



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ – ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Βαρομετρικά Χαμηλά με Χαρακτηριστικά Τροπικών Κυκλώνων στη Μεσόγειο

ΒΕΝΕΤΣΑΝΟΥ ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ
ΑΕΜ: 4268



ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΠΥΘΑΓΟΡΑΗΣ ΙΩΑΝΝΗΣ
Δέκτορας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2011



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ, ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ – ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Βαρομετρικά Χαμηλά με Χαρακτηριστικά Τροπικών Κυκλώνων στη Μεσόγειο

ΒΕΝΕΤΣΑΝΟΥ ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ

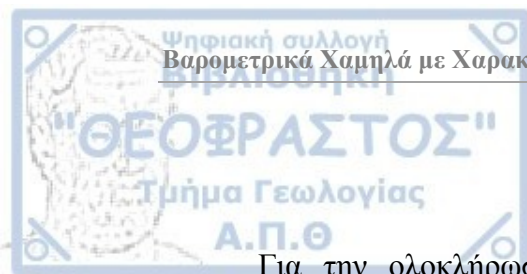
ΑΕΜ:4268

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ

Πυθαρούλης Ιωάννης

Λέκτορας Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2011



ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Για την ολοκλήρωση της παρούσας πτυχιακής εργασίας, θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον λέκτορα του τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, κύριο Ιωάννη Πυθαρούλη, για την υποστήριξη, τις συμβουλές, την καθοδήγηση και τον χρόνο που αφιέρωσε. Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω τον μεταπτυχιακό φοιτητή Τσοπουρίδη Λεωνίδα για την πολύτιμη βοήθεια του στην εκμάθηση του λογισμικού GRADS, την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (EMY), την Αγγλική Μετεωρολογική Υπηρεσία και το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού, για τα δεδομένα που μου παρείχαν.

Θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά την οικογένεια μου καθώς και τις φίλες μου για την υποστήριξή τους όλα αυτά τα χρόνια. Τέλος, θα ήθελα να αφιερώσω τη διπλωματική μου εργασία στη μνήμη της γιαγιάς μου.

Βενετσάνου Παναγιώτα
Θεσσαλονίκη, 2011

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία περιγράφονται συστήματα τα οποία εκδηλώνονται στη λεκάνη της Μεσογείου και τα χαρακτηριστικά τους μοιάζουν με τα χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων. Αρχικά, περιγράφονται τα γενικά χαρακτηριστικά και τα αίτια σχηματισμού των τροπικών κυκλώνων. Στη συνέχεια, ακολουθεί μία βιβλιογραφική αναδρομή σε Μεσογειακούς κυκλώνες που έλαβαν χώρα τις τελευταίες δεκαετίες.

Σε αυτή την εργασία μελετώνται και αναλύονται εκτενέστερα οι περιπτώσεις του φαινομένου των Μεσογειακών κυκλώνων στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στην περιοχή μεταξύ της Ιβηρικής χερσονήσου και των Βαλεαρίδων νήσων και στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Ιταλίας και της Ελλάδας. Με βάση δεδομένα από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού δημιουργήθηκαν χάρτες που απεικονίζουν διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους στο χρονικό διάστημα πριν, κατά τη διάρκεια και μετά την εκδήλωση των προαναφερθέντων συστημάτων. Αυτή η διαδικασία επετεύχθη μέσω του λογισμικού GrADS (Grid Analysis and Display System).

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης έδειξαν ότι και τα δύο συστήματα με χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων είναι απόρροια της ύπαρξη ενός αυλώνα που βρισκόταν στον Ατλαντικό ωκεανό και επεκτάθηκε ανατολικά και της μεταφοράς ψυχρών αέριων μαζών. Επιπλέον, παρατηρήθηκε κατακόρυφη πτώση της πίεσης στις περιοχές που επηρέασαν. Κύρια χαρακτηριστικά των συστημάτων αυτών είναι η κυκλωνικότητα, το μάτι του κυκλώνα και η έντονη αστάθεια γύρω από το μάτι του κυκλώνα.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	7
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ	9
2.1 ΓΕΝΙΚΑ	9
2.2 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ.....	10
2.3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ	11
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΣΤΟΥΣ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥΣ ΚΥΚΛΩΝΕΣ ΤΟΥ ΠΑΡΕΛΘΟΝΤΟΣ.....	12
3.1 ΓΕΝΙΚΑ	12
3.2 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1969	12
3.3 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1982	13
3.4 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ – ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 1983.....	14
3.5 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1995	16
3.5.1 Ο ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΤΟ 1995	18
3.5.2 Η ΠΟΡΕΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΣΕ ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΣΕ.....	19
3.6 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	20
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΘΕΩΡΙΕΣ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΤΩΝ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ	22
4.1 Η ΘΕΩΡΙΑ ΤΟΥ CISK (CONDITIONAL INSTABILITY OF THE SECOND KIND).....	22
4.2 Η ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΕΡΑ	23
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΤΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΕΥΡΩΠΑΪΚΟΥ ΚΕΝΤΡΟΥ ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΚΑΙΡΟΥ	25
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ 2006	28
6.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	28
6.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	28
6.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	28
6.2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ.....	29
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ 1996	56
7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ	56
7.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ.....	57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΣΥΠΕΡΑΣΜΑΤΑ	85
-------------------------------	----

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	87
-------------------	----

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι περιοχές του πλανήτη μας που βρέχονται από τη Μεσόγειο θάλασσα (Σχήμα 1) και οριοθετούν τον ευρύτερο Μεσογειακό χώρο αποτελούν πόλο έλξης χιλιάδων ανθρώπων εξαιτίας του εξαιρετικού Μεσογειακού κλίματος και του καλού καιρού.



Σχήμα 1: Γεωφυσικός χάρτης της Μεσογείου (Google Earth)

Η περιγραφή όπου ακολουθεί στη συνέχεια για τα χαρακτηριστικά του Μεσογειακού κλίματος έχει πραγματοποιηθεί από τους Μπαλαφούτη και Μαχαίρα (1983). Το κύριο χαρακτηριστικό του Μεσογειακού κλίματος είναι το ξηρό καλοκαίρι και ο ήπιος βροχερός χειμώνας. Πολλές φορές όμως, ο χειμώνας είναι δριμύς. Αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί ότι ο καιρός και το κλίμα της Μεσογείου επηρεάζονται περισσότερο από τη μεσημβρινή κυκλοφορία και λιγότερο από τη ζωνική δυτική κυκλοφορία.

Όπως προαναφέρθηκε, οι θερινοί μήνες είναι ξηροί. Όμως, όπως είναι ευνόητο, τα νησιά και οι παράλιες περιοχές χαρακτηρίζονται από δροσερότερο θέρος, αφενός λόγω της θαλάσσιας αύρας και αφετέρου δε λόγω των ανέμων βόρειου τομέα που πνέουν σε ορισμένες περιοχές όπως οι Ετησίες στη θαλάσσια περιοχή του Αιγαίου και ο Mistral στη δυτική Μεσόγειο. Η άνοιξη είναι κλιματικά ασταθής μεταβατική περίοδος με συχνές εναλλαγές ημερών χειμώνα και καλοκαιριού. Το φθινόπωρο είναι μικρής χρονικής διάρκειας με απότομη και σταθερή έναρξη του χειμώνα.

Το Μεσογειακό κλίμα σύμφωνα με την κατάταξη του der Martonne ταξινομείται σε: α) Ωκεάνιο ή Πορτογαλικό, β) Ελληνικό, γ) Συριακό και δ) κλίμα Ετησίων ανέμων. Το *Ωκεάνιο* χαρακτηρίζεται από ήπιους χειμώνες, δροσερά καλοκαίρια, θερινή ξηρασία και σχετικά μικρό θερμοκρασιακό εύρος. Επικρατεί στις περιοχές της Πορτογαλίας, του Μαρόκου, της Τύνιδας και στα νησιά του Ατλαντικού ωκεανού. Το *Ελληνικό* κλίμα χαρακτηρίζεται από μεγάλη θερινή ξηρασία και μεγάλα ημερήσια και ετήσια θερμομετρικά εύρη. Το *Συριακό* αποτελεί ένα μεταβατικό τύπο κλίματος μεταξύ του Ελληνικού Μεσογειακού και του ερημικού, με κύριο χαρακτηριστικό την παρατεταμένη θερινή ξηρασία. Τέλος, οι *Ετησίες* που είναι άνεμοι με διεύθυνση ΒΑ-ΝΔ και ΒΔ-ΝΑ στο Βόρειο και Νότιο Αιγαίο αντίστοιχα, πνέουν κατά μήκος της θάλασσας του Αιγαίου τους καλοκαιρινούς μήνες με μέγιστη συχνότητα και ένταση τον Ιούλιο και τον Αύγουστο διαμορφώνοντας έτσι έναν ιδιαίτερο τύπο Μεσογειακού κλίματος. Συνέπεια αυτής της μέγιστης συχνότητας και έντασης των ανέμων είναι οι ήπιοι χειμώνες, τα δροσερά σχετικά καλοκαίρια, οι χαμηλές μέχρι μέτριες βροχοπτώσεις και η μεγάλης διάρκειας θερινή ξηρασία.

Συνεπώς, ο ευρύτερος χώρος της Μεσογείου χαρακτηρίζεται από ήπια καιρικά φαινόμενα που διευκολύνουν την καθημερινότητα των κατοίκων της και ευνοούν την ανάπτυξη των αγροτικών δραστηριοτήτων και του τουρισμού. Ωστόσο, έχουν καταγραφεί καιρικά φαινόμενα από τους μετεωρολόγους που αποτελούν έκπληξη για τον εν λόγω χώρο. Καιρικά φαινόμενα ιδιαίτερα ισχυρά που τα χαρακτηριστικά τους μοιάζουν με εκείνα των τροπικών κυκλώνων! Πολλοί επιστήμονες όπως οι Pytharoulis (1995), Fita et al. (2009), Lagouvardos et al. (1999) έχουν ασχοληθεί με τη μελέτη αυτών των συστημάτων. Επιπρόσθετα, πολλές φορές λαμβάνουν χώρα «μετεωρολογικές βόμβες», δηλαδή ισχυρά χαμηλά με απότομη πτώση της πίεσης και θυελλώδεις ανέμους. Με την ανάλυση και την περιγραφή των συστημάτων αυτών στη Μεσόγειο έχουν ασχοληθεί εκτενώς οι Karakostas and Flocas (1983), Conte et al. (2002), Lagouvardos et al. (2007) και Katsafados et al. (2011).

Στη συγκεκριμένη εργασία θα αναπτυχθούν τα μετεωρολογικά συστήματα με χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων που εμφανίζονται στη Μεσόγειο. Αρχικά, θα αναφερθούν τα χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων. Στη συνέχεια θα γίνει μία βιβλιογραφική αναδρομή σε παρόμοιους Μεσογειακούς κυκλώνες του παρελθόντος και τέλος, θα μελετηθούν εκτενέστερα δύο περιπτώσεις Μεσογειακών κυκλώνων που εμφανίστηκαν το 1996 και το 2006.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ

2.1 ΓΕΝΙΚΑ

Ένα μετεωρολογικό φαινόμενο ιδιαίτερα εντυπωσιακό και καταστρεπτικό στις τροπικές ζώνες, οι κυκλώνες, είναι μια μηχανή ασύλληπτης δύναμης. Το όνομα που δόθηκε για να περιγραφεί το φαινόμενο αυτό, τροπικοί κυκλώνες ή τυφώνες (hurricanes, tropical cyclones, typhoons) αποδεικνύει την έντασή του, την καταστροφή και το δέος που προκαλεί. Η ονομασία του προέρχεται σύμφωνα με την ελληνική μυθολογία από τον Τυφών. Ο Τυφώνας ήταν γιος του Ταρτάρου και της Γαίας. Ήταν ένα τέρας με 100 κεφάλια και γλώσσες, ενώ από τα μάτια του εκτοξεύονταν φλόγες.

Η χρήση του όρου κυκλώνες ή τυφώνες εξαρτάται από την περιοχή ενδιαφέροντος. Ο όρος κυκλώνας χρησιμοποιείται κυρίως στο βόρειο Ατλαντικό, στο βορειοανατολικό Ειρηνικό και στο νότιο Ειρηνικό ωκεανό στις 142^ο ανατολικά. Τέλος, στο βορειοδυτικό Ειρηνικό ωκεανό χρησιμοποιείται ο όρος τυφώνες.

Στο σημείο αυτό, κρίνεται σκόπιμο να αναφερθούν ο πιο καταστροφικοί κυκλώνες. Ο φονικότερος κυκλώνας έλαβε χώρα στο Μπαγκλαντές, το 1970, όπου περίπου 1.000.000 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους. Το 1998, ο κυκλώνας Mitch (Σχήμα 2.1) ευθύνεται για την απώλεια περί των 9000 ανθρώπων. Ο μεγαλύτερος σε οικονομικές καταστροφές ήταν ο κυκλώνας Andrew το 1992. Το κόστος της καταστροφής που άφησε με το πέρασμά του άγγιξε τα 30.000.000 δολάρια. Επιπρόσθετα, ο τροπικός κυκλώνας Katrina το 2005 ήταν ένας από τους καταστροφικότερους και φονικότερους κυκλώνες.



Σχήμα 2.1: Ο Τυφώνας Mitch από δορυφόρο του NOAA, www.google.gr

Οι κυκλώνες είναι, λοιπόν, συστήματα χαμηλών πιέσεων χωρίς μέτωπα, με ισχυρή κυκλωνικότητα και με ταχύτητα ανέμου που ξεπερνά τα 17 m/sec. Τα συστήματα αυτά σχηματίζονται πάνω από τα νερά των τροπικών και υποτροπικών περιοχών και κύρια πηγή ενέργειάς τους συστήματος αποτελεί η εξάτμιση των ωκεανών (Μακρογιάννης και Σαχσαμανόγλου 2004).

2.2 ΠΑΡΑΓΟΝΤΕΣ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑΣ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ

Οι παράγοντες που συμβάλλουν στο σχηματισμό των τροπικών κυκλώνων είναι οι ακόλουθοι :

α) *Η δύναμη Coriolis*

Γενικά, οι τροπικοί κυκλώνες δε σχηματίζονται πολύ κοντά στον Ισημερινό. Σύμφωνα με τον Gray (1979) η περιοχή γένεσης των τροπικών κυκλώνων βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος μεταξύ 3° και 15°, με τους περισσότερους κυκλώνες να σχηματίζονται σε μεγαλύτερα από αυτά τα γεωγραφικά πλάτη.

β) *Η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ επιφάνειας της γης και θάλασσας*

Αναγκαία συνθήκη για το σχηματισμό ενός τροπικού κυκλώνα είναι η ύπαρξη υψηλής θερμοκρασίας της θάλασσας. Η τελευταία πρέπει να υπερβαίνει τους 26°C με 27°C και σε βάθος μεγαλύτερο των 60 μέτρων (Gray 1979). Οι θερμοί ωκεανοί αποτελούν σημαντική παράμετρο στην εκδήλωση ενός κυκλώνα, αφού η κύρια πηγή της ενέργειάς τους λαμβάνεται από την εξάτμιση των ωκεανών.

γ) *Σχετική Υγρασία*

Οι τροπικοί κυκλώνες αποτελούνται από ένα πλήθος καταιγίδων. Στους τροπικούς, όταν η σχετική υγρασία στη μέση τροπόσφαιρα (~700-500mb) είναι κάτω από το 50-60%, τότε οι συνθήκες δεν είναι ευνοϊκές για κυκλογένεση [(Gray (1979) and Emanuel (1993)].

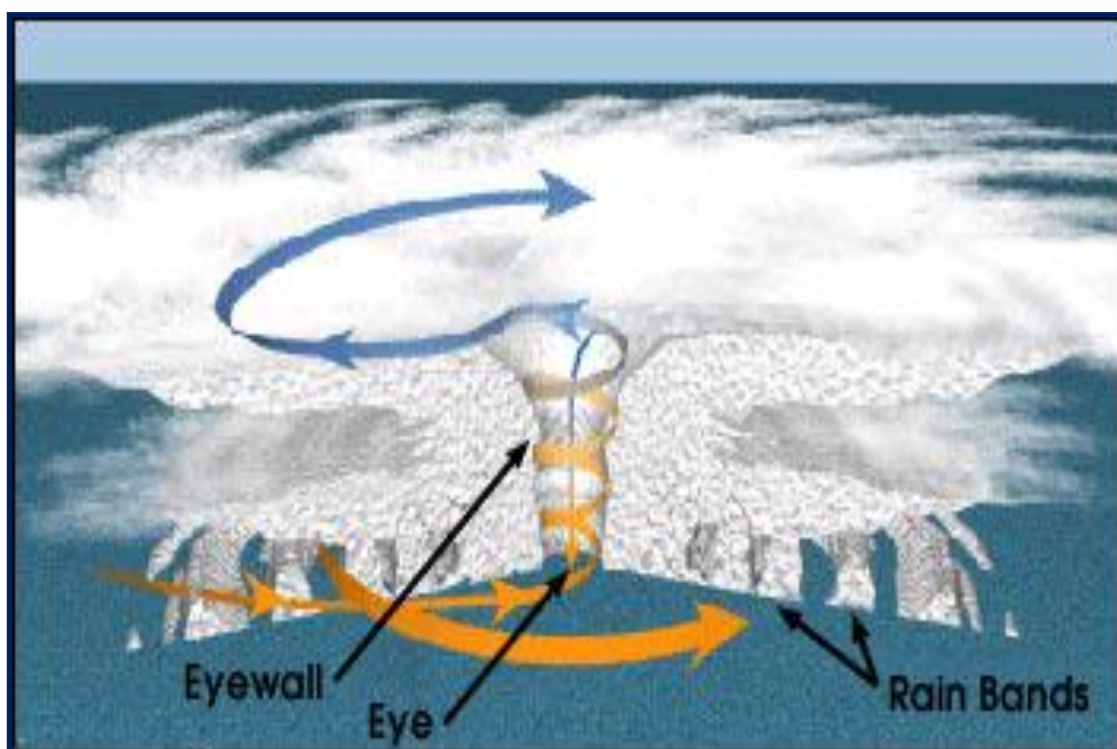
δ) *Υψηλές τιμές σχετικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα*

Έχει παρατηρηθεί ότι οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται σε περιοχές όπου υπάρχει θετικός σχετικός στροβιλισμός (κυκλωνική κυκλοφορία) στην κατώτερη τροπόσφαιρα (Gray 1968). Οι McBride and Zehr (1981) υποστηρίζουν την ίδια άποψη. Επίσης, παρατήρησαν ότι σε ένα πλήθος αναπτυσσόμενων νεφών ο στροβιλισμός είναι τουλάχιστον δύο φορές μεγαλύτερος από ότι σε ένα πλήθος μη αναπτυσσόμενων νεφών. Ο Emanuel (1986), χρησιμοποιώντας ένα αξονοσυμμετρικό μοντέλο για τους κυκλώνες, διαπίστωσε ότι, ένας αρχικά δυνατός στρόβιλος είναι

πολύ πιθανό να μετατραπεί σε έναν τροπικό κυκλώνα από ότι ένας αρχικά αδύνατος στρόβιλος.

2.3 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΩΝ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ

Στο κέντρο του συστήματος του κυκλώνα οι καθοδικές κινήσεις του αέρα συνεπάγονται αδιαβατική συμπίεση. Άμεση συνέπεια της αδιαβατικής συμπίεσης αποτελεί η αδιαβατική θέρμανση με ακόλουθο αποτέλεσμα τη μείωση της σχετικής υγρασίας. Επιπρόσθετα, οι αέριες μάζες που βρίσκονται σε υψηλά έχουν εξ' αρχής μικρή ποσότητα υγρασίας. Οπότε, ενώ η ευρύτερη περιοχή μαίνεται από θυελλώδεις ανέμους και ισχυρές βροχοπτώσεις, υπάρχει μια περιοχή στην οποία επικρατεί μια ήρεμη κατάσταση. Η περιοχή αυτή ονομάζεται μάτι του κυκλώνα. Επεκτείνοντας την ανατομία του κυκλώνα διακρίνονται οι ζώνες βροχόπτωσης και η περιοχή του τοίχου μεταξύ του ματιού και των ζωνών βροχόπτωσης. Η περιοχή του τοίχου που περιβάλλει το μάτι χαρακτηρίζεται από ισχυρούς ανέμους, πυκνά νέφη και ισχυρές καταιγίδες. Οι ζώνες βροχόπτωσης εκτείνονται σε εκατοντάδες χιλιόμετρα από το κέντρο. (Σχήμα 2.3)



Σχήμα 2.3: Στην εικόνα αποτυπώνονται το μάτι του κυκλώνα, οι ζώνες βροχόπτωσης και η περιοχή του τοίχου, (πηγή: www.physics4u.gr)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΑΝΑΔΡΟΜΗ ΣΤΟΥΣ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥΣ ΚΥΚΛΩΝΕΣ ΤΟΥ ΠΑΡΕΛΘΟΝΤΟΣ

3.1 ΓΕΝΙΚΑ

Στο κεφάλαιο αυτό θα πραγματοποιηθεί βιβλιογραφική αναδρομή σε συστήματα με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων που έλαβαν χώρα στον ευρύτερο Μεσογειακό χώρο. Συγκεκριμένα θα αναφερθούν οι ακόλουθες περιπτώσεις: α) 23 Σεπτεμβρίου 1969, β) 26 Ιανουαρίου 1982, γ) 27 Σεπτεμβρίου – 2 Οκτώβριου 1983 και δ) 15-16 Ιανουαρίου 1995.

3.2 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 1969

Στις 23 Σεπτεμβρίου του 1969, πάνω από την κεντρική Μεσόγειο θάλασσα, στην περιοχή νότια της Μάλτας, αναπτύχθηκε ένα σύστημα που τα χαρακτηριστικά του έμοιαζαν με τα χαρακτηριστικά ενός τροπικού κυκλώνα (Winstanley 1970). Το σύστημα αυτό ήταν αποτέλεσμα μίας Σαχαριανής βαρομετρικής ύφεσης και ενός μέσου τροποσφαιρικού ψυχρού κυκλώνα. Η Σαχαριανή βαρομετρική ύφεση σχηματίστηκε από την επίδραση της οροσειράς του Άτλαντα (της βόρειας Αλγερίας). Την επόμενη ημέρα (24 Σεπτεμβρίου) η ύφεση κινήθηκε προς τα βορειοανατολικά. Ωστόσο, ο ψυχρός αέρας ώθησε τη βαρομετρική ύφεση να αλλάξει διεύθυνση και να κινηθεί προς τα νοτιοανατολικά.

Στις 19 Σεπτεμβρίου, στη μέση τροπόσφαιρα, ένας κρύος κυκλώνας ξέφυγε από την κύρια δυτική κυκλοφορία στην περιοχή βορειοδυτικά της οροσειράς των Πυρηναίων. Στις 22 Σεπτεμβρίου σχηματίστηκε η ύφεση της Σαχάρας, η οποία ενδυναμώθηκε ελαφρώς, πριν να κινηθεί προς τα βόρεια. Στις 23 Σεπτεμβρίου η ύφεση φθάνει πάνω από την κεντρική Μεσόγειο θάλασσα και λαμβάνει χώρα μία ταχεία κυκλογένεση. Το σύστημα έφθασε την ένταση μίας κυκλωνικής θύελλας. Παράλληλα, στους μετεωρολογικούς σταθμούς καταγράφηκαν θυελλώδεις άνεμοι. Χαρακτηριστικά όπως, η περιοχή δίχως νέφη στο κέντρο του συστήματος, οι πολύ ισχυροί άνεμοι και οι ισχυρές καταιγίδες αποδεικνύουν ότι το σύστημα είχε χαρακτηριστικά ενός τροπικού κυκλώνα. Κατά τη διάρκεια των ημερών που ακολούθησαν το σύστημα κινήθηκε βορειοδυτικά της Λιβύης και νότια της Τυνησίας και τελικά εξασθένησε βορειοανατολικά της Αλγερίας.

Τα αποτελέσματα αυτού του κυκλώνα ήταν πολύ καταστρεπτικά για τις περιοχές που επηρέασε. Ειδικότερα, οι περιοχές της Τυνησίας και της βορειοανατολικής Αλγερίας επλήγησαν περισσότερο. Αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί ότι η βροχόπτωση που καταγράφηκε εκείνες τις ημέρες ήταν μεγαλύτερη από τη μέσα μηνιαία βροχόπτωση (Winstanley 1970). Εξαιτίας των πλημμύρων, 600 άνθρωποι έχασαν τη ζωή τους και πάνω από το ένα τέταρτο του πληθυσμού των προαναφερθέντων περιοχών έμειναν άστεγοι.

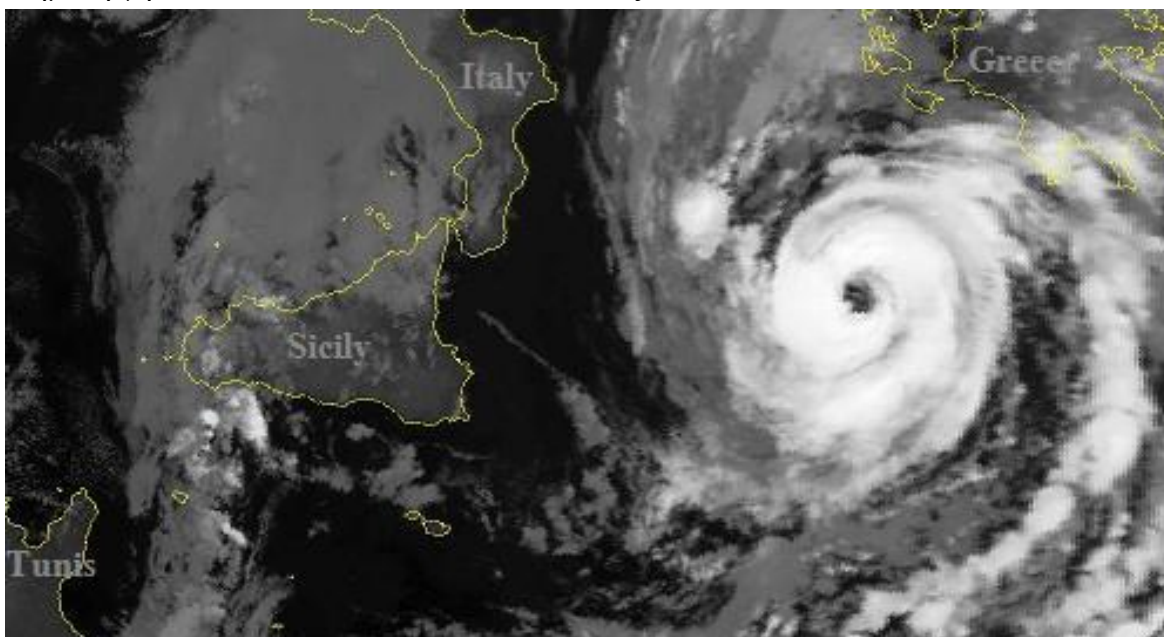
3.3 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1982

Στη Μεσόγειο θάλασσα, τον Ιανουάριο του 1982, μία ακόμη ύφεση σχηματίστηκε που είχε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Το συγκεκριμένο σύστημα οργανώθηκε περισσότερο από ότι το προηγούμενο. Επειδή η κύρια περιοχή ανάπτυξής του ήταν θαλάσσια, δεν προκάλεσε καταστροφές. Το σύστημα οφείλει τη γένεσή του σε μία βαρομετρική ύφεση της οροσειράς του Άτλαντα και σχηματίστηκε στις 1200 UTC στις 23 Ιανουαρίου 1982 (Ernst και Matson 1983). Στην ανώτερη τροπόσφαιρα διακρίθηκε ένας αυλώνας, του οποίου ο άξονας βρισκόταν πάνω από την Ιβηρική χερσόνησο. Αργότερα ο αυλώνας βρισκόταν πάνω από τη βόρεια Λιβύη. Η ύφεση κινήθηκε προς τα βορειοδυτικά κατά μήκος της Μάλτας και μετά από έξι ώρες σχηματισμού της, η πίεση στο κέντρο της ήταν 1010mb. Τις επόμενες 24 ώρες το σύστημα ενδυναμώθηκε και η πίεση έπεσε κάτω από τα 992mb. Αυτή η πίεση ήταν και η χαμηλότερη που σημειώθηκε. Τις επόμενες ημέρες η πίεση ανέβηκε στα 1009mb. Στις 26 Ιανουαρίου, όμως, το σύστημα ενδυναμώθηκε, πάλι, ενώ η πίεση σημείωνε πτώση με ρυθμό 0,5mb την ώρα. Στη συνέχεια η ύφεση μετατοπίστηκε μεταξύ της Ελλάδας και της Σικελίας.

Ήταν ένα καλά οργανωμένο κυκλωνικό σύστημα με ένα μάτι στο κέντρο του. Οι Ernst and Matson (1983) διαπίστωσαν πως η διάμετρος του ματιού ήταν 58,5km (26 Ιανουαρίου). Τις ημέρες που ακολούθησαν η ύφεση κινήθηκε, αργά, προς τα δυτικά. Στις 27 Ιανουαρίου, η διάμετρος του ματιού συρρικνώθηκε και δεν ξεπερνούσε τα 28km. Τελικά, στις 28 Ιανουαρίου και ενώ η ύφεση βρισκόταν στον ευρύτερο χώρο της Ρόδου, το σύστημα άρχισε να εξασθενεί.

