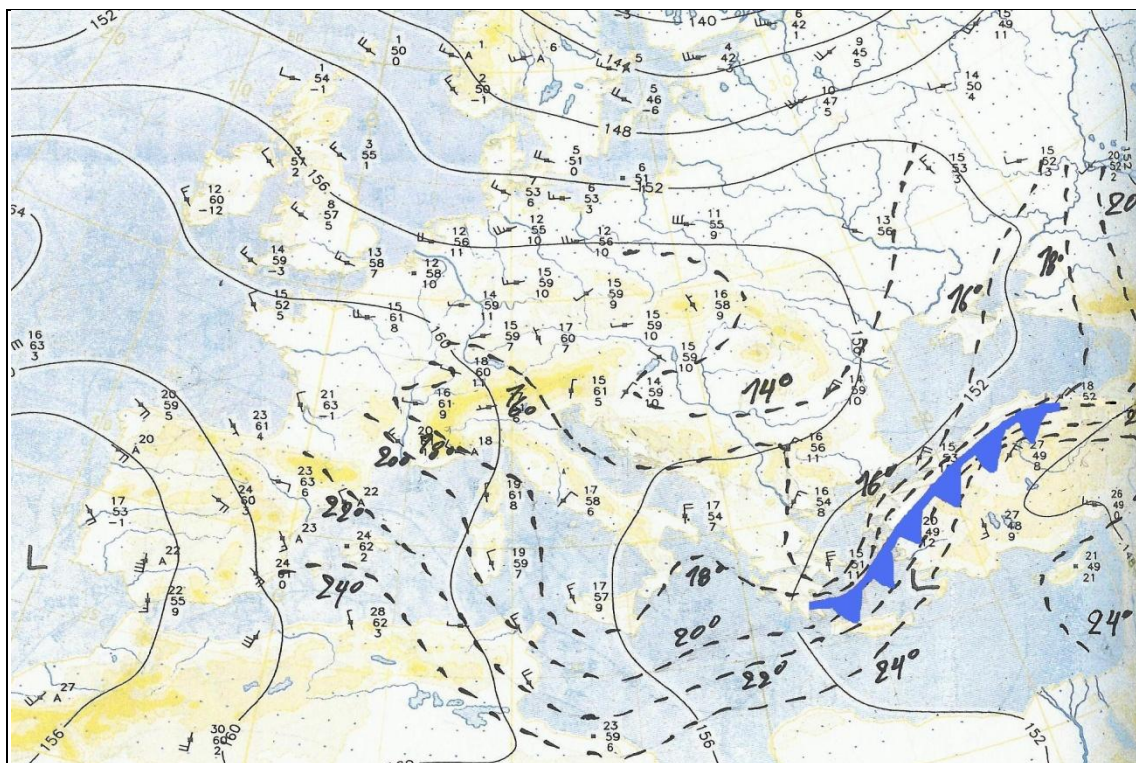
Οι χάρτες μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa για τις 31-07 (Χάρτες 6.9, 6.11 και 6.13), δείχνουν ψυχρή μεταφορά στην περιοχή της Σπάρτης με τιμές μικρότερες από $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C/hr}$ στο επίπεδο των 850 hPa με τη μέγιστη ψυχρή μεταφορά να παρατηρείται στα ανατολικά ηπειρωτικά για τις 06 UTC και στη νότια Ελλάδα για τις 12 UTC και 18 UTC.



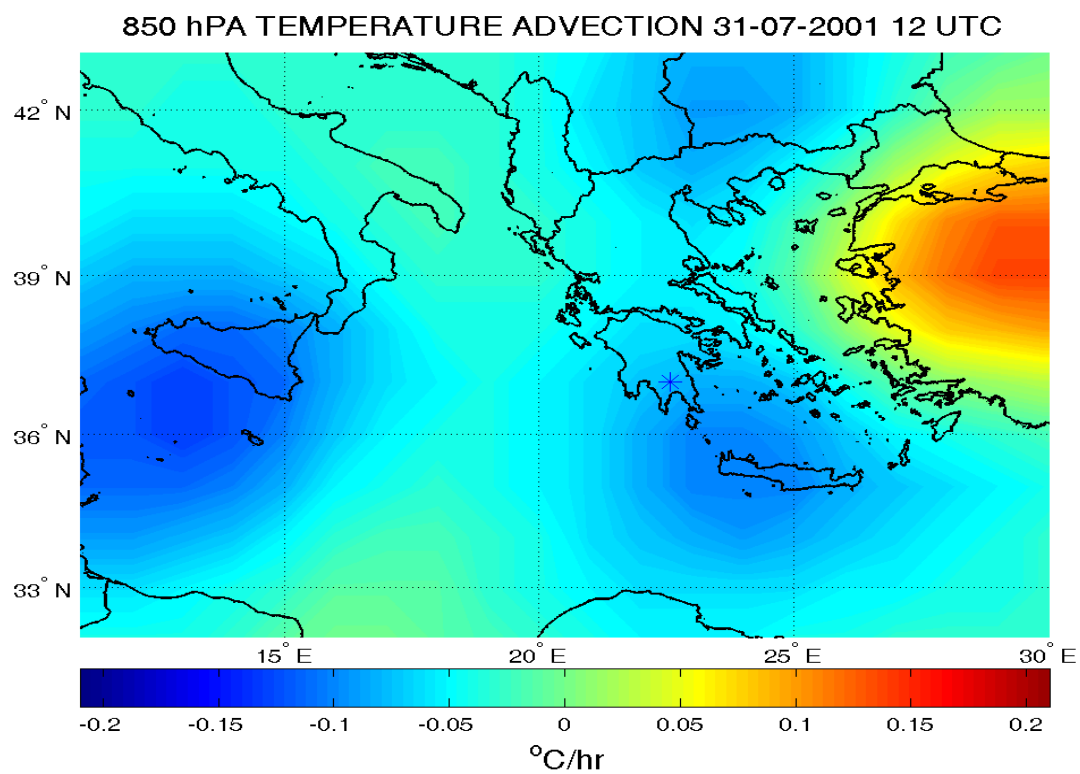
Χάρτης 6.8. Χάρτης 700 hPa για τις 31-07-2001 06 UTC.



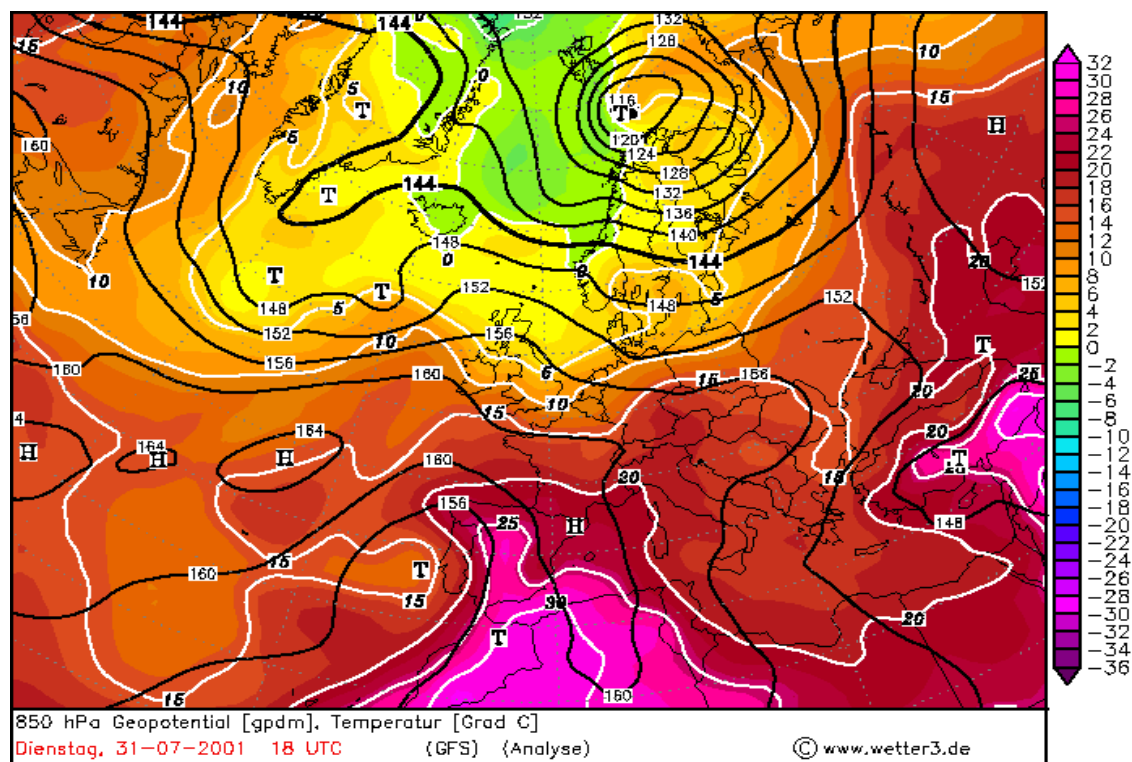
Χάρτης 6.9. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa για τις 31-07-2001 06 UTC.



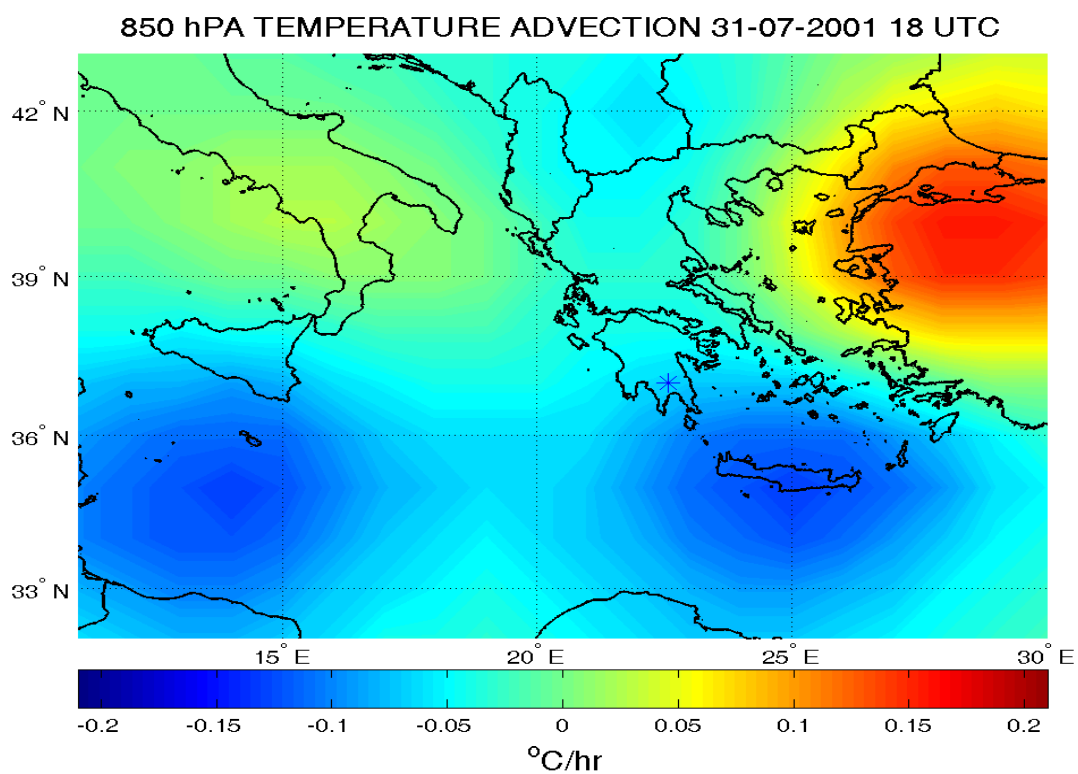
Χάρτης 6.10. Χάρτης 850 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC (European Meteorological Bulletin).



Χάρτης 6.11. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC.



Χάρτης 6.12. Χάρτης 850 hPa για τις 31-07-2001 18 UTC (Wetter3.de).



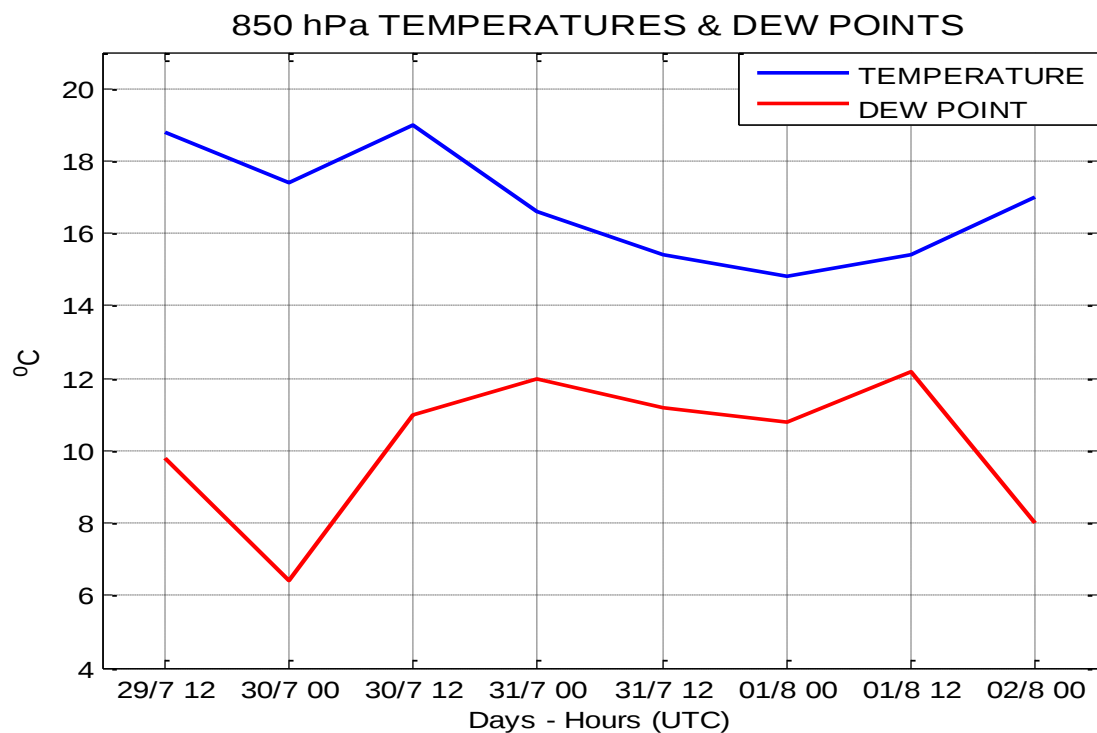
Χάρτης 6.13. Χάρτης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 850 hPa για τις 31-07-2001 18 UTC.

6.5. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου από τις 27-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC.

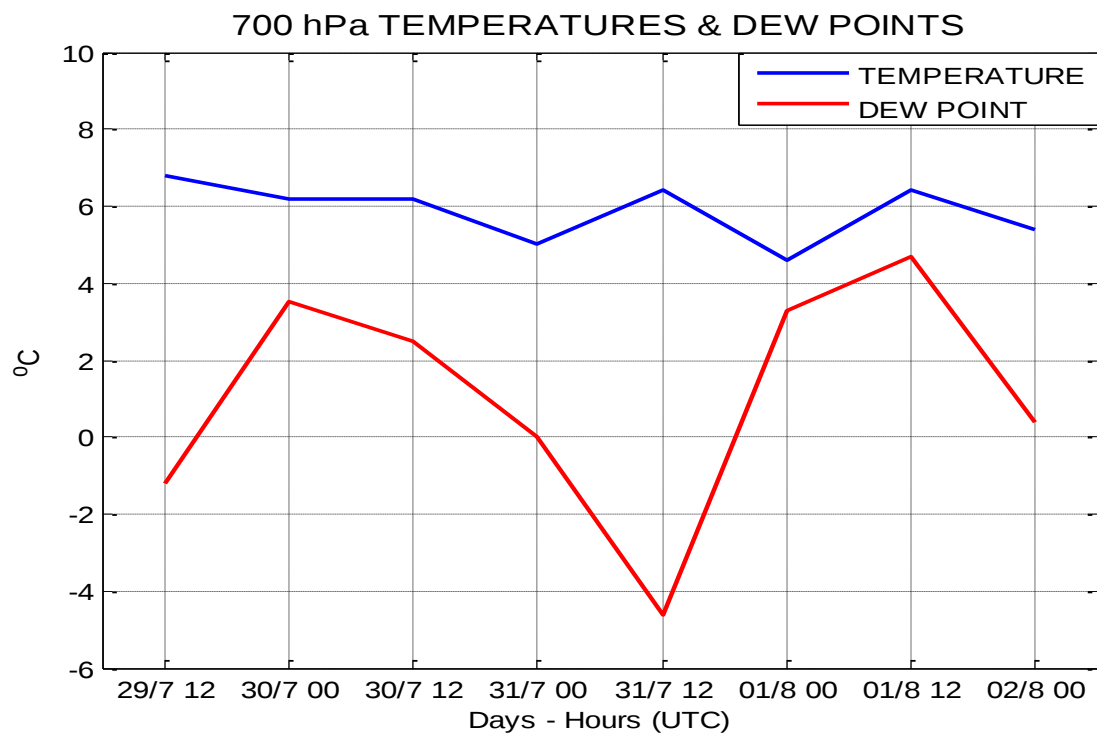
Στη χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας στα 850 hPa, παρατηρούμε την πτώση που παρουσίασε η θερμοκρασία από τις 30-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC κατά 4 °C. Το γεγονός αυτό οφείλεται εν μέρει στο πέρασμα του ψυχρού μετώπου, το οποίο στις 31-07 μετέφερε ψυχρότερες αέριες μάζες κυρίως στην ανατολική Ελλάδα αλλά και στη νοτιοανατολική Πελοπόννησο. Όμως οφείλεται και στη γενικότερη μετακίνηση της trough προς νοτιότερα, με τη σταδιακή μεταφορά ψυχρού αέρα πάνω από τα ηπειρωτικά κυρίως κάτω από το επίπεδο των 850 hPa. Στα 700 hPa δε φαίνεται αξιόλογη μεταβολή, παρά μόνο διακυμάνσεις της τάξης του 1 °C.

Η αέρια μάζα επιπλέον, ήταν σχετικά υγρή όπως φαίνεται από τη διαφορά της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa από τις 29-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC, η οποία μειώνεται στο χρονικό διάστημα της καταιγίδας, όταν έχουμε δηλαδή πολύ συννεφιασμένο ουρανό (Σχήματα 6.1 και 6.2).

Έτσι την 01-08 00 UTC έχουμε 1.5 °C διαφορά μεταξύ θερμοκρασίας και θερμοκρασίας δρόσου στα 700 hPa, και 4 °C στα 850 hPa, γεγονός αναμενόμενο καθώς είναι μέσα στο χρονικό διάστημα που είχαμε βροχές και καταιγίδα. Επίσης, την 01-08 12 UTC παρόλο που έχουν σταματήσει τα φαινόμενα, η διαφορά της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου στα 850 hPa είναι 3,5 °C και στα 700 hPa είναι μόλις 2 °C, που σημαίνει ότι ο ουρανός ήταν ακόμα πολύ συννεφιασμένος. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίστεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



Σχήμα 6.1. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 850 hPa από τις 29-07-2001 12 UTC έως τις 02-08-2001 00 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.



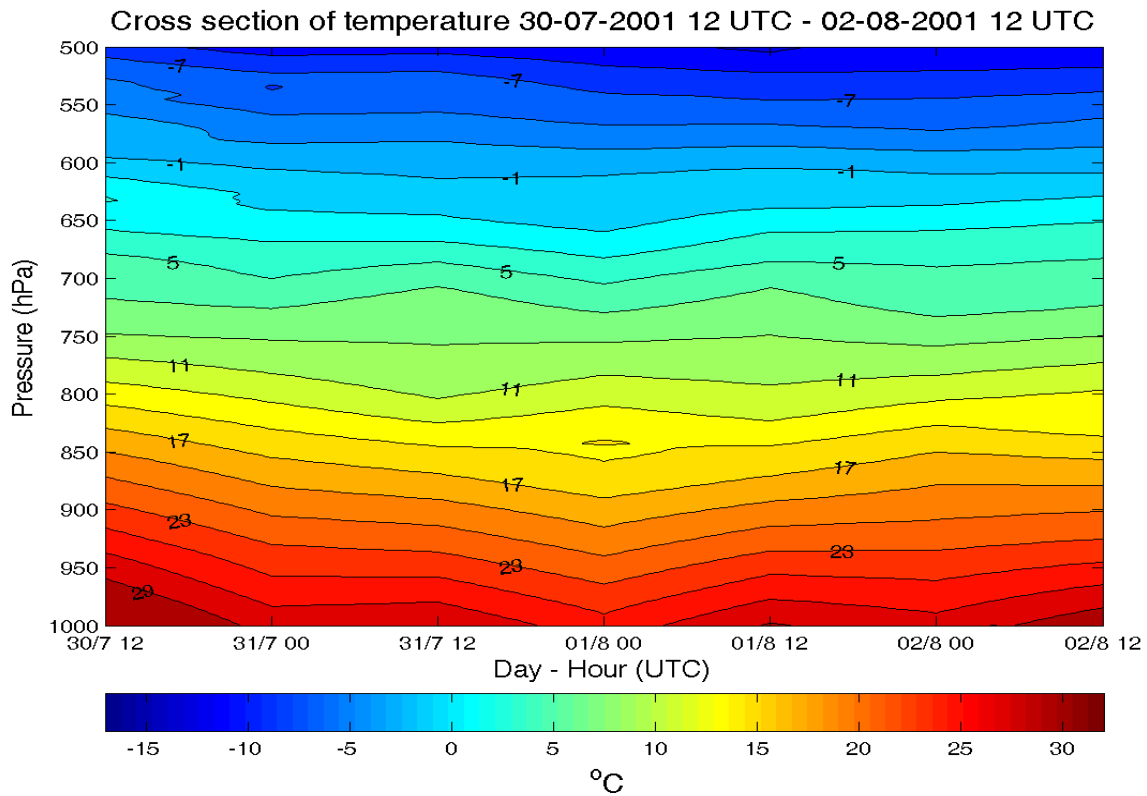
Σχήμα 6.2. Χρονική εξέλιξη της θερμοκρασίας και του σημείου δρόσου στα 700 hPa από τις 29-07-2001 12 UTC έως τις 02-08-2001 00 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

6.6. Κατακόρυφες κατανομές της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας.