Τα διαθέσιμα δεδομένα για το συγκεκριμένο σύστημα είναι ελάχιστα. Ωστόσο, χαρακτηριστικά όπως το σχήμα, το μάτι και η περιοχή του τοίχου μαρτυρούν ότι το εν λόγω σύστημα ήταν ένας μικρός κυκλώνας με στοιχεία τροπικού

κυκλώνα (Σχήμα 3.3). Τέλος, σύμφωνα με τους Ernst and Matson (1983) τα θερμά ύδατα της Μεσόγειου θάλασσας και η έντονη αστάθεια είναι δυνατόν να δημιουργήσουν έναν κυκλώνα αυτού του είδους.



Σχήμα 3.3: Κυκλώνας στη θαλάσσια περιοχή της Μάλτας το 1982
(www.wikipedia.org)

3.4 ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ – ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 1983

Το φθινόπωρο του 1983 παρατηρήθηκε ένα άλλο σύστημα με ιδιαίτερο ενδιαφέρον και αναπτύχθηκε από τους Rasmussen and Zick (1987). Το σύστημα αυτό εντοπίστηκε για πρώτη φορά στις 27 Σεπτεμβρίου του 1983 στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Τυνησίας και της Σικελίας. Στις 2 Οκτωβρίου, η ύφεση αφού πρώτα έκανε μία κυκλική τροχιά γύρω από τη Σαρδηνία και την Κορσική, τελικά διαλύθηκε στην Τυνησία. Κυρίαρχο ρόλο στο σχηματισμό και στην εξέλιξη του συστήματος αυτού διαδραμάτισε η αστάθεια, η οποία προκλήθηκε από την υψηλή επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας.

Αρχικά, στη συγκεκριμένη περιοχή εντοπίστηκε ένα βαρομετρικό χαμηλό μέτριας έντασης. Παράλληλα, στην ανώτερη τροπόσφαιρα σχηματίστηκε ένας αυλώνας. Η ύφεση παρατηρήθηκε για πρώτη φορά στις 1500 UTC στις 27 Σεπτεμβρίου και εντοπιζόταν μεταξύ των περιοχών της Σικελίας και της βορειοανατολικής Τυνησίας. Άμεση συνέπεια του συστήματος αυτού ήταν η κατακόρυφη πτώση της πίεσης, η πολύ ισχυρή βροχόπτωση και οι θυελλώδεις άνεμοι στις προαναφερθέντες περιοχές.

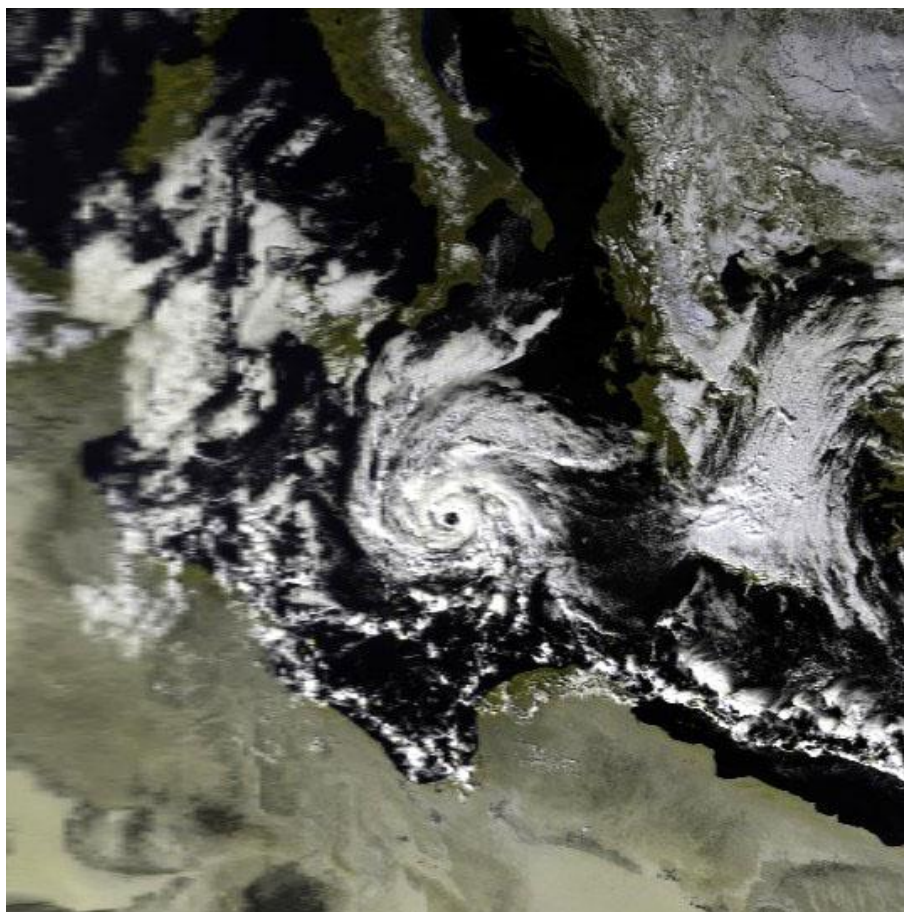
Το επόμενο πρωί η ύφεση μετατοπίστηκε προς τα βορειοδυτικά κατά μήκος της Σαρδηνίας. Αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί ότι, ένα πλοίο που έπλεε κοντά στην περιοχή εκδήλωσης του βαρομετρικού χαμηλού, κατέγραψε στις 0600 UTC ανέμους που έπνεαν με ταχύτητα 32 κόμβους και κύματα ύψους 4 μέτρων (Mayengon 1984). Στις 1200 UTC η ύφεση αφού πρώτα προσέγγισε τη νότια ακτή της Σαρδηνίας, στη συνέχεια άρχισε ταχύτατα να εξασθενεί. Ταυτόχρονα, ένα καινούριο σύστημα δημιουργήθηκε πάνω από τη θαλάσσια περιοχή. Έπειτα, από την προσέγγιση της ξηράς στην εγγύς περιοχή της Σαρδηνίας, το σύστημα συνέχισε να μετακινείται προς τα βορειοδυτικά και συγκεκριμένα προς την ανοιχτή θάλασσα δυτικά των περιοχών της Σαρδηνίας και της Κορσικής.

Στις 29 Σεπτεμβρίου όλα έδειχναν πως το σύστημα έβαινε στο τέλος του. Ωστόσο, η προσεκτικότερη μελέτη και παρατήρηση των δορυφορικών εικόνων απέδειξε ότι το σύστημα ήταν ακόμα «ζωντανό». Έτσι, κατά τη διάρκεια της μισής ημέρας το βαρομετρικό χαμηλό εξακολούθησε να κινείται προς τα βορειοδυτικά πάνω από τα θερμά νερά της Μεσογείου. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα, η αστάθεια να γίνει εντονότερη και τα υψηλά νέφη να παρουσιάζουν ελάχιστη θερμοκρασία μεταξύ -52°C και -54°C (Rasmussen και Zick 1987). Τις ώρες που ακολούθησαν το σύστημα κινήθηκε προς τα βόρεια–βορειοανατολικά πάνω από ψυχρότερα ύδατα. Γι' αυτόν ακριβώς το λόγο, η αστάθεια εξασθένησε.

Το πρωί της επόμενης ημέρας (30 Οκτωβρίου) η ύφεση μετατοπίστηκε προς τα ανατολικά και συγκεκριμένα πλησίασε τη δυτική περιοχή της Κορσικής. Ένα πλοίο που βρισκόταν στις 0900 UTC στην περιοχή δυτικά του Ajaccio της Κορσικής κατέγραψε νότιους–νοτιοανατολικούς ανέμους με ταχύτητα 20 κόμβων. Στις 1200 UTC το σύστημα προσέγγισε την πόλη Ajaccio. Άμεση συνέπεια αυτού, ήταν η πτώση της πίεσης στην προαναφερθείσα περιοχή. Μετά την προσέγγιση της ξηράς το σύστημα διαλύθηκε, όπως ακριβώς συνέβη και στην περίπτωση της Σαρδηνίας. Όμως, ένα νέο σύστημα δημιουργήθηκε ξανά στην θαλάσσια περιοχή ανατολικά της Κορσικής. Τελικά, έπειτα από την κυκλική τροχιά που ακολούθησε το σύστημα μεταξύ των περιοχών της Σαρδηνίας και της Κορσικής, εξασθένησε στις 2 Οκτωβρίου στην περιοχή της Τυνησίας.

3.5 ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 1995

Στις 15 Ιανουαρίου του 1995 σχηματίστηκε στη θαλάσσια περιοχή ανοικτά της δυτικής Ελλάδας, ένα σύστημα που τα χαρακτηριστικά του έμοιαζαν με αυτά του τροπικού κυκλώνα (Pytharoulis 1995, Lagouvardos et al. 1999). Το σύστημα αυτό κινήθηκε προς τα νότια. Οι δορυφορικές εικόνες αποτύπωσαν την κυκλωνικότητα του συστήματος καθώς και τα χαρακτηριστικά του.



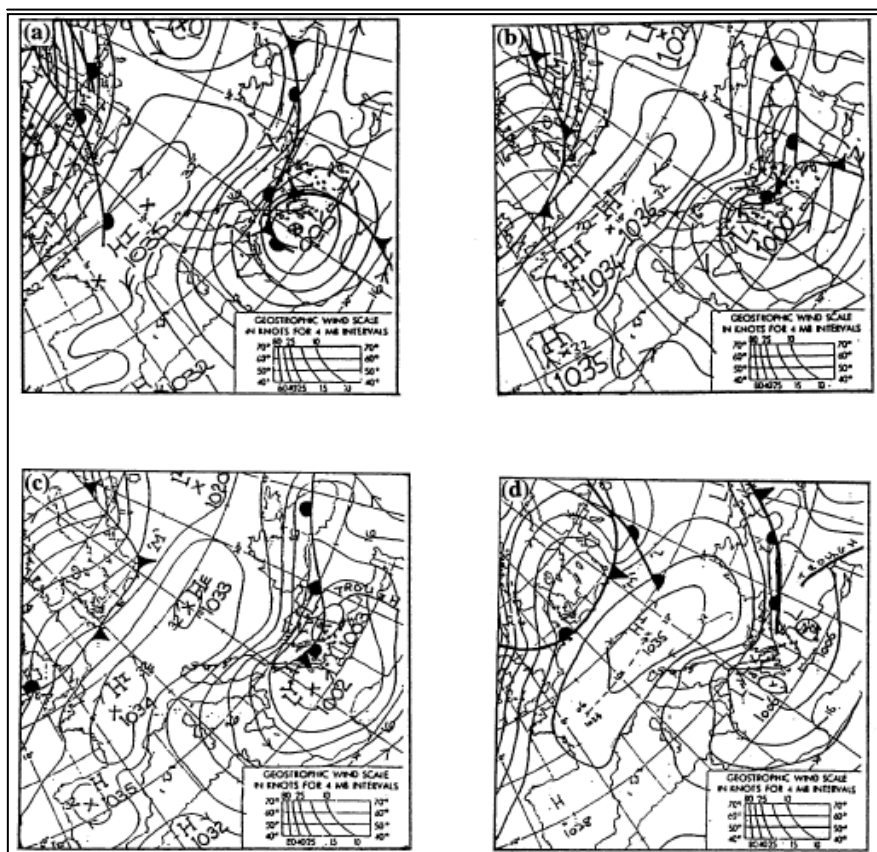
Σχήμα 3.5.1: Μεσογειακός Κυκλώνας μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας στις 16 Ιανουαρίου 1995 1004 UTC (www.wikipedia.org)

Πριν την εμφάνιση του Μεσογειακού κυκλώνα η συνοπτική κατάσταση στη μέση τροπόσφαιρα χαρακτηριζόταν από την ύπαρξη κυκλωνικής κυκλοφορίας. Συγκεκριμένα ο άξονας του αιώνα στις 13 Ιανουαρίου, βρισκόταν μεταξύ της Νότιας Ιταλίας και της Τυνησίας. Την επόμενη μέρα μετακινήθηκε προς τη κεντρική Λιβύη.

Ο Μεσογειακός αυτός κυκλώνας δημιουργήθηκε μέσα σε ένα μητρικό χαμηλό συνοπτικής κλίμακας. Το χαμηλό αυτό δημιουργήθηκε το πρωί της 13^{ης} Ιανουαρίου μεταξύ των περιοχών της Λιβύης και της Ιταλίας. Το σύστημα επέφερε αργά και σταδιακά κακοκαιρία στις προαναφερθείσες περιοχές. Αξιοσημείωτο είναι να

αναφερθεί ότι, στις 0600 UTC της 13^{ης} Ιανουαρίου η πίεση στο κέντρο του συστήματος ήταν 1004mb. Την ίδια ώρα οι μετεωρολογικοί σταθμοί κατέγραψαν ασθενή βροχόπτωση στη Μάλτα και στη δυτική περιοχή της Σικελίας. Επιπλέον, οι άνεμοι που καταγράφηκαν δεν ήταν ισχυροί και μόνο στη δυτική περιοχή της Σικελίας είχαν ταχύτητα ίση με 12,5m/sec. Κατά τη διάρκεια της ημέρας, το σύστημα διαμορφωνόταν και στις 0000 UTC, στις 14 Ιανουαρίου η πίεση έφθασε τα 1001mb. Ταυτόχρονα, ισχυρή καταιγίδα και θυελλώδεις άνεμοι έπληξαν τη Θεσσαλονίκη, την Αθήνα και τη Μάλτα.

Τα μεσάνυχτα της 14^{ης} Ιανουαρίου το βαρομετρικό χαμηλό πλησίασε τη δυτική Ελλάδα και η πίεση μέσα σε έξι ώρες έπεσε κατακόρυφα αγγίζοντας τα 993mb. Στη συνέχεια παρατηρήθηκε βαθμιαία άνοδος της πίεσης φθάνοντας τα 1000mb το βράδυ της 15^{ης} Ιανουαρίου και εξάπλωση του συστήματος στον ευρύτερο ελληνικό χώρο (Σχήμα 3.5.2). Τα καιρικά φαινόμενα που εκδηλώθηκαν ήταν έντονα και επηρέασαν εκτός από τον Ελληνικό χώρο και την περιοχή της Βουλγαρίας.



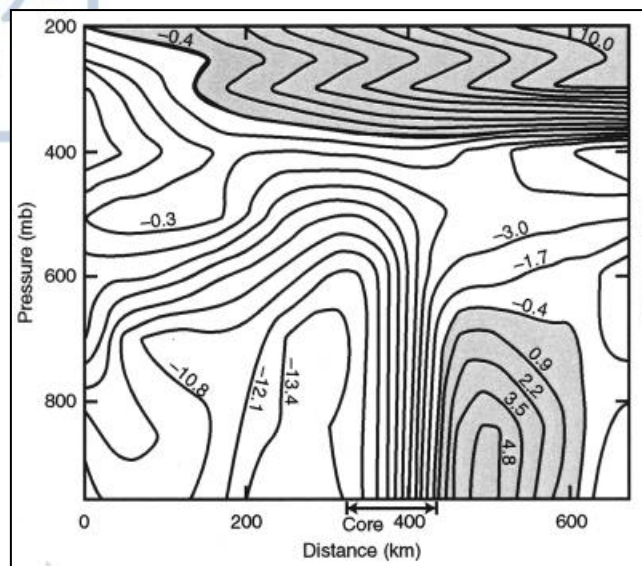
Σχήμα 3.5.2: Ανάλυση της πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας στην Ευρώπη.
α) 1200 UTC 14 Ιανουαρίου 1995, β) 0000 UTC 15 Ιανουαρίου 1995, γ) 0600 UTC 15 Ιανουαρίου 1995, δ) 1800 UTC 15 Ιανουαρίου 1995 (UKMO Daily Weather Summary)

Στις 16 Ιανουαρίου η ύφεση κινούμενη ανατολικά έφθασε στην Κύπρο και ταυτόχρονα σημειώθηκε άνοδος της πίεσης από τα 1003mb στα 1011mb. Απόρροιά της ήταν οι ισχυρές βροχοπτώσεις. Δυστυχώς, η κακοκαιρία αυτή αποτέλεσε την αιτία για τον θάνατο 2 Βρετανών τουριστών στο νησί της Ρόδου. Το απόγευμα της 16^{ης} Ιανουαρίου το σύστημα κινήθηκε κατά μήκος της Συρίας και τελικά ενώθηκε με ένα άλλο σύστημα χαμηλών πιέσεων στα σύνορα της Τουρκίας, της Συρίας και του Ιράκ.

3.5.1 Ο ΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΣ ΤΟΥ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΟΥ ΚΥΚΛΩΝΑ ΤΟ 1995

Η δημιουργία του Μεσογειακού κυκλώνα έλαβε χώρα για πρώτη φορά τα ξημερώματα της 15^{ης} Ιανουαρίου του 1995. Ο Pytharoulis (1995) ανέπτυξε αναλυτικά τον σχηματισμό αυτού του συστήματος. Η περιοχή εκδήλωσής του εντοπίστηκε στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της δυτικής Ελλάδας και της Σικελίας. Οι δορυφορικές εικόνες αποτύπωσαν μία ώρα πριν το σχηματισμό του κυκλώνα έντονη αστάθεια και πυκνά νέφη. Ωστόσο, σύμφωνα με την παρατήρηση των δορυφορικών εικόνων την προηγούμενη ημέρα, τίποτα δε μαρτυρούσε την εκδήλωση ενός τέτοιου φαινομένου. Εντυπωσιακό είναι το γεγονός ότι στις 0500 UTC οι δορυφορικές εικόνες κατέγραφαν το μάτι του κυκλώνα.

Η πίεση στο κέντρο του συστήματος σημείωσε σημαντική άνοδο μέσα στις επόμενες έξι ώρες και στις 0600 UTC της 16^{ης} Ιανουαρίου 1995 η τιμή της ήταν 1013mb. Η ύφεση αυτή με τα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα σχηματίστηκε, εξελίχθηκε και τελικώς εξασθένησε πάνω από τη θαλάσσια περιοχή της κεντρικής Μεσογείου. Για αυτόν ακριβώς το λόγο οι διαθέσιμες παρατηρήσεις κοντά στο σύστημα είναι ελλειπείς. Η ανάλυση, όμως, των δεδομένων από τους μετεωρολογικούς σταθμούς των πλησιέστερων περιοχών (όπως της Κέρκυρας, της Μάλτας) καθώς και η αριθμητική του προσομοίωση αποδεικνύουν ότι η κυκλοφορία ήταν κυκλωνική (Σχήμα 3.5.1.1). Τα μόνα διαθέσιμα και αξιοποιήσιμα στοιχεία δόθηκαν από ένα πλοίο που έπλεε κοντά στην περιοχή της εκδήλωσης του φαινομένου (35° N, 20° E). Το συγκεκριμένο πλοίο κατέγραψε άνεμο με ταχύτητα 15 m/sec στις 15 Ιανουαρίου 1200 UTC.

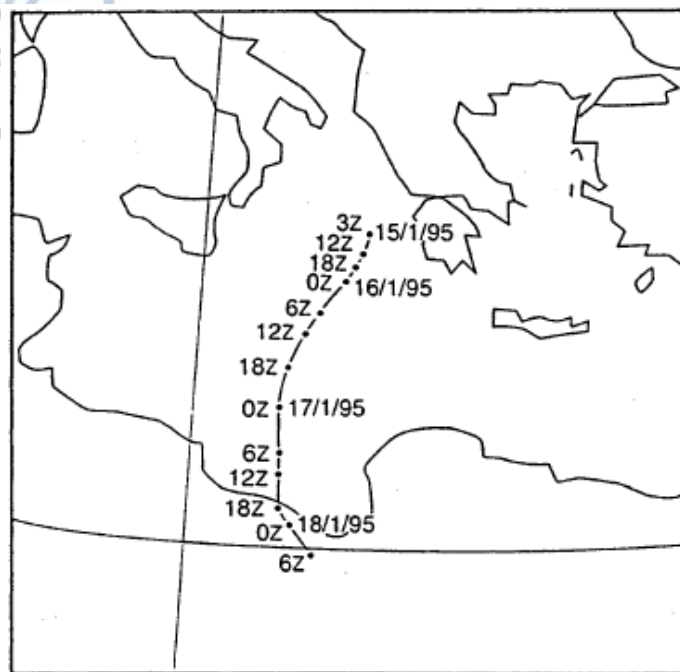


Σχήμα 3.5.1.1: Κατακόρυφη τομή της ταχύτητας του ανέμου στο σύστημα στις 16 Ιανουαρίου 1995 1200 UTC (Pytharoulis, 1995)

Οι δορυφορικές εικόνες της 15^{ης} Ιανουαρίου δείχνουν την πλήρη ανάπτυξη της ύφεσης με τα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα, όπως είναι το μάτι του κυκλώνα και την περιοχή του τοίχου. Κατά τη διάρκεια ολόκληρης της ημέρας η αστάθεια ήταν ιδιαίτερα έντονη και η ελάχιστη θερμοκρασία στα υψηλότερα cumulonimbus (σφοειτομελανίες) ήταν -50°C . Τα μεσάνυχτα της 16^{ης} Ιανουαρίου η αστάθεια και ο αριθμός των cumulonimbus (σφοειτομελανίες) αυξήθηκαν καθώς το σύστημα κινήθηκε νότια προς θερμότερα ύδατα. Από εκείνη τη στιγμή και μετά εντοπίστηκαν τέσσερα cumulonimbus (σφοειτομελανίες) γύρω από την περιοχή του ματιού.

3.5.2 Η ΠΟΡΕΙΑ ΠΟΥ ΑΚΟΛΟΥΘΗΣΕ ΚΑΙ ΟΙ ΠΕΡΙΟΧΕΣ ΠΟΥ ΕΠΗΡΕΑΣΕ

Η πορεία που ακολούθησε η ύφεση με τα χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα καθώς και οι περιοχές που επηρέασε αναλύθηκαν από τον Pytharoulis (1995). Αρχικά, το σύστημα εντοπίστηκε στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Ελλάδας και της Σικελίας. Με το πέρασμα του χρόνου η ύφεση μετατοπιζόταν προς τα νότια. Στις 16 Ιανουαρίου το σύστημα κινήθηκε, πρώτα, προς τα νοτιοδυτικά προσεγγίζοντας τη Λιβύη και το απόγευμα της ίδιας ημέρας πλησίασε τον κόλπο της Σίδρας (στη βόρεια Λιβύη). Στο τέλος της 16^{ης} Ιανουαρίου, η ύφεση εντοπιζόταν στην είσοδο του κόλπου και η ταχύτητα κίνησής της αυξήθηκε (Σχήμα 3.5.2).



Σχήμα 3.5.2: Η πορεία του συστήματος από τις 0300 UTC στις 15 Ιανουαρίου έως 0600 UTC στις 18 Ιανουαρίου 1995 (Pytharoulis 1995)

Από τις 0600 έως της 1200 UTC της 17^{ης} Ιανουαρίου το σύστημα προσέγγισε την ξηρά από όπου άρχισε να εξασθενεί και παρουσίασε πανομοιότυπα χαρακτηριστικά με αυτά των τροπικών κυκλώνων όταν φθάσουν στην ξηρά. Συγκεκριμένα, ο οριζόντιος άνεμος άρχισε να εξασθενεί, ενώ παράλληλα η πίεση άρχισε να αυξάνεται. Στις 18 Ιανουαρίου η ύφεση διαλύθηκε. Αυτό διαπιστώθηκε από τις δορυφορικές εικόνες.

Τέλος, η προαναφερθείσα ύφεση δεν είχε καταστροφικά αποτελέσματα στις περιοχές που επηρέασε. Η αιτία οφείλεται στο γεγονός ότι το σύστημα δημιουργήθηκε και εξελίχθηκε πάνω από την ανοικτή θάλασσα. Συνήθως, οι κυκλώνες είναι πολύ καταστροφικοί τις πρώτες ώρες της προσέγγισής τους στην ξηρά. Το σύστημα του Ιανουαρίου, όμως, είχε ήδη αποδυναμωθεί προτού φθάσει στην ξηρά.

3.6 ΕΠΙΜΕΡΟΥΣ ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο συγκεκριμένο κεφάλαιο έγινε μία βιβλιογραφική ανασκόπηση τεσσάρων περιπτώσεων μεσογειακών χαμηλών με χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων που έχουν εμφανιστεί τις προηγούμενες δεκαετίες. Τέτοια χαρακτηριστικά είναι η κυκλωνικότητα, το μάτι του κυκλώνα και η έντονη αστάθεια γύρω από το μάτι. Επίσης τα συστήματα αυτά χαρακτηρίζονταν από θυελλώδεις ανέμους που όμως,

έφθαναν οριακά την ένταση ενός κυκλώνα στις τροπικές ζώνες. Η περιοχή εμφάνισής τους κάλυπτε σχεδόν όλη τη λεκάνη της Μεσογείου, αλλά κυρίως το Δυτικό και Κεντρικό τμήμα της.

Τέλος, αρκετά επιπλέον επιστημονικά κείμενα ασχολήθηκαν με τους Μεσογειακούς κυκλώνες. Ενδεικτικά αναφέρονται οι εξής υφέσεις με τα χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων: α) στις 26 Μαρτίου του 1983 (Ζιακόπουλος και Μαρινάκη 1996) β) μεταξύ 29 και 30 Οκτωβρίου 1984 (Ζιακόπουλος και Μαρινάκη 1996).

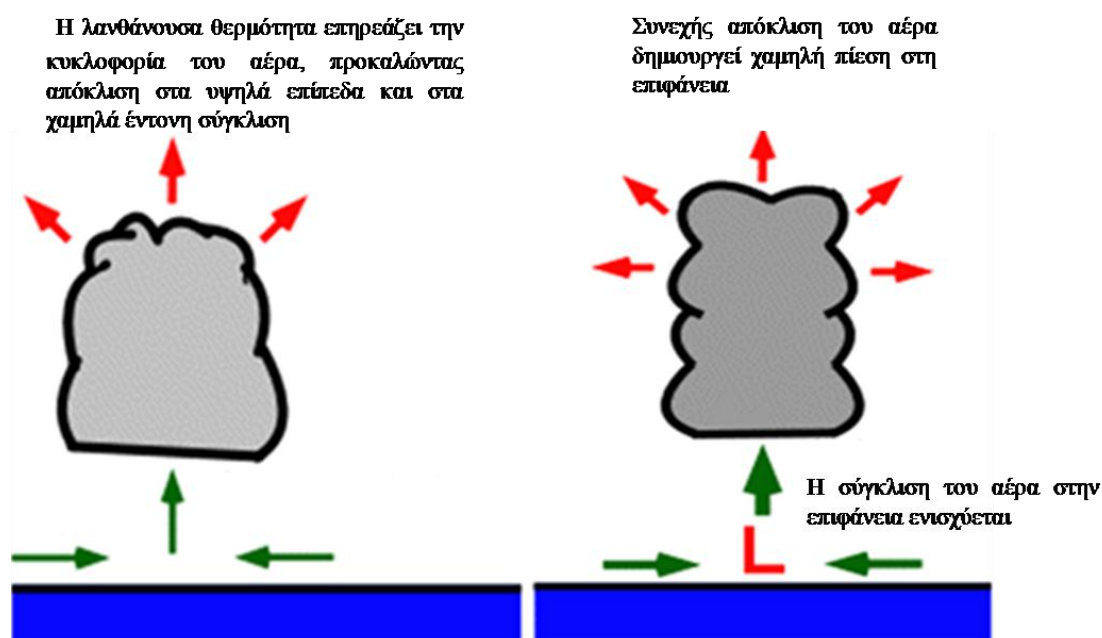
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΘΕΩΡΙΕΣ ΤΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ ΤΩΝ ΜΕΣΟΓΕΙΑΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ

4.1 Η ΘΕΩΡΙΑ ΤΟΥ CISK (CONDITIONAL INSTABILITY OF THE SECOND KIND)

Η θεωρία του CISK αποτελούσε για 30 χρόνια και πλέον την κύρια θεωρία για τον τρόπο ενδυνάμωσης των τροπικών κυκλώνων (Σχήμα 4.1). Σύμφωνα, με αυτήν τη θεώρηση, ο αρχικός στροβιλισμός δημιουργείται σε ένα ακόρεστο σε υγρασία αλλά υπό όρους ασταθές περιβάλλον. Γενικά, χωρίς την επίδραση εξωτερικών δυνάμεων οι δυνάμεις της βαροβαθμίδας και της Coriolis βρίσκονται σε πλήρη ισορροπία. Η δύναμη της τριβής που όμως αναπτύσσεται στην επιφάνεια επηρεάζει αυτήν την ισορροπία. Αποτέλεσμα αυτής της επίδρασης είναι η μείωση της τιμής της δύναμης Coriolis, ενώ η τιμή της βαροβαθμίδας διατηρείται σταθερή. Όπως είναι γνωστό η κατεύθυνση της δύναμης της βαροβαθμίδας είναι πάντοτε από τις υψηλές προς την περιοχή των χαμηλών πιέσεων. Λόγω της προαναφερθείσας κατάστασης ο επιφανειακός αέρας συγκλίνει προς το κέντρο χαμηλών πιέσεων και ταυτόχρονα παρατηρείται άνοδος στην τιμή της υγρασίας. Απόρροια αυτής της ανύψωσης του αέρα είναι η δημιουργία συμπύκνωσης και αστάθειας καθώς επίσης, αυξάνεται ο αριθμός των νεφών cumulonimbus (σωρειτομελανίες). Η ενέργεια που απελευθερώνεται στο περιβάλλον εκφράζεται με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας. Η λανθάνουσα αυτή θερμότητα που αναπτύσσεται στα cumulonimbus (σωρειτομελανίες) είναι ικανή να δημιουργήσει έναν σωληνοειδή τομέα. Στον συγκεκριμένο τομέα η κυκλοφορία του αέρα παρουσιάζει έντονη απόκλιση στα υψηλά επίπεδα και στα χαμηλά έντονη σύγκλιση.