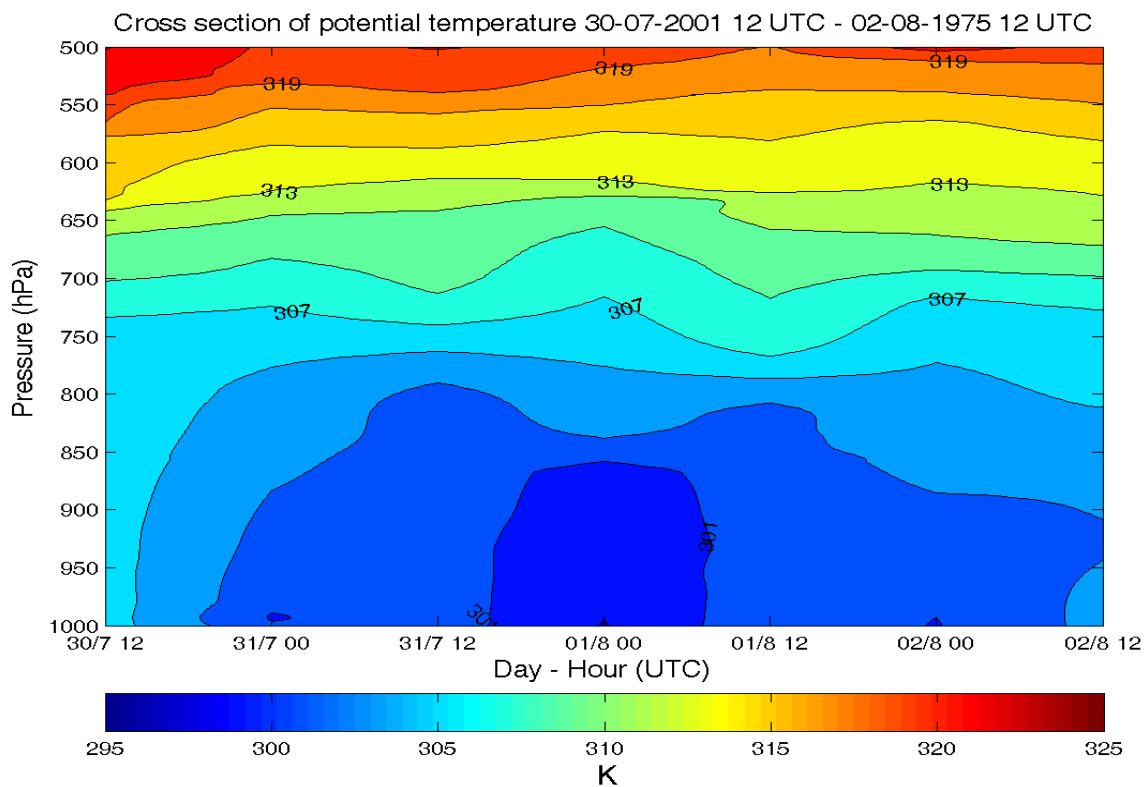
Η πτώση της θερμοκρασίας κυρίως στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας απεικονίζεται στα διαγράμματα της θερμοκρασίας και της δυνητικής θερμοκρασίας σε συνάρτηση με το ύψος και το χρόνο (Σχήματα 6.3 και 6.4). Η χρονική ακολουθία της κατακόρυφης κατανομής της θερμοκρασίας αλλά κυρίως της δυνητικής θερμοκρασίας, από τις ραδιοβολίσσεις του Ελληνικού, από τις 30-07 12 UTC έως τις 02-08 12 UTC ανά 12 ώρες, μας πληροφορεί για την εξέλιξή κυρίως κάτω από το επίπεδο των 850 hPa από τις 30-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC, δηλαδή διάστημα μέσα στο οποίο είχαμε μεταφορά ψυχρής αέριας μάζας και εκτυλίχθησαν τα φαινόμενα στην περιοχή της Σπάρτης.

Γίνεται φανερό ότι στο στρώμα μεταξύ της επιφάνειας και περίπου των 850 hPa η μέγιστη πτώση της θερμοκρασίας συνέβη κατά τη διάρκεια του απογεύματος και της νύχτας μεταξύ 31-07 και 01-08, όταν εκδηλώθηκαν τα ισχυρά φαινόμενα.

Να επισημάνουμε εδώ ότι στο διάγραμμα με τη χρονική εξέλιξη της δυνητικής θερμοκρασίας, οι πιο χαμηλές τιμές 300 K εντοπίζονται γύρω από την 01-08 00 UTC και τείνουν να διαμορφώσουν ελλειπτικές καμπύλες, γεγονός που σημαίνει ότι οι πιο χαμηλές τιμές εντοπίζονται χαμηλά στην τροπόσφαιρα, μέσα στο στρώμα μεταξύ 900 και 1000 hPa. Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε ραδιοβολίσσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.



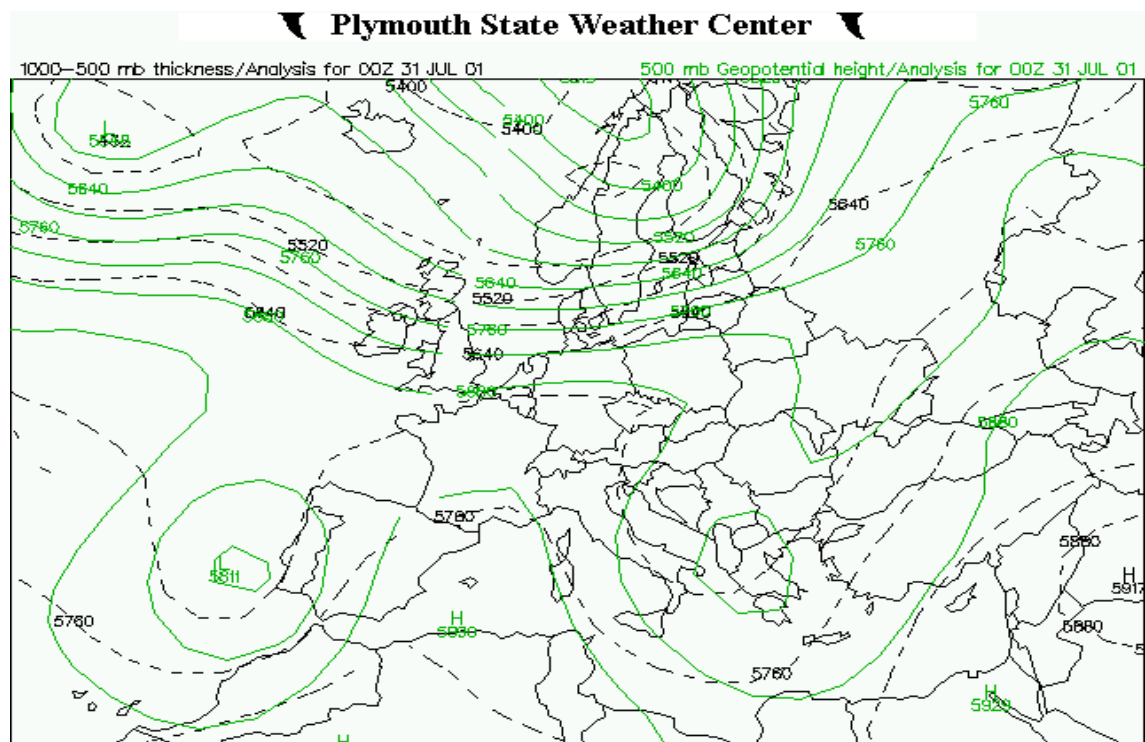
Σχήμα 6.3. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας από τις 30-07-2001 12 UTC έως τις 02-08-2001 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.



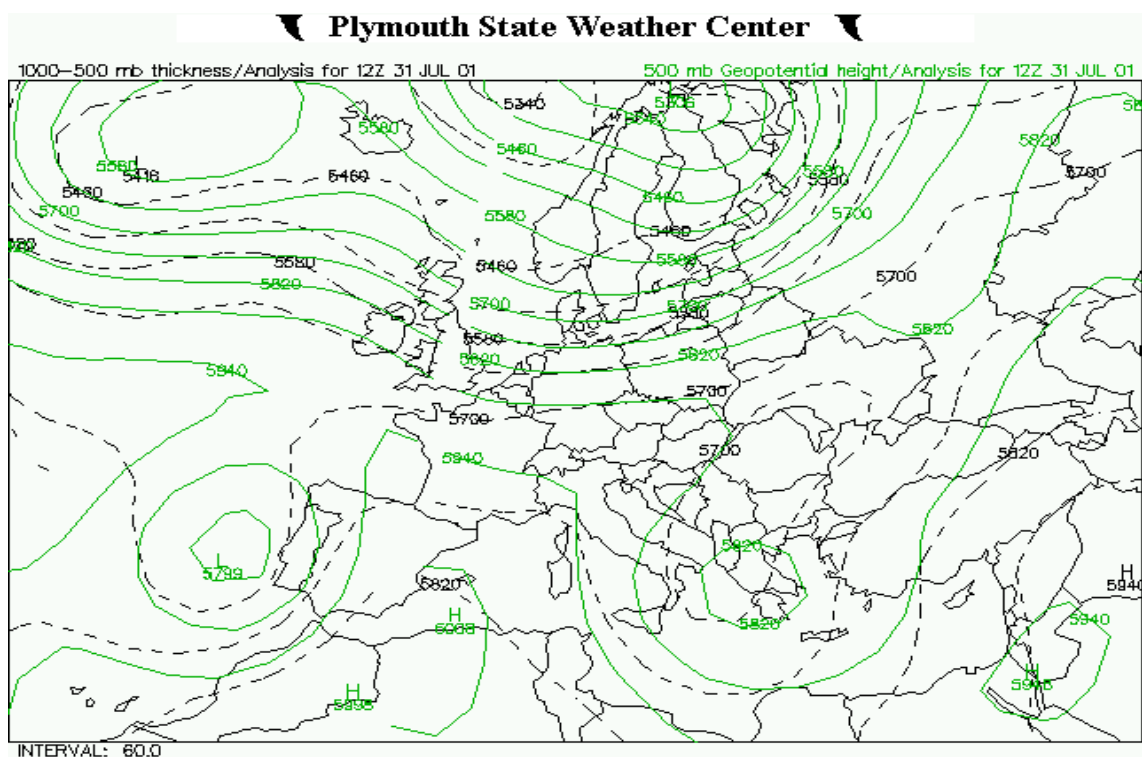
Σχήμα 6.4. Κατακόρυφη κατανομή της δυνητικής θερμοκρασίας από τις 30-07 12 UTC έως τις 02-08-2001 12 UTC ανά 12 ώρες στο αεροδρόμιο του Ελληνικού.

6.7. Trough ισοπαχών στο στρώμα 500/1000 hPa και ενίσχυση της trough στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa στις 31-07-2001.

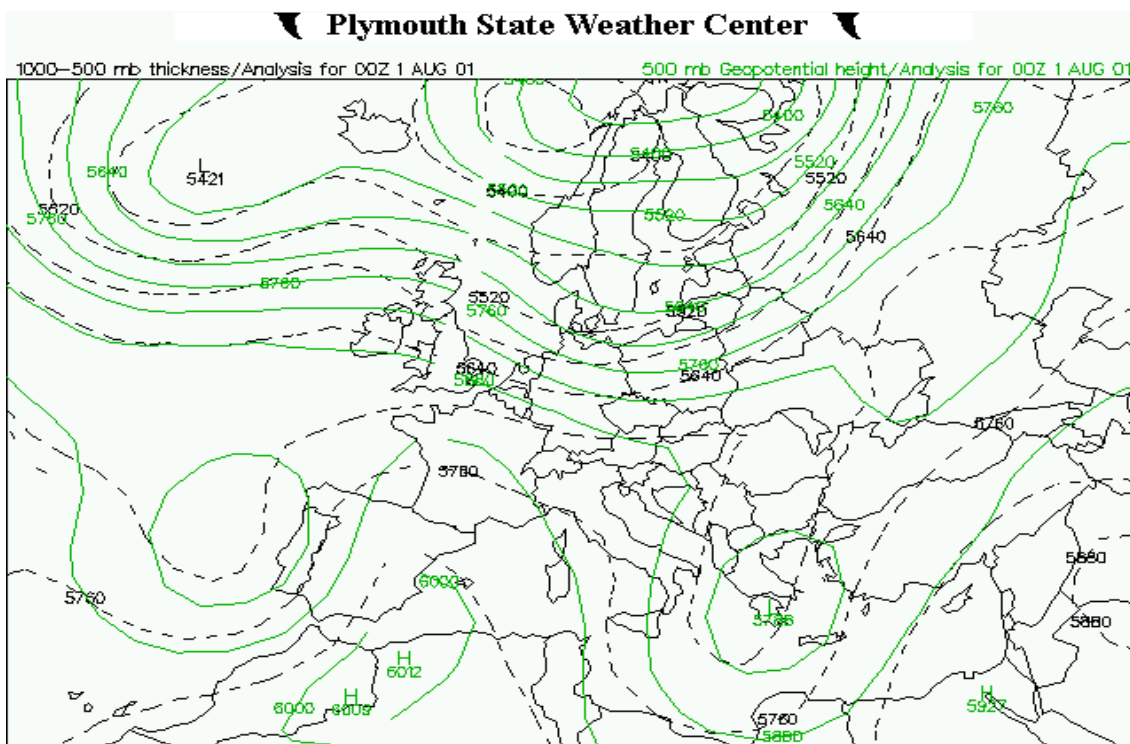
Στους παρακάτω χάρτες (Χάρτες 6.14 έως 6.16) απεικονίζονται η χωρική κατανομή του πάχους στρώματος μεταξύ των επιπέδων των 500 hPa και των 1000 hPa με διακεκομμένες γραμμές και του γεωδυναμικού ύψους στα 500 hPa με συνεχείς γραμμές. Στις 31-07 00 UTC και 12 UTC φαίνεται η trough των ισοπαχών 500/1000 hPa δυτικότερα της trough στα 500 hPa (Χάρτες 6.14 και 6.15). Η κατάσταση αυτή συνεπάγεται αρνητική μεταφορά πάχους στην περιοχή που καλύπτεται από την trough στα 500 hPa, που αυτό σημαίνει ενίσχυση της trough και επιδείνωση των φαινομένων αν υπάρχουν. Την 01-08 00 UTC (Χάρτης 6.16) φαίνεται επίσης η trough ισοπαχών 500/1000 hPa δυτικότερα από την trough στα 500 hPa, όμως έχει μετακινηθεί νοτιότερα μεταφέροντας ψυχρότερες αέριες μάζας πάνω από τη νότια Ελλάδα. Το γεγονός αυτό ενισχύει περαιτέρω την κατάσταση της 31-07 και είναι μια σημαντική αιτία για τα φαινόμενα που σημειώθηκαν την 01-08 το πρωί.



Χάρτης 6.14. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 31-07-2001 00 UTC.



Χάρτης 6.15. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC.



Χάρτης 6.16. Χάρτης ισοπαχών 500/1000 hPa και ισοϋψών στα 500 hPa για την 01-08-2001 00 UTC.

Έτσι η ισχυρή καταιγίδα που δημιουργήθηκε αργά το απόγευμα της 31-07, αλλά και η καταιγίδα την 01-08 το πρωί, αποδίδονται εν μέρει στην ύπαρξη σχετικά ψυχρού αέρα πάνω από την Πελοπόννησο, ο οποίος ευθύνεται για την ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην περιοχή λίγες ώρες πριν αρχίσουν οι καταιγίδες. Ο παράγοντας με τον οποίο μελετήθηκε η ύπαρξη δυναμικής αστάθειας στην ευρύτερη περιοχή της κεντρικής και της νότιας Ελλάδας ήταν η ισοδύναμη δυνητική θερμοκρασία θ_e .

6.8. Κατακόρυφη κατανομή της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e .

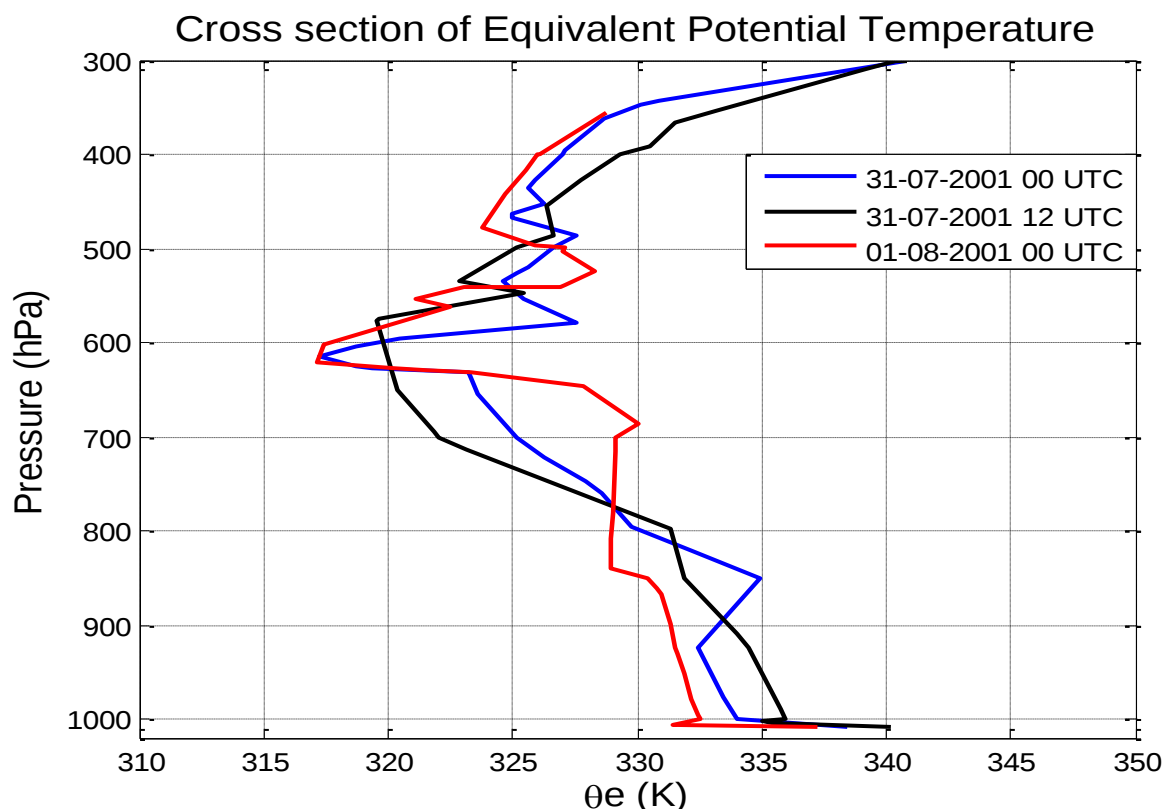
Η ύπαρξη σχετικά ψυχρού αέρα στα κατώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας πάνω από την περιοχή της Σπάρτης και μάλιστα σε μέρα θερινής περιόδου, προκάλεσε έντονη δυναμική αστάθεια και σχηματισμό νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης στην περιοχή. Το θερμότερο έδαφος, ακόμα και μετά το πέρας του μεσημεριού πυροδότησε τη δημιουργία ανοδικών ρευμάτων, ικανών να προκαλέσουν ισχυρή καταιγίδα με έναρξη περίπου κατά τη δύση του ηλίου. Η αναγκασία προϋπόθεση για να έχουμε δυναμική αστάθεια σύμφωνα με τη θεωρία είναι η πτώση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας με το ύψος κυρίως μέχρι το επίπεδο των 700 hPa. Γενικότερα θα πρέπει να ισχύει ότι:

$$\frac{d\theta_e}{dz} < 0 \quad \text{ή} \quad \frac{d\theta_e}{dp} > 0$$

Από την κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας (Σχήμα 6.5), μπορούμε να δούμε ότι 24 ώρες πριν την καταιγίδα δηλαδή στις 31-07 00 UTC, η πτώση της θ_e ήταν από τους 334 K κοντά στην επιφάνεια στους 325 K στα 700 hPa, δηλαδή πτώση κατά 9 K. Υπήρχε δυναμική αστάθεια, αλλά μετά από 12 ώρες στις 31-07 12 UTC, η θ_e πήρε τιμές 336 K κοντά στο έδαφος και 322 K στα 700 hPa, δηλαδή σημείωνε πτώση κατά 14 K, γεγονός που υποδηλώνει μεγαλύτερη δυναμική αστάθεια.

Αν δούμε και 12 ώρες μετά, όπως ήταν αναμενόμενο έχουμε μια κατανομή της θ_e από 332 βαθμούς κοντά στην επιφάνεια σε 329 βαθμούς στα 700 hPa, μια διαφορά μόνο 3 K, μορφή που μοιάζει με εκείνη της υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας, η οποία χαρακτηρίζεται από σταθερή θ_e . Αυτό σημαίνει ότι την 01-08 και ώρα 00 UTC έχουν ήδη σχηματισθεί νέφη και έχουν ξεκινήσει τα φαινόμενα.

Το σημαντικότερο στο παρακάτω διάγραμμα της θ_e (Σχήμα 6.5) είναι το ύψος μέχρι το οποίο φθάνει η πτώση της θ_e , περίπου δηλαδή μέχρι τα 600 hPa. Σύμφωνα με τη θεωρία η καταιγίδα από άποψη δυναμικής αστάθειας κατατάσσεται στην τέταρτη κατηγορία των ισχυρών καταιγίδων (Dale L. Johnson 1982). Οι παρακάτω γραφικές παραστάσεις βασίζονται σε Ραδιοβολίσεις στο αεροδρόμιο του Ελληνικού από το αρχείο του Πανεπιστημίου του Wyoming.

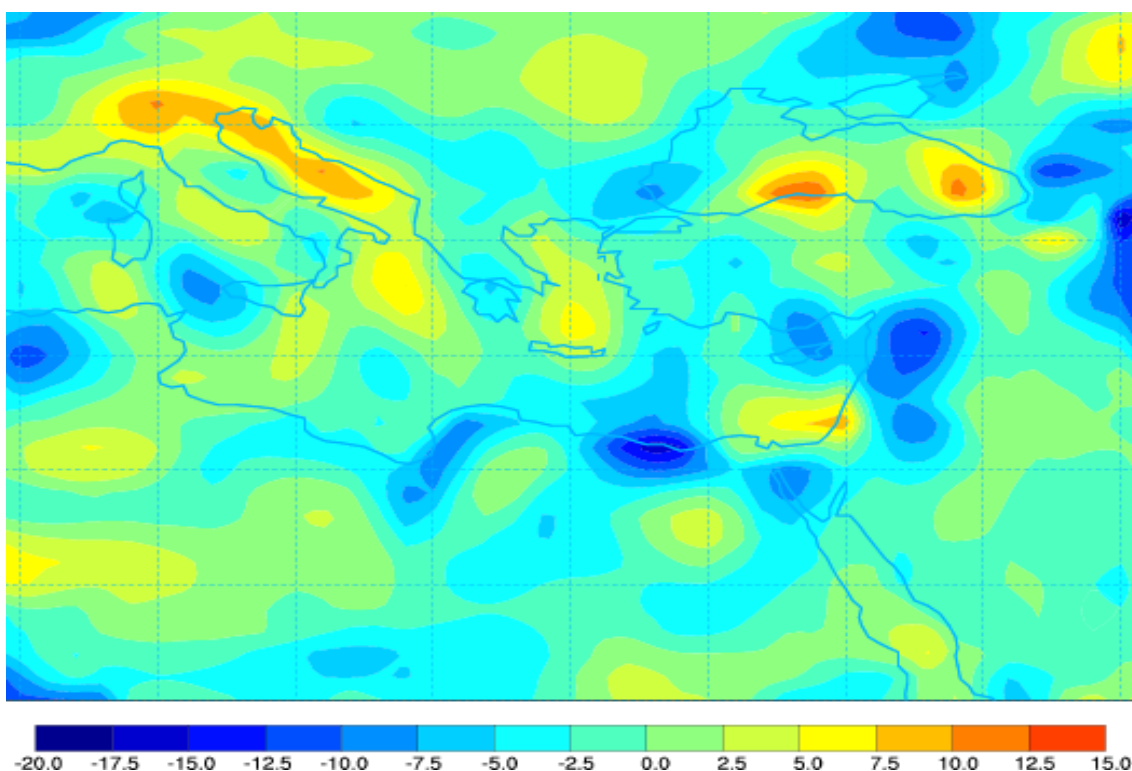


Σχήμα 6.5. Κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e για τις 31-07 00 UTC, τις 31-07 12 UTC και την 01-08 00 UTC του 2001.