Αυτή η κυκλοφορία θα αυξήσει περαιτέρω την υγρασία και νέα αστάθεια θα λάβει χώρα. Επιπλέον, τα νέφη cumulonimbus (σωρειτομελανίες) θα ανατροφοδοτηθούν με θερμότητα. Αυτός ο ανεφοδιασμός θα προκαλέσει μεγάλης κλίμακας διαταραχές. Με τη σειρά τους οι εν λόγω διαταραχές θα αυξήσουν τα επίπεδα υγρασίας με αποτέλεσμα έναν καινούριο κύκλο αστάθειας. Αυτή η επαναλαμβανόμενη διαδικασία θα εξακολουθήσει να διαδραματίζεται μέχρι την πλήρη αλληλεπίδραση των παραπάνω παραγόντων.

Η θεωρία αυτή εκφράσθηκε αρχικά από τον Ooyama (1964). Κύριος σκοπός της ήταν η ανάλυση του τρόπου ανάπτυξης των πολικών χαμηλών και των τροπικών κυκλώνων. Η CISK χρησιμοποιήθηκε στις εργασίες πολλών επιστημόνων (Charney και Elliasen 1964, Ooyama 1964, Rasmussen 1979, 1985, Rasmussen και Zick 1987 και Okland 1987). Τις τελευταίες δεκαετίες όμως μία νέα θεωρία ήρθε να αντικαταστήσει τη θεωρία του CISK, αφού θεωρήθηκε αναξιόπιστη. Σημαντικό ζήτημα στην εφαρμογή της CISK αποτέλεσε το ερώτημα από πού λαμβανόταν η υγρασία, αφού η υγρασία του περιβάλλοντος δεν επαρκεί σε καμία περίπτωση να προκαλέσει τέτοιες μεγάλης κλίμακας διαταραχές, όπως είναι οι τροπικοί κυκλώνες. Κύριοι εκφραστές της νέας θεωρίας ήταν οι Emanuel(1986), Rotunno και Emanuel(1987).



Σχήμα 4.1: Σχηματική αναπαράσταση της θεωρίας CISK (ww2010.atmos.uiuc.edu)

4.2 Η ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΗΣ ΘΑΛΑΣΣΑΣ ΚΑΙ ΤΟΥ ΑΕΡΑ

Με την πάροδο του χρόνου η θεωρία του CISK βαθμιαία αντικαταστάθηκε. Μία νέα θεωρία σχετικά με την ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων ήρθε να δώσει απαντήσεις στα καίρια ερωτήματα που είχαν αναπτυχθεί από την προγενέστερη θεωρία. Υπόβαθρό της αποτέλεσε ο βαθμός της αλληλεπίδρασης μεταξύ της θάλασσας και του αέρα στην αστάθεια. Οι επιστήμονες (Emanuel 1986; Rotunno and Emanuel 1987; Emanuel 1988; Emanuel and Rotunno 1989) στηρίχθηκαν στην υπόθεση ότι γενεσιουργός και συνάμα κινητήριος δύναμη στην ανάπτυξη και

ενίσχυση μεγάλης κλίμακας διαταραχών αποτελεί η εξάτμιση στην επιφάνεια των ωκεανών. Γενικά, η θερμοδυναμική ανισορροπία που αναπτύσσεται μεταξύ της ατμόσφαιρας και των υποκείμενων ωκεανών είναι ικανή να απελευθερώσει τεράστια και σημαντικά ποσά θερμότητας και υγρασίας. Βασική αρχή αυτής της θεωρίας είναι η ύπαρξη ενός θερμού πυρήνα ο οποίος παράγεται οπωσδήποτε σε ένα ακόρεστο περιβάλλον. Εξαιτίας της παρουσίας του θερμού πυρήνα, οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται στην επιφάνεια. Αντίθετα, στην περίπτωση ενός ψυχρού πυρήνα οι ισχυρότεροι άνεμοι παρατηρούνται σε υψηλότερα επίπεδα. Επιπλέον, σύμφωνα με τον Garrat (1992) η σχέση μεταξύ της ταχύτητας των επιφανειακών ανέμων και της επιφανειακής ροής είναι αναλογική. Συνεπώς, οι ισχυροί επιφανειακοί άνεμοι παράγουν μεγάλα ποσά θερμότητας και υγρασίας. Αξίζει να αναφερθεί ότι ο πρώτος που πρότεινε τη σημασία των επιφανειακών ροών θερμότητας (από την επιφάνεια της θάλασσας), για τους τροπικούς κυκλώνες ήταν ο Ooyama (1969).

Ο αέρας τείνει να κινηθεί προς το κέντρο του στροβίλου. Καθώς ο αέρας συγκλίνει, η αστάθεια ενισχύεται με αποτέλεσμα την ενίσχυση του στροβιλισμού. Ως εκ τούτου ενισχύονται και οι επιφανειακοί άνεμοι. Το γεγονός αυτό συνεπάγεται την ενίσχυση των επιφανειακών ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Αυτή η διαδικασία εξακολουθεί μέχρι να αρχίσουν να πνέουν δυνατοί άνεμοι κοντά στην περιοχή του τοίχου. Η διαρκής ανατροφοδότηση θα υφίσταται μέχρι το σύστημα φθάσει στη μέγιστη θεωρητική του ισχύ ή ώσπου η συνεχής ροή θερμότητας και υγρασίας μειωθεί. Το τελευταίο θα συμβεί στην περίπτωση που η ύφεση μετατοπισθεί προς ψυχρότερα νερά ή προσεγγίσει την ξηρά.

Η θεωρία που αναπτύχθηκε παραπάνω διατυπώθηκε κυρίως για να εξηγήσει εκτενέστερα την ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων. Ωστόσο, θεωρείται πολύ αξιόπιστη και για την ανάλυση της ανάπτυξης των πολικών χαμηλών. Συνδυάζοντας αυτά τα δύο διαπιστώνεται πως η θεωρία αυτή αναμένεται να εφαρμόζεται εξίσου καλά σε συστήματα που εμφανίζουν παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά των τροπικών κυκλώνων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΤΟ ΑΡΙΘΜΗΤΙΚΟ ΜΟΝΤΕΛΟ ΤΟΥ ΕΥΡΩΠΑΪΚΟΥ ΚΕΝΤΡΟΥ ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΩΝ ΠΡΟΓΝΩΣΕΩΝ ΚΑΙΡΟΥ

Το αριθμητικό μοντέλο του Ευρωπαϊκού κέντρου μέσω φασματικών μεθόδων αναπαριστά τις δυναμικές διαδικασίες που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα. Τα φασματικά μοντέλα αναπαριστούν τις χωρικές μεταβολές των μετεωρολογικών παραμέτρων σαν ένα πεπερασμένο πλήθος κυμάτων με διαφορετικά μήκη κύματος. Ταυτόχρονα, για την αναπαράσταση φυσικών διεργασιών χρησιμοποιούνται παραμετροποιήσεις.

Οι φυσικές διεργασίες που έχουν σχέση με την τυρβώδη ροή, την ηλιακή ακτινοβολία, την ανωμεταφορά, το σχηματισμό και την εξάτμιση των νεφών και του υετού, καθώς και οι υπεδάφειες και οι επιφανειακές διεργασίες έχουν σημαντική επίδραση στην κυκλοφορία της ατμόσφαιρας σε όλες τις κλίμακες. Οι μηχανισμοί αυτοί είναι συχνά ενεργοί σε κλίμακες μικρότερες από τη χωρική ανάλυση του αριθμητικού μοντέλου. Τα σχήματα παραμετροποίησης είναι συνεπώς απαραίτητα για την περιγραφή των διαδικασιών στα αριθμητικά μοντέλα.

Το αριθμητικό μοντέλο του Ευρωπαϊκού κέντρου περιέχει πλήθος παραμετροποιήσεων έτσι ώστε να αναπαριστά τις διάφορες φυσικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα σε μικρότερες κλίμακες από τη χωρική του ανάλυση. Οι υπολογισμοί των διεργασιών πραγματοποιούνται μόνο στην κατακόρυφη διεύθυνση. Τα δεδομένα εισόδου στα σχήματα παραμετροποίησης είναι οι τιμές των προγνωστικών μεταβλητών (συνιστώσες ανέμου, θερμοκρασία, ειδική υγρασία, νεφοκάλυψη και περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε νερό ή πάγο), οι δυναμικές τάσεις αυτών των μεταβλητών και οι τιμές επιφανειακών πεδίων.

Συνοπτικά, οι παραμετροποιήσεις του μοντέλου είναι οι (Τσοπουρίδης 2010):

➤ *Σχήμα ακτινοβολίας*

Στον υπολογισμό της ακτινοβολίας χρησιμοποιούνται και κλιματολογικές τιμές των αερολυμάτων, CO₂, O₃.

➤ *Σχήμα τυρβώδους διάχυσης*

Οι επιφανειακές ροές υπολογίζονται μέσω της θεωρίας της ομοιότητας των Monin-Obukhov. Στην υπόλοιπη ατμόσφαιρα ο υπολογισμός των τυρβωδών ροών βασίζεται στη θεωρία της τυρβώδους διάχυσης.

➤ *Σχήμα ορογραφικού εμποδισμού*

Αυτό το σχήμα αναπαριστά τον εμποδισμό της ατμοσφαιρικής ροής σε χαμηλά επίπεδα εξαιτίας της ορογραφίας, τις μεταφορές λόγω των βαρυτικών κυμάτων που δημιουργούνται από την επίδραση των βουνών σε ευσταθώς στρωματοποιημένη ροή.

➤ *Σχήμα ανωμεταφοράς*

Το σχήμα στηρίζεται στον υπολογισμό της ροής της μάζας που ανολίσθαινει και διαιρείται σε αβαθή ανωμεταφορά και σε ανωμεταφορά που φθάνει σε μεσαία και μεγάλα ύψη.

➤ *Σχήμα νεφών και μεγάλης κλίμακας νετού*

Εδώ υπολογίζονται η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε νερό ή πάγο και η νεφοκάλυψη. Το σχήμα νεφών αναπαριστά το σχηματισμό σωρρειτόμορφων και στρωματόμορφων νεφών. Τέλος, λαμβάνονται υπόψη και οι διεργασίες που συμβαίνουν στα νέφη.

➤ *Σχήμα επιφανειακών και υπεδάφινων διεργασιών*

Το σχήμα περιλαμβάνει προγνωστικές εξισώσεις για τη θερμοκρασία και την υγρασία σε τέσσερα επίπεδα μέσα στο έδαφος, καθώς και για το χιόνι. Τα τέσσερα στρώματα είναι σε βάθη 0-7cm, 7-28cm, 28-100cm και 100-289cm.

➤ *Σχήμα οξείδωσης του μεθανίου*

Είναι ένα σχήμα που απλά παραμετροποιεί τις πηγές υγρασίας στην ανώτερη στρατόσφαιρα λόγω της οξείδωσης του μεθανίου.

➤ *Σχήμα χημείας όζοντος*

Το σχήμα περιλαμβάνει μία προγνωστική εξίσωση για τον υπολογισμό της αναλογίας μίγματος του όζοντος.

Για την υλοποίηση της εργασίας και για την καλύτερη δυνατή απεικόνιση της συνοπτικής κατάστασης των συστημάτων με παρόμοια χαρακτηριστικά με αυτά των τροπικών κυκλώνων το 1996 και το 2006 δημιουργήθηκαν χάρτες που απεικονίζουν τις διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους στο χρονικό διάστημα, πριν, κατά τη διάρκεια και μετά των συστημάτων. Η δημιουργία των χαρτών επετεύχθη με βάση το λογισμικό GrADS (Grid Analysis and Display System). Το GrADS είναι ένα λογισμικό που χρησιμοποιείται για την εύκολη πρόσβαση, τον χειρισμό και την απεικόνιση στοιχείων και δεδομένων που σχετίζονται με τις επιστήμες που αφορούν τη γη. Το GrADS χρησιμοποιεί ένα τετραδιάστατο περιβάλλον στοιχείων που

περιλαμβάνει το γεωγραφικό μήκος, γεωγραφικό πλάτος, ισοβαρικό επίπεδο και το χρόνο. Τα σύνολα των στοιχείων τοποθετούνται μέσα στον τετραδιάστατο χώρο μέσω ενός αρχείου που βοηθάει στην περιγραφή των στοιχείων. Το GrADS ψηφιοποιεί στοιχεία σταθμών, καθώς επίσης και τα στοιχεία σε πλέγμα. Τα στοιχεία μπορούν να απεικονιστούν γραφικά, με την αντίστοιχη χωρική και χρονική εγγραφή τους. Τα στοιχεία μπορούν να απεικονιστούν χρησιμοποιώντας διάφορες τεχνικές, όπως γραφικές παραστάσεις γραμμών ή στηλών, διαγράμματα διασποράς.

Στην παρούσα διπλωματική εργασία αναλύονται και μελετώνται δύο περιπτώσεις συστημάτων με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων που εντοπίστηκαν στον ευρύτερο Μεσογειακό χώρο. Συγκεκριμένα, για την καλύτερη ανάλυση των συστημάτων χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από την περιοχή του Ατλαντικού ωκεανού, την Βόρεια Θάλασσα και φυσικά από την Ευρώπη.

Ειδικότερα, για την περίπτωση του 1996 η ανάλυση των δεδομένων είναι $0,5^0$ επί $0,5^0$, ενώ για την περίπτωση του 2006 είναι $0,25^0$ επί $0,25^0$. Τα δεδομένα για το 1996 και το 2006 αφορούν την περιοχή για γεωγραφικό πλάτος από 15^0 έως 70^0 Βόρεια και για γεωγραφικό μήκος από 30^0 Ανατολικά έως 60^0 Δυτικά. Οι μεταβλητές που χρησιμοποιήθηκαν για την εξαγωγή συμπερασμάτων είναι ίδιες για τις δύο περιπτώσεις και είναι οι ακόλουθες : η πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας, το γεωδυναμικό, η σχετική υγρασία, η απόκλιση και η θερμοκρασία στις βασικές ισοβαρικές επιφάνειες. Τα δεδομένα παρουσιάζονται ανά έξι ώρες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ 2006

6.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στο κεφάλαιο που ακολουθεί θα αναπτυχθεί ένα σύστημα που επηρέασε την περιοχή της Μεσόγειου θάλασσας και εμφάνισε χαρακτηριστικά παρόμοια με εκείνα των τροπικών κυκλώνων. Το φαινόμενο αυτό εμφανίστηκε στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Ιταλίας και της Ελλάδας.

6.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

6.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας δημιουργήθηκε ένα ακόμη σύστημα με χαρακτηριστικά παρόμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων. Από τις δορυφορικές εικόνες και την ανάλυση της συνοπτικής κατάστασης του συστήματος φαίνεται ευδιάκριτα το μάτι του κυκλώνα.

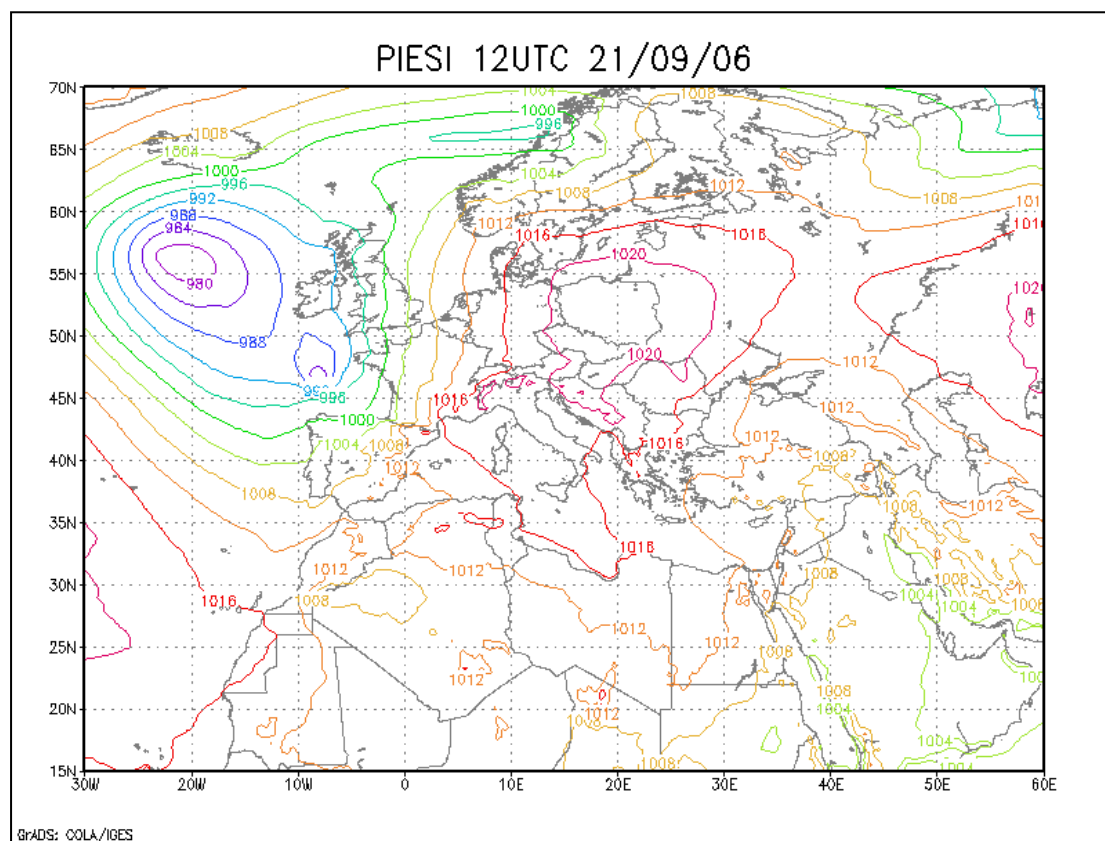
Το σύστημα δημιουργήθηκε κοντά στην Τυρρηναϊκή θάλασσα, κινήθηκε προς τα ανατολικά και τελικά αποδυναμώθηκε στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Ελλάδας (Σχήμα 6.2.1).



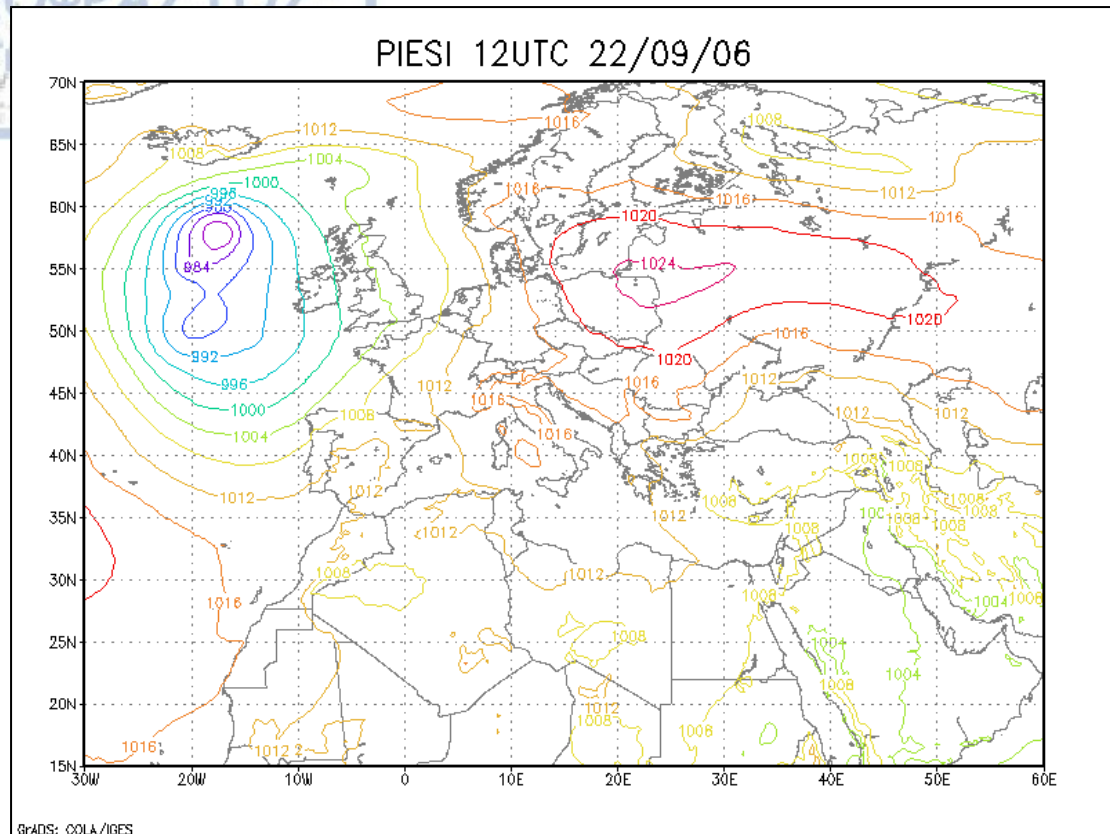
Σχήμα 6.2.1: Η πορεία που ακολούθησε το σύστημα στις 26 Σεπτεμβρίου 2006

6.2.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΗΣ ΣΥΝΟΠΤΙΚΗΣ ΚΑΤΑΣΤΑΣΗΣ

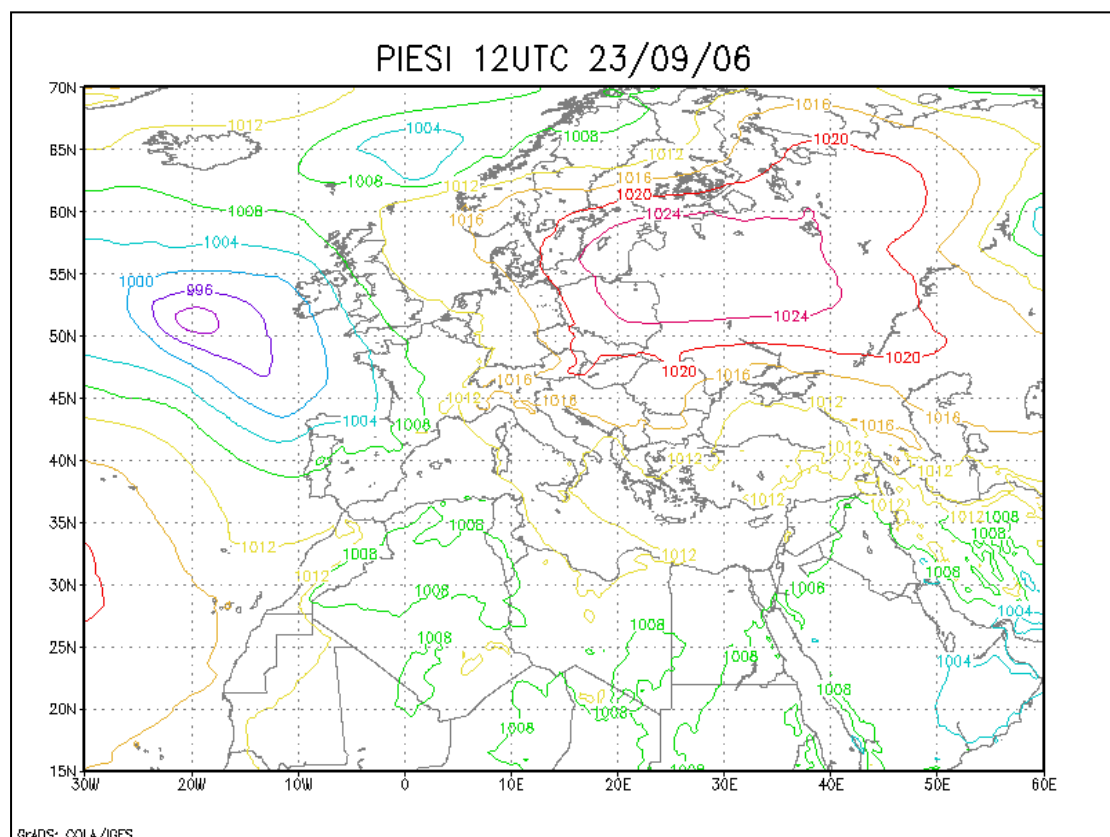
Στις 21 και 22 Σεπτεμβρίου 2006 παρατηρήθηκε στον Ατλαντικό ωκεανό ένα βαρομετρικό χαμηλό, ενώ στην κεντρική Ευρώπη η ύπαρξη ενός αντικυκλώνα. Στις 23 Σεπτεμβρίου 2006 δημιουργήθηκε ένα αποκομμένο βαρομετρικό χαμηλό στα Βαλκάνια και ένα κέντρο υψηλών πιέσεων νότια της Σκανδιναβίας. Η τιμή της πίεσης στη μέση επιφάνεια της θάλασσας ήταν 994hPa στην περιοχή του Ατλαντικού, ενώ στον ευρύτερο χώρο της Μεσογείου παρατηρήθηκαν υψηλότερες τιμές. Στις 24 Σεπτεμβρίου 2006 εξασθένησε και το βαρομετρικό χαμηλό στην Ελλάδα, το οποίο μετανάστευσε προς τα ανατολικά. Η πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας ήταν 1012mb στον ευρύτερο μεσογειακό χώρο (Σχήμα 6.2.2.1 α,β,γ,δ,ε).