6.8.1. Χωρική κατανομή της μεταβολής της Ισοδύναμης Δυνητικής Θερμοκρασίας θ_e στα 850 hPa από τις 31-07 12 UTC έως τις 01-08 00 UTC του 2001.

Για το επεισόδιο ισχυρής βροχόπτωσης υπολογίστηκε η μεταβολή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e μέσα στο 12ωρο πριν το επεισόδιο, από τις 31-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC, με τη βοήθεια ενός αλγορίθμου και δεδομένων από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Η χωρική κατανομή της θ_e (Χάρτης 6.17) μας πληροφορεί για μείωση της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας στα 850 hPa κατά περίπου 2,5-5 K στην περιοχή της Σπάρτης, μεταβολή η οποία συμφωνεί με το Σχήμα 3.6, που αναφέρεται στην κατακόρυφη κατανομή της θ_e σύμφωνα με τις ραδιοβολίσεις του αεροδρομίου του Ελληνικού. Πιθανόν η μείωση αυτή να οφείλεται στο γεγονός ότι μέχρι την 01-08 00 UTC τα φαινόμενα να είχαν ήδη αρχίσει και να είχε ήδη αποκατασταθεί η κατακόρυφη κατανομή της θ_e σε κατάσταση σχεδόν υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας.

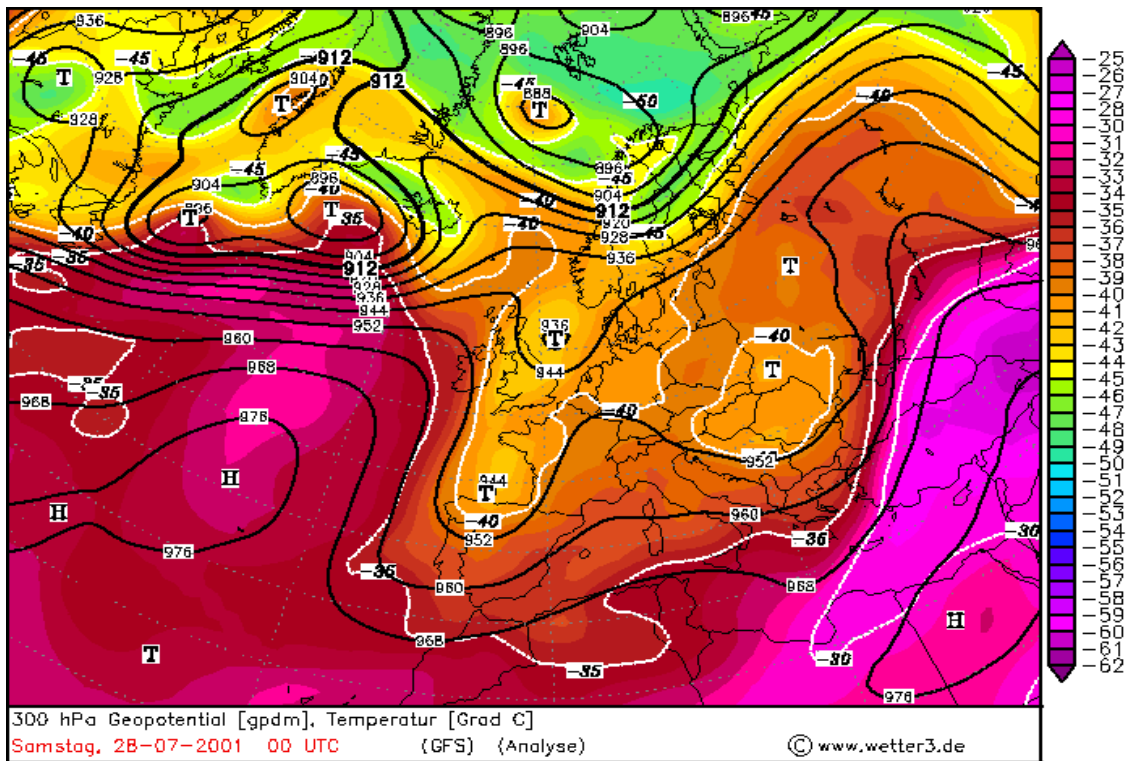
Αυτή η συμφωνία των δύο κατανομών στα 850 hPa, είναι σημαντική, καθώς το συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο παίζει σημαντικό ρόλο στη θερμοϋγρομετρική κατανομή και την ύπαρξη ή όχι δυναμικής αστάθειας στην ατμόσφαιρα. Επιπλέον απουσία ραδιοβολίσεων στη Σπάρτη, δείχνει ότι δεν υπήρχε δυναμική αστάθεια ούτε στο Ελληνικό ούτε στη Σπάρτη την 01-08 00 UTC.



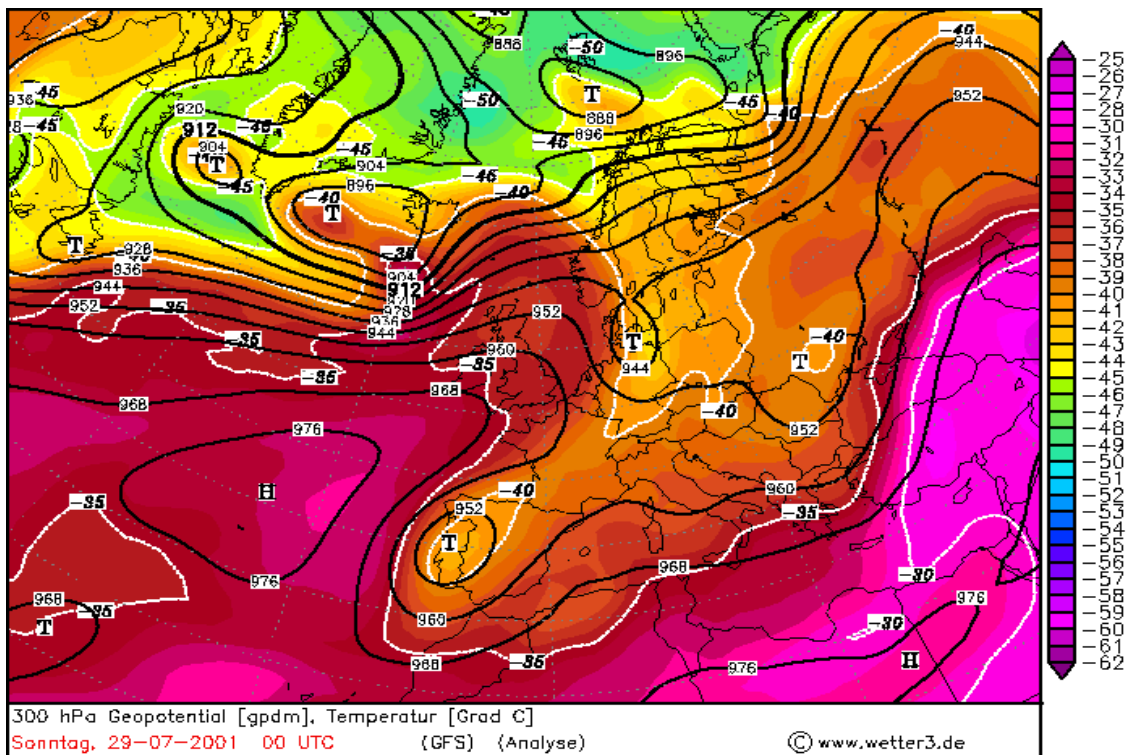
Χάρτης 6.17. Χάρτης μεταβολής της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας θ_e στο ισοβαρικό επίπεδο των 850 hPa για το 12ωρο από τις 31-07 12 UTC έως την 01-08 00 UTC του 2001.

6.9. Η trough στο επίπεδο των 300 hPa.

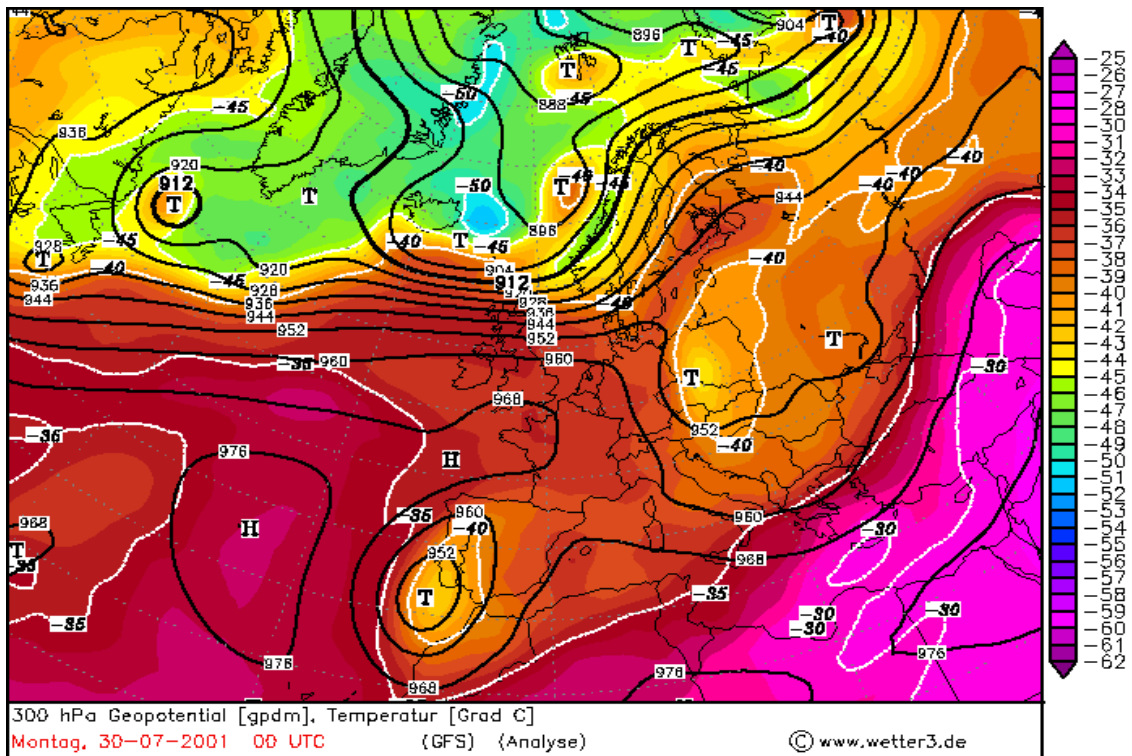
Στους χάρτες των 300 hPa διακρίνουμε ήδη από τις 28-07 και ώρα 00 UTC (Χάρτης 6.18) μία εκτεταμένη trough στην κεντρική Ευρώπη, η οποία σταδιακά άρχισε να κινείται προς τη χώρα μας, την οποία και επηρέασε κυρίως μετά τις 31-07 00 UTC (Χάρτης 6.21). Έπειτα ακολούθησε πιο νοτιοανατολική πορεία και σάρωσε αργά τη χώρα μας έως την 01-08 06 UTC (Χάρτες 6.22 έως 6.25), προκαλώντας έντονα φαινόμενα στην περιοχή της Σπάρτης το απόγευμα της 31-07 και το πρωί της 01-08. Να σημειωθεί ότι η trough όσο πλησίαζε στη χώρα μας δεν εξασθενούσε, με την ισοϋψή των 5520 gpm να εντοπίζεται στο κέντρο της έως την 01-08 00UTC (Χάρτης 6.24) και μάλιστα ήταν στενή μετά τις 31-07 12 UTC (Χάρτης 6.22) και έφθασε αρκετά νότια, γεγονός σπάνιο για την εποχή.



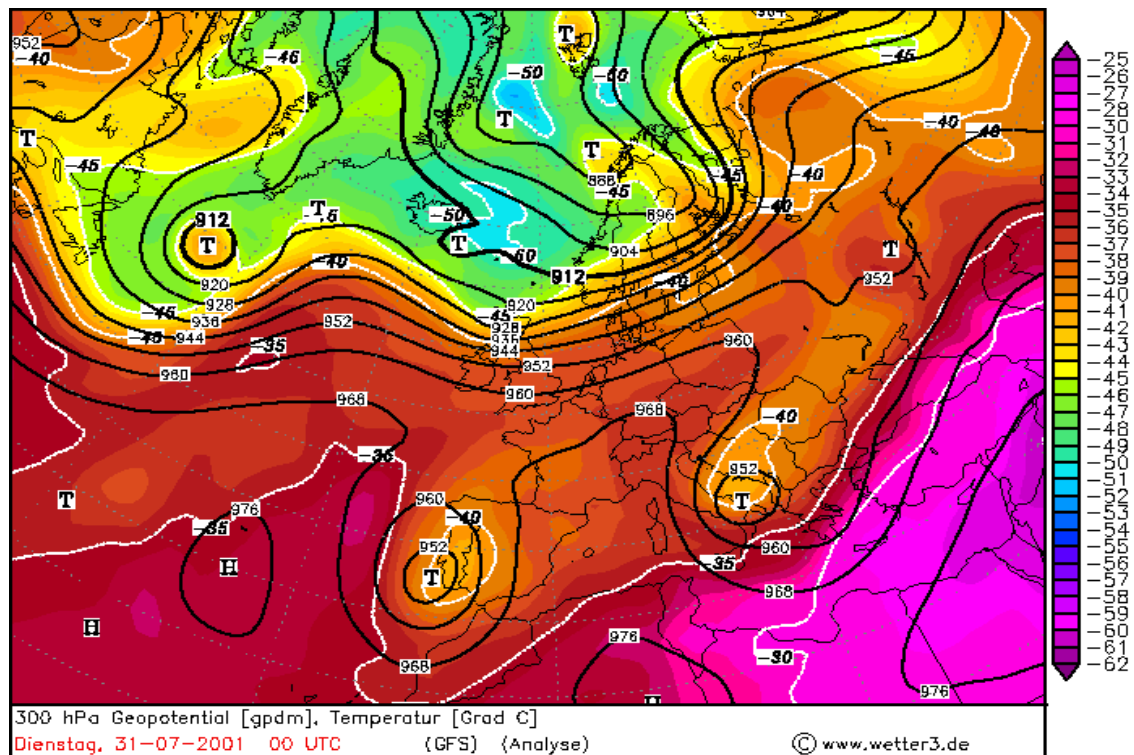
Χάρτης 6.18. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 28-07-2001 00 UTC (Wetter3.de).



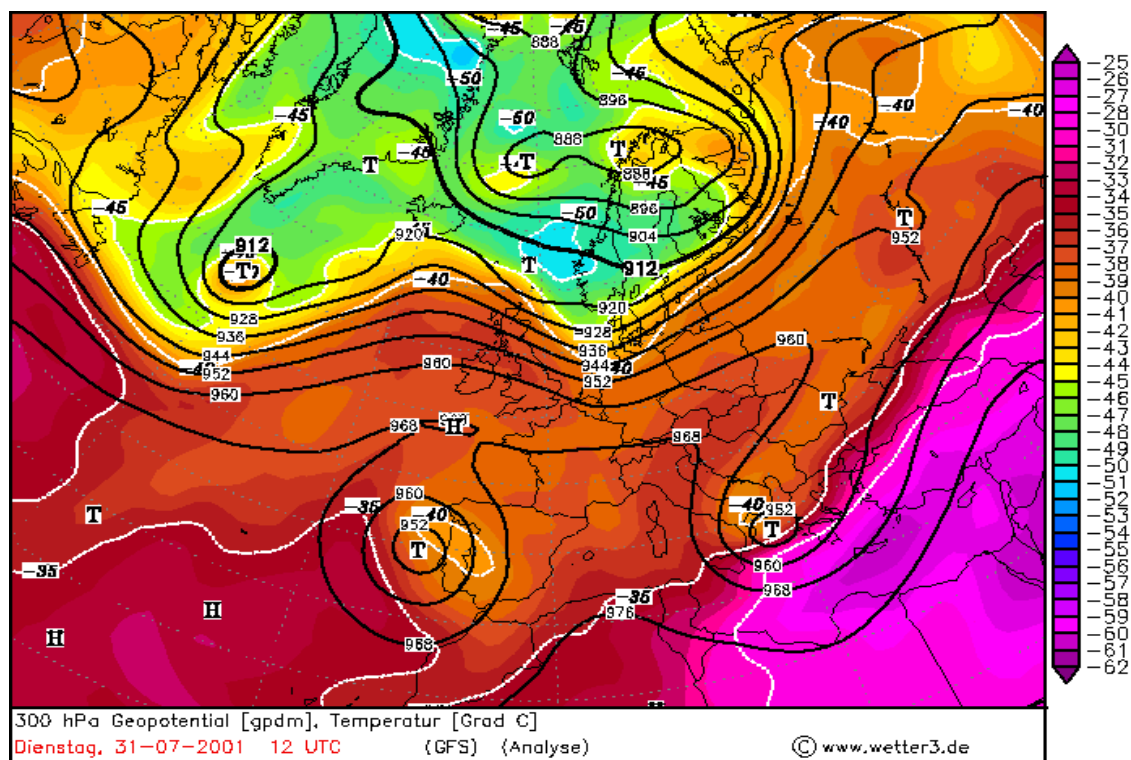
Χάρτης 6.19. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 29-07-2001 00 UTC (Wetter3.de).



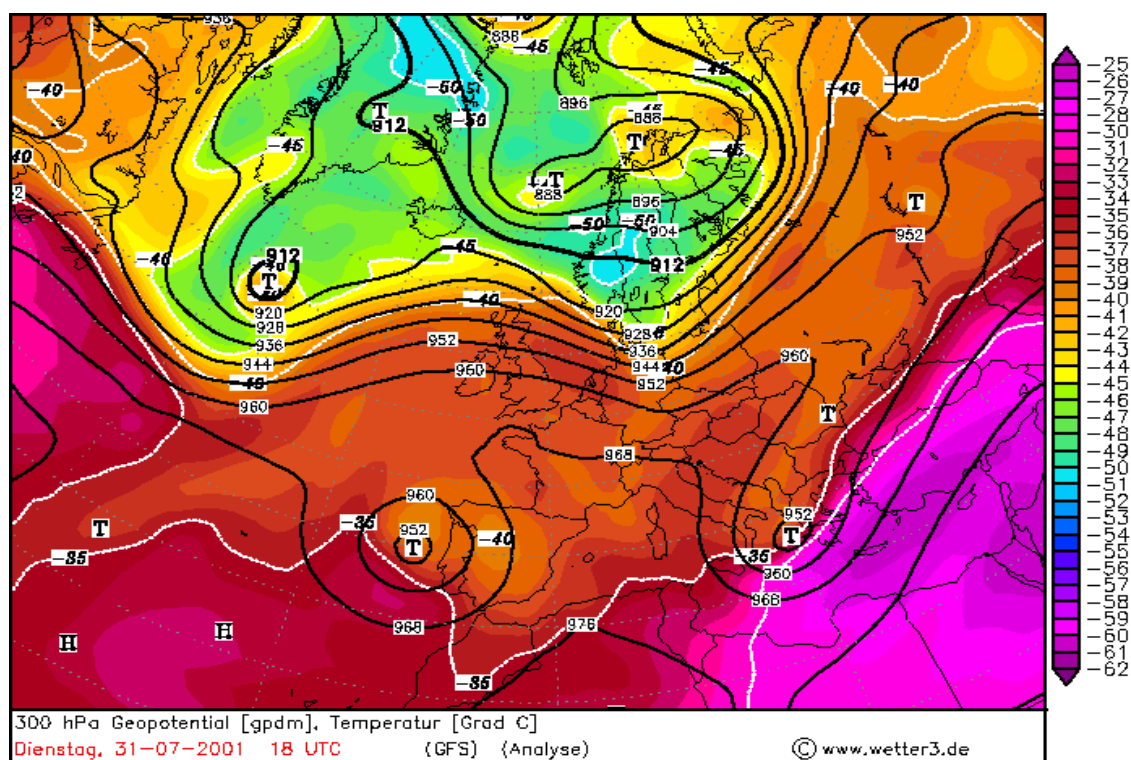
Χάρτης 6.20. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 30-07-2001 00 UTC (Wetter3.de).



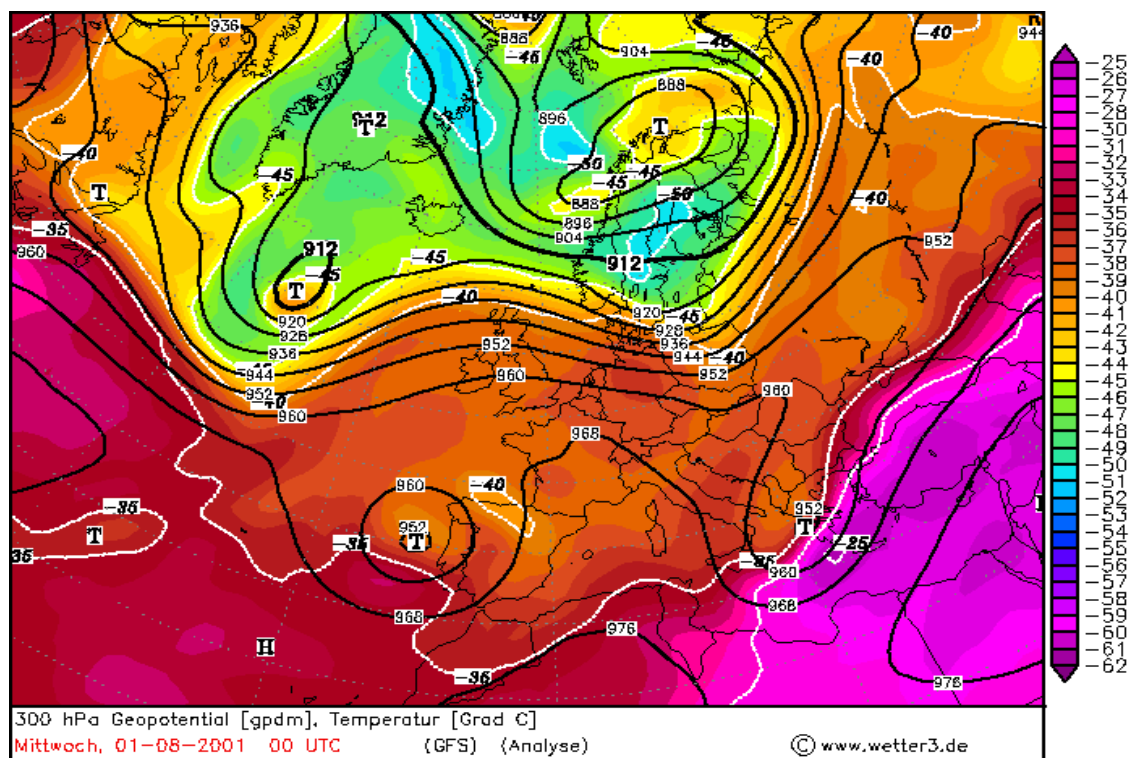
Χάρτης 6.21. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 31-07-2001 00 UTC (Wetter3.de).



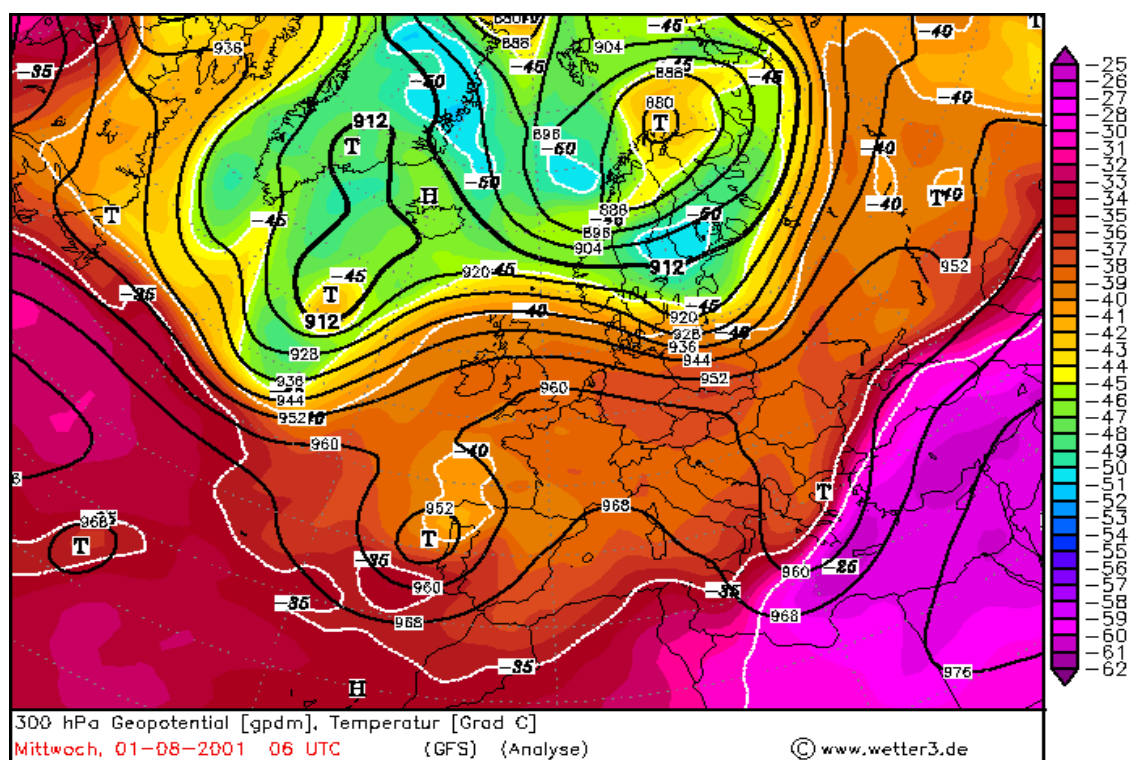
Χάρτης 6.22. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 31-07-2001 12 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 6.23. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 31-07-2001 18 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 6.24. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 01-08-2001 00 UTC (Wetter3.de).



Χάρτης 6.25. Χάρτης 300 hPa γεωδυναμικού ύψους σε gpm και θερμοκρασίας σε $^{\circ}\text{C}$ για τις 01-08-2001 06 UTC (Wetter3.de).

Ενδιαφέρον έχουν τα πεδία στροβιλισμού και μεταφοράς στροβιλισμού στο επίπεδο των 300 hPa, για το σχηματισμό και την εξέλιξη της καταιγίδας πάνω από την περιοχή της Σπάρτης.

6.10. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa από τις 31-07-2001 12 UTC έως την 01-08-2001 06 UTC.

Οι χάρτες των 300 hPa δείχνουν μία ισχυρή trough να διέρχεται από την Ελλάδα στις 31-07, με το γεωδυναμικό ύψος να πέφτει κάτω από 9580 gpm πάνω από την περιοχή της Σπάρτης.

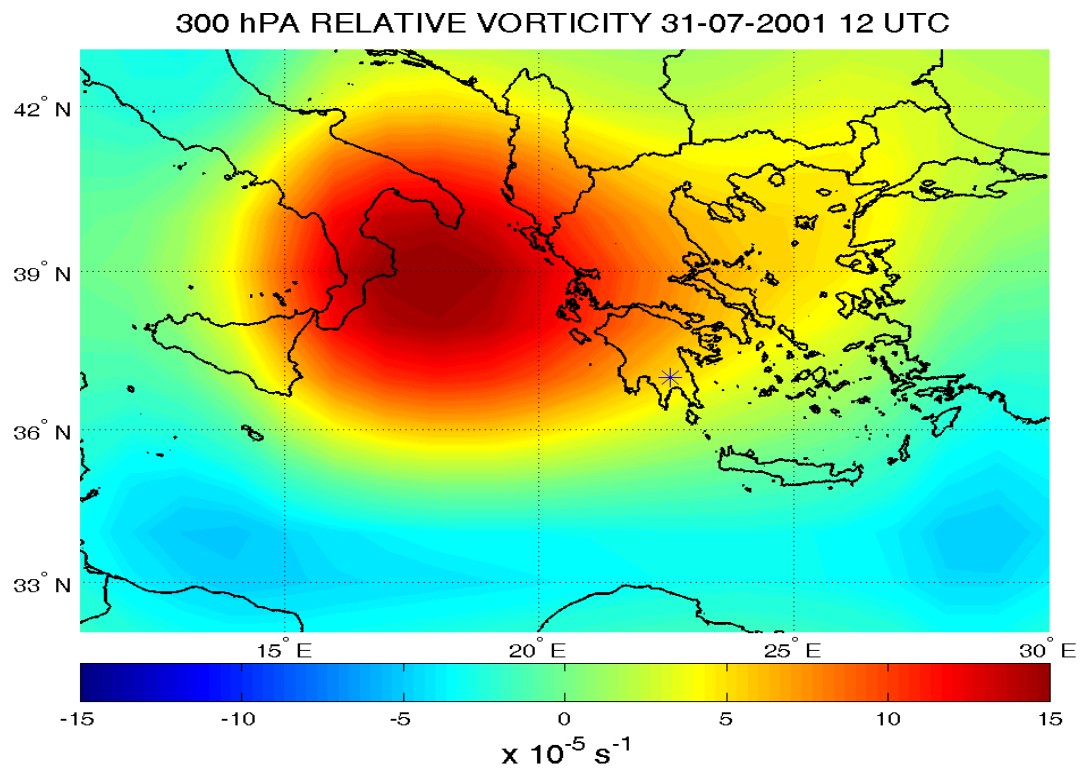
Για τον υπολογισμό των πεδίων σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, χρειάστηκαν τιμές γεωδυναμικού ύψους στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa ανά 6 ώρες από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF), για την ευρύτερη περιοχή της Ελλάδας.

Επελέγησαν ως δυτικό όριο του πλέγματος οι 11° γεωγραφικό μήκος και ως ανατολικό οι 30° γεωγραφικό μήκος. Επιπλέον, ως νότιο όριο οι 32° γεωγραφικό πλάτος και ως βόρειο οι 43° γεωγραφικό πλάτος. Η ανάλυση του πλέγματος επελέγει 1° , καθώς εξυπηρετεί επαρκώς τον υπολογισμό των πεδίων στροβιλισμού και μεταφοράς στροβιλισμού.

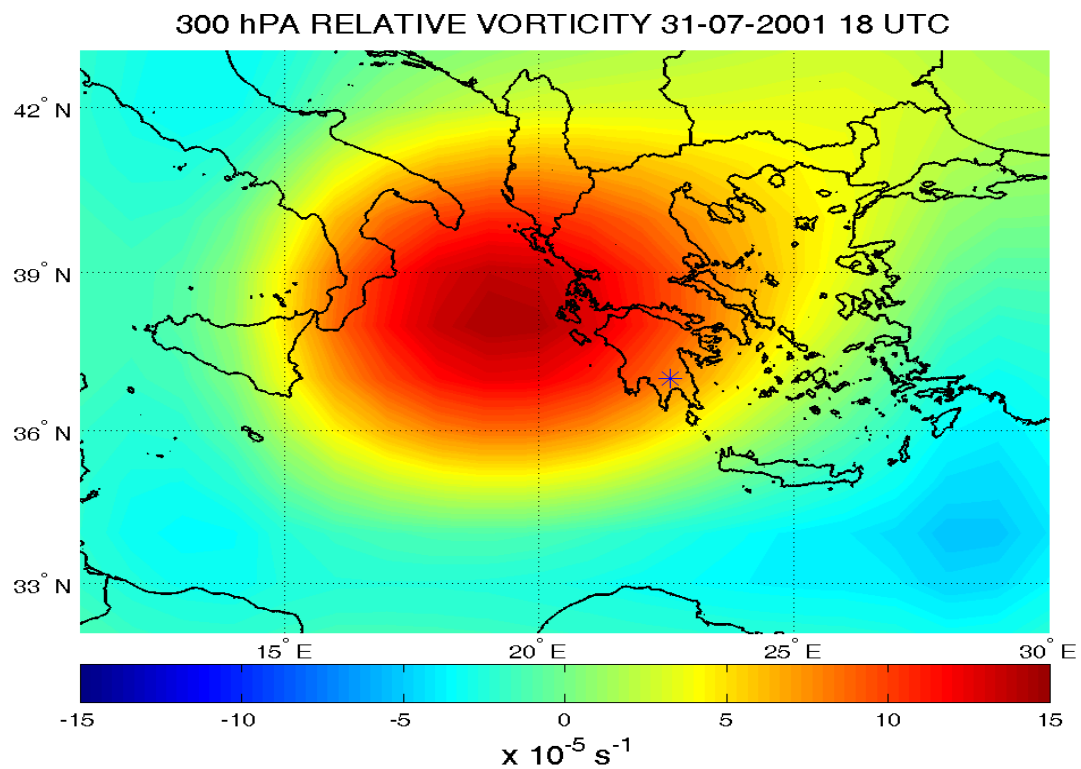
Τα δεδομένα γεωγραφικού μήκους και πλάτους, καθώς και γεωδυναμικού ύψους ανά 6ωρο, εισήχθησαν σε πρόγραμμα υπολογισμού στροβιλισμού και μεταφοράς στροβιλισμού. Τα πεδία σχετικού στροβιλισμού και μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού τα οποία δείχνουν ευνοϊκές συνθήκες για τη δημιουργία ισχυρής βροχοπτώσεων στη Σπάρτη, δηλαδή κυκλωνικό σχετικό στροβιλισμό και θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού, συνοψίζονται στα παρακάτω κεφάλαια.

Η επεξεργασία των δεδομένων για τις 31-07 12 και 18 UTC (Χάρτες 6.26 και 6.27) μας δίνουν τους χάρτες με σχηματισμένο το πεδίο στροβιλισμού πάνω από τη νοτιοανατολική Ευρώπη. Στους χάρτες μπορούμε να διακρίνουμε ότι οι μεγαλύτερες τιμές στροβιλισμού $15 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ παρατηρούνται στην περιοχή μεταξύ βορειοδυτικής Ελλάδας και νότιας Ιταλίας, γεγονός αναμενόμενο καθώς εκεί βρίσκεται το κέντρο της trough με τα χαμηλότερα γεωδυναμικά ύψη περίπου 9520 gpm.

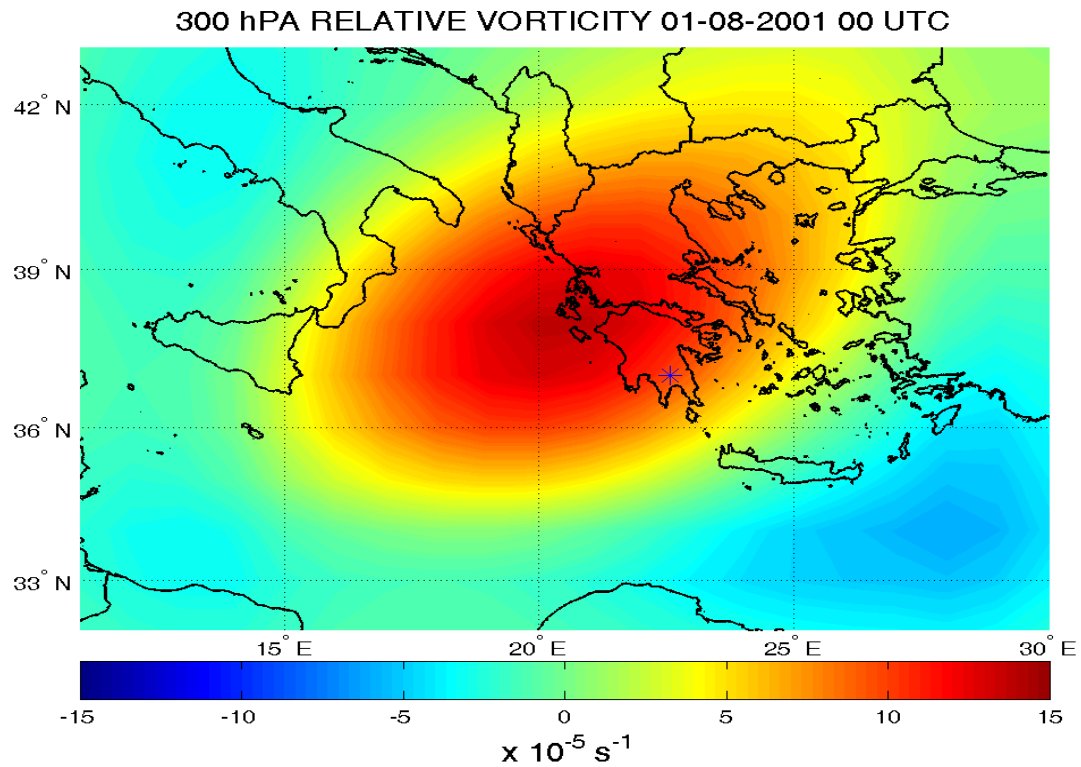
Έπειτα από την ίδια επεξεργασία για την 01-08 00 και 06 UTC (Χάρτες 6.28 και 6.29), έχουμε πεδίο σχετικού στροβιλισμού με το κέντρο μέγιστου θετικού στροβιλισμού $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ στα βορειοδυτικά της ευρύτερης περιοχής της Σπάρτης, καλύπτοντας ένα μεγάλο μέρος της ηπειρωτικής Ελλάδας.



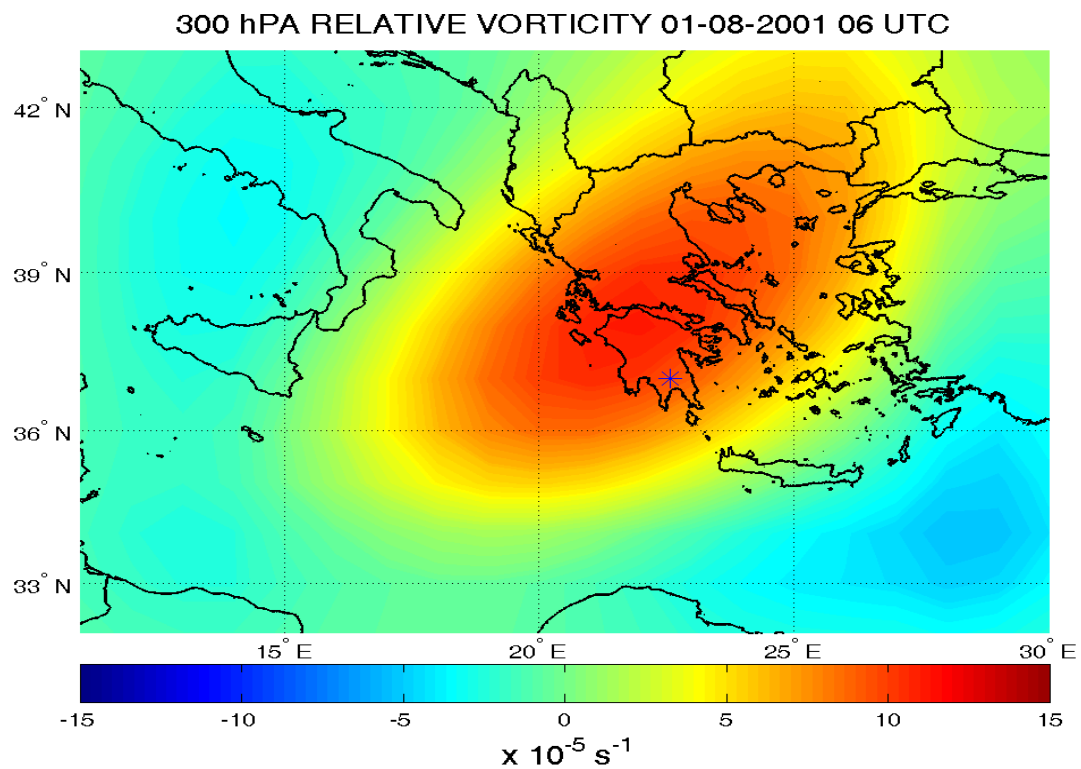
Χάρτης 6.26. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC.



Χάρτης 6.27. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 31-07-2001 18 UTC.



Χάρτης 6.28. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 01-08-2001 00 UTC.



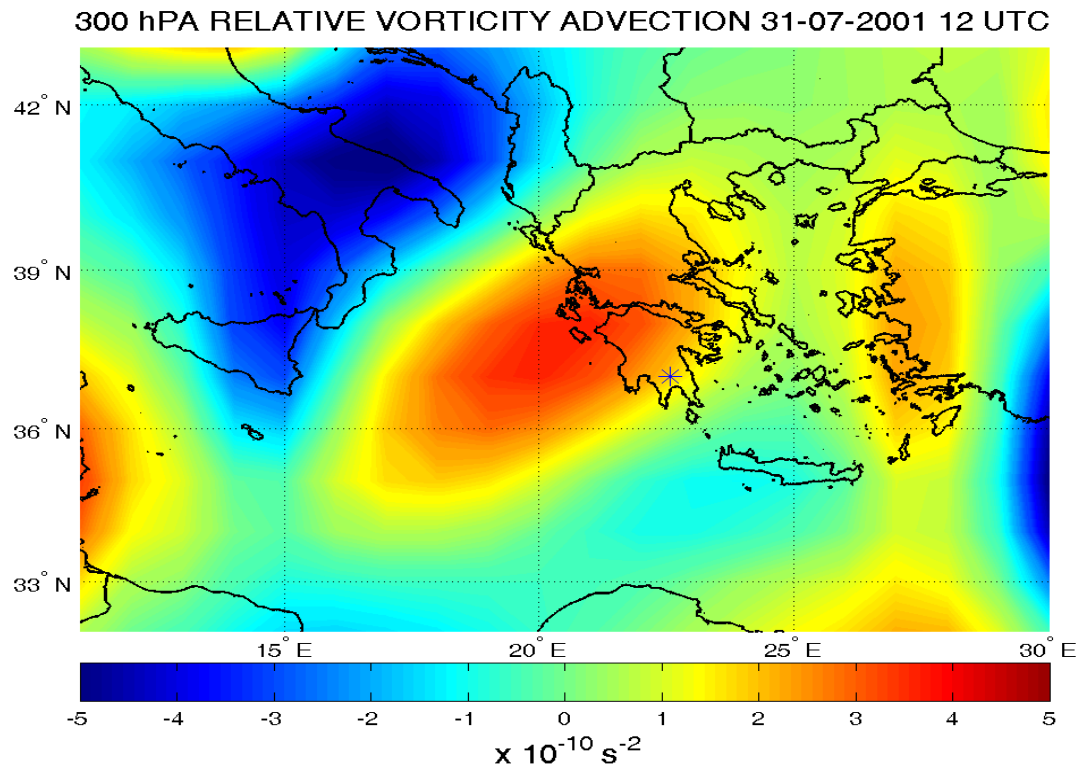
Χάρτης 6.29. Πεδίο σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 01-08-2001 06 UTC.

6.11. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC έως την 01-08-2001 06 UTC.

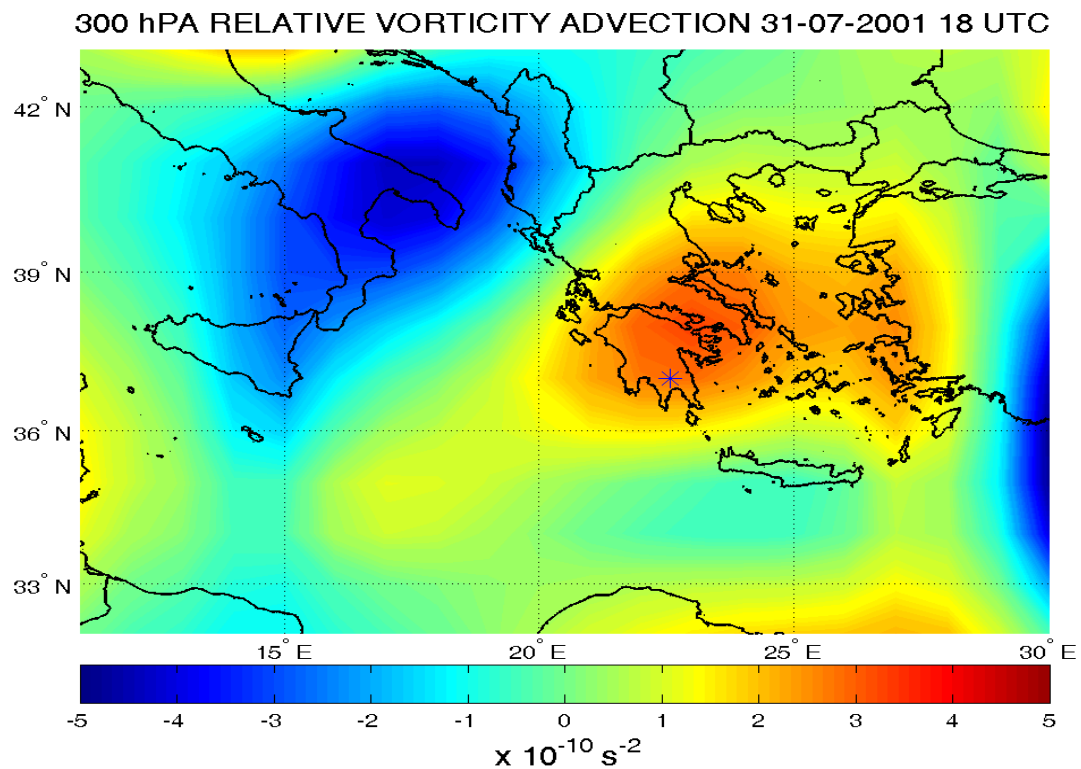
Μεγαλύτερο ενδιαφέρον όμως παρουσιάζει η αντίστοιχη επεξεργασία των δεδομένων γεωδυναμικού ύψους στα 300 hPa, όπως στο προηγούμενο κεφάλαιο για την εύρεση του πεδίου μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού, αφού η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού είναι αυτή που καθορίζει αν θα ενισχυθεί μία καταιγίδα καθ' ύψος και πόσο ισχυρή θα είναι όσον αφορά στο χρόνο που θα διαρκέσει και στη συνολική ποσότητα που θα προκαλέσει.