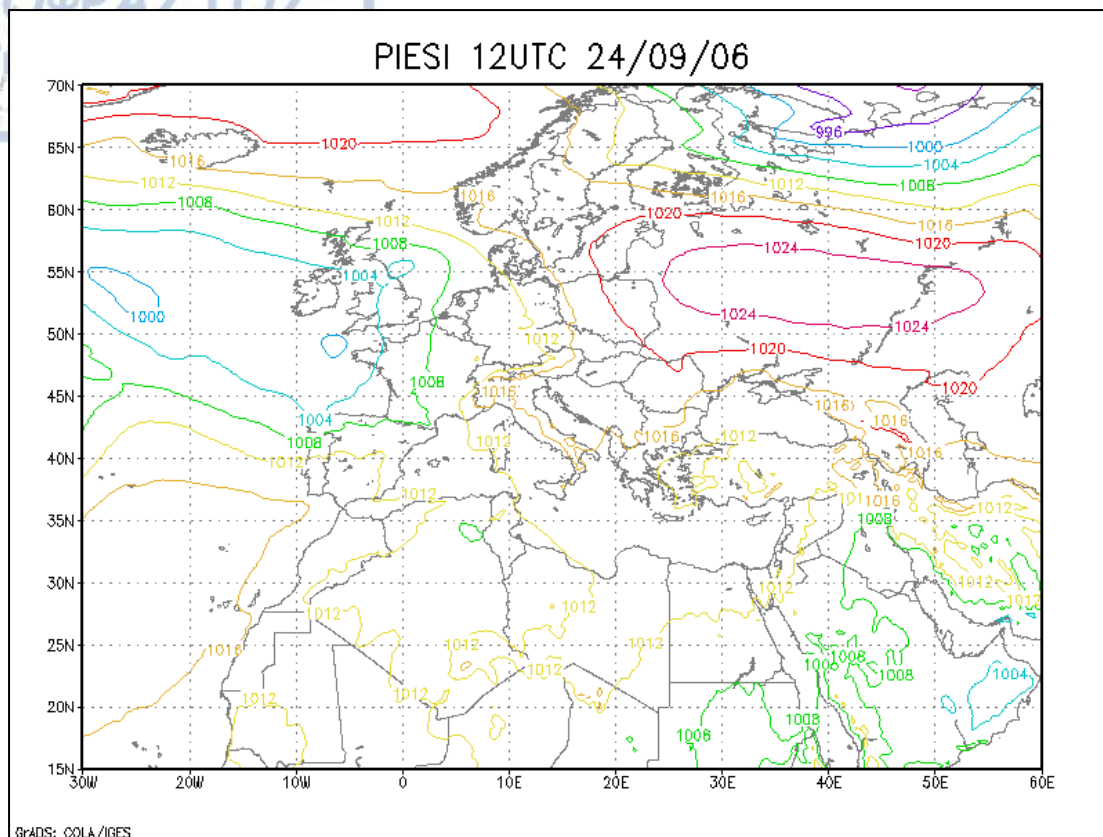
Σχήμα 6.2.2.1 α,β,γ,δ,ε: Πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας στις 1200 UTC για τις 21-25 Σεπτεμβρίου 2006



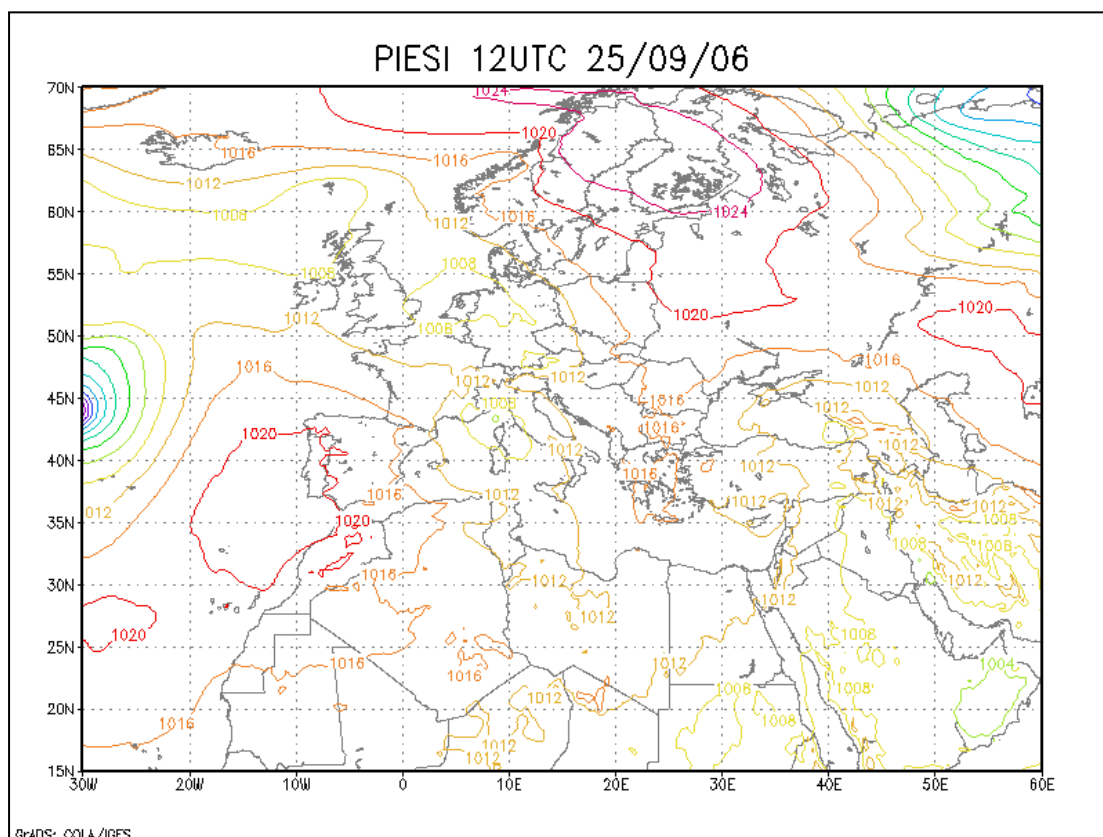
Σχήμα 6.2.2.1 β



Σχήμα 6.2.2.1 γ

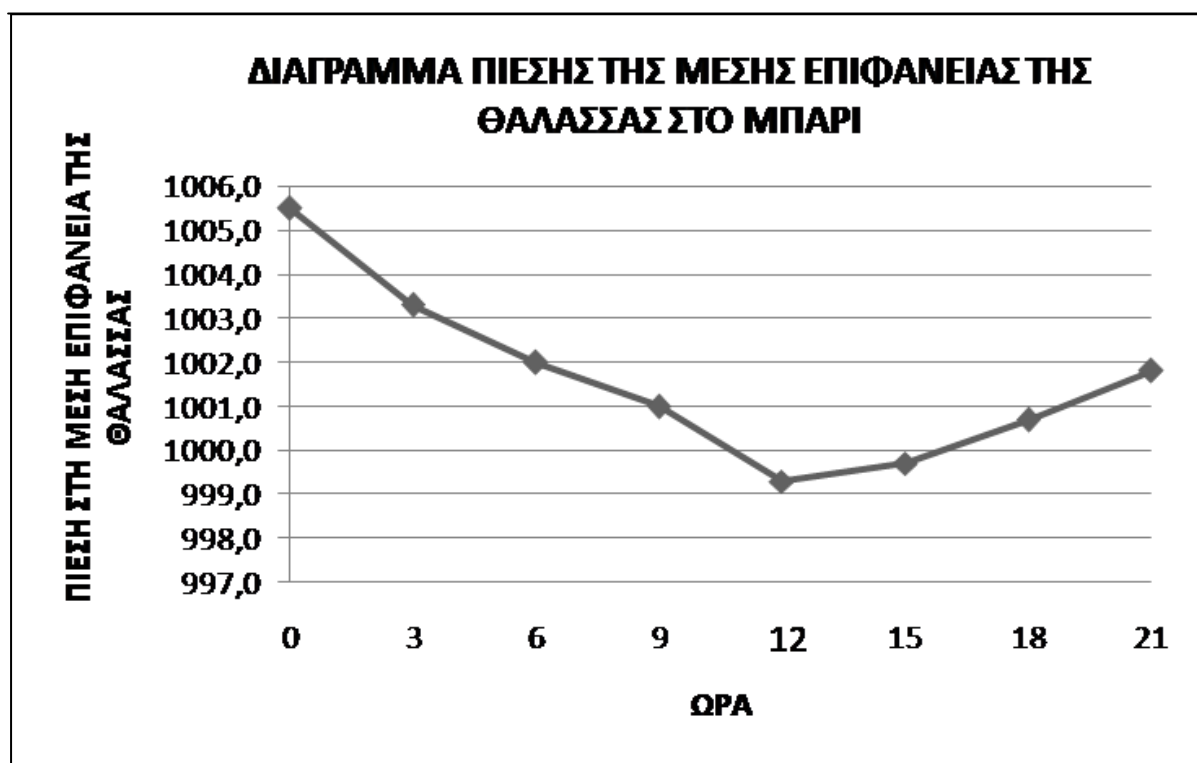


Σχήμα 6.2.2.1 δ

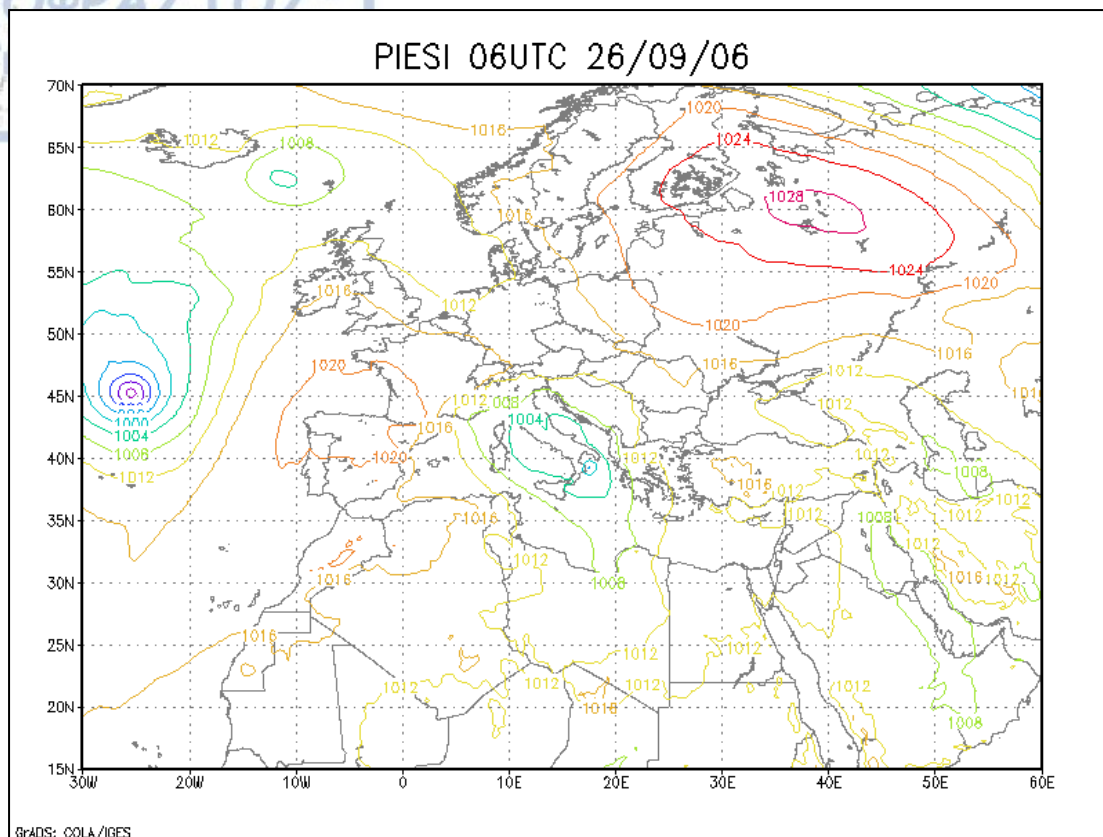


Σχήμα 6.2.2.1 ε

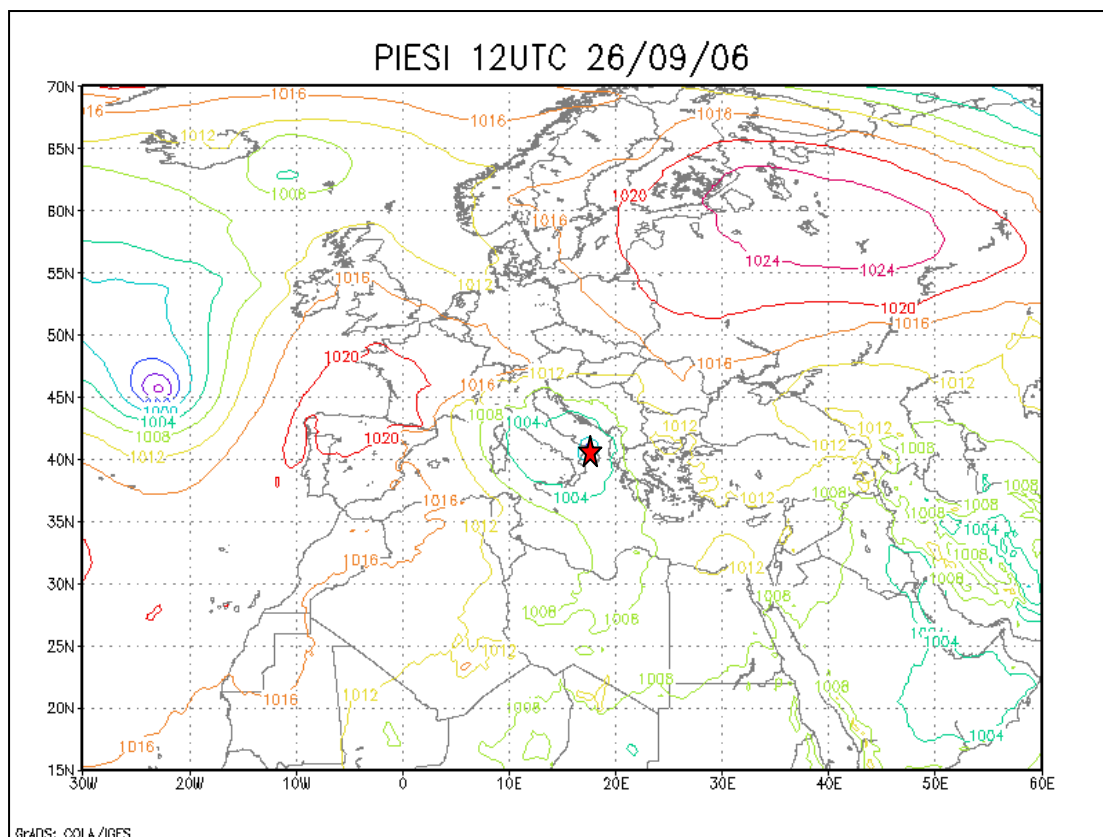
Στις 26 Σεπτεμβρίου παρατηρήθηκε ένα σύστημα που στροβιλίστηκε κοντά στο Μπάρι (41.13 °N 16.78 °E) της Ιταλίας. Από τις 06 UTC έως και της 18 UTC της ίδιας ημέρας φαίνεται ευδιάκριτα από τους χάρτες πίεσης στη μέση επιφάνεια της θάλασσας ένα σύστημα με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων. Η πίεση στο κέντρο του έφθασε τα 996hPa. Η τιμή της πίεσης ήταν ιδιαίτερα χαμηλή. Το γεγονός αυτό αποδεικνύεται από το παρακάτω διάγραμμα (Σχήμα 6.2.2.2). Με το πέρασ του χρόνου το σύστημα άρχισε να αποδυναμώνεται και να εξασθενεί. Το μεσημέρι της 27^{ης} Σεπτεμβρίου η πίεση είχε ανέλθει στα 1004hPa (Σχήμα 6.2.2.3 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ).



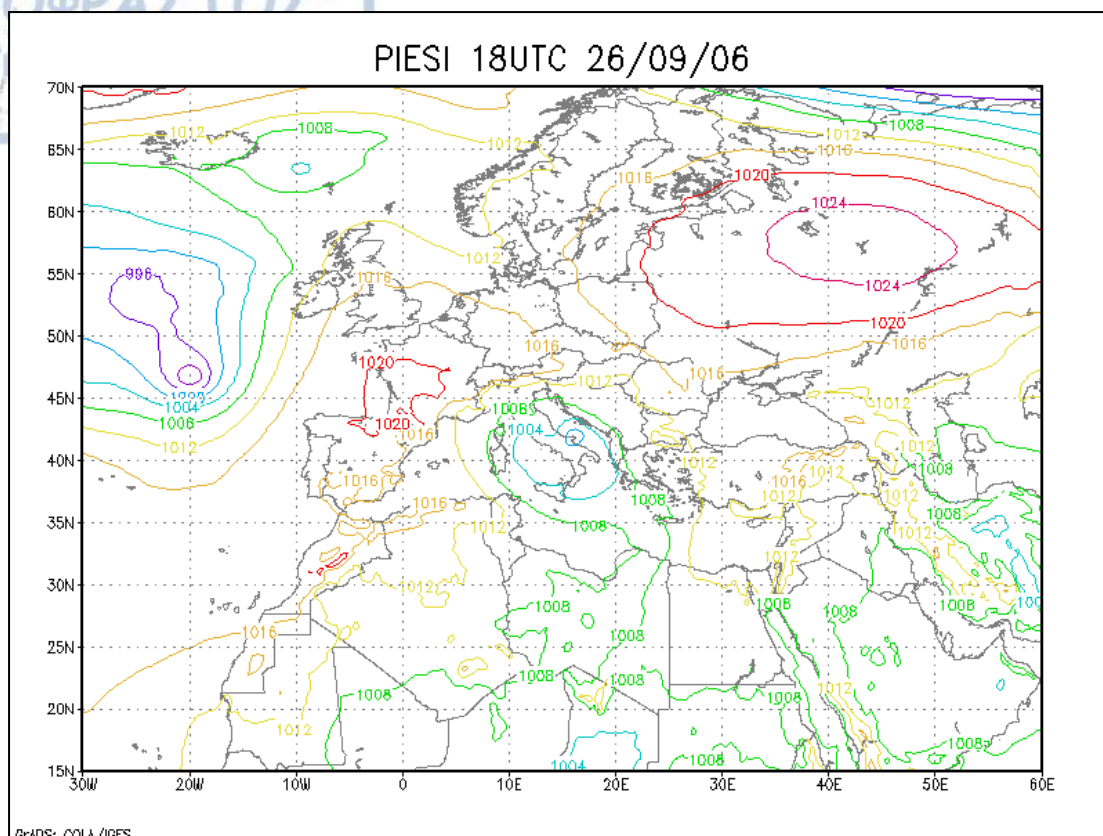
Σχήμα 6.2.2.2: Διάγραμμα πίεσης της μέσης επιφάνειας της θάλασσας στο Μπάρι



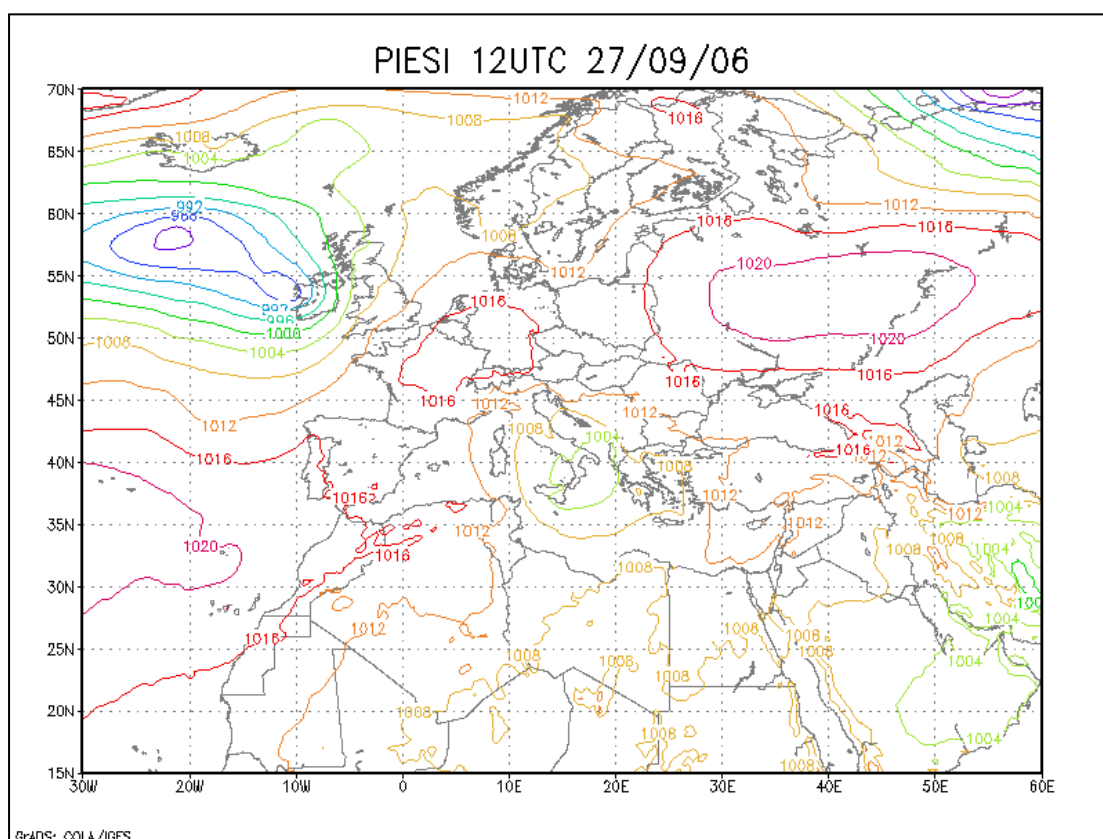
Σχήμα 6.2.2.3 α,β,γ,δ: Πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας στις 0600 UTC, 1200 UTC, 1800UTC στις 26 Σεπτεμβρίου 2006



Σχήμα 6.2.2.3 β (★ κέντρο του συστήματος)

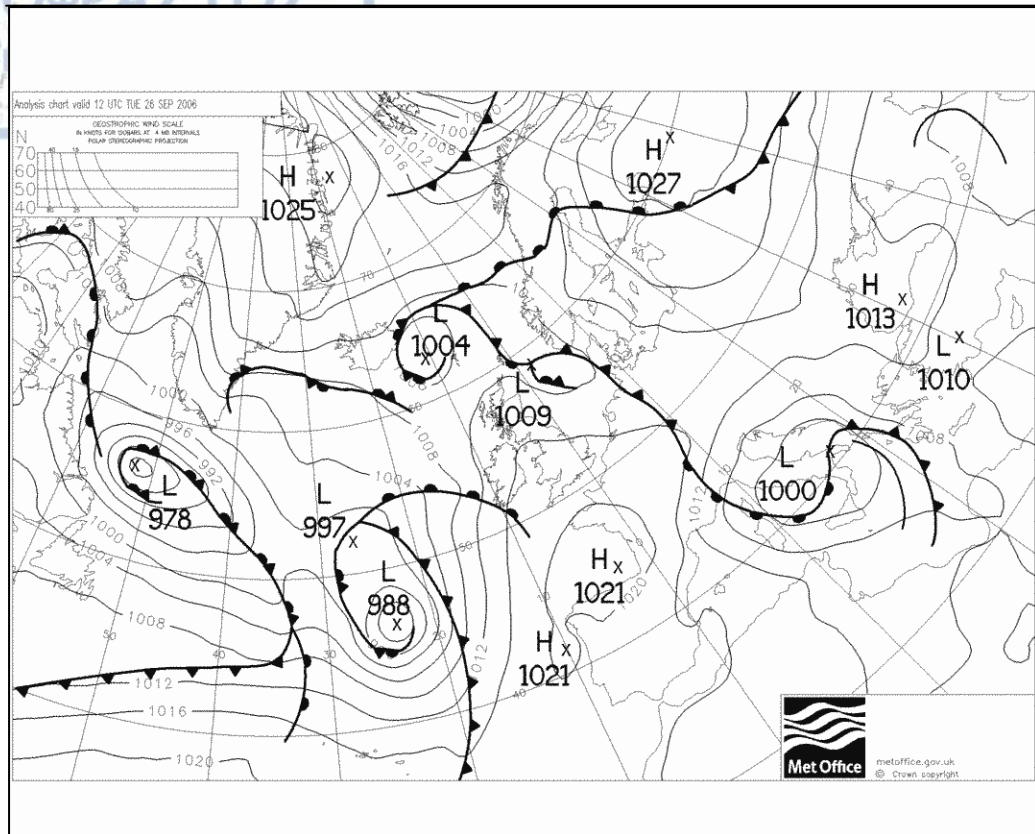


Σχήμα 6.2.2.3 γ

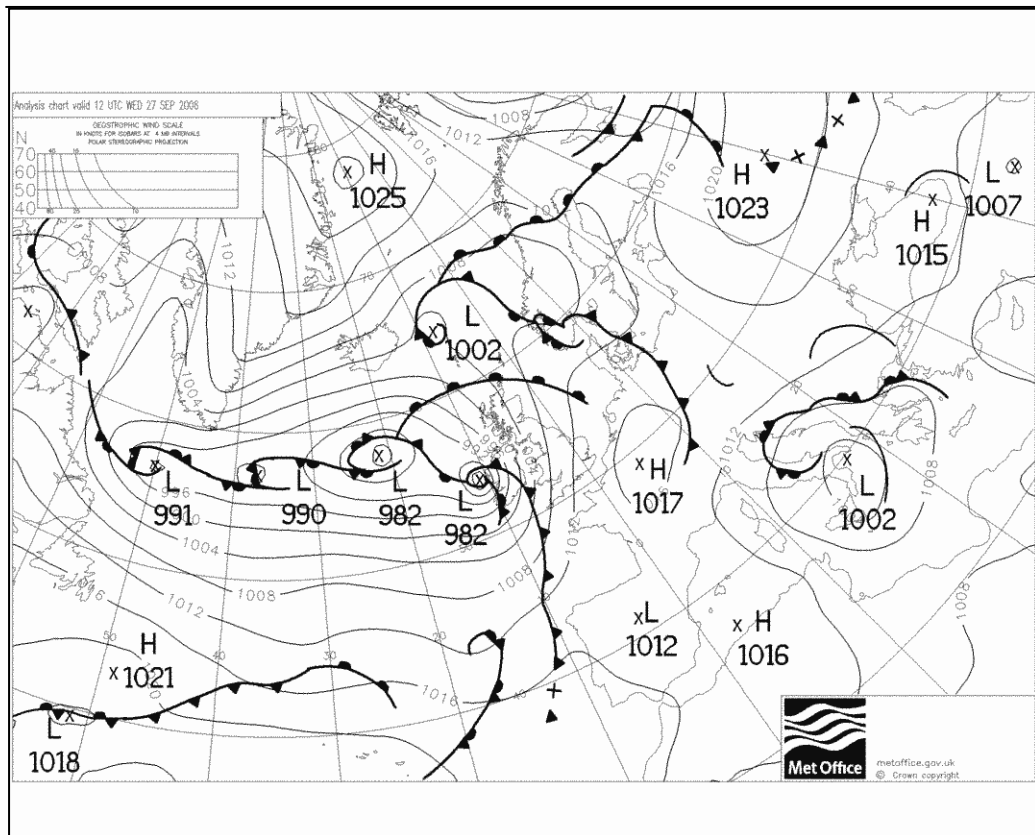


Σχήμα 6.2.2.3 δ

Σχήμα 6.2.2.3 ε,στ,ζ: Χάρτες επιφάνειας στις 0000 UTC, 1800 UTC στις 16 Σεπτεμβρίου και 1200 UTC στις 27 Σεπτεμβρίου