Έτσι για τις 31-07 και ώρα 12 UTC, μπορούμε να δούμε ότι το κέντρο μέγιστης θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού πλησιάζει την περιοχή της Σπάρτης από τα βορειοδυτικά. Στην περιοχή της Σπάρτης η θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού ήταν περίπου $2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ στις 31-07 12 UTC (Χάρτης 6.30). Πρόκειται λοιπόν για μια ολοφάνερη περίπτωση θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στα 300 hPa. Στις 18 UTC (Χάρτης 6.31) μάλιστα, παρατηρείται αύξηση των τιμών της μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στην περιοχή της Σπάρτης οι οποίες ξεπερνούν τα $3 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$.

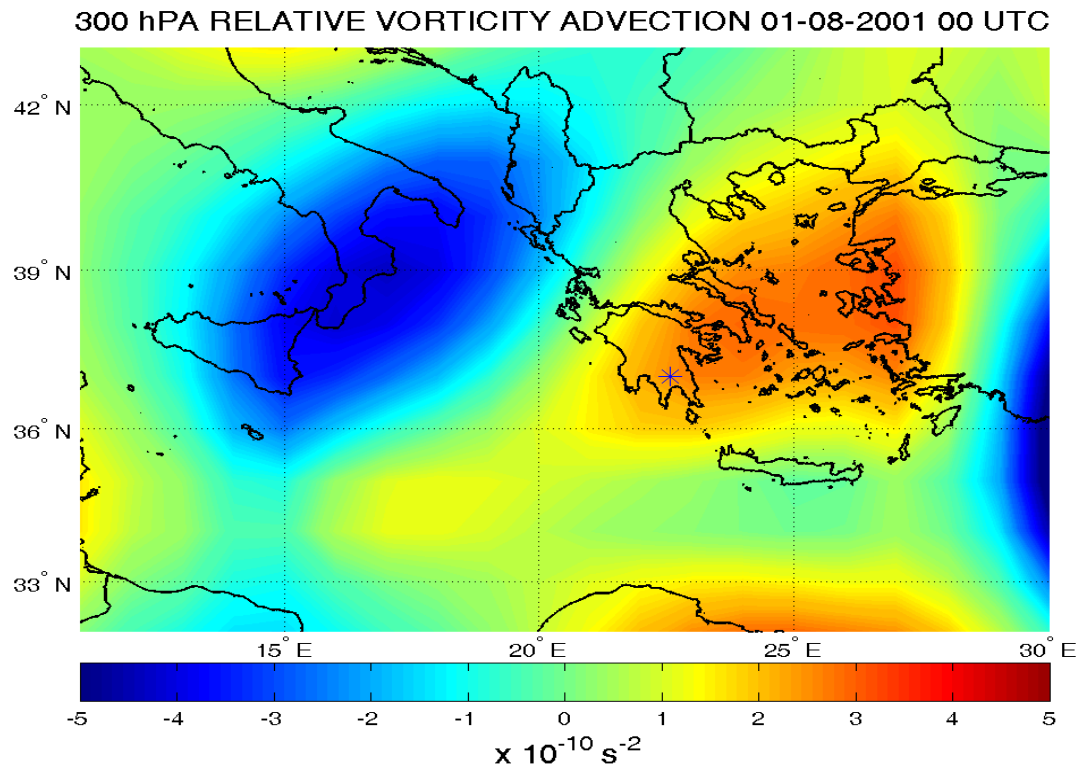
Τα αποτελέσματα για τις 00 και 06 UTC της 01-08 (Χάρτες 6.32 και 6.33) δείχνουν εμφανώς μετατόπιση προς τα ανατολικά της θετικής μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού και απομάκρυνση από την περιοχή της Σπάρτης, με τιμές μικρότερες από $2 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$, όμως ακόμα θετικές, γεγονός που αποτελεί έναν παράγοντα που θα μπορούσε να προκαλέσει φαινόμενα και τις πρωϊνές ώρες της 01-08.



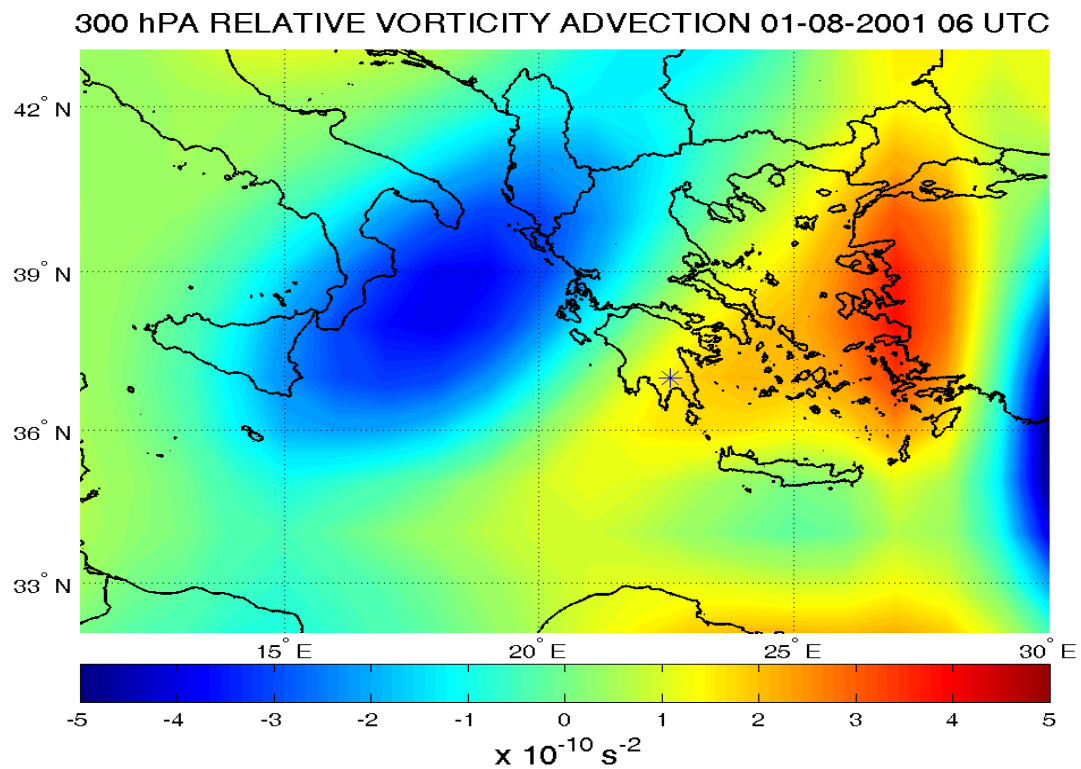
Χάρτης 6.30. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για τις 31-07-2001 12 UTC.



Χάρτης 6.31. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 31-07-2001 18 UTC.



Χάρτης 6.32. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 01-08-2001 00 UTC.



Χάρτης 6.33. Πεδίο μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στο ισοβαρικό επίπεδο των 300 hPa για την 01-08-2001 06 UTC.

6.12. Συμπεράσματα για την καταιγίδα που σημειώθηκε από τις 31-07 έως την 01-08 του 2001 στην περιοχή της Σπάρτης.

Η συνοπτική κατάσταση με την ισχυρή trough να διέρχεται πάνω από τον ελληνικό χώρο και να επηρεάζει τη Σπάρτη δικαιολογεί τις κατάλληλες συνθήκες για το σχηματισμό ισχυρής καταιγίδας. Η θετική μεταφορά στροβιλισμού στα 300 hPa, η αρνητική μεταφορά πάχους 500/1000 hPa, η ύπαρξη κρύου αέρα κυρίως στο επίπεδο των 850 hPa και η κατακόρυφη κατανομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας, ταιριάζουν με τις απαιτήσεις της θεωρίας για ικανές συνθήκες σχηματισμού ανοδικών ρευμάτων, δυναμικής αστάθειας και τελικά νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης και καταιγίδας.

Ο συνδυασμός της συνοπτικής κατάστασης, της έντονης ορογραφίας της περιοχής και της ύπαρξης δυναμικής αστάθειας, προκάλεσε στη Σπάρτη ισχυρά φαινόμενα στις 31-07 και την 01-08 παρόλο που σε άλλες κοντινές περιοχές δεν παρατηρήθηκαν φαινόμενα ή ήταν πιο ασθενή. Για παράδειγμα στο Ελληνικό και σύμφωνα με στοιχεία από το μετεωρολογικό σταθμό της Ε.Μ.Υ. δεν παρατηρήθηκε βροχόπτωση, ενώ στην Τρίπολη μετρήθηκαν μόλις 0.7 mm υετού. Βέβαια στην Τανάγρα μετρήθηκαν 39.8 mm υετού, λιγότερα από ό,τι στη Σπάρτη, αλλά σίγουρα αρκετά σε σχέση με άλλες περιοχές.

Στις επόμενες σελίδες (Κεφάλαιο 7) παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης της πιο πρόσφατης περίπτωσης, του 2001, με το αριθμητικό μοντέλο RAMS/ICLAMS, έπειτα από συνεργασία με την ομάδα ατμοσφαιρικών μοντέλων του Πανεπιστημίου Αθηνών.

7. Προσομοίωση της καταιγίδας από τις 31-07 έως την 01-08 του 2001 με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.

7.1. Ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.

Το Ατμοσφαιρικό μοντέλο ICLAMS (Integrated Community Limited Area Modeling System) αναπτύχθηκε από την ομάδα ατμοσφαιρικών μοντέλων και πρόγνωσης καιρού του Πανεπιστημίου Αθηνών. Η ανάπτυξη βασίστηκε στο ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) (Pielke et al., 1992 ; Cotton et al., 2003. Περισσότερες πληροφορίες περιέχονται στο Solomos et al., 2011 και στη διδακτορική διατριβή του διδάκτορα Σταύρου Σολωμού, 2011.

7.2. Βασικά χαρακτηριστικά του συστήματος.

Το Αριθμητικό Ατμοσφαιρικό μοντέλο RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) είναι ένα αριθμητικό μοντέλο πολλαπλών εφαρμογών, που αναπτύχθηκε στο Colorado State University σε συνεργασία με την ASTER division of Mission Research Corporation για προσομοίωση και πρόγνωση μετεωρολογικών φαινομένων και για την απεικόνιση των αποτελεσμάτων (Pielke et al., 1992). Το RAMS αποτελεί εξέλιξη προγενέστερων ατμοσφαιρικών μοντέλων, τα οποία αναπτύχθηκαν ανεξάρτητα το ένα από το άλλο στις αρχές της δεκαετίας του 1970. Η διαδικασία συνδυασμού των μοντέλων αυτών σε ένα πολυδιάστατο κώδικα με τη γενική ονομασία RAMS ξεκίνησε το 1986. Η ανάπτυξη του νέου κώδικα βασίστηκε στα αριθμητικά σχήματα και τις παραμετροποιήσεις των προηγούμενων μοντέλων. Ο κύριος κώδικας του μοντέλου εξελίσσεται συνεχώς μέχρι σήμερα με βελτιώσεις και νέες δυνατότητες.

Το μοντέλο επιτρέπει προσομοιώσεις των ατμοσφαιρικών φαινομένων σε κλίμακες από μερικές δεκάδες μέτρα μέχρι και μερικές χιλιάδες μέτρα. Μια γενική περιγραφή του μοντέλου και των δυνατοτήτων του μπορεί κανείς να βρει στις δημοσιεύσεις των Pielke et al. (1992) και Cotton et al. (2003) καθώς και στο τεχνικό εγχειρίδιο RAMS Technical Manual (www.atmet.com). Το μοντέλο περιλαμβάνει δομή επάλληλων πλεγμάτων δύο δρόμων (Clark and Farley, 1984), σύστημα κατακόρυφων συντεταγμένων που ακολουθεί την τοπογραφία, ρητό (explicit) σχήμα μικροφυσικής των νεφών, ρητό σχήμα μεταφοράς της ακτινοβολίας (μικρού και μεγάλου μήκους), διάφορες επιλογές για τα πλευρικά και τα ανώτερα όρια, όπως και διάφορα επίπεδα πολυπλοκότητας για παραμετροποίηση του επιφανειακού στρώματος. Οι κύριες συνιστώσες του είναι:

- Ένα σύστημα ανάλυσης δεδομένων, το οποίο προετοιμάζει τα αρχικά δεδομένα από τις παρατηρήσεις για να χρησιμοποιηθούν ως αρχικές και οριακές συνθήκες από το ατμοσφαιρικό μοντέλο.
- Ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο, το οποίο εκτελεί τις προσομοιώσεις.

- Ένα σύστημα μετεπεξεργασίας, το οποίο οπτικοποιεί και αναλύει τα αποτελέσματα του ατμοσφαιρικού μοντέλου με μια ποικιλία λογισμικού οπτικοποίησης και άλλα προγράμματα υποστήριξης.

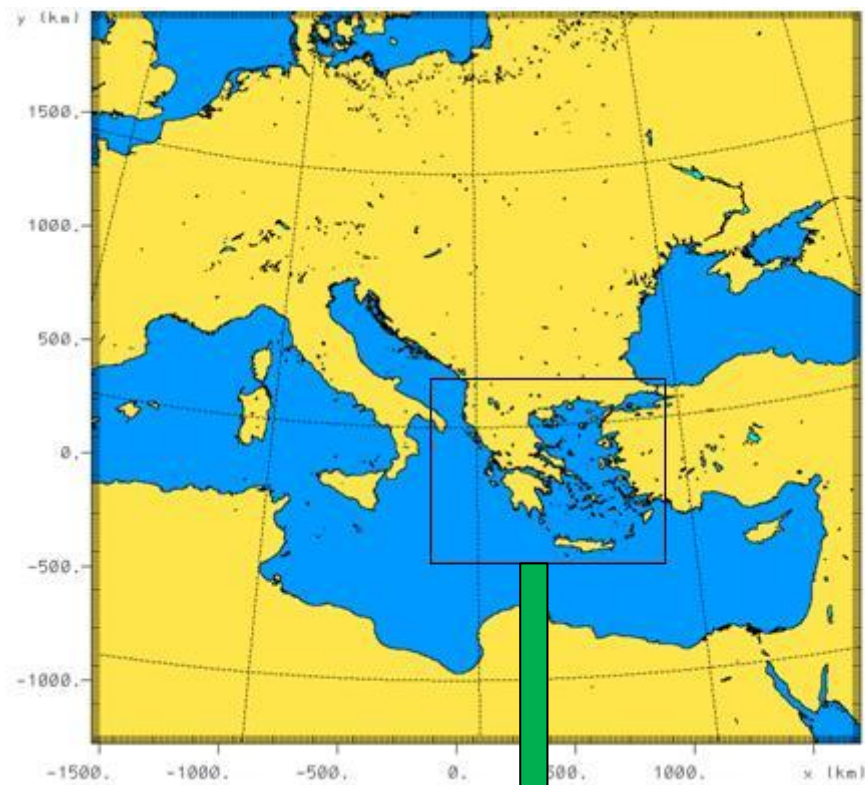
Το RAMS εφαρμόζεται συνήθως σαν μοντέλο περιορισμένης περιοχής. Δεν υπάρχει κατώτατο όριο για το μέγεθος της περιοχής ούτε για το πλέγμα πεπερασμένων διαφορών του μοντέλου. Με τον ίδιο κώδικα έχουν προσομοιωθεί φαινόμενα μικρής κλίμακας όπως ανεμοστρόβιλοι και στρόβιλοι στο οριακό στρώμα καθώς επίσης και μικρότερης κλίμακας τυρβώδεις ροές πάνω από κτήρια και αεροσήραγγες. Η εφαρμογή επάλληλων πλεγμάτων, που αλληλεπιδρούν αμφίδρομα, επιτρέπει την χρησιμοποίηση πλεγμάτων με υψηλή ανάλυση με σκοπό την επίλυση μικρής κλίμακας ατμοσφαιρικών συστημάτων, όπως οι τυφώνες, ενώ ταυτόχρονα επιλύει τα μεγάλης κλίμακας φαινόμενα στο πλέγμα χαμηλής ανάλυσης.

Το ICLAMS αποτελεί μια βελτιωμένη έκδοση του ατμοσφαιρικού μοντέλου RAMS 6.0 (Cotton et al., 2003). Εκτός από τις ήδη υπάρχουσες δυνατότητες του RAMS το καινούργιο μοντέλο περιλαμβάνει λεπτομερές σχήμα ατμοσφαιρικής χημείας όπου όλες οι διαδικασίες αλληλεπίδρασης με το περιβάλλον αναλύονται ταυτόχρονα (online coupled) με τις λοιπές υετού περιγράφεται αναλυτικά από το σχήμα μικροφυσικής του μοντέλου στο οποίο επιλύονται 8 κατηγορίες νερού: υδρατμοί (vapor), νεφοσταγονίδια (cloud droplets), σταγόνες βροχής (rain droplets), πρωτογενείς μικροί παγοκρύσταλλοι (pristine ice), κρύσταλλοι χιονιού (snow), συσσωματώματα παγοκρυστάλλων (aggregates), μορφώματα πάγου (graupel) και χαλαζόκοκκοι (hail).

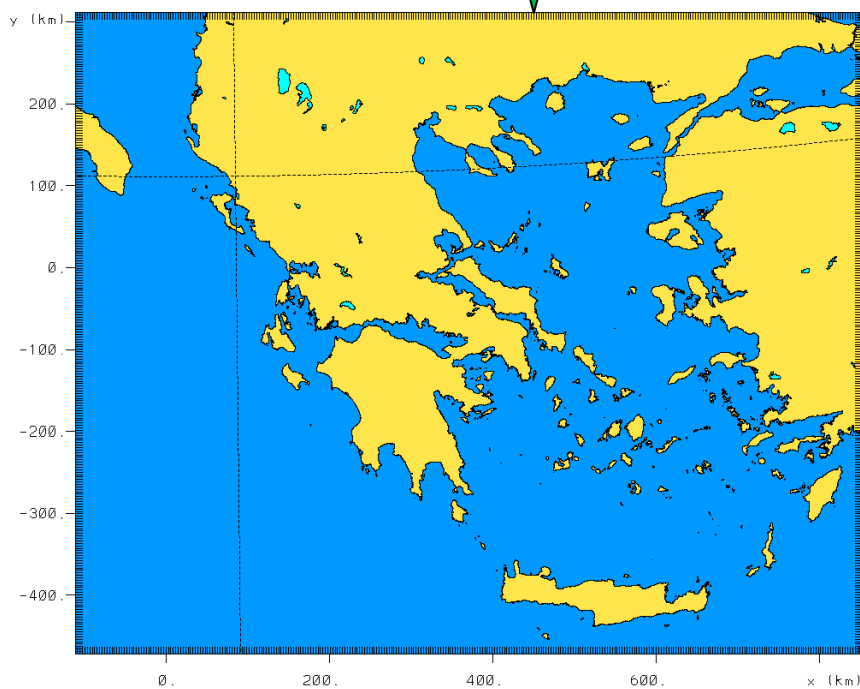
7.3. Χαρακτηριστικά του αριθμητικού μοντέλου RAMS στη συγκεκριμένη περίπτωση προσομοίωσης της καταιγίδας στη Σπάρτη.

Για την προσομοίωση της καταιγίδας στη Σπάρτη το χρονικό διάστημα από τις 31-07-2001 12 UTC έως την 01-08-2001 06 UTC χρησιμοποιήθηκαν δύο επάλληλα πλέγματα, το ένα για την περιοχή της Ευρώπης με ανάλυση 12×12 Km και το άλλο για την περιοχή της Ελλάδας με ανάλυση 3×3 Km (Χάρτες 7.1 και 7.2). Επίσης, χρησιμοποιήθηκαν 32 κατακόρυφα επίπεδα με το πρώτο επίπεδο να βρίσκεται στα 24 m και το τελευταίο περίπου στα 18.500 m. Τα παραπάνω βρίσκονται σε ύψος 1.2 φορές το ύψος του προηγούμενου επιπέδου, έως ότου η διαφορά δύο συνεχόμενων κατακόρυφων επιπέδων να φθάσει τα 1000 m, οπότε διατηρείται σταθερή η αύξηση μεταξύ δύο συνεχόμενων κατακόρυφων επιπέδων στην τιμή των 1000 m.

Για την περιγραφή της σύγκλισης στο εξωτερικό πλέγμα των 12 Km χρησιμοποιήθηκε το παραμετροποιημένο σχήμα των Kain – Fritsch. Για το εσωτερικό πλέγμα των 3 Km δε χρησιμοποιήθηκε σχήμα παραμετροποίησης και η περιγραφή της ανάπτυξης των νεφών έγινε μόνο από το ρητό (explicit) σχήμα του μοντέλου.



Χάρτης 7.1. Εξωτερικό πλέγμα για την Ευρώπη με ανάλυση 12×12 Km.



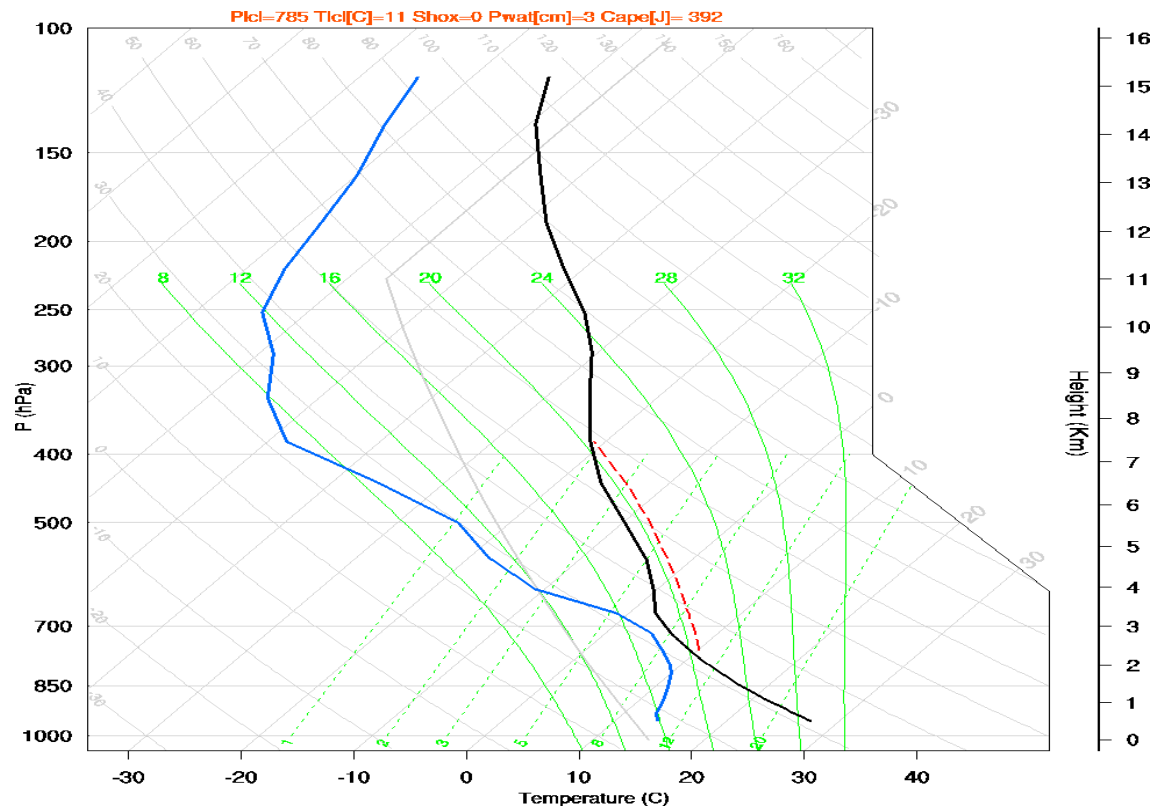
Χάρτης 7.2. Εσωτερικό πλέγμα για την Ευρώπη με ανάλυση 3×3 Km.