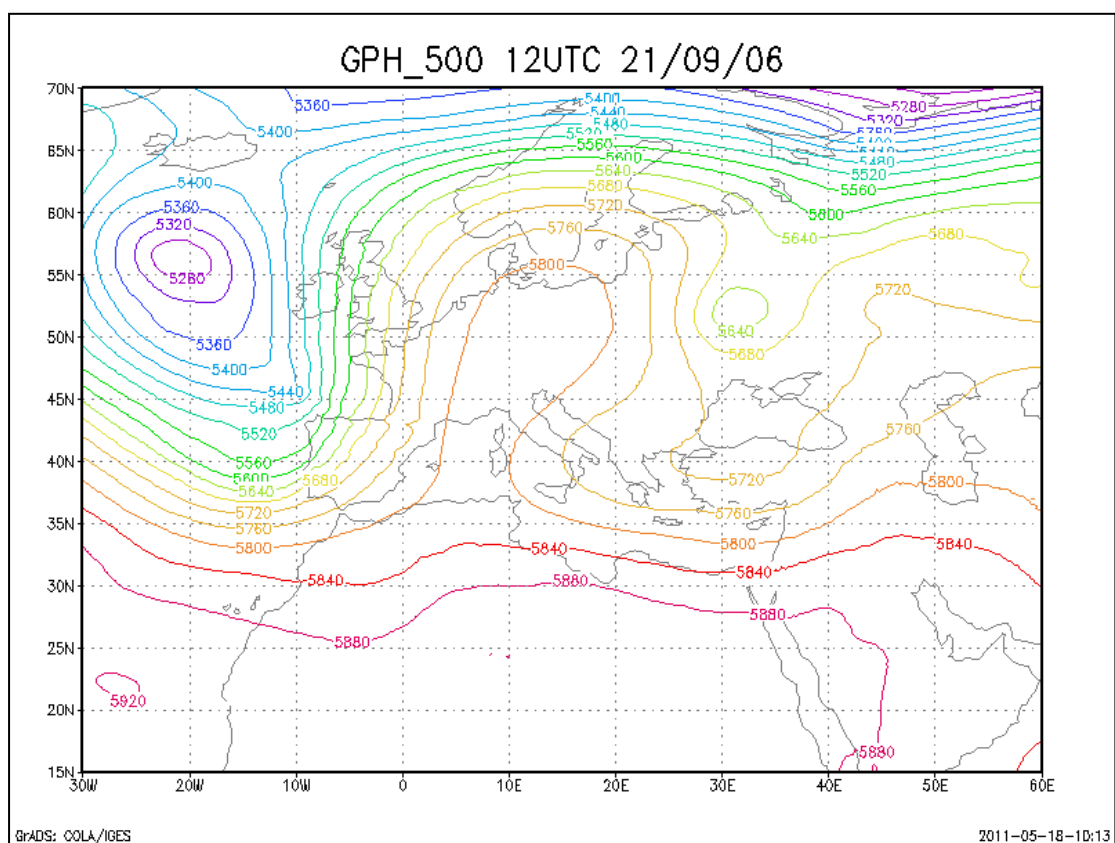


Σχήμα 6.2.2.3 στ

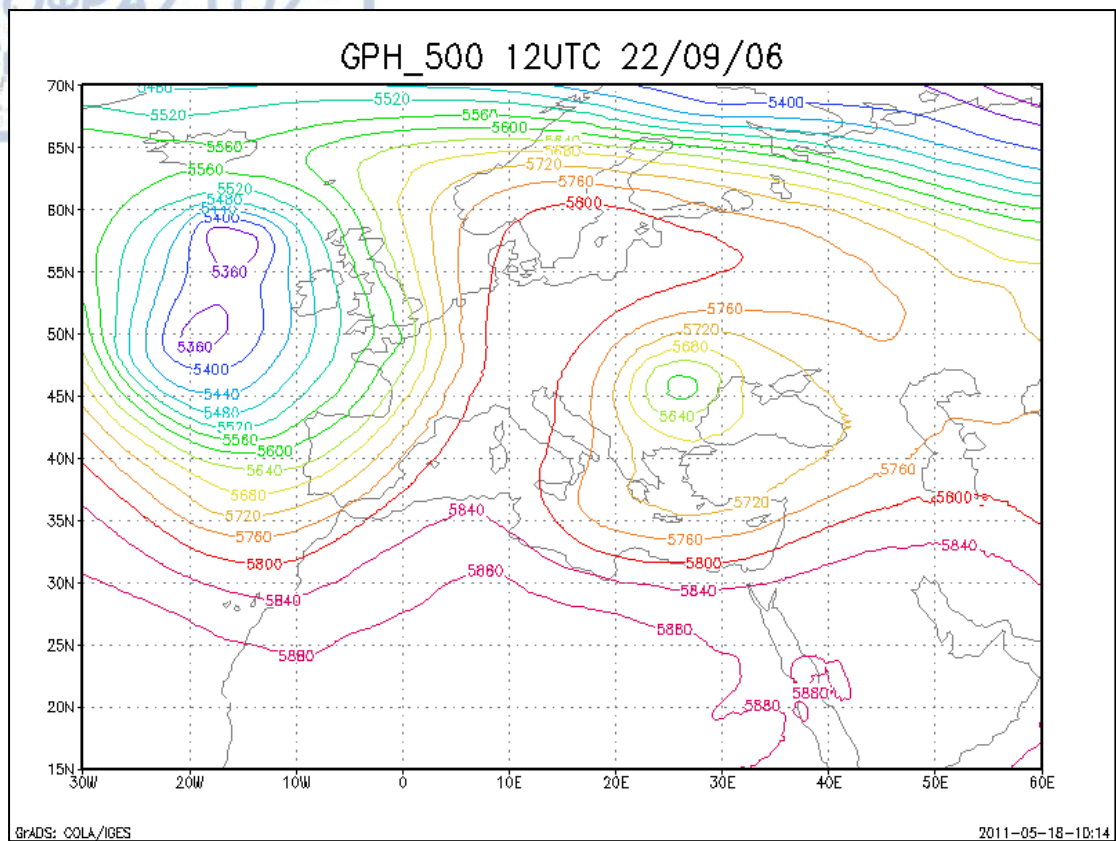


Σχήμα 6.2.2.3 ζ

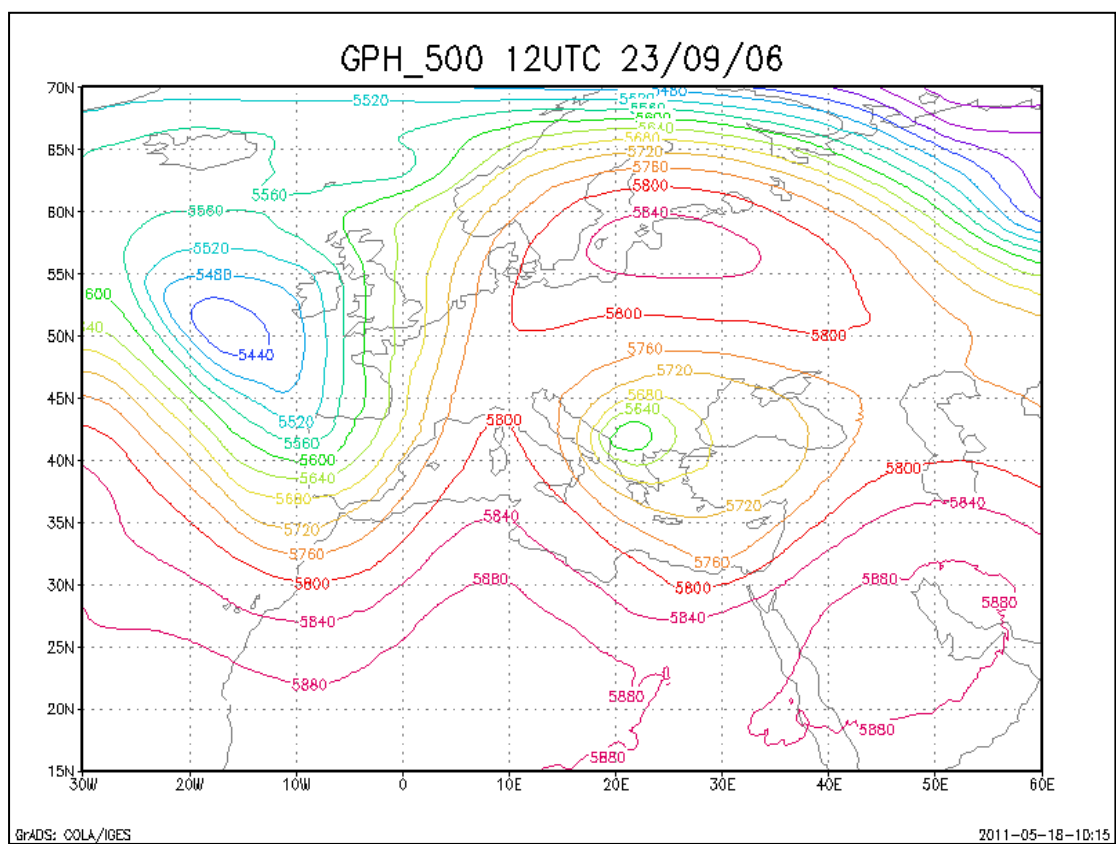
Από τη μελέτη του γεωδυναμικού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb διαπιστώθηκε στις 21 Σεπτεμβρίου 2006 η ύπαρξη ενός αυλώνα στον Ατλαντικό ωκεανό και μίας ράχης στην κεντρική Ευρώπη. Στις 22 και 23 Σεπτεμβρίου ο αυλώνας στον Ατλαντικό ωκεανό εξακολουθούσε να υφίσταται σχεδόν στάσιμος. Στις 24 Σεπτεμβρίου 2006 ο αυλώνας από τον Ατλαντικό κινήθηκε προς τα ανατολικά. Αιτία αυτής της μετακίνησης ήταν η αποδυνάμωση της ράχης. Με το πέρας της ημέρας ο αυλώνας μετακινήθηκε ακόμη πιο ανατολικά, προς την Ιταλία (Σχήμα 6.2.2.4 α,β,γ,δ,ε).



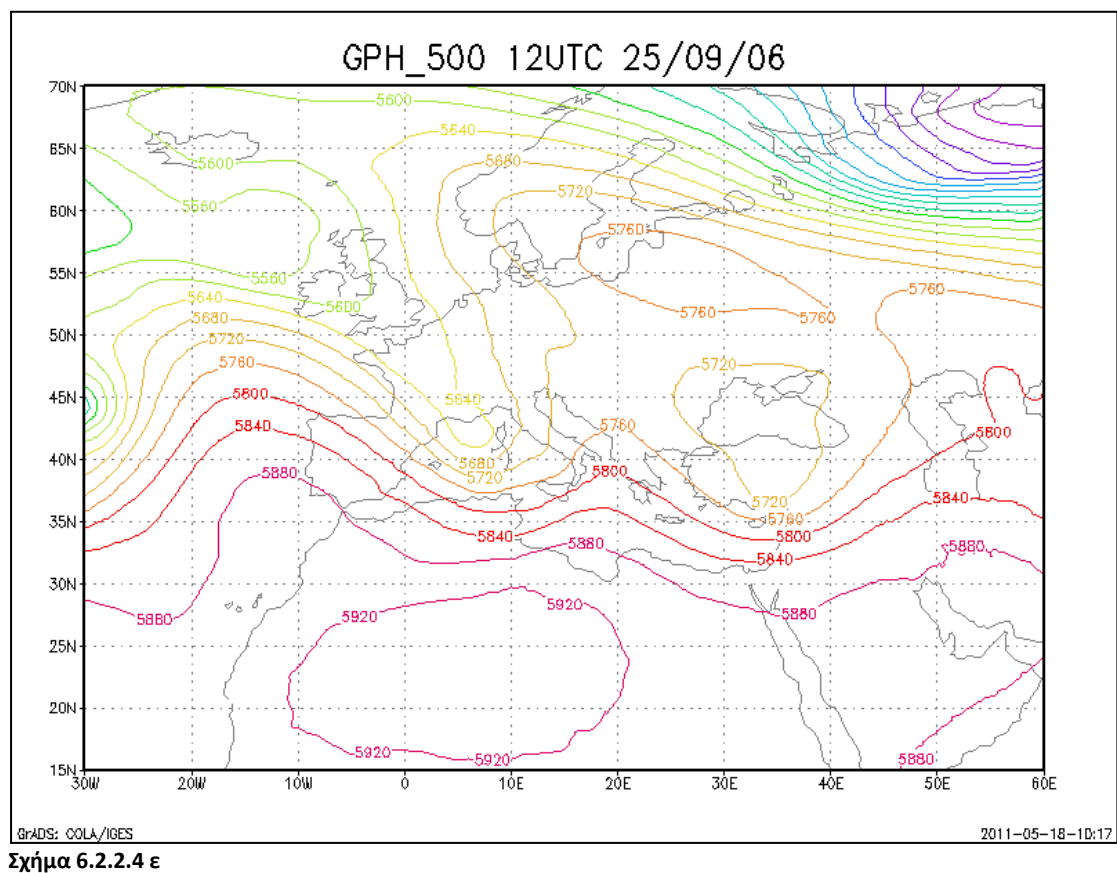
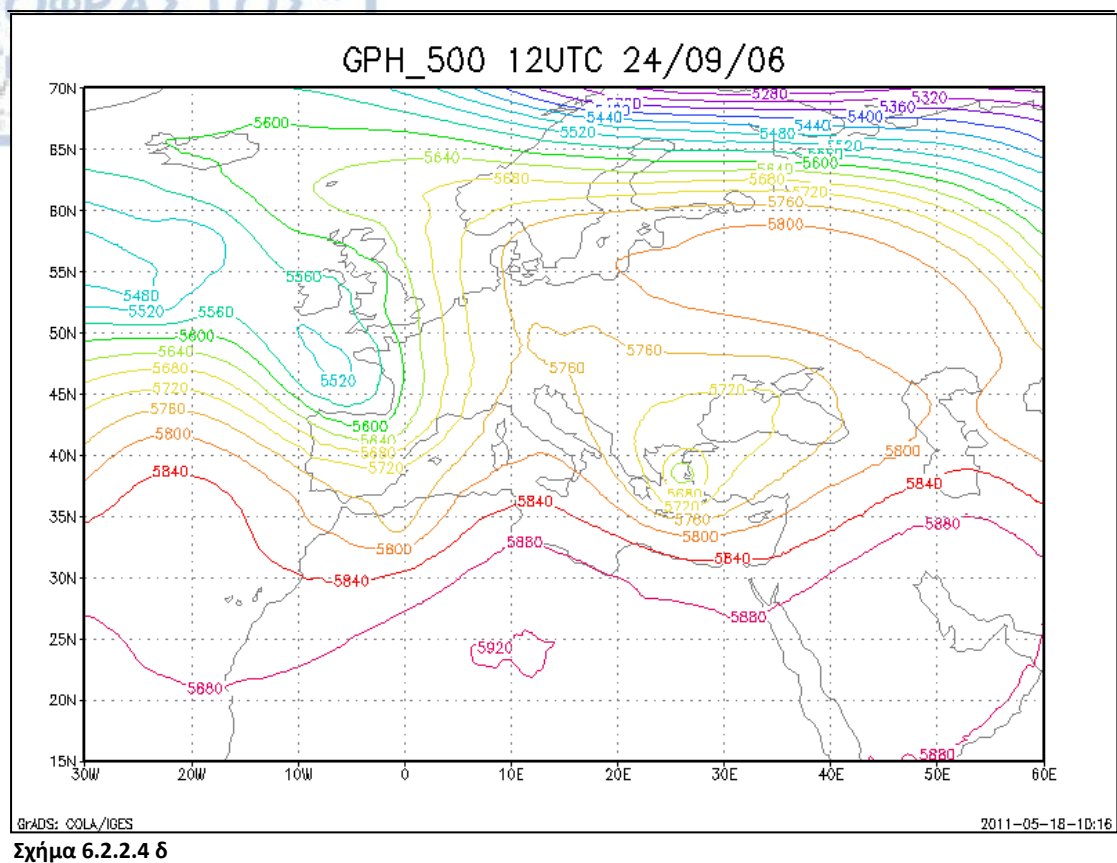
Σχήμα 6.2.2.4 α,β,γ,δ,ε: Γεωδυναμικό ύψος στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mbar στις 21-25 Σεπτεμβρίου 2006, στις 1200 UTC



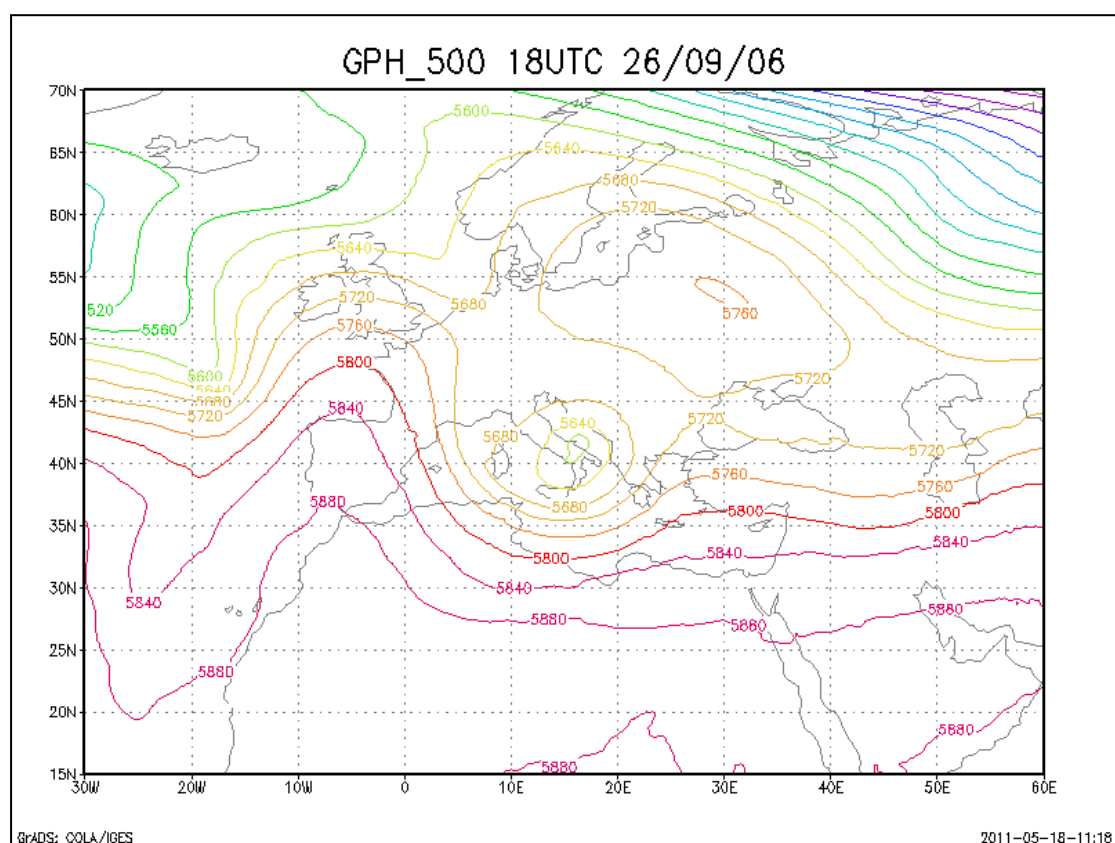
Σχήμα 6.2.2.4 β



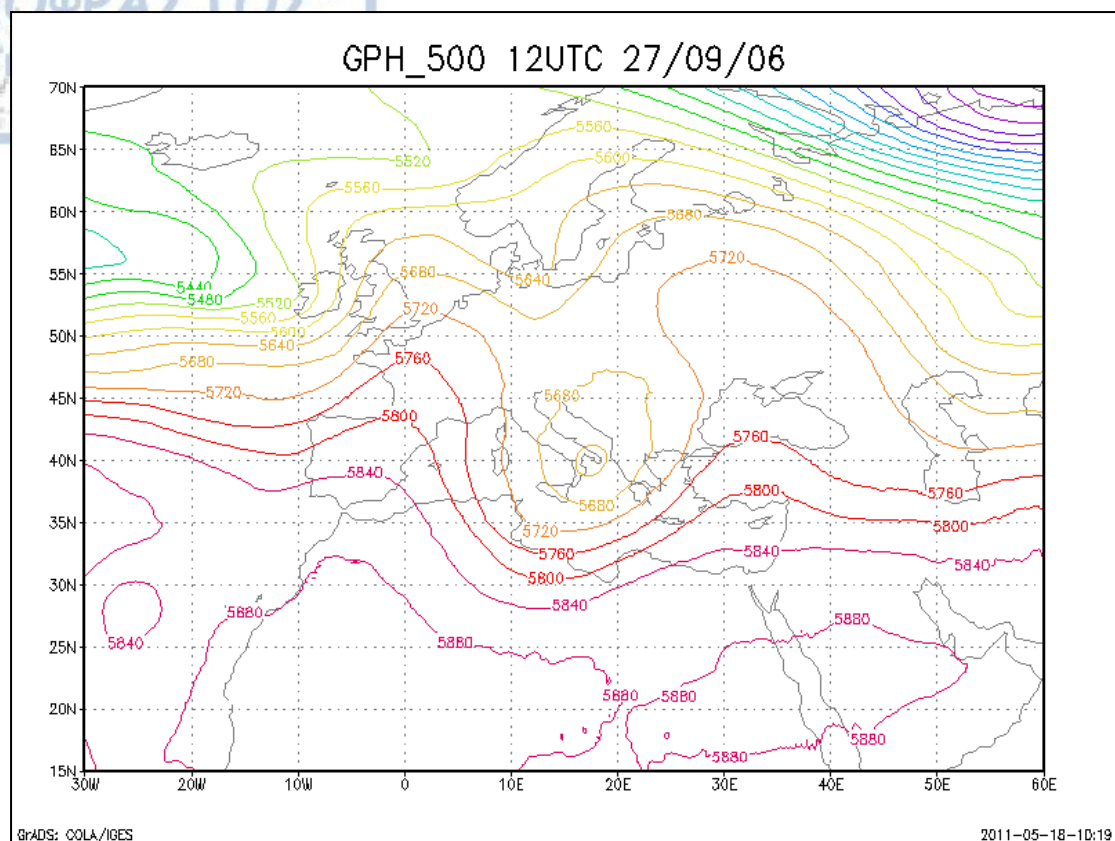
Σχήμα 6.2.2.4 γ



Στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 ο αυλώνας βρισκόταν πάνω από την περιοχή της Ιταλίας. Η τιμή του γεωδυναμικού στα 500mb στο κέντρο του συστήματος ήταν 5600gpm (Σχήμα 6.2.2.5 α). Με το πέρας του χρόνου το σύστημα άρχισε να εξασθενεί. Στις 27 Σεπτεμβρίου 2006 στις 12 UTC η τιμή του γεωδυναμικού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb είχε ανέλθει στα 5640gpm (Σχήμα 6.2.2.5 β).

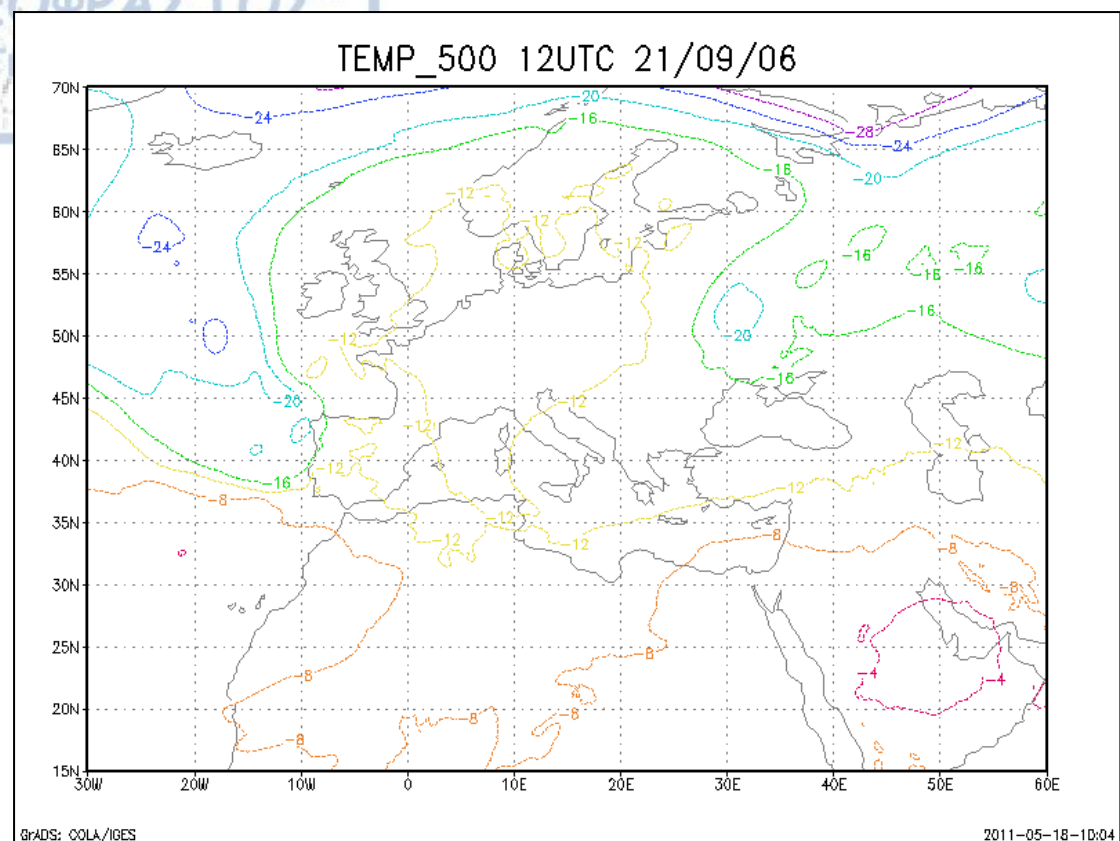


Σχήμα 6.2.2.5 α,β: Γεωδυναμικό ύψος στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mbar στις 26-27 Σεπτεμβρίου 2006, στις 1200 UTC

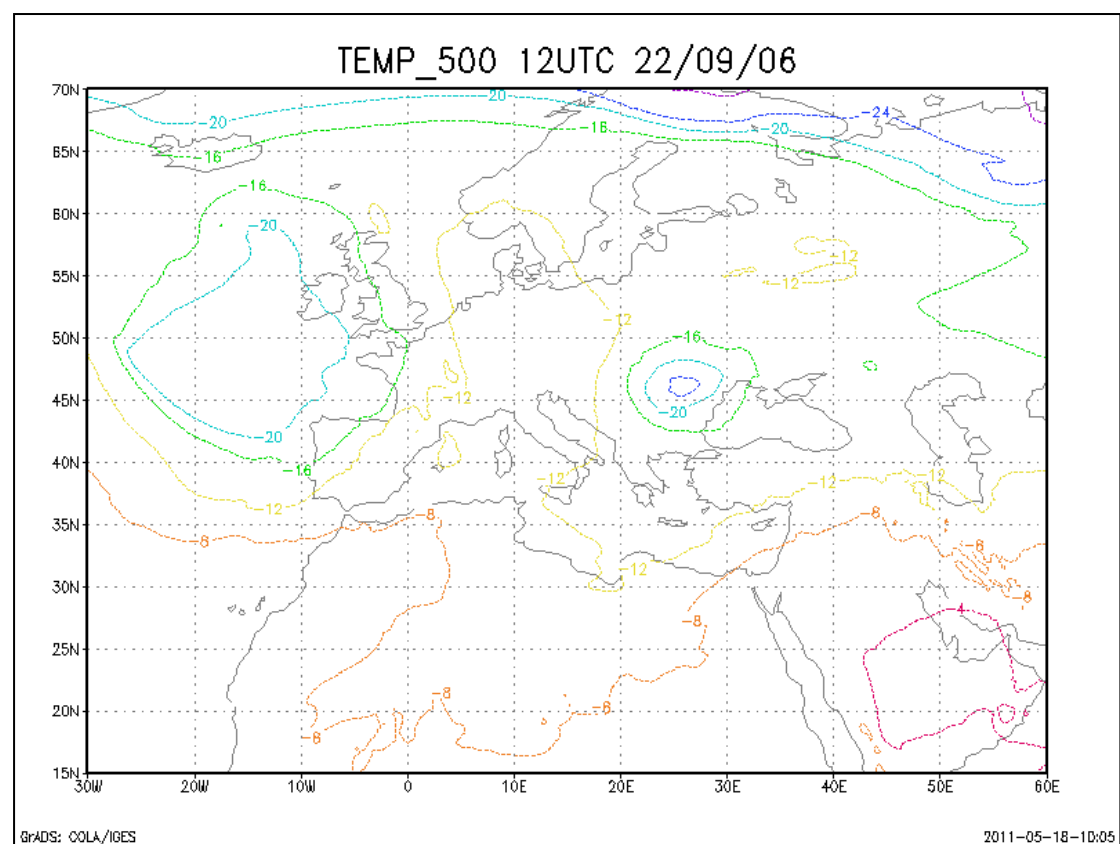


Σχήμα 6.2.2.5 β

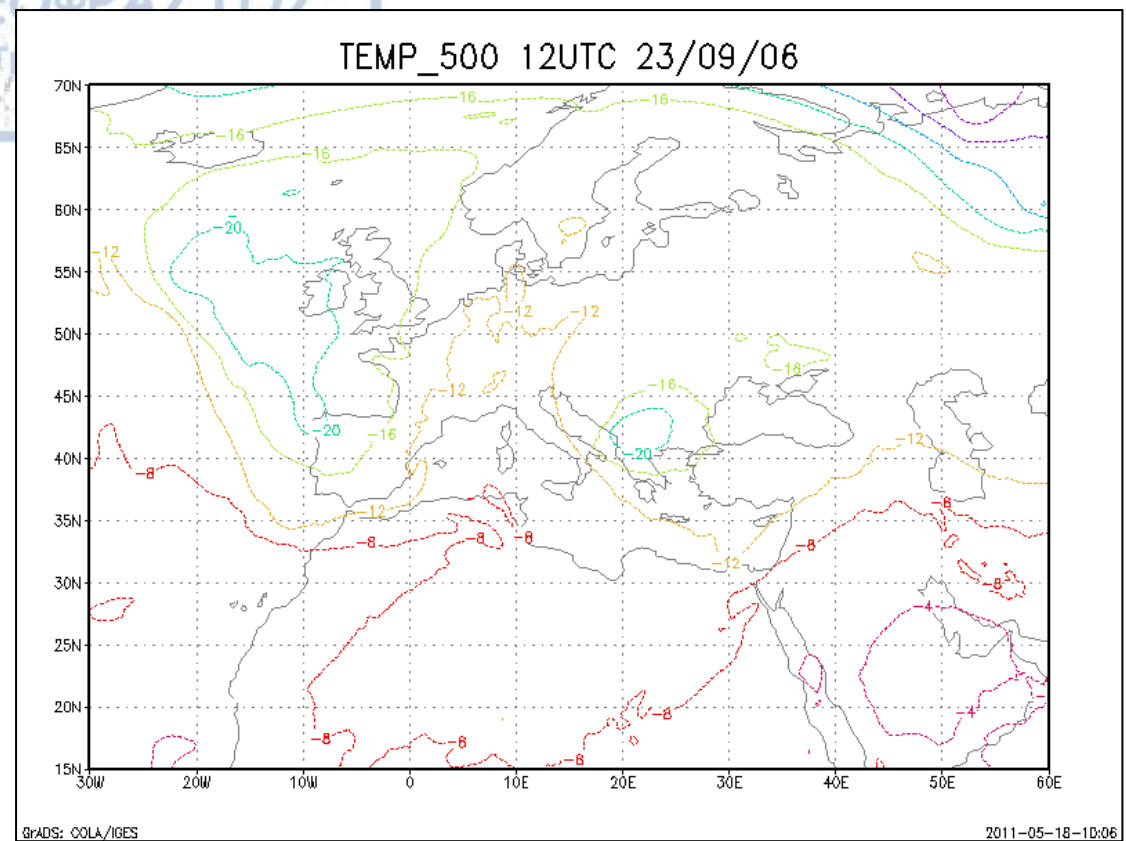
Αναλύοντας τους χάρτες της θερμοκρασίας στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb και 850mb παρατηρήθηκε ότι από τις 21 Σεπτεμβρίου 2006 και μετά μία μετατόπιση ψυχρών αέριων μαζών από την περιοχή του Ατλαντικού και από την Ανατολική Ευρώπη προς την ευρύτερη περιοχή της Μεσογείου. Από τις 25 Σεπτεμβρίου μέχρι και της 27 Σεπτεμβρίου σε ολόκληρο τη Μεσόγειο διαπιστώθηκαν ψυχρές αέριες μάζες. Στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb, οι θερμοκρασίες κυμάνθηκαν από -8°C έως -12°C (Σχήμα 6.2.2.6 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ,ι). Στην ισοβαρική επιφάνεια των 850mbar, οι θερμοκρασίες κυμάνθηκαν μεταξύ 8°C και 16°C (Σχήμα 6.2.2.7 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ).