7.4. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη για τις 31-07-2001 από τις 12 UTC έως τις 17 UTC σύμφωνα με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.

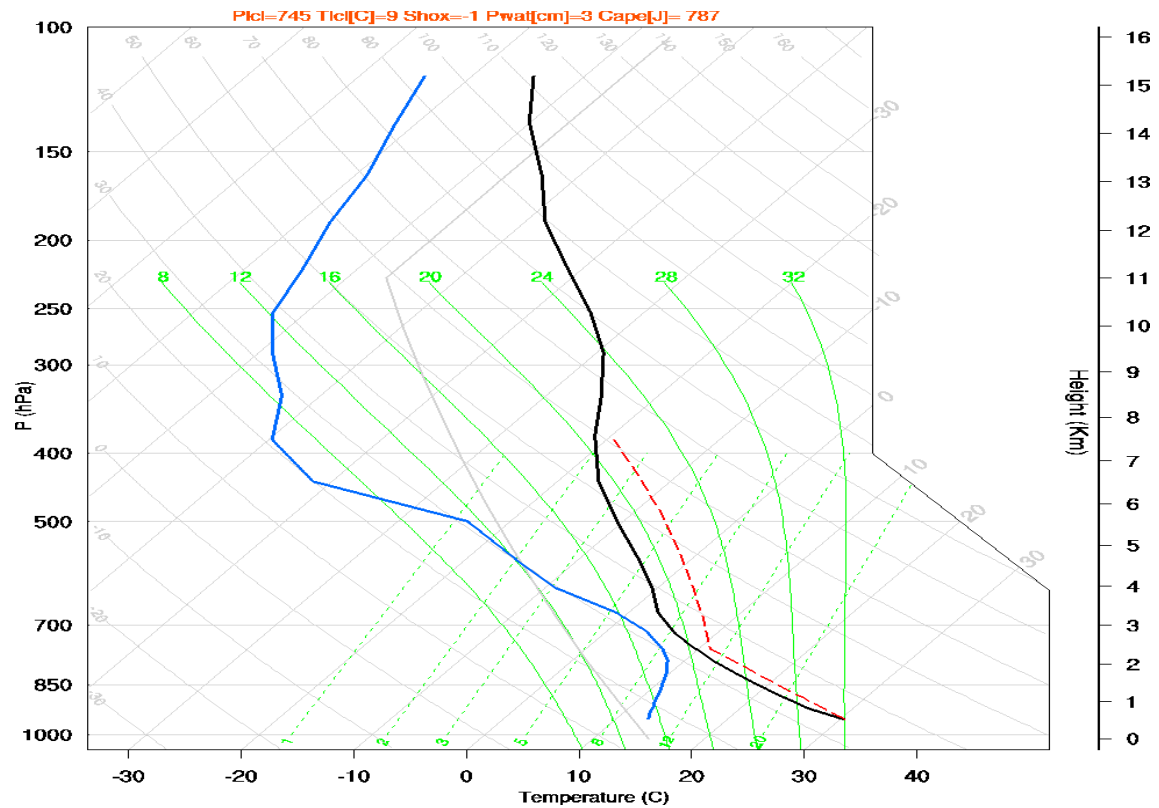
Στα παρακάτω Τεφιγράμματα για την περιοχή της Σπάρτης στα σχήματα από 7.1 έως 7.6 μπορούμε να διακρίνουμε χαρακτηριστική εικόνα πριν από καταιγίδα, καθώς η θερμοκρασία (μαύρη γραμμή) φαίνεται σε μερικά επίπεδα να είναι πιο απότομη από την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, γεγονός που συνεπάγεται αστάθεια. Επιπλέον, σε όλα τα σχήματα φαίνεται να πλησιάζουν αρκετά η θερμοκρασία (μαύρη γραμμή) με τη θερμοκρασία δρόσου (μπλε γραμμή) σε κάποιο επίπεδο, που συνεπάγεται σχετική υγρασία σχεδόν 100% με το επίπεδο συμπύκνωσης LCL (Lifted Condensation Level) λίγο πιο χαμηλά σε επίπεδα κάτω από 800 hPa.

Μάλιστα στο Χάρτη 4 για τις 17 UTC το LCL βρίσκεται αρκετά χαμηλότερα στο επίπεδο πίεσης των 944 hPa, οπότε είχε ήδη ξεκινήσει η καταιγίδα και μάλιστα φαίνεται ότι έως περίπου τα 400 hPa η θερμοκρασία και η θερμοκρασία δρόσου σχεδόν ταυτίζονται, γεγονός που υποδηλώνει τη μεγάλη κατακόρυφη έκταση του νέφους.

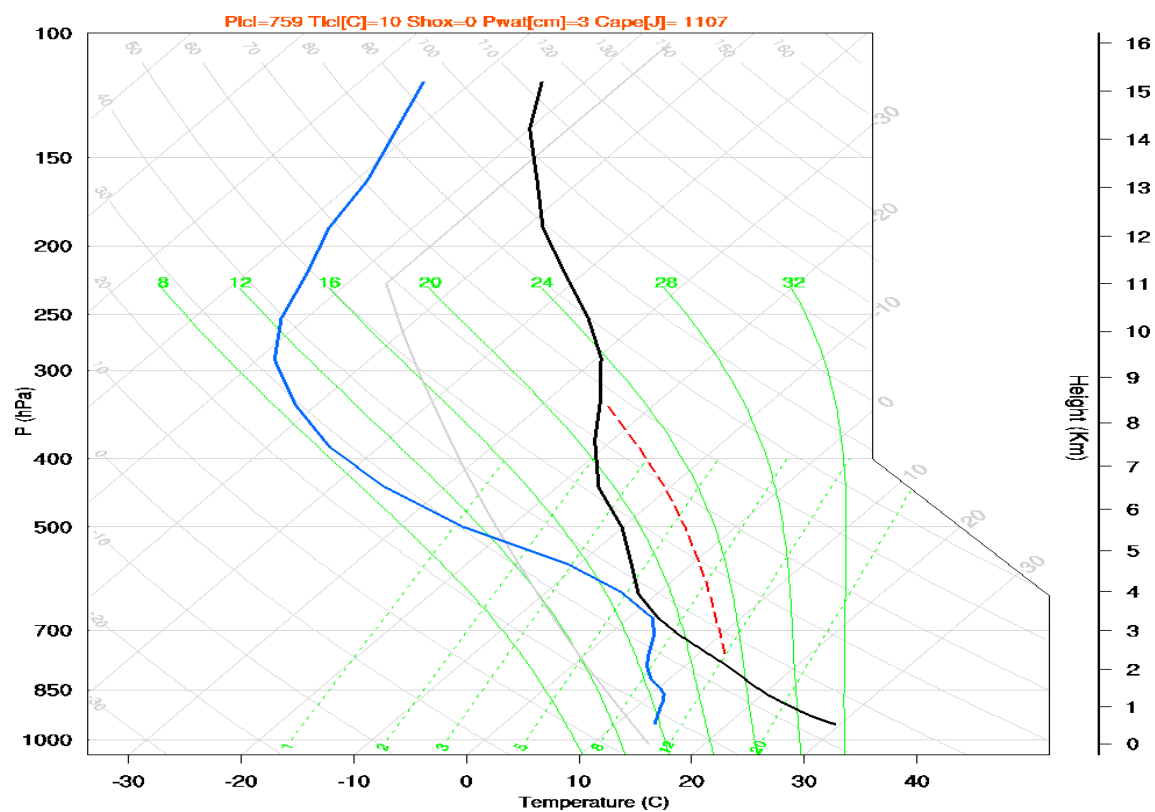
Επίσης φαίνεται η ανοδική πορεία που θα ακολουθούσε μια αέρια μάζα (διακεκομμένη κόκκινη γραμμή) και κυρίως μετά τη συμπύκνωση, που θα ακολουθούσε την αντίστοιχη υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.



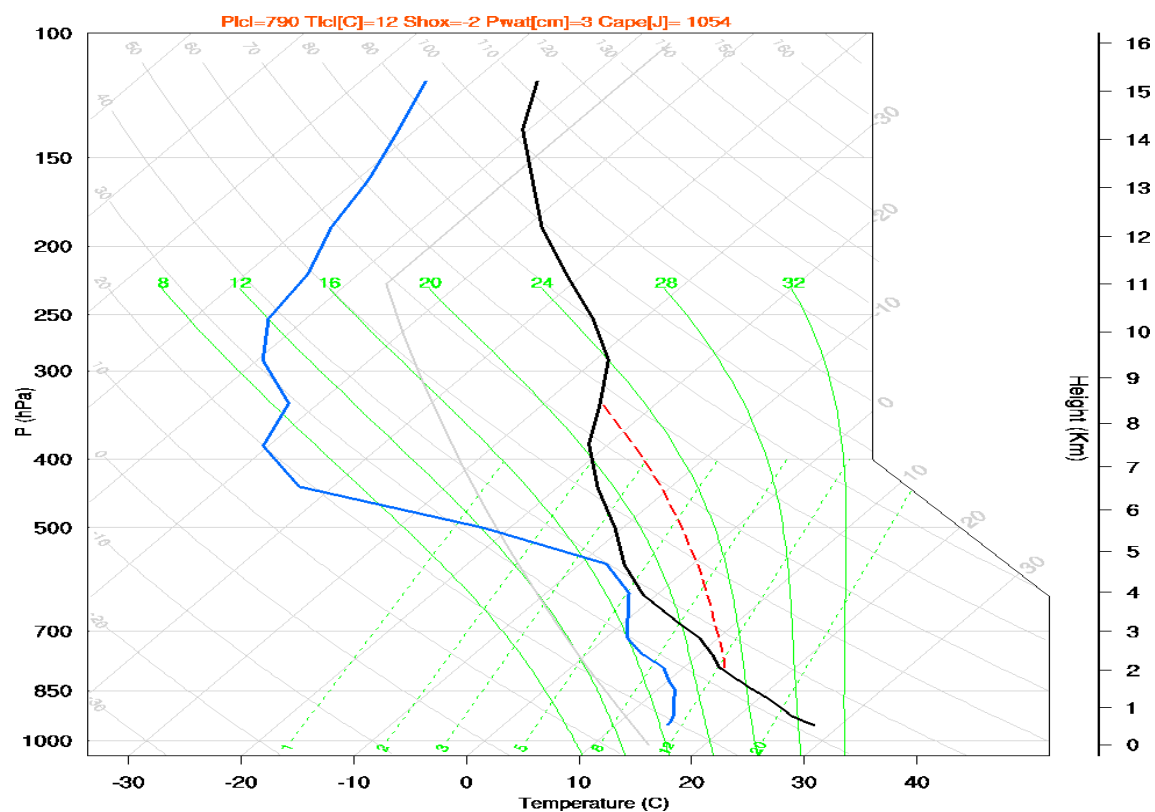
Σχήμα 7.1. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 12 UTC.



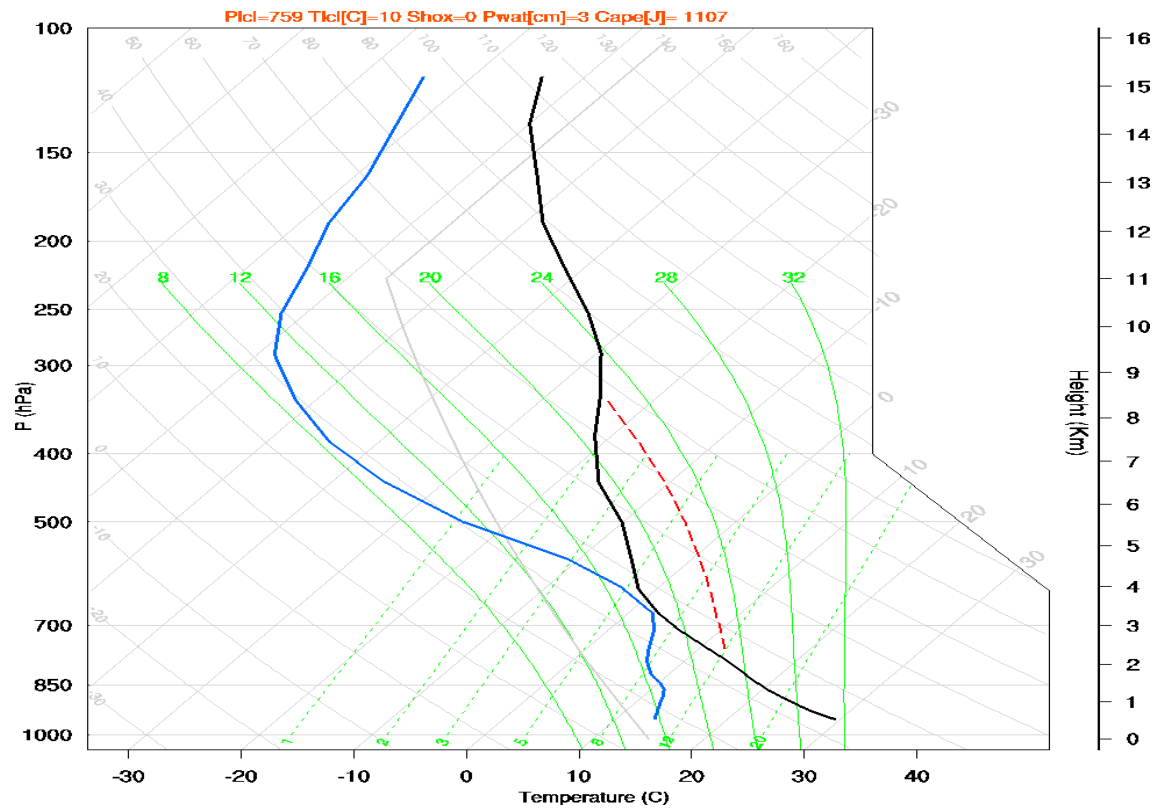
Σχήμα 7.2. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 14 UTC.



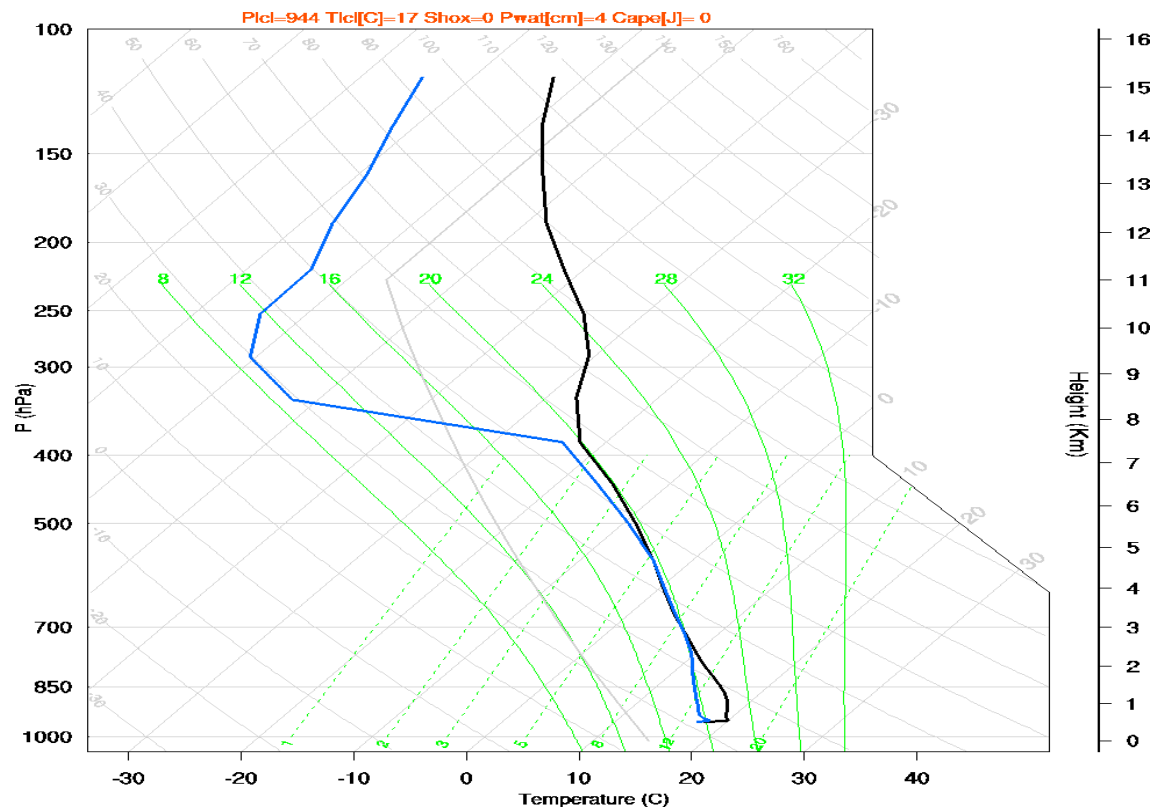
Σχήμα 7.3. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 15 UTC.



Σχήμα 7.4. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 15 UTC.



Σχήμα 7.5. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 16 UTC.

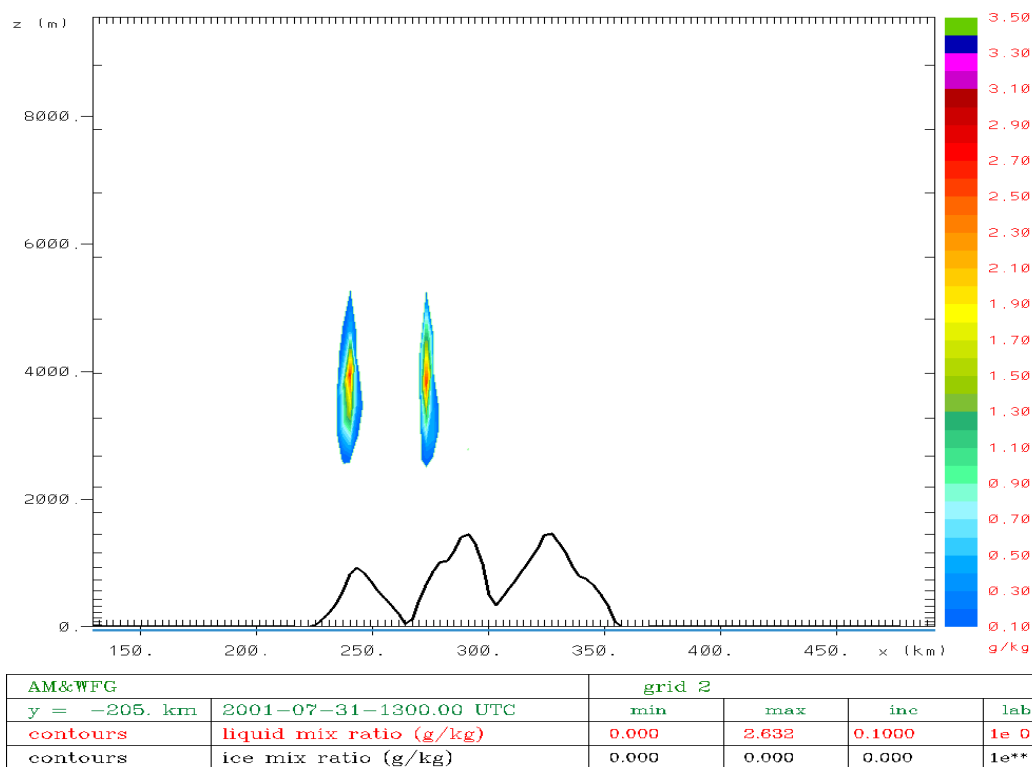


Σχήμα 7.6. Κατακόρυφη κατανομή της θερμοκρασίας και της θερμοκρασίας δρόσου σε Τεφίγραμμα πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 17 UTC.

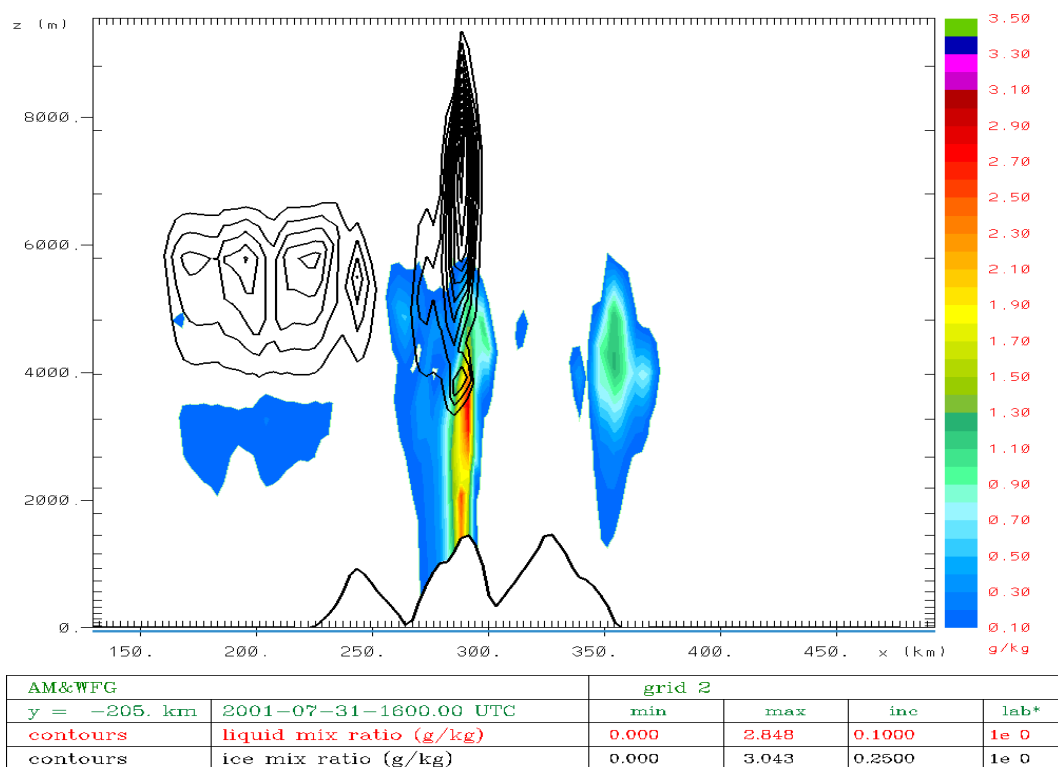
7.5. Προσομοίωση του σχηματισμού του νέφους κατακόρυφης ανάπτυξης της καταιγίδας πάνω από τη Σπάρτη για τις 31-07-2001 από τις 12 UTC έως τις 18 UTC σύμφωνα με το αριθμητικό μοντέλο RAMS / ICLAMS.