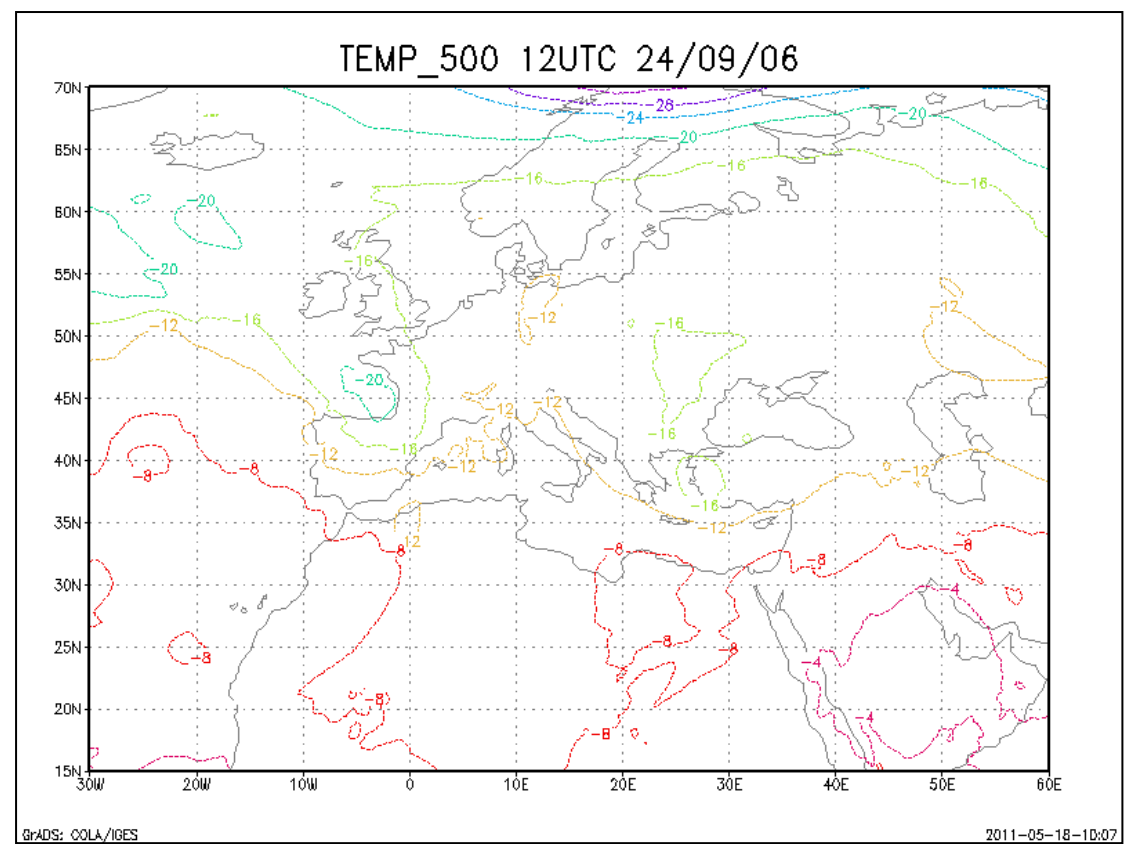
Σχήμα 6.2.2.6 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ,ι: Θερμοκρασία στα 500mb στις 21-27 Σεπτεμβρίου 2006



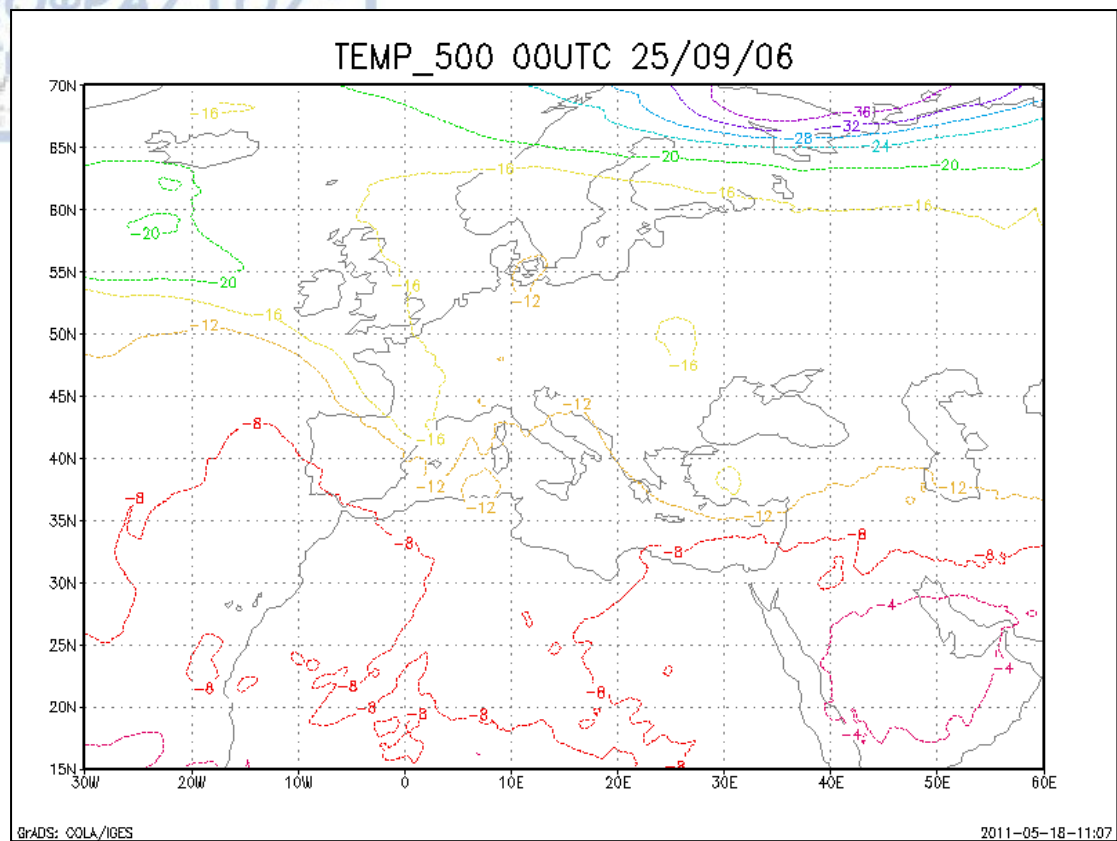
Σχήμα 6.2.2.6 β



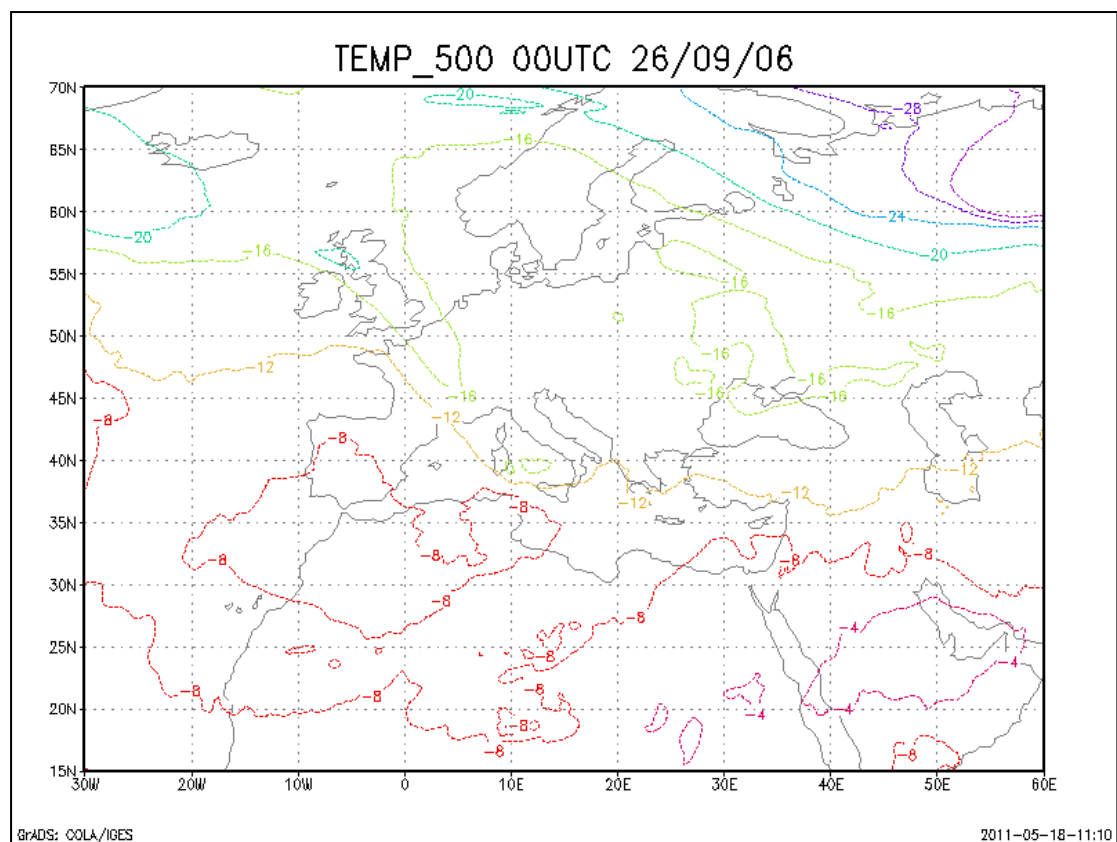
Σχήμα 6.2.2.6 γ



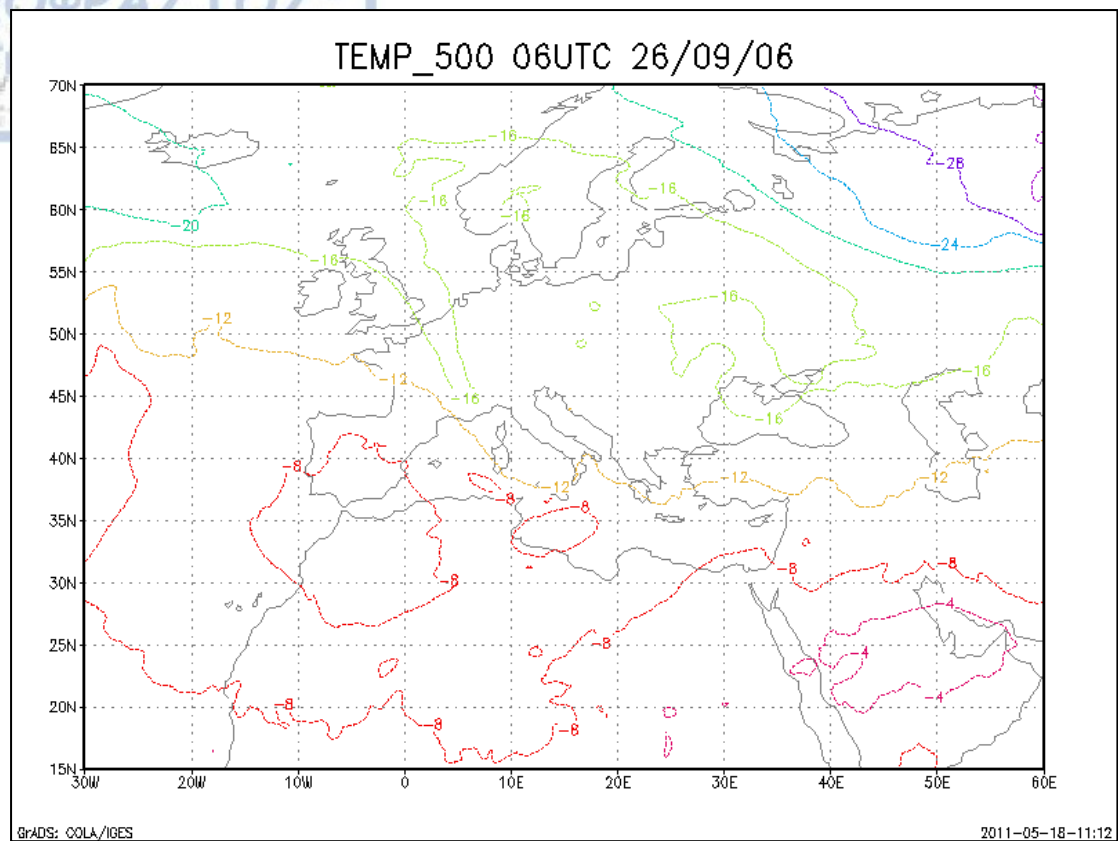
Σχήμα 6.2.2.6 δ



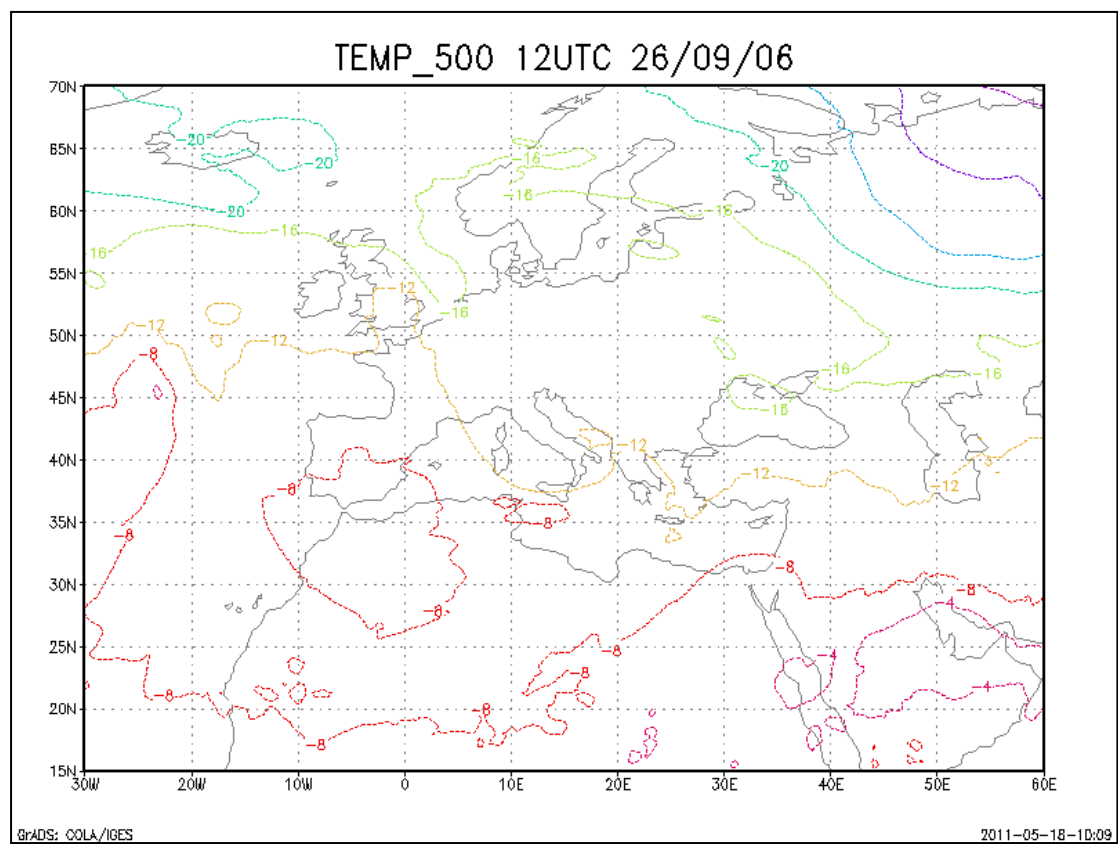
Σχήμα 6.2.2.6 ε



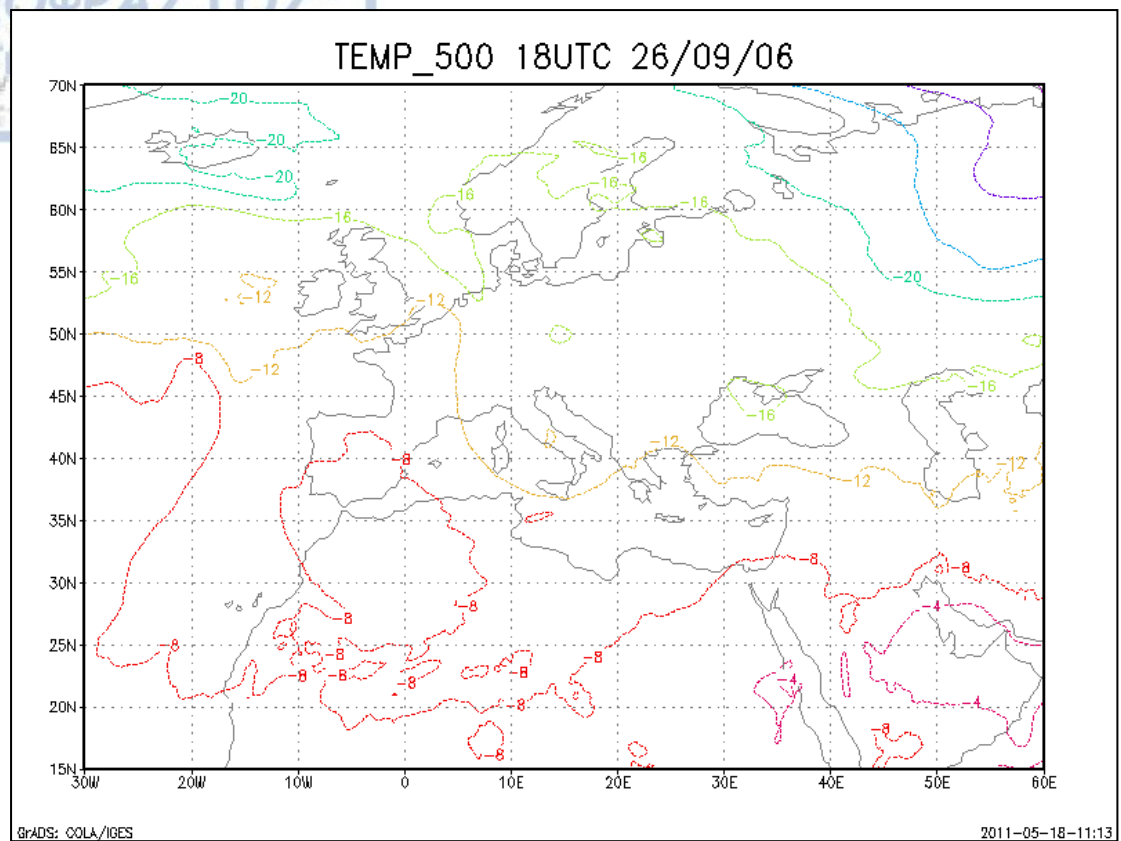
Σχήμα 6.2.2.6 στ



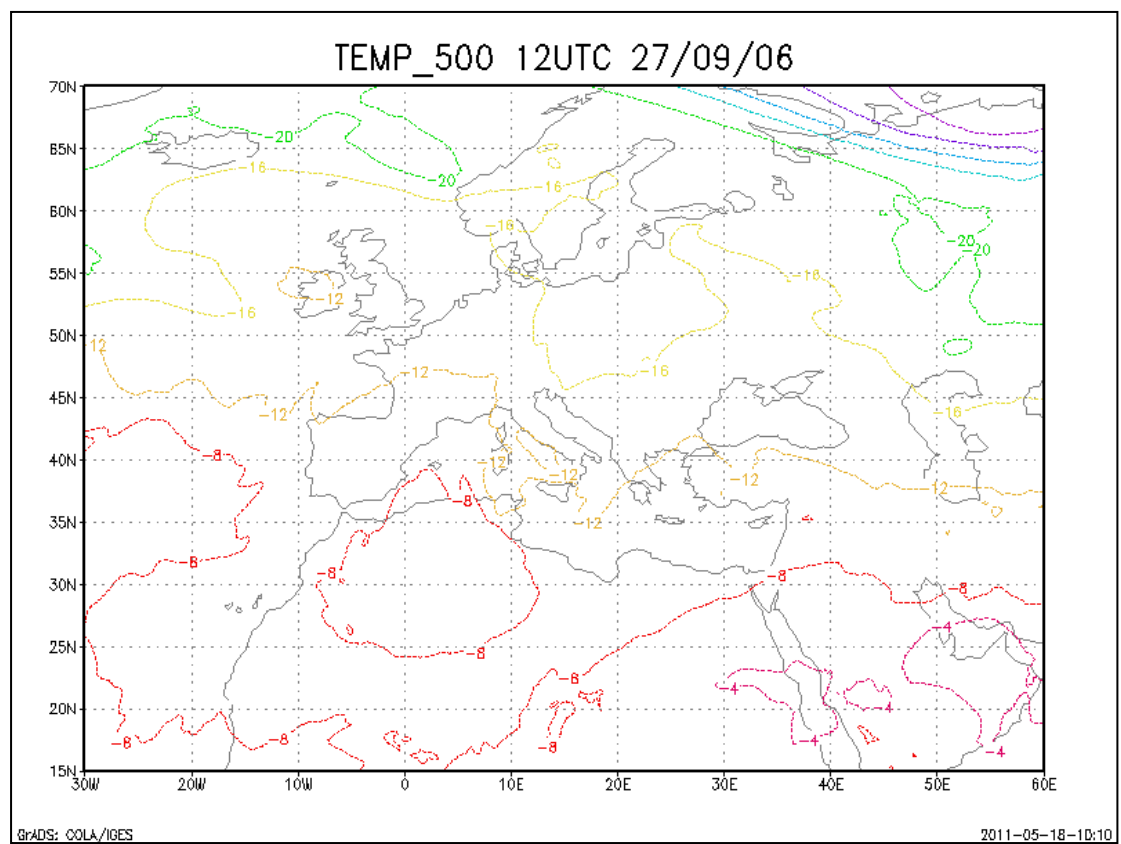
Σχήμα 6.2.2.6 ζ



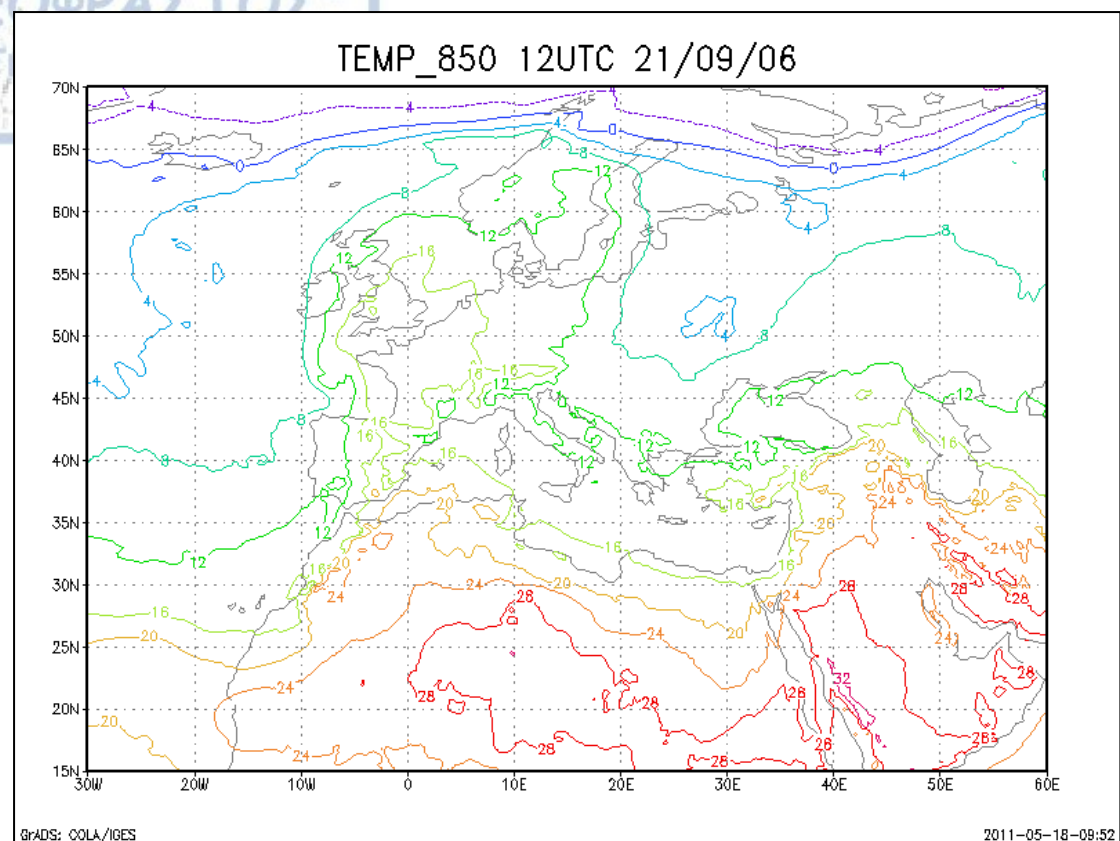
Σχήμα 6.2.2.6 η



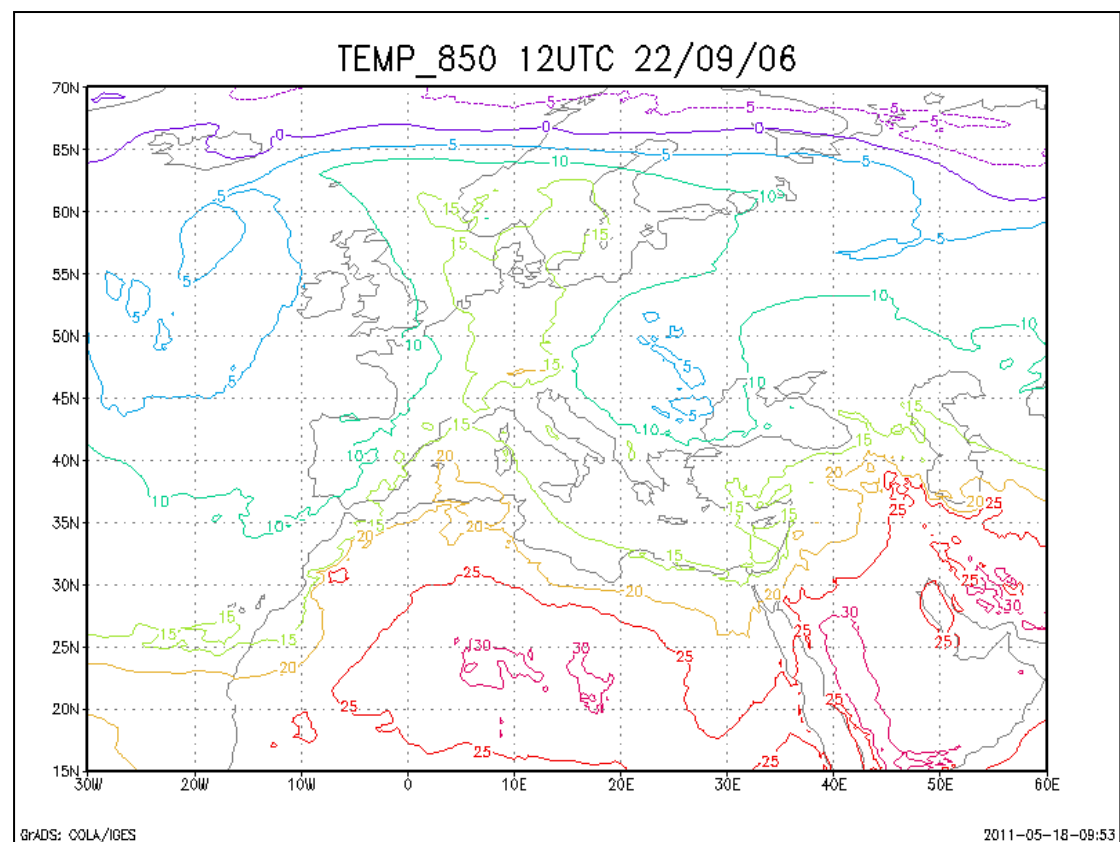
Σχήμα 6.2.2.6 θ



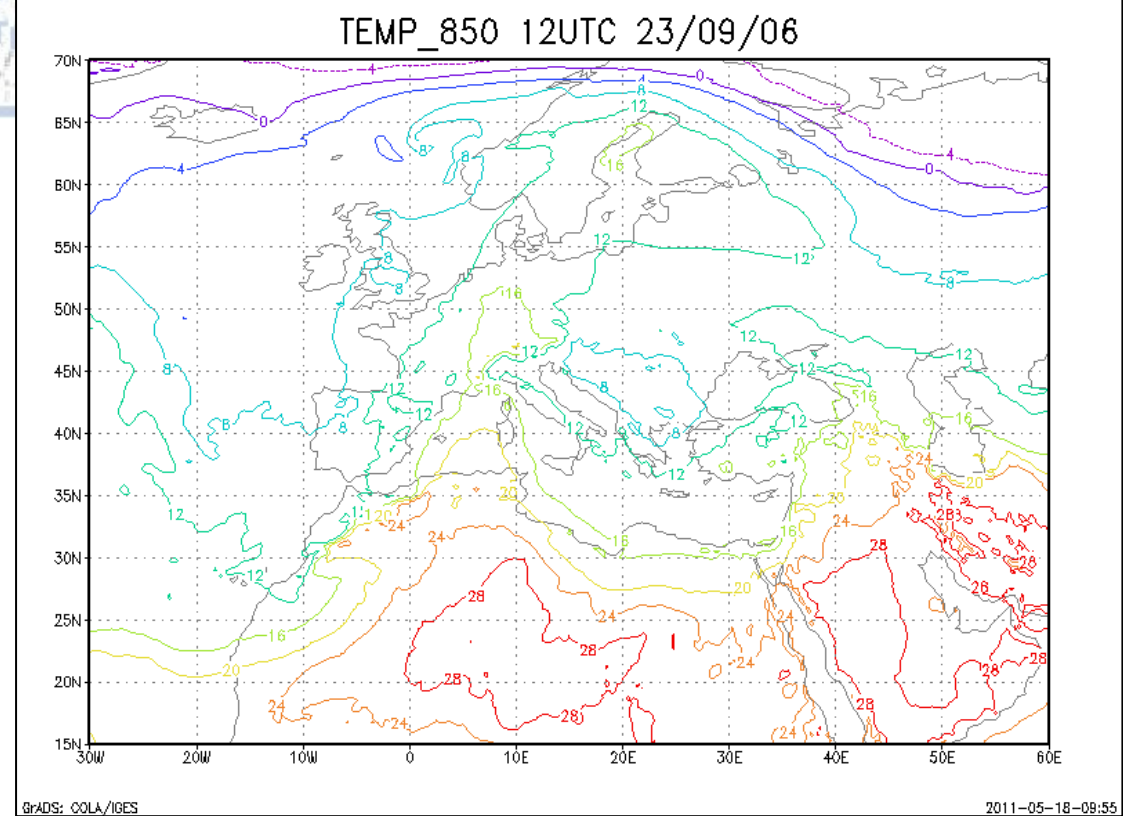
Σχήμα 6.2.2.6 ι



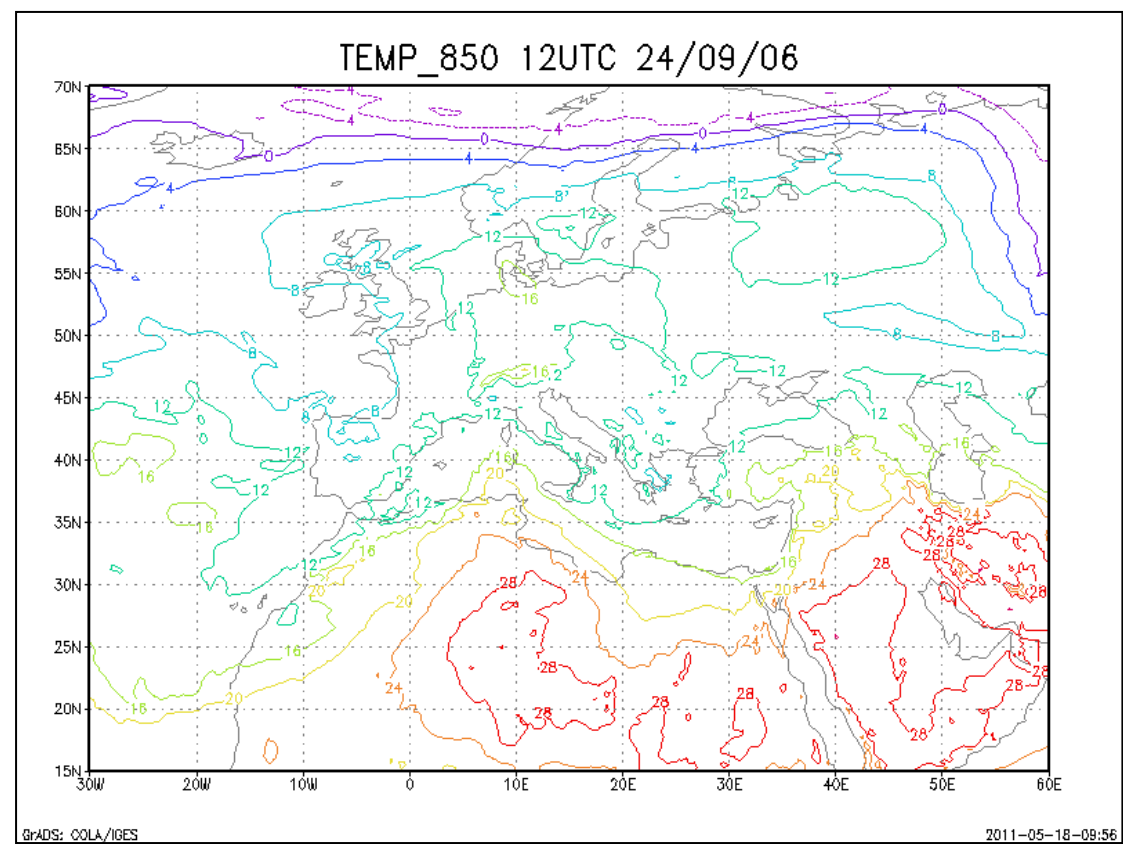
Σχήμα 6.2.2.7 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ: Θερμοκρασία στα 850 mb, στις 21-27 Σεπτεμβρίου 2006