Όπως φαίνεται στα παρακάτω σχήματα 7.7 έως 7.10, η εμφάνιση νεφών πάνω από την περιοχή της Σπάρτης έγινε στις 13 UTC και μέχρι τις 16 UTC είχαν αναπτυχθεί αρκετά ώστε να αρχίσουν τα φαινόμενα στην οροσειρά του Ταϋγέτου. Παρατηρούνται μεγάλες τιμές αναλογίας μίγματος νερού και παγοκρυστάλλων πάνω από την ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης στην κοιλάδα που σχηματίζουν τα δύο υψηλά όρη ο Ταϋγετος και ο Πάρνωνας με τιμές και για τα δύο είδη περίπου 3 g/Kg.

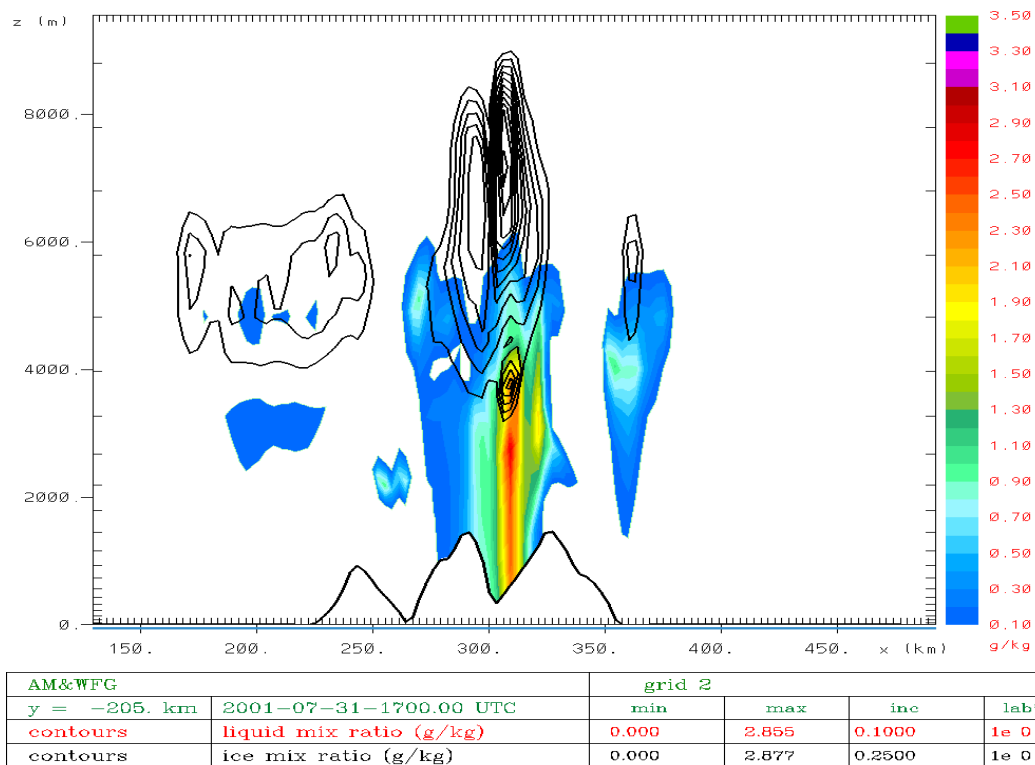
Μάλιστα φαίνεται κυρίως στις 17 UTC (Σχήμα 7.9) μεγάλη ποσότητα νερού να φθάνει ως το έδαφος με αναλογία μίγματος πάνω από 2 g/Kg. Οι παγοκρυστάλλοι δε φαίνεται να έφθασαν στο έδαφος, όμως δεν αποκλείεται το ενδεχόμενο χαλαζόπτωσης στα ενδιάμεσα των ωρών κατά τόπους. Επιπλέον, φαίνεται ότι τα καταιγιδοφόρα νέφη πάνω από την περιοχή έφθαναν περίπου έως τα 9-10 Km, οπότε είχαν μεγάλο πάχος και επιπλέον τους παγοκρυστάλλους τους παρατηρούμε περίπου πάνω από τα 3.5 Km.



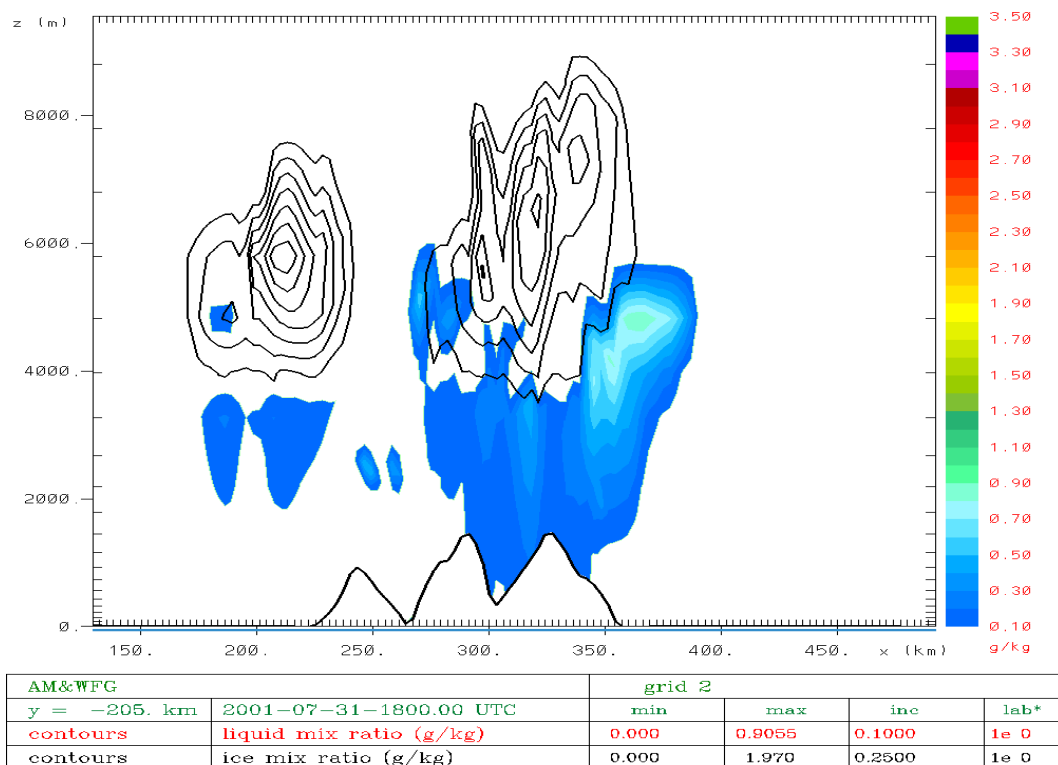
Σχήμα 7.7. Κατακόρυφη τομή πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 13 UTC. Αναλογία μίγματος σε νερό (χρώμα) και παγοκρυστάλλους (μαύρες γραμμές).



Σχήμα 7.8. Κατακόρυφη τομή πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 16 UTC. Αναλογία μίγματος σε νερό (χρώμα) και παγοκρυστάλλους (μαύρες γραμμές).



Σχήμα 7.9. Κατακόρυφη τομή πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 17 UTC. Αναλογία μίγματος σε νερό (χρώμα) και παγοκρυστάλλους (μαύρες γραμμές).



Σχήμα 7.10. Κατακόρυφη τομή πάνω από τη Σπάρτη στις 31-07-2001 18 UTC. Αναλογία μίγματος σε νερό (χρώμα) και παγοκρυστάλλους (μαύρες γραμμές).

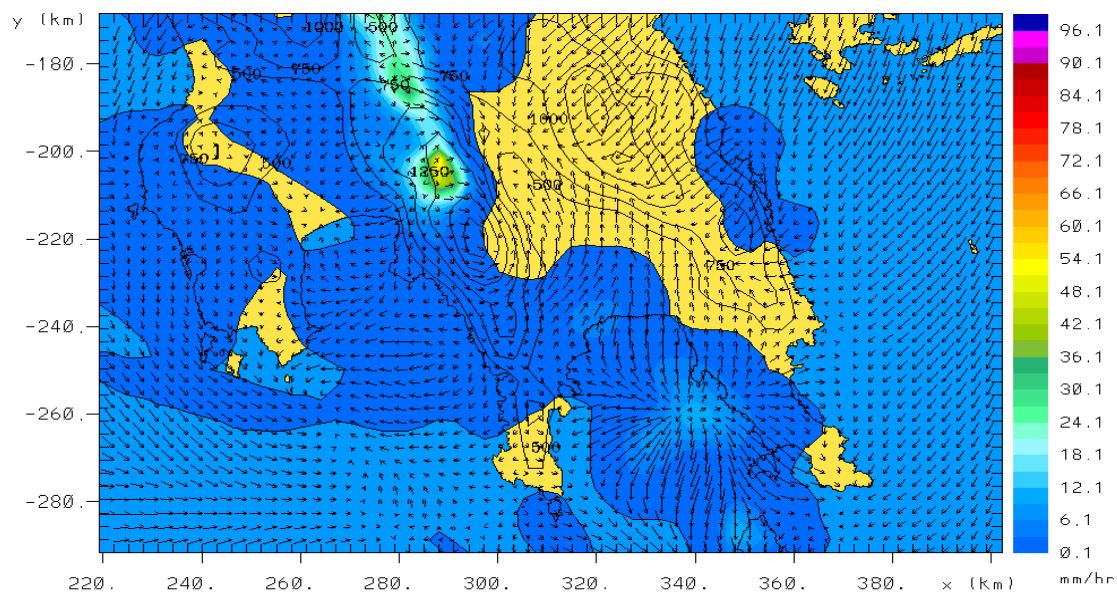
7.6. Αποτελέσματα του αριθμητικού μοντέλου RAMS / ICLAMS για το ρυθμό της βροχόπτωσης (mm/hr), τον επιφανειακό άνεμο και τον αθροιστικό ωριαίο υετό (mm).

Ο ρυθμός της βροχόπτωσης στην ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης ήταν αυξημένος από τις 16 UTC έως τις 18 UTC (Χάρτες 7.11 έως 7.13), με αποκορύφωμα στις 17 UTC (Χάρτης 7.12), που έφθασε τα 76 mm/hr χωρίς να αποκλείεται να έφθασε και σε μεγαλύτερες τιμές στα ενδιάμεσα των ωρών. Αξιοσημείωτο στους Χάρτες 7.11 έως 7.13 είναι οι μεγάλες εντάσεις ανέμου με τάση για απόκλιση από την περιοχή της βροχής. Αυτό οφείλεται στα καθοδικά ρεύματα που δημιουργεί η καταιγίδα λόγω της καθοδικής κίνησης ψυχρών αερίων μαζών μαζί με τη βροχή, οι οποίες ψύχονται περαιτέρω λόγω της εξάτμισης κάποιων σταγόνων κατά την κάθοδο. Τα καθοδικά ρεύματα σπρώχνουν τον αέρα στην επιφάνεια και έτσι παρατηρούνται αυξημένες ταχύτητες τοπικά. Η διαδικασία αυτή είναι πολύ σημαντική καθώς μπορεί να πυροδοτήσει δευτερεύουσες καταιγίδες σε γειτονικές περιοχές. Όταν αυτά τα ρεύματα είναι πολύ ισχυρά δημιουργείται μπροστά από την καταιγίδα το μέτωπο της καταιγίδας (gust front) και οι δευτερεύουσες καταιγίδες μπορεί να πυροδοτούνται πολλά χιλιόμετρα μακριά σχηματίζοντας τη γραμμή λαίλαπας (squall line).

Στη δική μας περίπτωση πιθανόν να υπάρχει μια μικρογραφία του gust front και της squall line στα ανατολικά των κυττάρων ισχυρής βροχόπτωσης, αν λάβουμε υπόψη μας την απότομη αλλαγή της διεύθυνσης του ανέμου από νοτιοδυτικό σε βορειοανατολικό. Αυτή η απότομη αλλαγή της διεύθυνσης των ανέμων στις 16 UTC παρατηρείται κυρίως στην περιοχή της Σπάρτης και στους πρόποδες του όρους Πάρνωνας στην ανατολική Λακωνία. Στις 17 UTC παρατηρείται κυρίως κοντά στην κορυφογραμμή του Πάρωνα και στο Μυρτώο πέλαγος. Στις 18 UTC εντοπίζεται πιο ανατολικά στο Μυρτώο πέλαγος. Πιθανόν λοιπόν η δημιουργία αυτών των κυττάρων της καταιγίδας που φαίνονται στους παρακάτω Χάρτες 7.11 έως 7.13 να επηρεάστηκε από τη διαδικασία που περιγράφηκε παραπάνω.

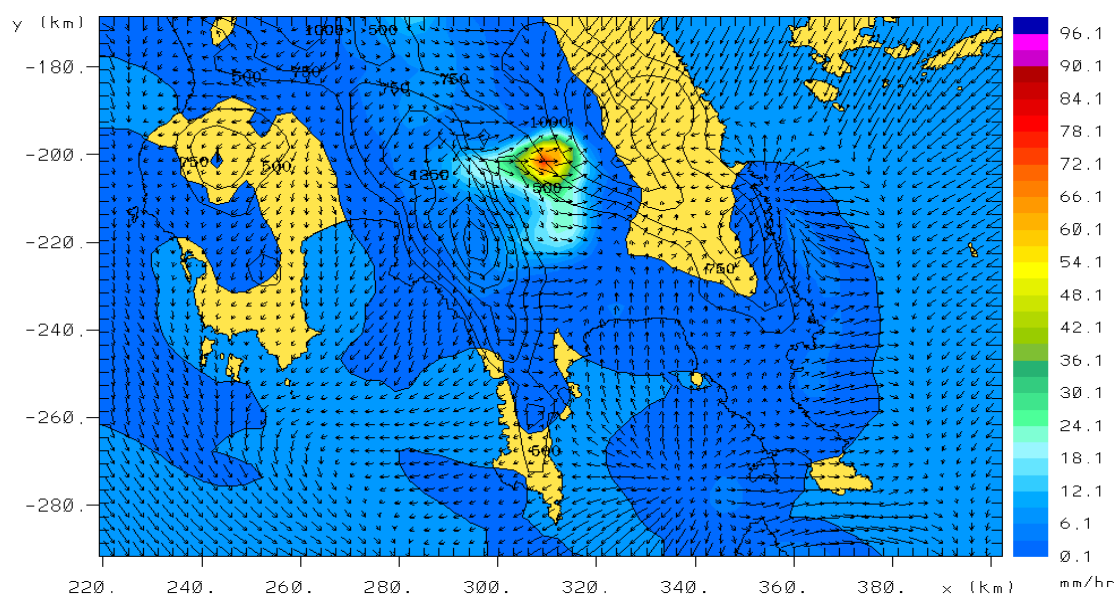
Επιπλέον, μια άλλη καταιγίδα φαίνεται να πέρασε κοντά στη Σπάρτη τις πρώτες πρωινές ώρες της 01-08, αλλά επηρέασε κυρίως την ανατολική Λακωνία με μειωμένο ρυθμό βροχόπτωσης περίπου στο μισό από την προηγούμενη καταιγίδα της 31-07. (Χάρτες 7.14 και 7.15).

Σύμφωνα με το μοντέλο RAMS / ICLAMS ο συνολικός υετός που δέχτηκε η ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης στο χρονικό διάστημα από τις 16 UTC έως τις 18 UTC στις 31-07 (Χάρτες 7.16 και 7.17) ήταν πάνω από 40 mm, καθώς και μερικά mm υετού νωρίς το πρωί της 01-08 (Χάρτες 7.18 και 7.19).



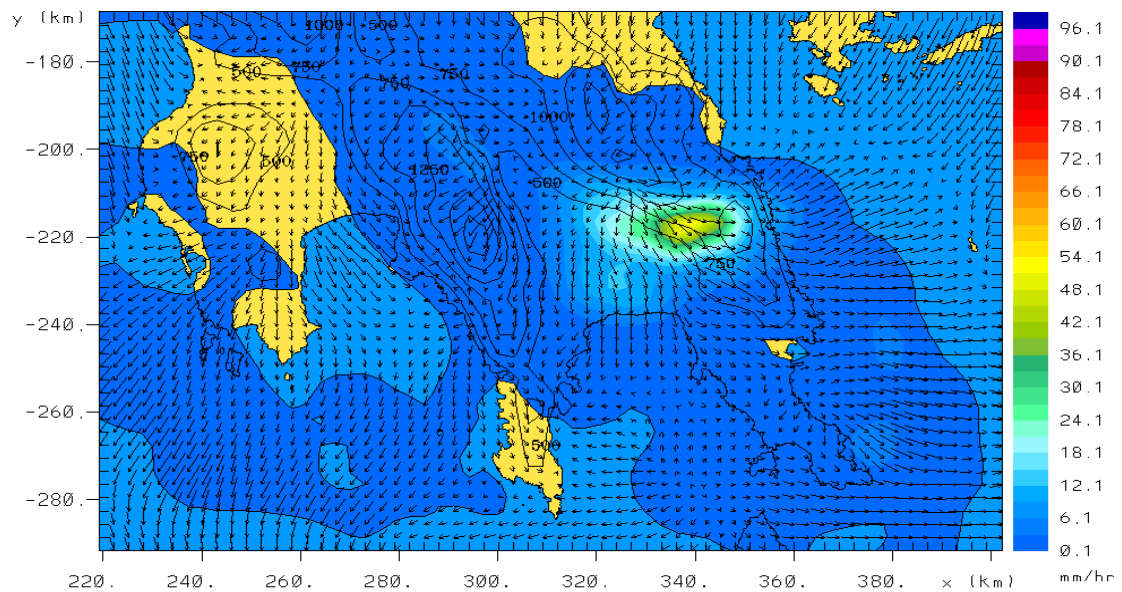
AM&WFG		grid 2			
	2001-07-31-1600.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	resolved precip rate (mm/hr)	0.000	54.75	3.000	1e 0
contours	topo (m)	-65.89	1882.	250.0	1e 0
vectors →	6 m/s horiz	0.8930E-01	11.72		

Χάρτης 7.11. Ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) και επιφανειακός άνεμος στις 31-07-2001 16 UTC.



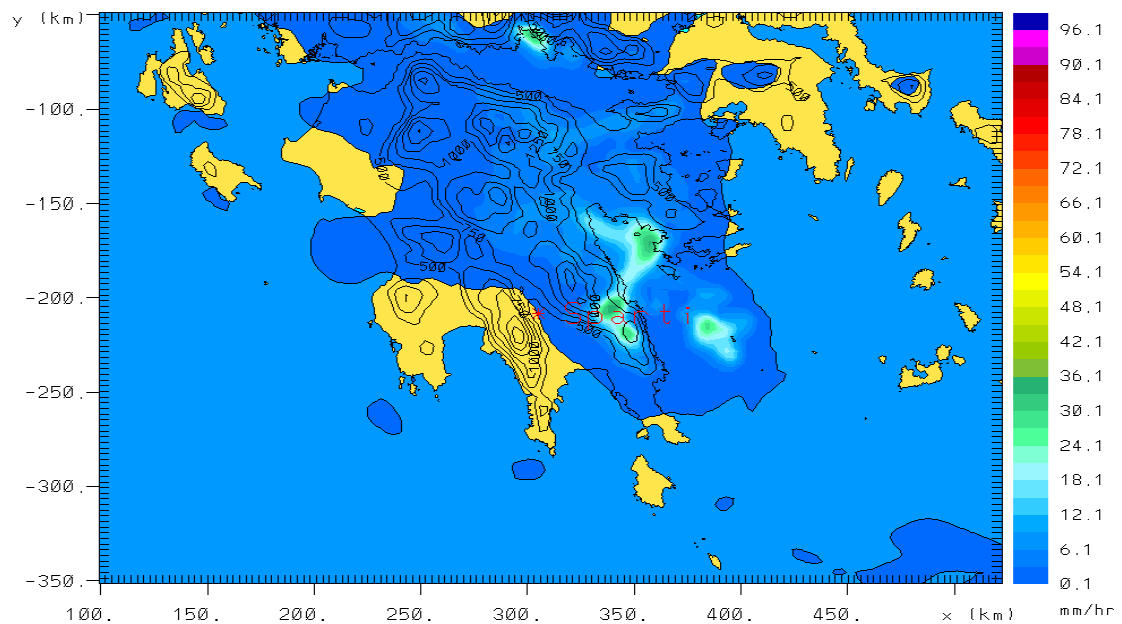
AM&WFG		grid 2			
	2001-07-31-1700.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	resolved precip rate (mm/hr)	0.000	76.12	3.000	1e 0
contours	topo (m)	-65.89	1882.	250.0	1e 0
vectors →	6 m/s horiz	0.1931	11.59		

Χάρτης 7.12. Ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) και επιφανειακός άνεμος στις 31-07-2001 17 UTC.



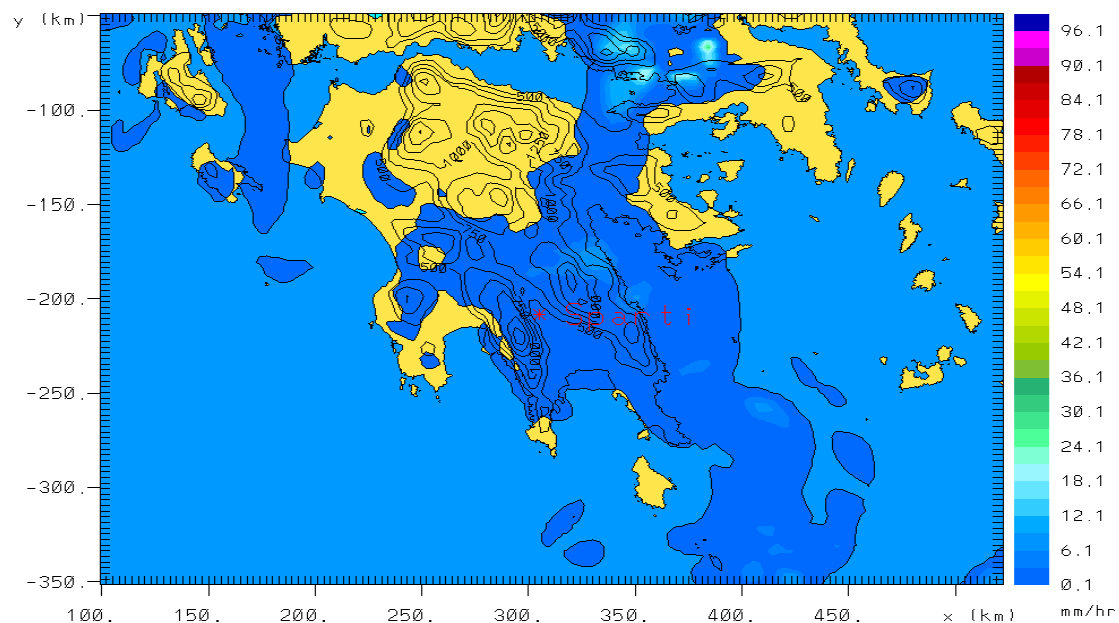
AM&WFG		grid 2			
	2001-07-31-1800.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	resolved precip rate (mm/hr)	0.000	53.22	3.000	1e 0
contours	topo (m)	-65.89	1882.	250.0	1e 0
vectors →	6 m/s horiz	0.4201E-01	11.29		

Χάρτης 7.13. Ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) και επιφανειακός άνεμος στις 31-07-2001 18 UTC.



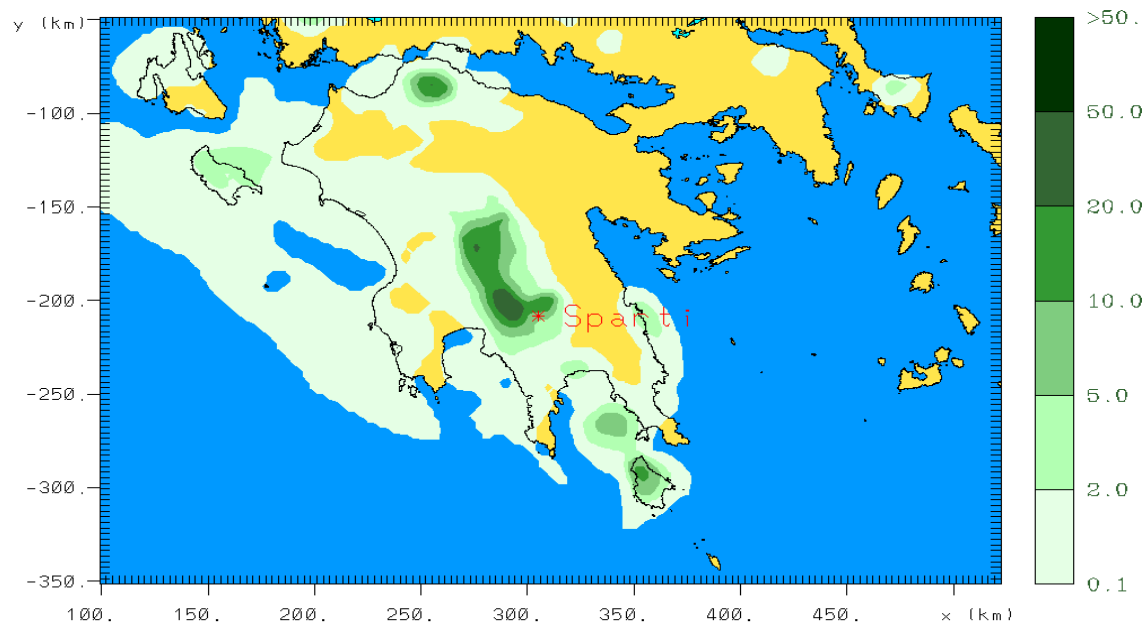
AM&WFG		grid 2			
	2001-08-01-0300.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	resolved precip rate (mm/hr)	0.000	36.18	3.000	1e 0
contours	topo (m)	-65.89	1922.	250.0	1e 0

Χάρτης 7.14. Ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) στις 01-08-2001 03 UTC.



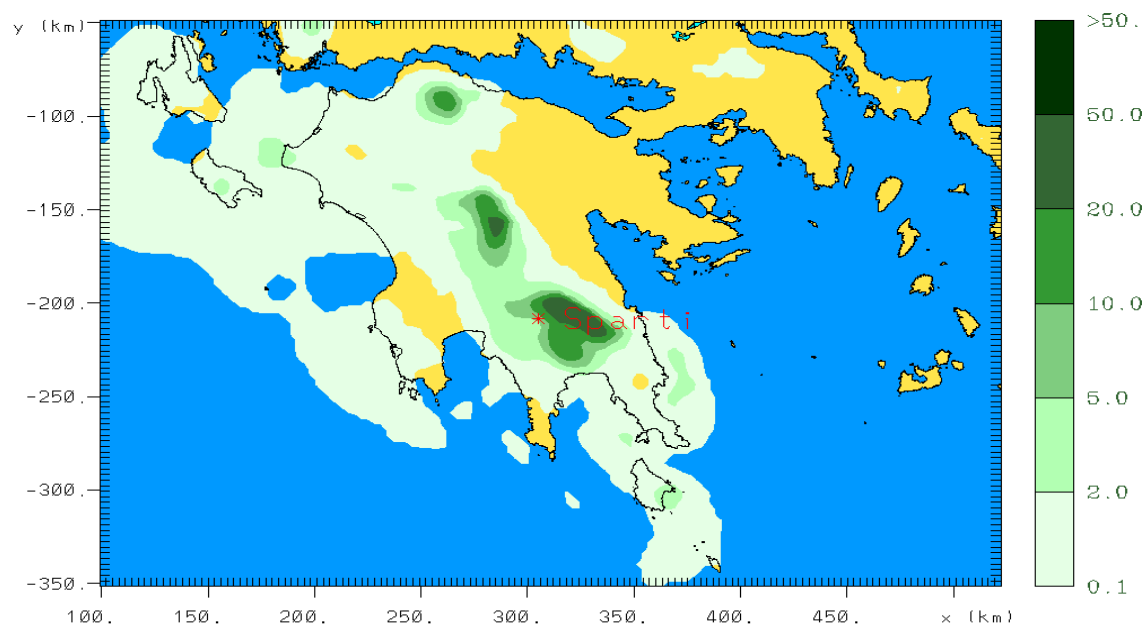
AM&WFG		grid 2			
	2001-08-01-0600.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	resolved precip rate (mm/hr)	0.000	27.95	3.000	1e 0
contours	topo (m)	-65.69	1922.	250.0	1e 0

Χάρτης 7.15. Ρυθμός βροχόπτωσης (mm/hr) στις 01-08-2001 06 UTC.



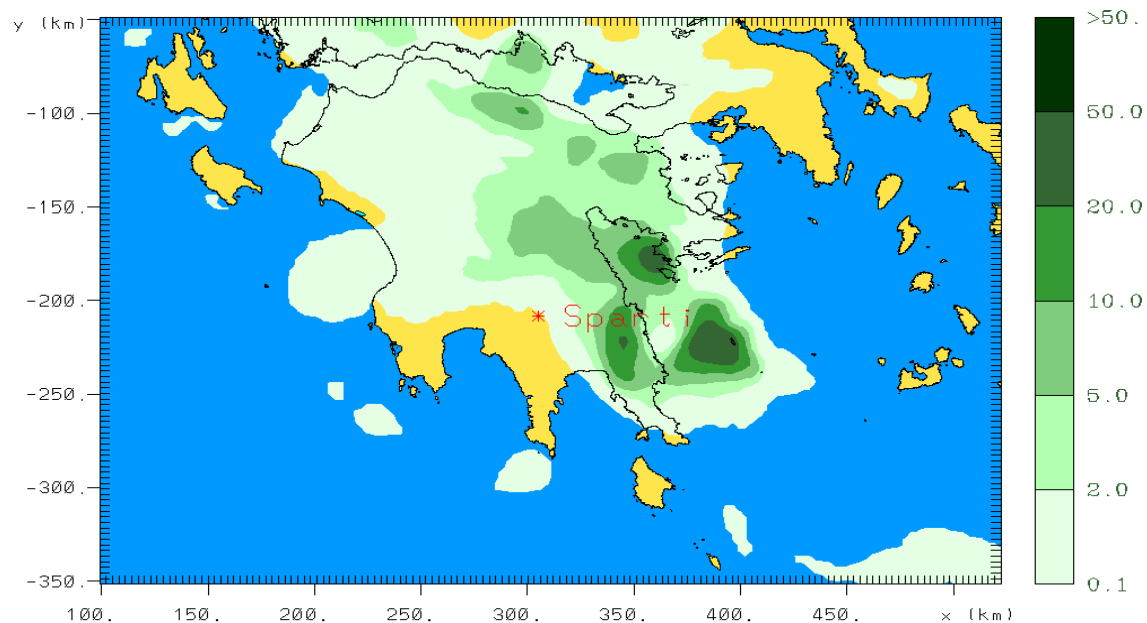
AM&WFG		grid 2			
	2001-07-31-1700.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	45.24		1e**
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	45.24		1e**

Χάρτης 7.16. Συνολικός ωριαίος νετός (mm) στις 31-07-2001 17 UTC.



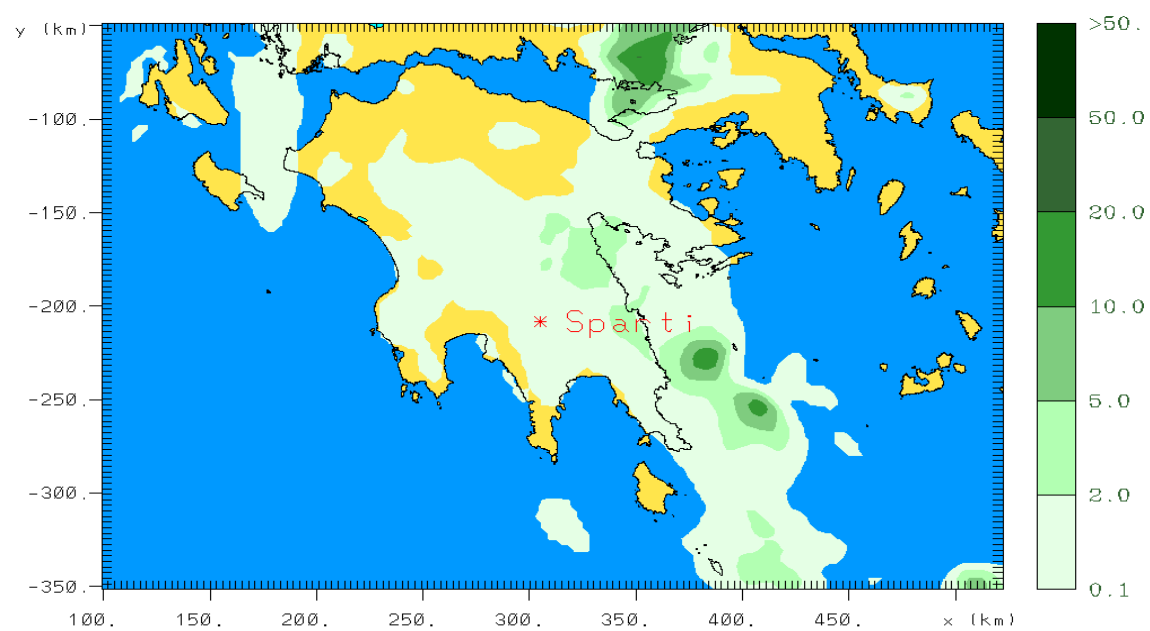
AM&WFG		grid 2			
	2001-07-31-1800.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	49.41		1e**
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	49.41		1e**

Χάρτης 7.17. Συνολικός ωριαίος νετός (mm) στις 31-07-2001 18 UTC.



AM&WFG		grid 2			
	2001-08-01-0400.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	42.59		1e**
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	42.59		1e**

Χάρτης 7.18. Συνολικός ωριαίος νετός (mm) στις 01-08-2001 04 UTC.



AM&WFG		grid 2			
	2001-08-01-0600.00 UTC	min	max	inc	lab*
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	20.24		1e**
contours	precip/last 01 h (mm)	0.000	20.24		1e**

Χάρτης 7.19. Συνολικός ωριαίος νετός (mm) στις 01-08-2001 06 UTC.

8. Τελικά συμπεράσματα.

Η μελέτη των συνοπτικών χαρτών και η επεξεργασία των δεδομένων συνετέλεσαν στη διερεύνηση των συνθηκών και των αιτίων που έπαιξαν ρόλο στη δημιουργία των τεσσάρων ισχυρών βροχοπτώσεων στη Σπάρτη. Στους **Πίνακες 8.1, 8.2 και 8.3** φαίνονται τιμές κάποιων μεγεθών καθοριστικών για τη δημιουργία καταιγίδων.

Σε όλες τις περιπτώσεις η συνοπτική κατάσταση ήταν παρόμοια, με κάποια trough να φθάνει συνήθως από βορειότερα, εκτός της περίπτωσης του 1992 που ήρθε από τα νοτιοδυτικά, στη χώρα μας μεταφέροντας μικρά γεωδυναμικά ύψη στα 300 hPa και μικρά πάχη στρώματος 500/1000 hPa όπως φαίνεται και από τους **Πίνακες 8.1 και 8.2**.

Στον **Πίνακα 8.2** παρατηρείται ότι είχαμε ψυχρή μεταφορά και στις τέσσερις περιπτώσεις με μεγαλύτερη στην περίπτωση του 1975, που ήταν και η πιο ισχυρή από άποψη συνολικού υετού με 86.4 mm. Επιπλέον, στον **Πίνακα 8.1** φαίνεται ότι είχαμε θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού σε όλες τις περιπτώσεις και μάλιστα στην πιο πρόσφατη περίπτωση του 2001 ήταν με διαφορά η μεγαλύτερη.

Επιπροσθέτως, στον **Πίνακα 8.3** από τις τιμές της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας, συμπεραίνουμε ότι σε όλες τις περιπτώσεις είχαμε δυναμική αστάθεια πριν σημειωθούν τα φαινόμενα και ειδικά στις περιπτώσεις του 1992 και του 1995 φαίνεται να ήταν αρκετά ισχυρή στο στρώμα μεταξύ 1000 hPa και 700 hPa, αλλά στην περίπτωση του 2001 να φθάνει έως τα 620 hPa, γεγονός που συνεπάγεται ακόμα πιο έντονη δυναμική αστάθεια.

Ακόμα, στον **Πίνακα 8.3** φαίνεται ότι στις περισσότερες περιπτώσεις λόγω της σχετικά μικρής για την εποχή διαφοράς θερμοκρασίας και θερμοκρασίας δρόσου ότι υπήρχε αυξημένη σχετική υγρασία και όπου δεν παρατηρείται τη μέρα και την ώρα της ισχυρής βροχόπτωσης, αλλά αργότερα ίσως να οφείλεται στο ότι η ραδιοβολίσσεις ήταν από το αεροδρόμιο του Ελληνικού και η trough έφθασε εκεί αργότερα.

Επιπλέον, φαίνεται ισχυρό ρόλο στην περιοχή να παίζει η ορογραφία, καθώς η Σπάρτη βρίσκεται ανάμεσα στις οροσειρές του Ταϋγέτου (2407μ) και του Πάρνωνα (1935μ). Στοιχείο που ενισχύει το ρόλο αυτού του παράγοντα είναι ότι τις μέρες των ισχυρών βροχοπτώσεων στη Σπάρτη, ενώ οι συνοπτικές συνθήκες ήταν κατάλληλες για ισχυρά φαινόμενα και σε άλλες περιοχές σχετικά κοντά στη Σπάρτη, όπως η Καλαμάτα, η Τρίπολη, το Ελληνικό και η Τανάγρα, εντούτοις είχαμε πολύ πιο ασθενή φαινόμενα ή και καθόλου φαινόμενα.

Επομένως, έπειτα από τη μελέτη των συνοπτικών χαρτών, την επεξεργασία των δεδομένων, τον υπολογισμό παραμέτρων, τη σχεδίαση χαρτών απεικόνισης καθοριστικών μεταβλητών και τη διερεύνηση επιπλέον παραγόντων για τη δημιουργία ισχυρών βροχοπτώσεων τον Αύγουστο στη Σπάρτη, συμπεραίνουμε ότι αν και είναι σπάνια τα επεισόδια ισχυρής βροχόπτωσης το μήνα αυτό στην περιοχή, μόλις τέσσερα σε είκοσι έξι, είναι αρκετά έντονα και έχουν πολλές ομοιότητες μεταξύ τους, γεγονός χρήσιμο για τη μελλοντική πρόγνωση τέτοιας έντασης φαινομένων. Παρόλα αυτά οι παράγοντες που έπαιξαν ρόλο σε κάθε περίπτωση δεν είχαν την ίδια ισχύ.

Έτσι η περίπτωση του 1975 μπορεί να αποδοθεί κυρίως σε θερμοδυναμικούς παράγοντες, δηλαδή σε δυναμική αστάθεια, του 1992 και σε θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού και σε δυναμική αστάθεια. Επίσης, η περίπτωση του 1995 μπορεί να αποδοθεί κυρίως σε δυναμική αστάθεια και τέλος του 2001 παρόλο που ήταν η μόνη “βραδινή” ισχυρή βροχόπτωση, μπορεί να αποδοθεί και σε δυναμική αστάθεια και σε δυναμικούς παράγοντες, δηλαδή σε θετική μεταφορά σχετικού στροβιλισμού και σε διέλευση ψυχρού μετώπου.

Έτσι, λοιπόν με βάση την παρούσα μελέτη, τις χρήσιμες γνώσεις, την ταυτοποίηση των συνοπτικών κυρίως καταστάσεων που εμφανίστηκαν σε όλες τις περιπτώσεις και τα προγράμματα επεξεργασίας καθίσταται ευκολότερη και πληρέστερη η μελλοντική πρόγνωση τέτοιων φαινομένων στην περιοχή της Σπάρτης. Η πρόγνωση είναι πολύ σημαντική και για έναν επιπλέον λόγο, καθώς η ευρύτερη περιοχή της Σπάρτης είναι μια αγροτική περιοχή και εξαρτάται πάρα πολύ από τις μετεωρολογικές συνθήκες.

Πίνακας 8.1. Συνολική καταγραφή τιμών ελάχιστου γεωδυναμικού ύψους, μέγιστου σχετικού στροβιλισμού, μέγιστης μεταφοράς σχετικού στροβιλισμού στα 300 hPa και συνολικού ύψους υετού για την κρίσιμη χρονική περίοδο που σημειώθηκαν τα φαινόμενα στην κάθε περίπτωση ισχυρής βροχόπτωσης.

Ημερομηνία	Ελάχιστο Γεωδυναμικό Ύψος στα 300 hPa (gpm)	Μέγιστος Σχετικός Στροβιλισμός στα 300 hPa ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$)	Μέγιστη Μεταφορά Σχετικού Στροβιλισμού στα 300 hPa ($\times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$)	Συνολικό Ύψος Υετού (mm)
03/08/1975	9470	8	1,3	86,4
20/08/1992	9480	11,5	2,2	45
03/08/1995	9500	5,4	1,1	39
01/08/2001	9530	11	3,2	50

Πίνακας 8.2. Συνολική καταγραφή τιμών ελάχιστης θερμοκρασίας στα 850 hPa, ελάχιστης θερμοκρασίας και ελάχιστης μεταφοράς θερμοκρασίας στα 700 hPa, καθώς και ελάχιστου πάχους στρώματος 500/1000 hPa για την κρίσιμη χρονική περίοδο που σημειώθηκαν τα φαινόμενα στην κάθε περίπτωση ισχυρής βροχόπτωσης.

Ημερομηνία	Ελάχιστη T στα 850 hPa (°C)	Ελάχιστη T στα 700 hPa (°C)	Ελάχιστο πάχος στρώματος 500/1000 hPa (gpm)	Ελάχιστη μεταφορά θερμοκρασίας στα 700 hPa (°C/hr)
03/08/1975	11,6	1,7	5640	-0,23
20/08/1992	16,4	5,1	5700	-0,10
03/08/1995	14,5	5,5	5700	-0,21
01/08/2001	14,6	4,5	5680	-0,16

Πίνακας 8.3. Συνολική καταγραφή τιμών ελάχιστης διαφοράς θερμοκρασίας και θερμοκρασίας δρόσου στα 850 hPa και στα 700 hPa, καθώς και της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας στα 1000 hPa και στα 700 hPa την ώρα της μέγιστης δυναμικής αστάθειας, για την κρίσιμη χρονική περίοδο που σημειώθηκαν τα φαινόμενα στην κάθε περίπτωση ισχυρής βροχόπτωσης.

Ημερομηνία	Ελάχιστη $T - T_d$ στα 850 hPa (°C)	Ελάχιστη $T - T_d$ στα 700 hPa (°C)	Θ_e στα 1000 hPa την ώρα της μέγιστης δυναμικής αστάθειας (K)	Θ_e στα 700 hPa την ώρα της μέγιστης δυναμικής αστάθειας (K)
03/08/1975	3,6	5,7	333	318
20/08/1992	6,5	9,8	337	316
03/08/1995	2,9	4,1	344	324
01/08/2001	3,8	1,2	336	322

9. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Δ. Πισιμάνης, Β. Νοταρίδου, 2006: Σημειώσεις του Μαθήματος “Φυσική της Ατμόσφαιρας Ι”.
- Σαχσαμάνογλου Χ. Σ. , Μακρογιάννης Τ. Ι. , 1998: Γενική Μετεωρολογία. Θεσσαλονίκη.
- Σ. Σολωμός, Διδακτορική Διατριβή, 2011: Ανάπτυξη αλγορίθμων για την εκτίμηση των αλληλεπιδράσεων μεταξύ σωματιδικών ρύπων και νεφικών σχηματισμών.
- C. Donald Ahrens, 1999: Meteorology Today. An Introduction to Weather, Climate, and the Environment.
- Braham, R. R., Jr., and M. Draginis. 1960. Roots of orographic cumuli. Journal of Meteorology v.17:214-216.
- Cotton W. R., Pielke, R. A. Sr., Walko, R. L., Liston, G. E., Tremback, C. J., Jiang, H. , McAnelly, R. L., Harrington, J. Y., Nicholls, M. E., Carrio, G. G. and J. P. Mc Fadden: RAMS 2001: Current status and future directions, Meteorol. and Atmos Phys 82, 5- 29, 2003.
- James R. Holton, 2004: An Introduction to Dynamic Meteorology, Fourth Edition.
- Dale L. Johnson et al, 1982: Nasa Technical Paper 2045 A Stability Analysis of AVE- VI of Severe Weather Soundings.
- Pielke, R. A., Cotton, W. R., Walko, R. L., Tremback, C. J., Lyons, W. A., Grasso, L. D., Nicholls, M. E., Moran, M. D., Wesley, D. A., Lee, T. J. and Copeland, J. H.: A comprehensive meteorological modeling system—RAMS, Meteor. Atmos. Phys.,49, 69–91, 1992.
- D. K. Pissimanis, V. A. Notaridou and C. K. Spyrou, 2005: On the main characteristics of synoptic weather conditions associated with thunderstorm activity during the months of July and August in the city of Thessaloniki (Northern Greece).
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. Adv. Geophys., 21, 87-230.
- S. Solomos, G. Kallos, J. Kushta, M. Astitha, C. Tremback, A. Nenes and Z. Levin, 2011: An integrated modeling study on the effects of mineral dust and sea salt particles on clouds and precipitation.