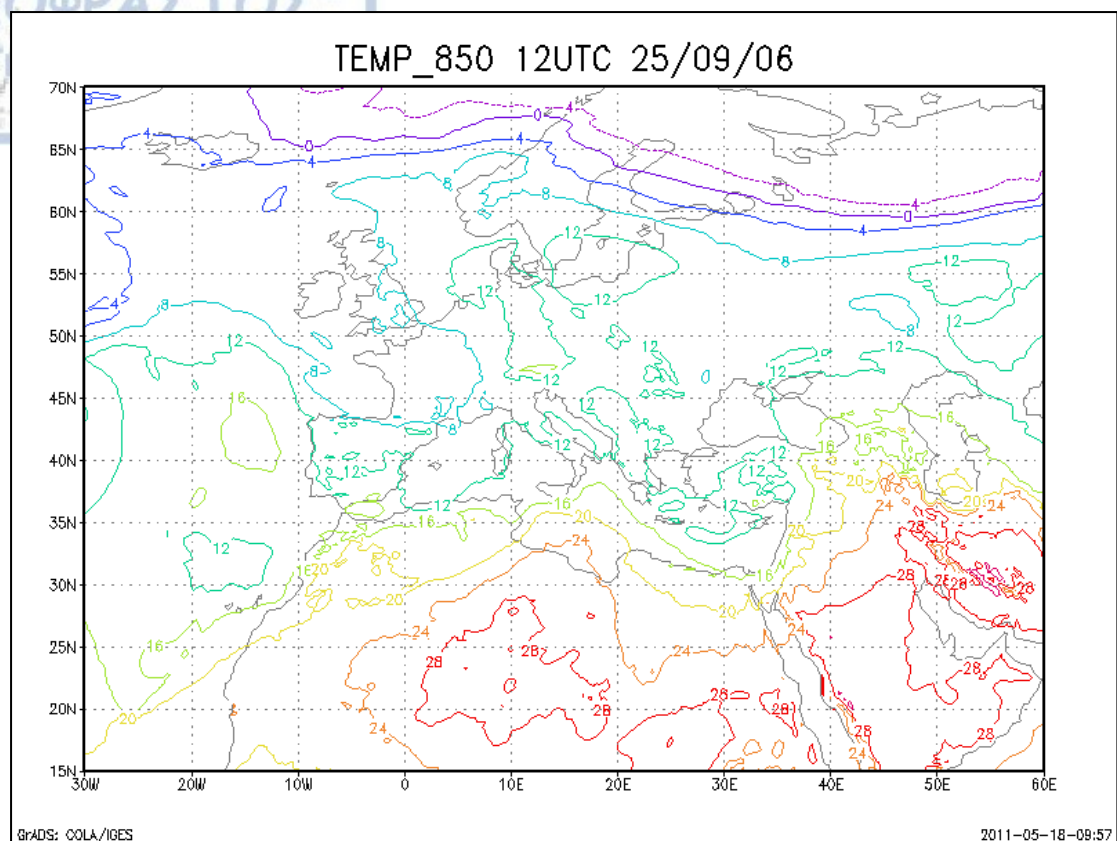
Σχήμα 6.2.2.7 β



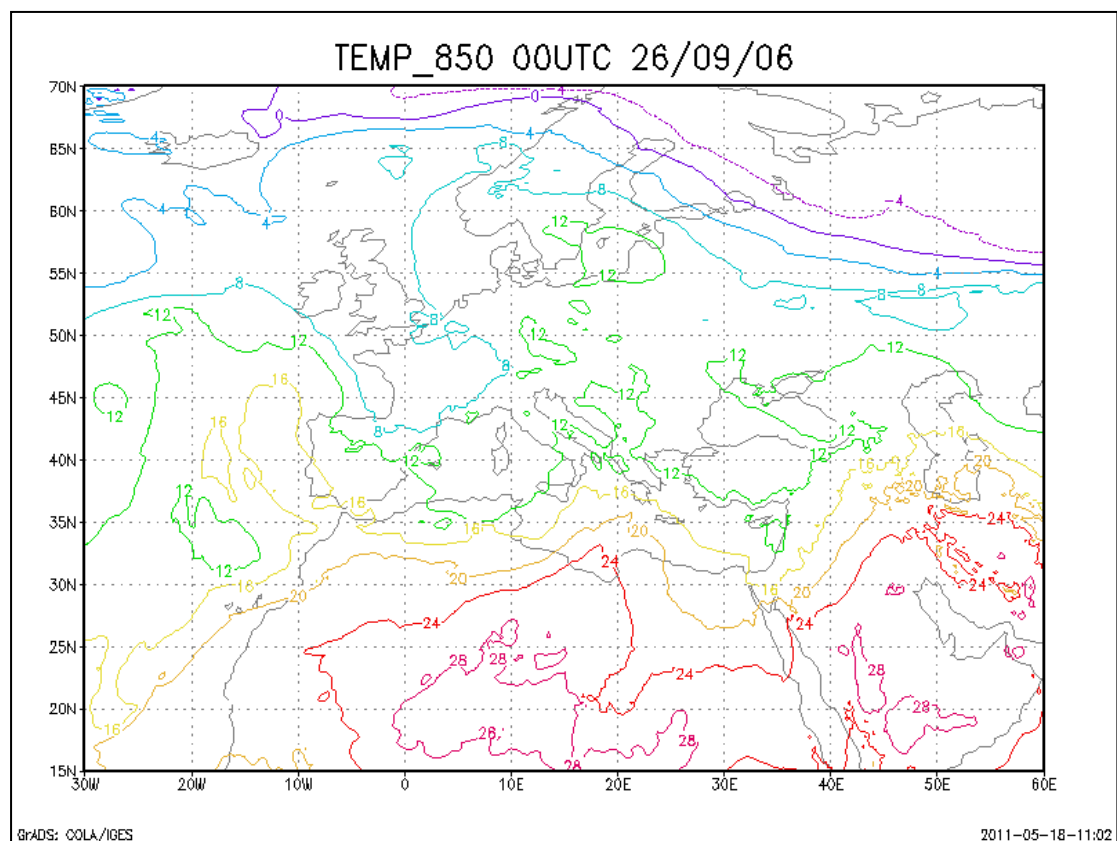
Σχήμα 6.2.2.7 γ



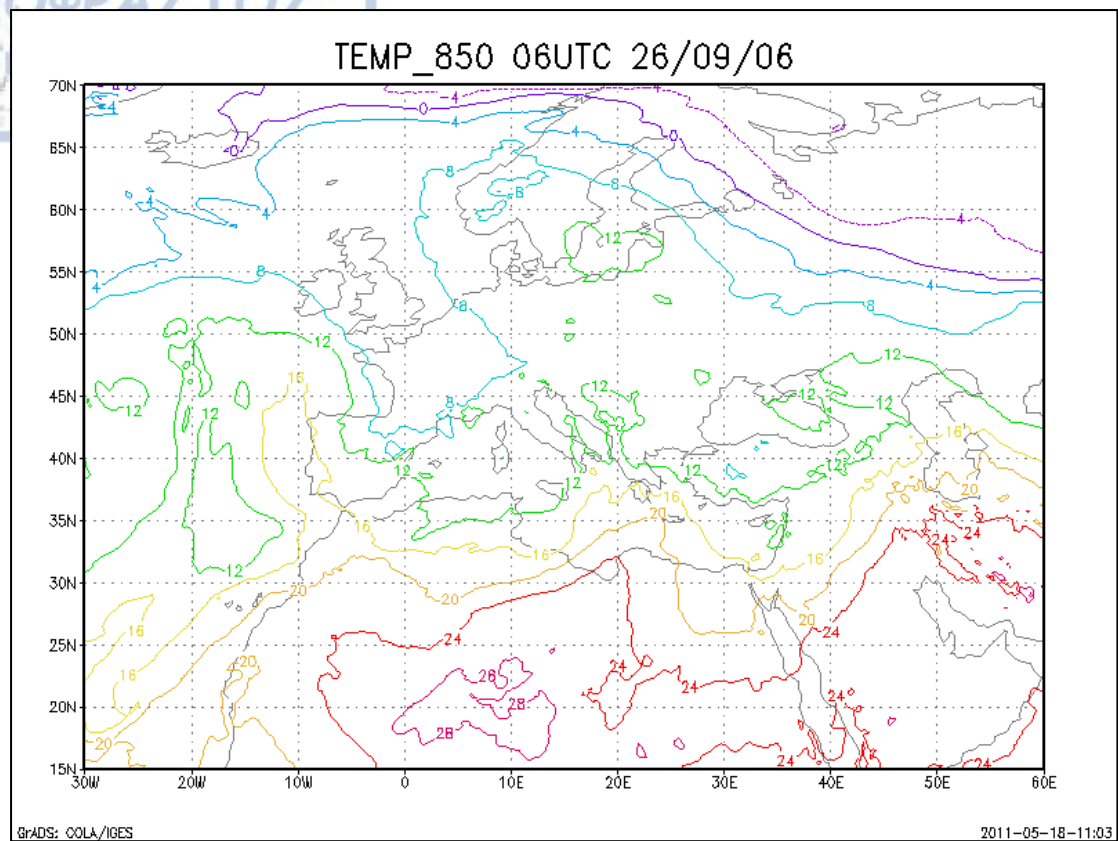
Σχήμα 6.2.2.7 δ



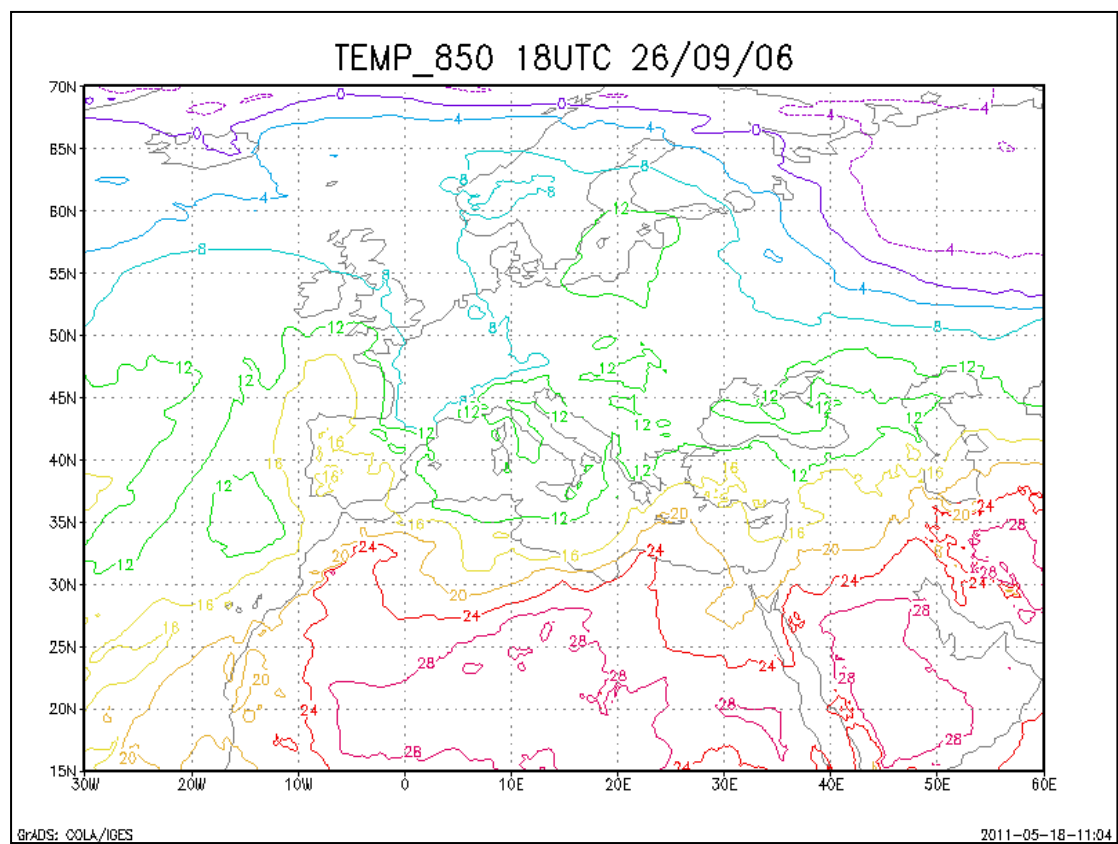
Σχήμα 6.2.2.7 ε



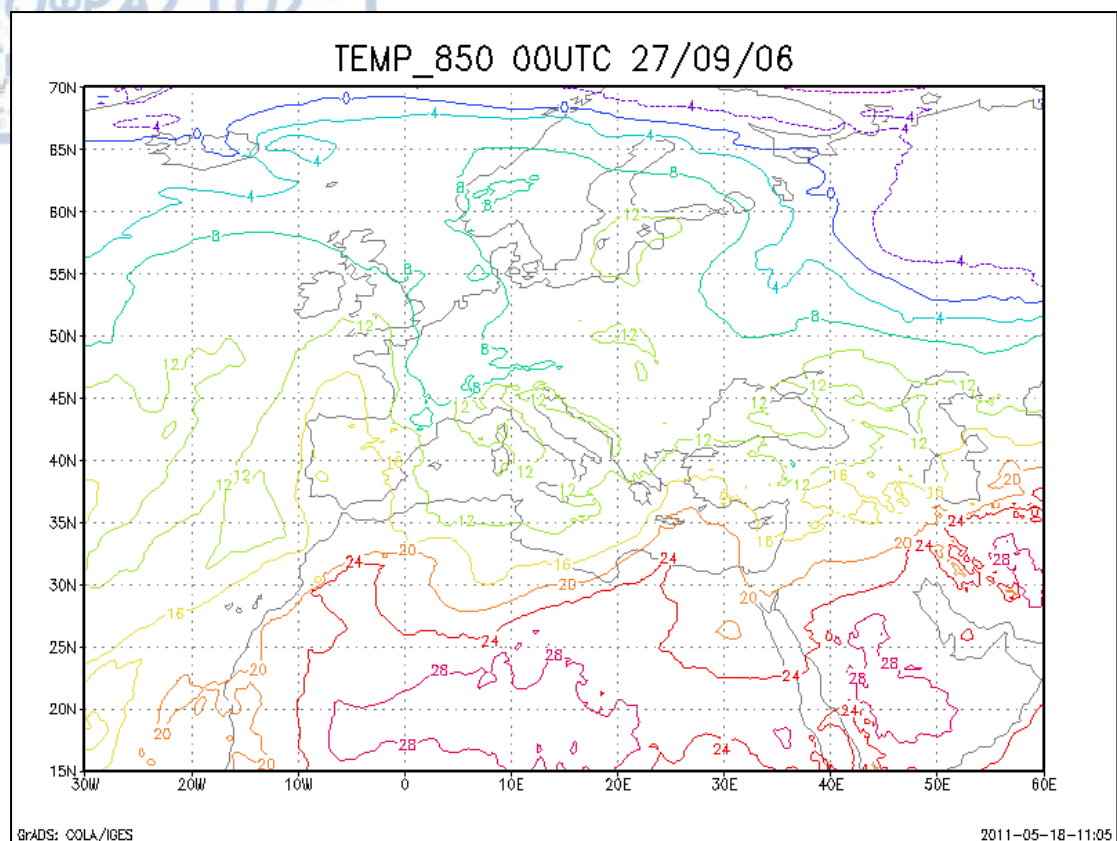
Σχήμα 6.2.2.7 στ



Σχήμα 6.2.2.7 ζ



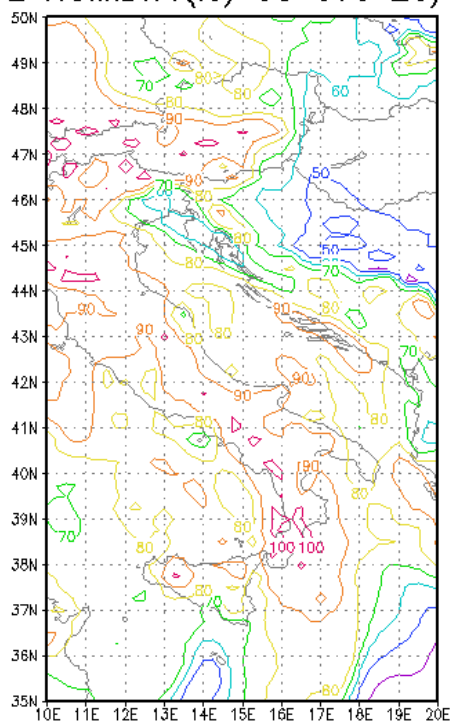
Σχήμα 6.2.2.7 η



Σχήμα 6.2.2.7 θ

Μελετώντας τα ποσοστά της σχετικής υγρασίας στο επίπεδο των 925mb διαπιστώθηκε ότι, κατά τη διάρκεια της εκδήλωσης του συστήματος με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων, κυμάνθηκαν μεταξύ 50% και 100% (Σχήμα 6.2.2.8 α,β,γ).

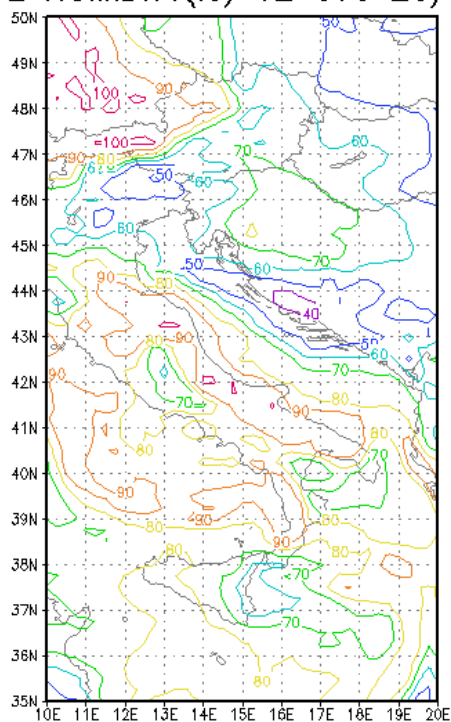
RELATIVE HUMIDITY(%) 00 UTC 26/09/2006



GRADS: COLA/IGES

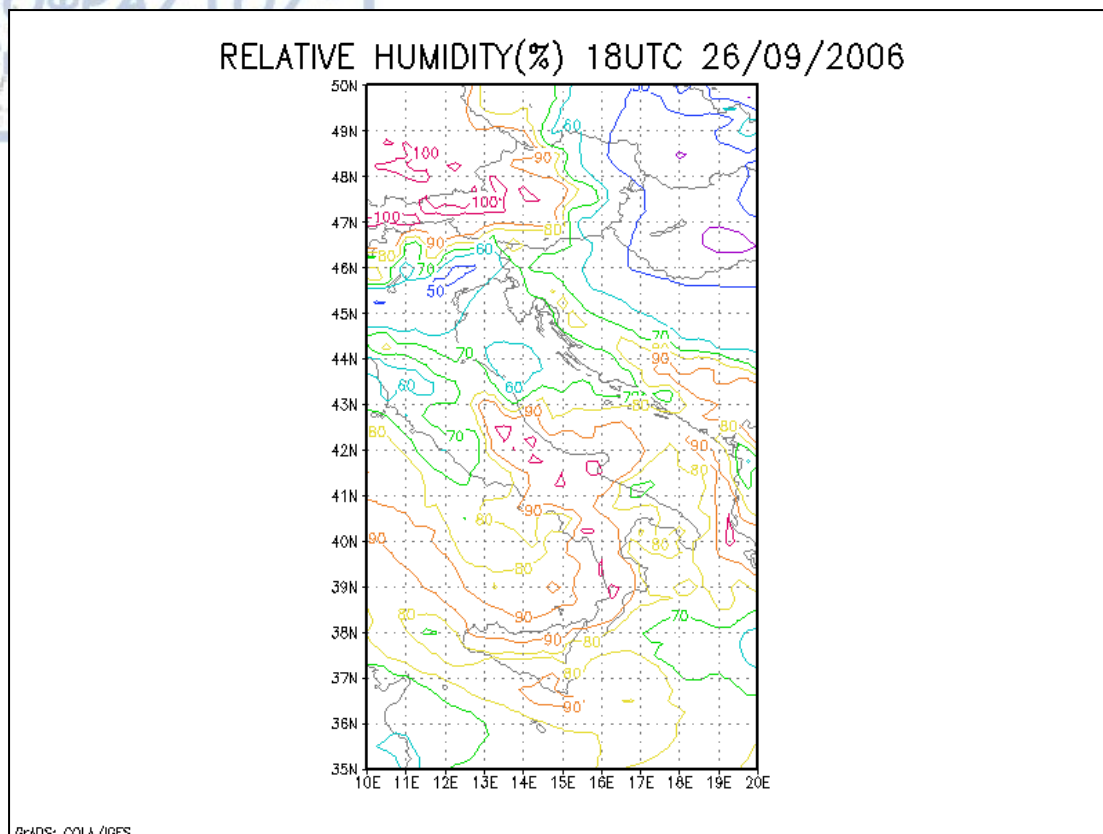
Σχήμα 6.2.2.8 α,β,γ: Ποσοστά σχετικής υγρασίας (%) στα 925 mb, στις 0000 UTC, 1200 UTC, 18 UTC, στις 26 Σεπτεμβρίου 2006

RELATIVE HUMIDITY(%) 12 UTC 26/09/2006



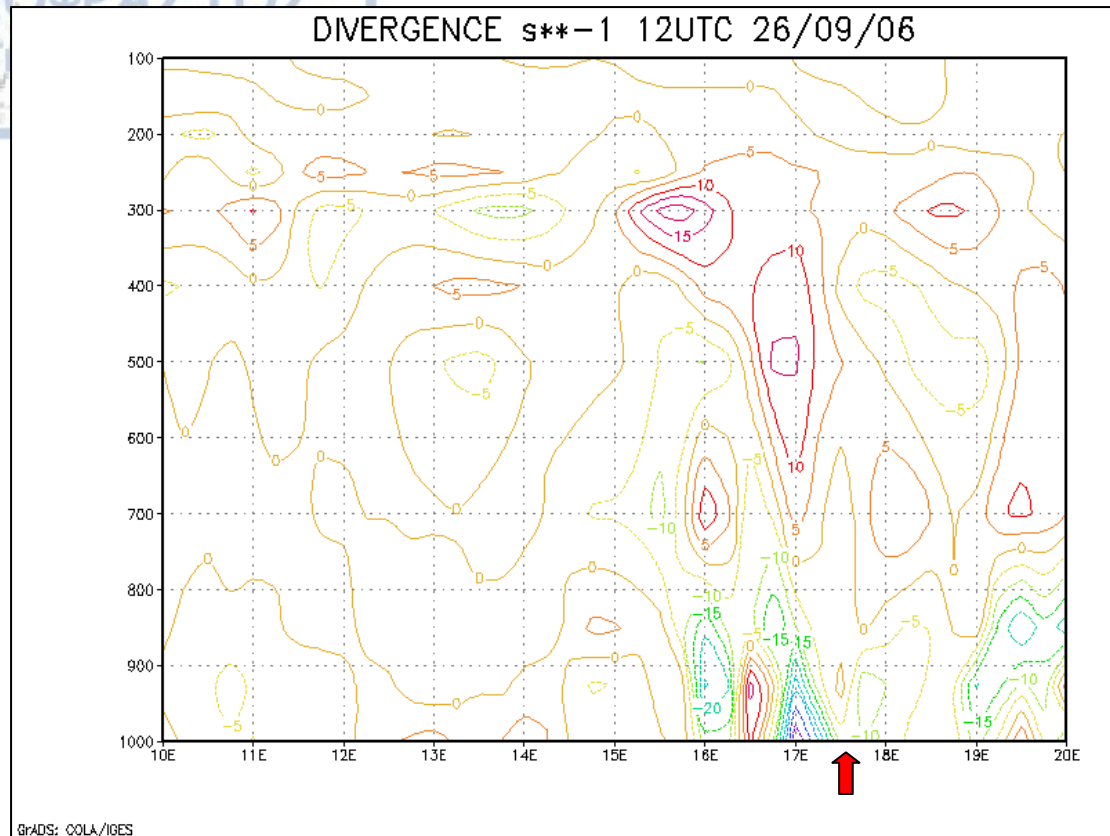
GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 6.2.2.8 β

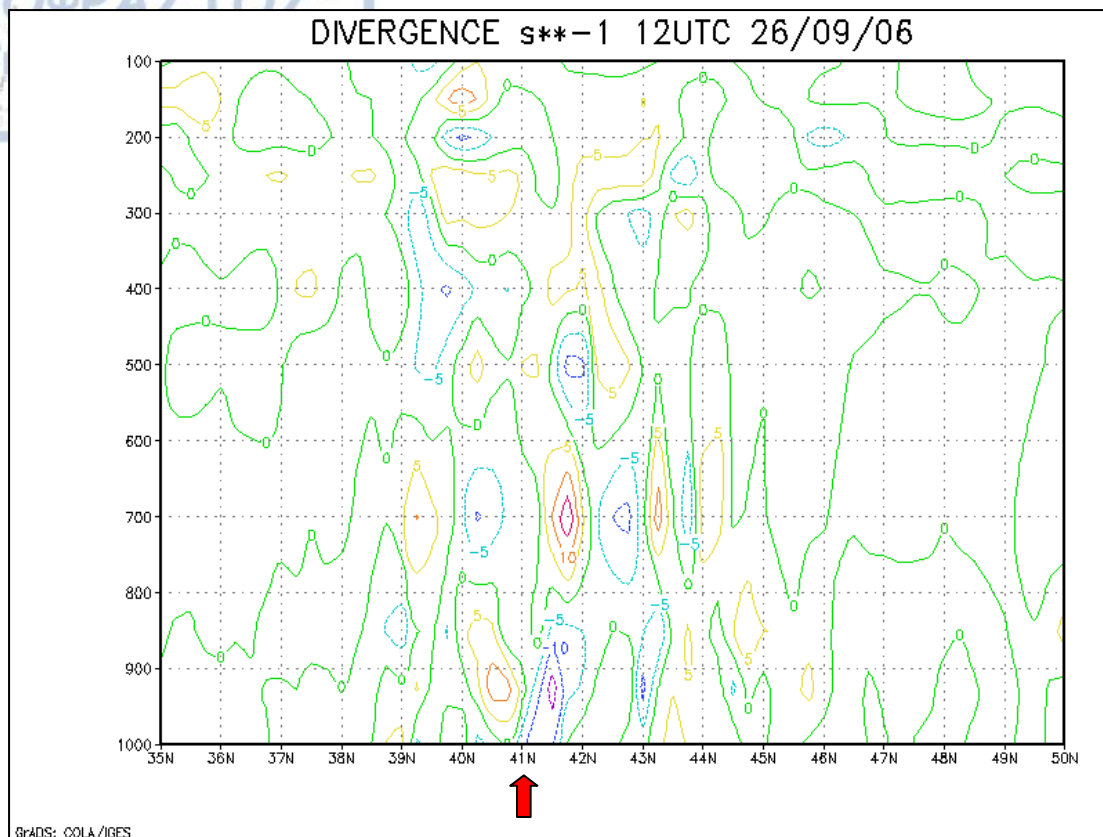


Σχήμα 6.2.2.8 γ

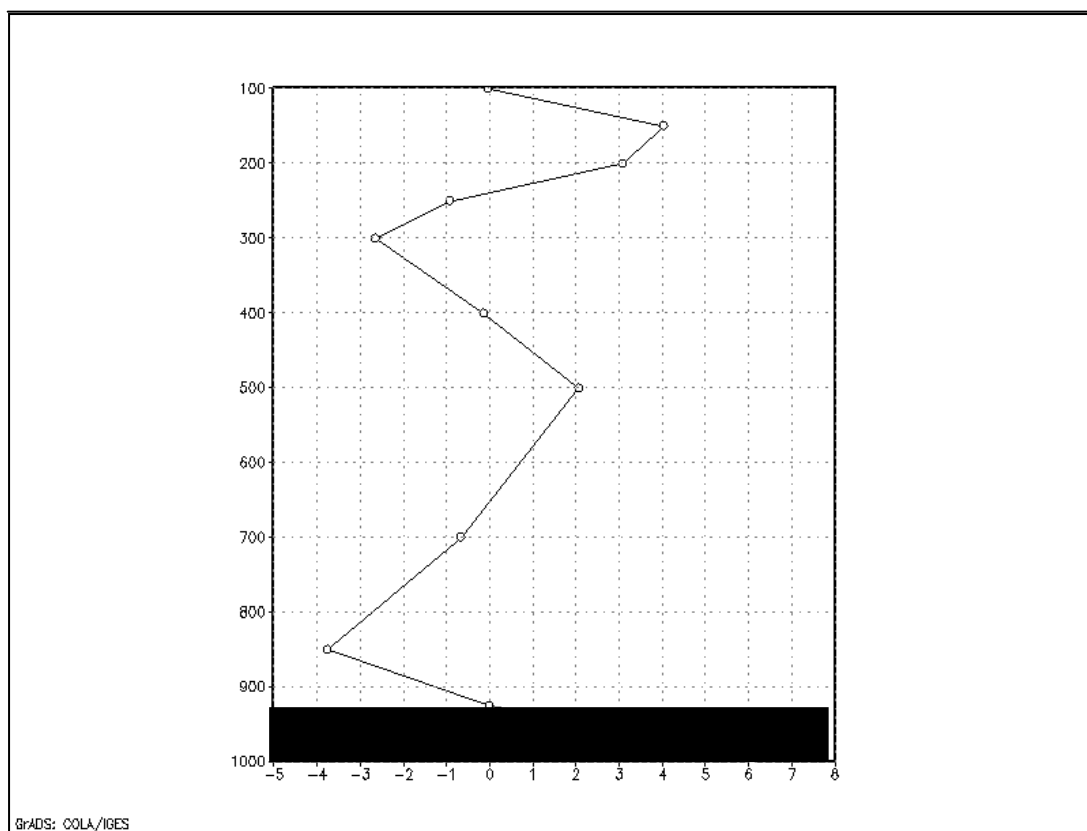
Για τις 26 Σεπτεμβρίου 2006, ημέρα εκδήλωσης του συστήματος, δημιουργήθηκαν κατακόρυφες τομές, σε διεύθυνση Ανατολής – Δύσης και Βορρά – Νότου της απόκλισης. Η απόκλιση για να αποτυπωθεί στους χάρτες είναι πολλαπλασιασμένη επί 100000 sec^{-1} . Στους χάρτες στον κατακόρυφο άξονα αποτυπώνεται η πίεση από 100hPa έως 1000hPa. Στον οριζόντιο άξονα αποτυπώνεται το γεωγραφικό μήκος ή το γεωγραφικό πλάτος. Αυτό εξαρτάται από το εάν η τομή πραγματοποιείται σε διεύθυνση Ανατολής – Δύσης ή σε Βορρά – Νότου. Οι θετικές τιμές της απόκλισης δείχνουν απόκλιση, ενώ οι αρνητικές τιμές σύγκλιση. Ειδικότερα διαπιστώθηκε, στα κατώτερα στρώματα σύγκλιση των αέριων μαζών, στα ανώτερα απόκλιση, ενώ στα ενδιάμεσα στρώματα σύγκλιση και απόκλιση. Από την τομή για την κατακόρυφη ταχύτητα, διαπιστώθηκαν ανοδικές κινήσεις των αέριων μαζών στα κατώτερα και ενδιάμεσα στρώματα, ενώ στα πολύ ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας (στο κέντρο του συστήματος) καθοδικές κινήσεις (Σχήμα 6.2.2.9 α,β,γ,δ,ε).



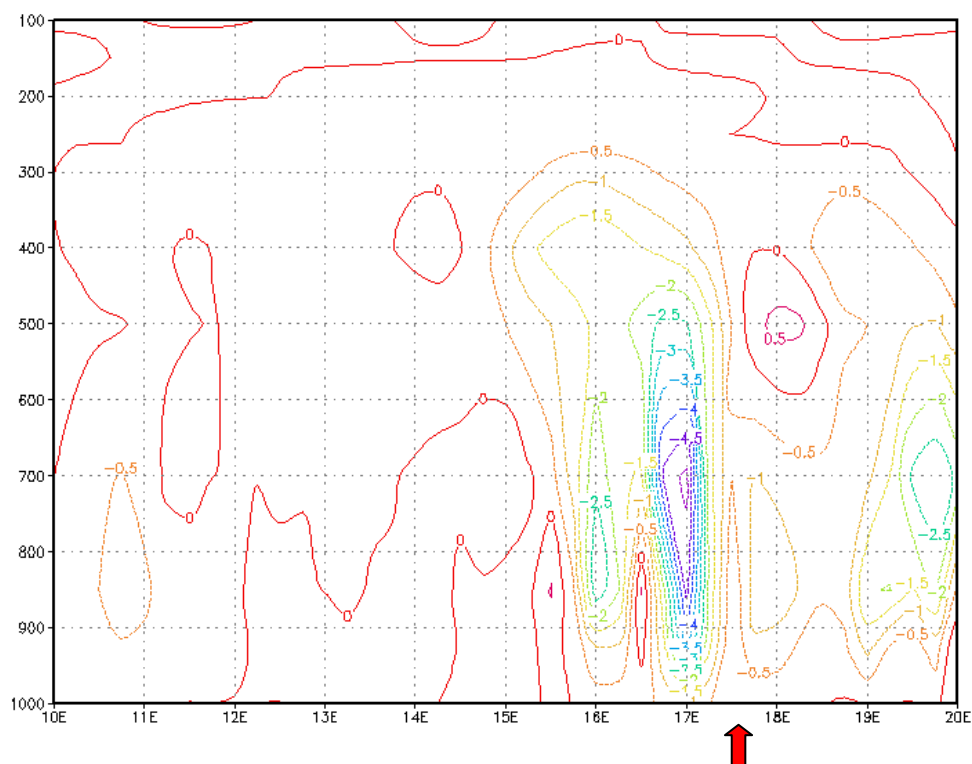
Σχήμα 6.2.2.9 α: Κατακόρυφη τομή απόκλισης σε διεύθυνση Α-Δ στις 26/09/2006 στις 1200UTC σε γεωγραφικό πλάτος 41° (↑ κέντρο του συστήματος)



Σχήμα 6.2.2.9 β: Κατακόρυφη τομή σε διεύθυνση Β - Ν της απόκλισης στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στις 1200 UTC σε γεωγραφικό μήκος 17,5° Ε. (↑ κέντρο του συστήματος)

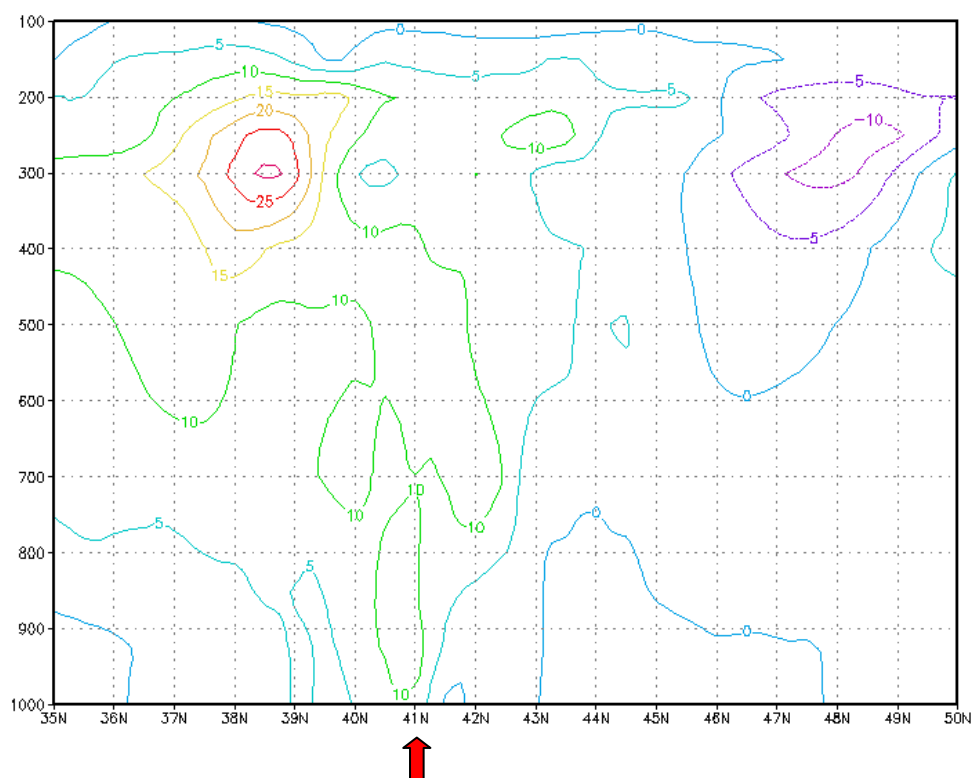


Σχήμα 6.2.2.9 γ: Κατακόρυφη τομή της απόκλισης στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στις 1200 UTC σε Γεωγραφικό μήκος 17,5° και πλάτος 41°.



GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 6.2.2.9 δ: Κατακόρυφη τομή της w ταχύτητας (vertical velocity) (Pa/sec), σε διεύθυνση Α-Δ σε γεωγραφικό πλάτος 41ο Ν, στις 26 Σεπτεμβρίου 2006, στις 1200 UTC. (↑ κέντρο του συστήματος)



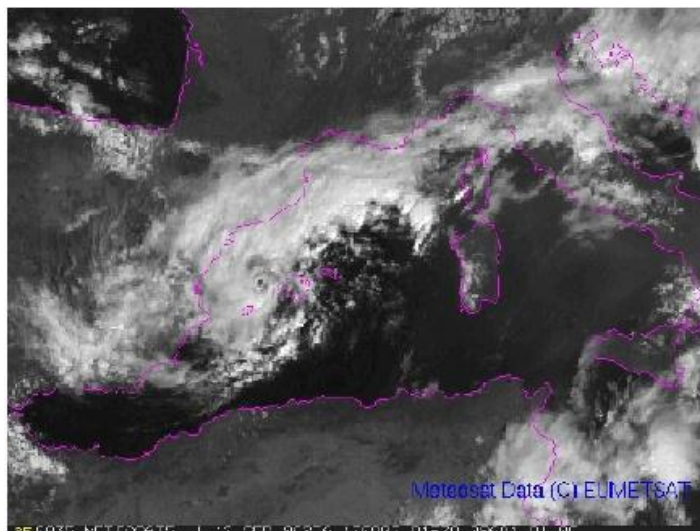
GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 6.2.2.9 ε: Κατακόρυφη τομή της v ταχύτητας (m/s), σε διεύθυνση Β-Ν σε γεωγραφικό μήκος 17,5° Ε, στις 26 Σεπτεμβρίου 2006, στις 1200 UTC. (↑ κέντρο του συστήματος)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΜΕΛΕΤΗ ΤΟΥ ΣΥΣΤΗΜΑΤΟΣ ΤΟΥ 1996

7.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις 12 Σεπτεμβρίου του 1996, οι δορυφορικές εικόνες κατέγραψαν ένα φαινόμενο με χαρακτηριστικά που μοιάζουν στα χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων (Σχήμα 7.1.1). Το σύστημα εντοπίστηκε στη δυτική Μεσόγειο και συγκεκριμένα μεταξύ των περιοχών της Ιβηρικής χερσονήσου και των Βαλεαρίδων νήσων (Σχήμα 7.1.2).



Σχήμα 7.1.1: Δορυφορική εικόνα του συστήματος στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 (METEOSAT Eumetsat)



Σχήμα 7.1.2: Η πορεία που ακολούθησε το σύστημα στις 12 Σεπτεμβρίου 1996

Το φαινόμενο αναπτύχθηκε και κινήθηκε προς τα ανατολικά. Χαρακτηριστική είναι η πτώση της πίεσης που παρατηρήθηκε στην Μαγιόρκα (39,55° N 2,73° E). Η κατακόρυφη πτώση της πίεσης αποδεικνύεται από το διάγραμμα που ακολουθεί (Σχήμα 7.1.3).



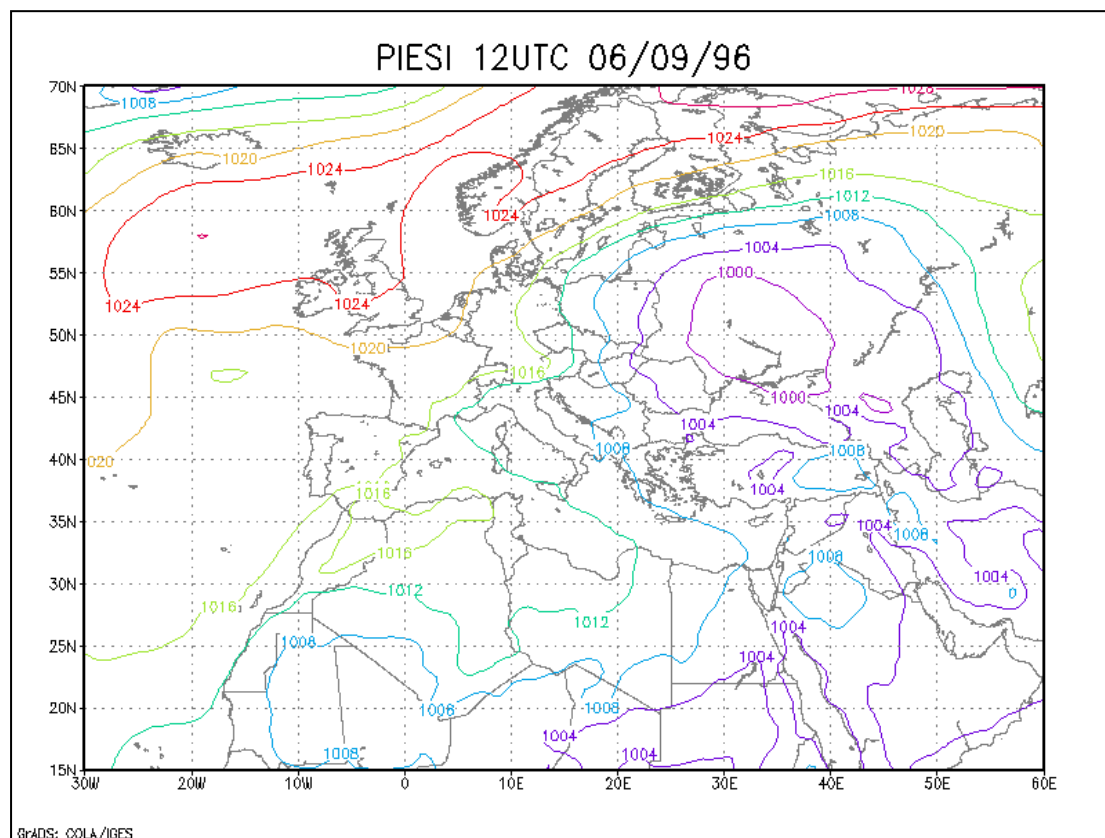
Σχήμα 7.1.3: Διάγραμμα πίεσης της μέσης επιφάνειας της θάλασσας στη Μαγιόρκα στις 12 Σεπτεμβρίου 1996

Το φαινόμενο αυτό συνοδεύτηκε από βροχές και καταιγίδες που έπληξαν ιδιαίτερα τις παράλιες περιοχές, χωρίς όμως να αναφερθούν καταστροφές και απώλειες σε ανθρώπινες ζωές.

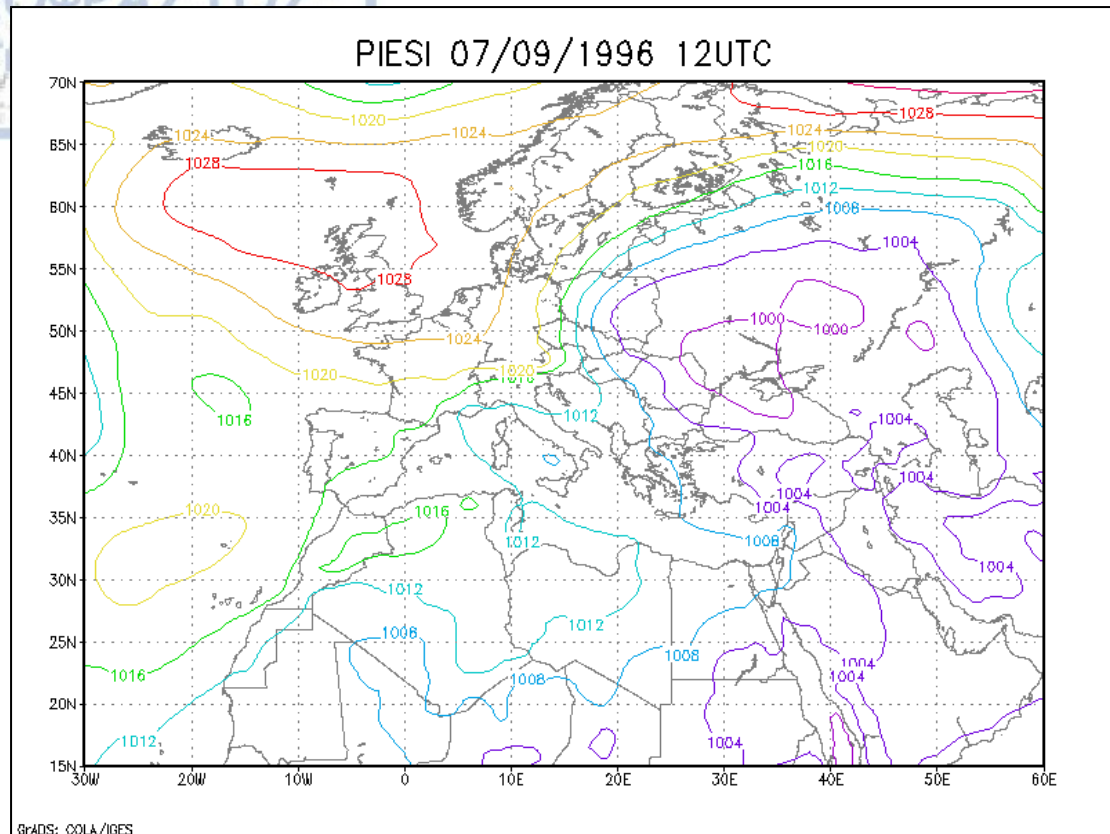
7.2 ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ

Αναλύοντας τους χάρτες της πίεσης της μέσης επιφάνειας της θάλασσας διαπιστώθηκαν τα ακόλουθα συμπεράσματα. Στις 06 Σεπτεμβρίου του 1996 στις 1200 UTC διαπιστώθηκε η ύπαρξη ενός βαρομετρικού υψηλού στην περιοχή του Ατλαντικού και ταυτόχρονα η ύπαρξη ενός βαρομετρικού χαμηλού στην Ανατολική Ευρώπη. Η πίεση στο κέντρο του βαρομετρικού χαμηλού ήταν 1000 hPa, ενώ στο κέντρο του βαρομετρικού υψηλού ήταν 1024hPa (Σχήμα 7.2.1 α) Στις 7 Σεπτεμβρίου 1996 παρατηρήθηκε η κίνηση του βαρομετρικού υψηλού προς τα ανατολικά και περαιτέρω άνοδο της πίεσης (Σχήμα 7.2.1 β). Στις 8 Σεπτεμβρίου 1996 το βαρομετρικό υψηλό κινείται προς τα βορειοανατολικά. Την ίδια κίνηση ακολουθεί και το βαρομετρικό υψηλό (Σχήμα 7.2.1 γ). Στις 9 Σεπτεμβρίου 1996 ένα νέο βαρομετρικό χαμηλό εμφανίστηκε νότια της Ιβηρικής χερσονήσου. Η πίεση στο κέντρο του ήταν 1000 hPa (Σχήμα 7.2.1 δ). Στις 10 Σεπτεμβρίου 1996 το

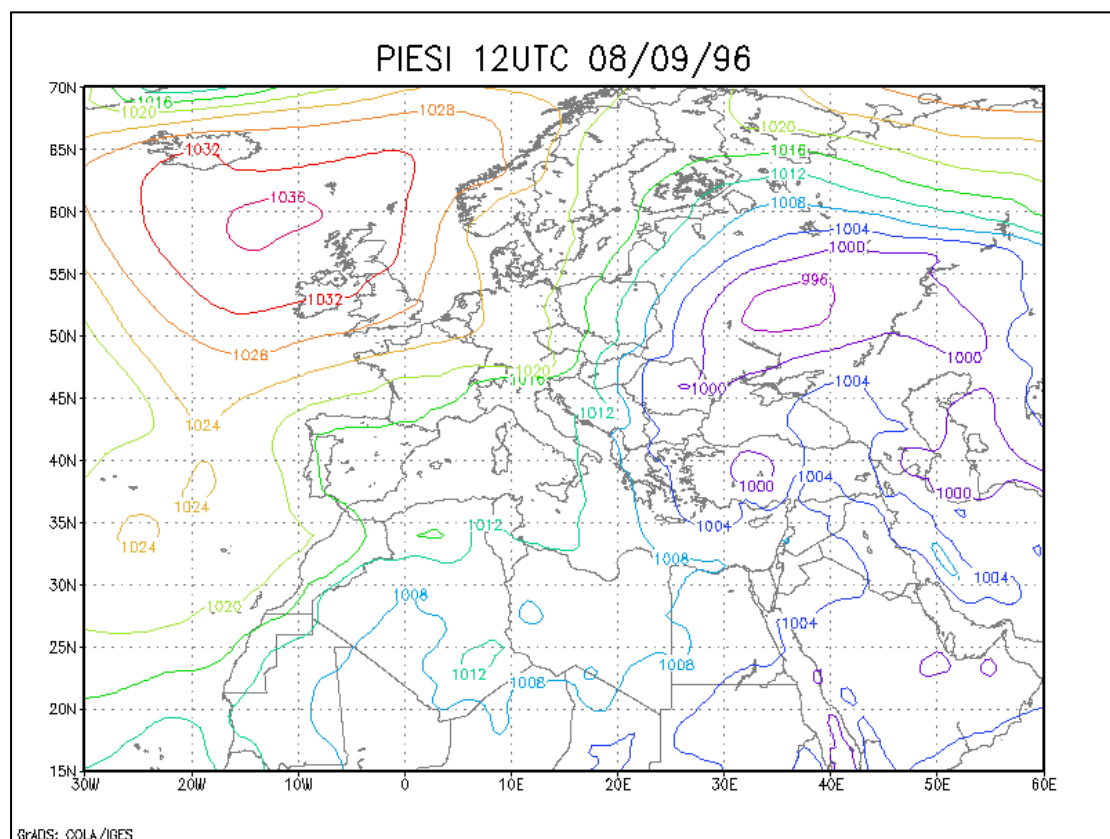
βαρομετρικό χαμηλό που εντοπιζόταν στην Ανατολική Ευρώπη έχει μετακινηθεί ακόμη πιο ανατολικά (Σχήμα 7.2.1 ε). Στις 11 Σεπτεμβρίου 1996 εμφανίστηκαν δύο νέα βαρομετρικά χαμηλά στη Βόρεια Ευρώπη, ενώ η πίεση στην περιοχή νότια της Ιβηρικής χερσονήσου παρουσίασε περαιτέρω πτώση (Σχήμα 7.2.1 στ).



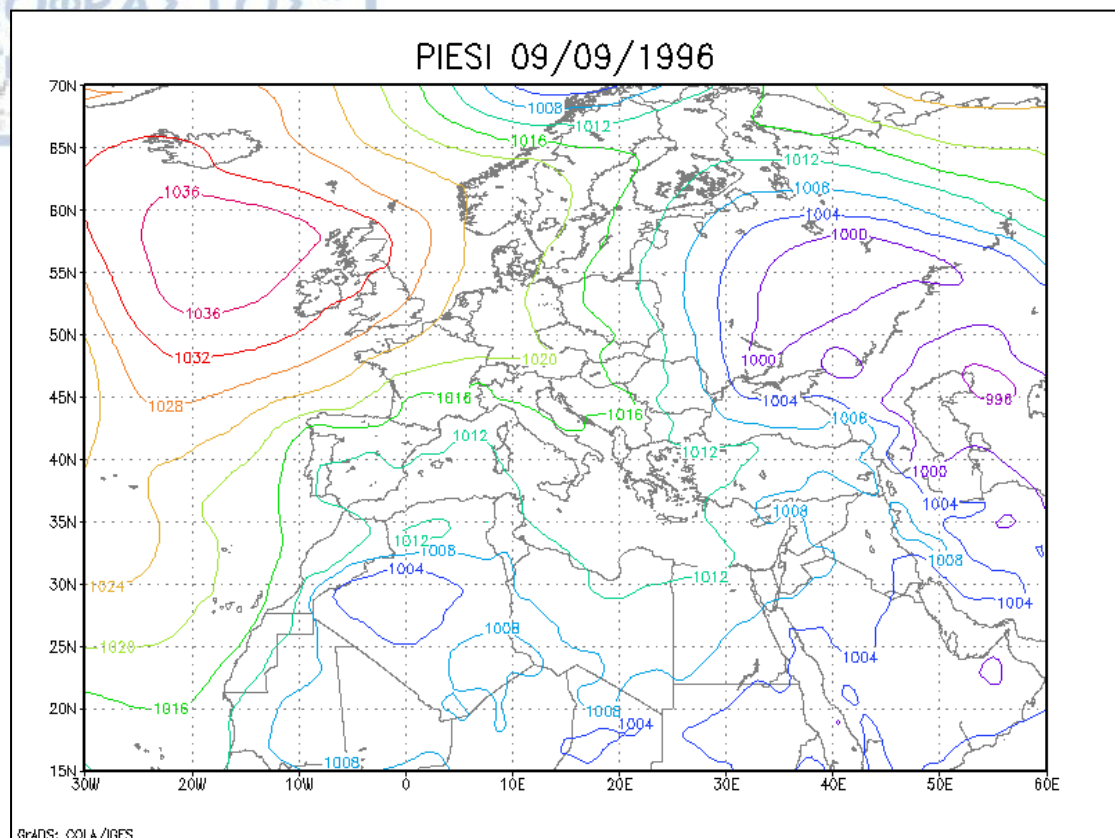
Σχήμα 7.2.1 α,β,γ,δ,ε,στ: Πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας, στις 6-11 Σεπτεμβρίου 1996,στις 1200 UTC



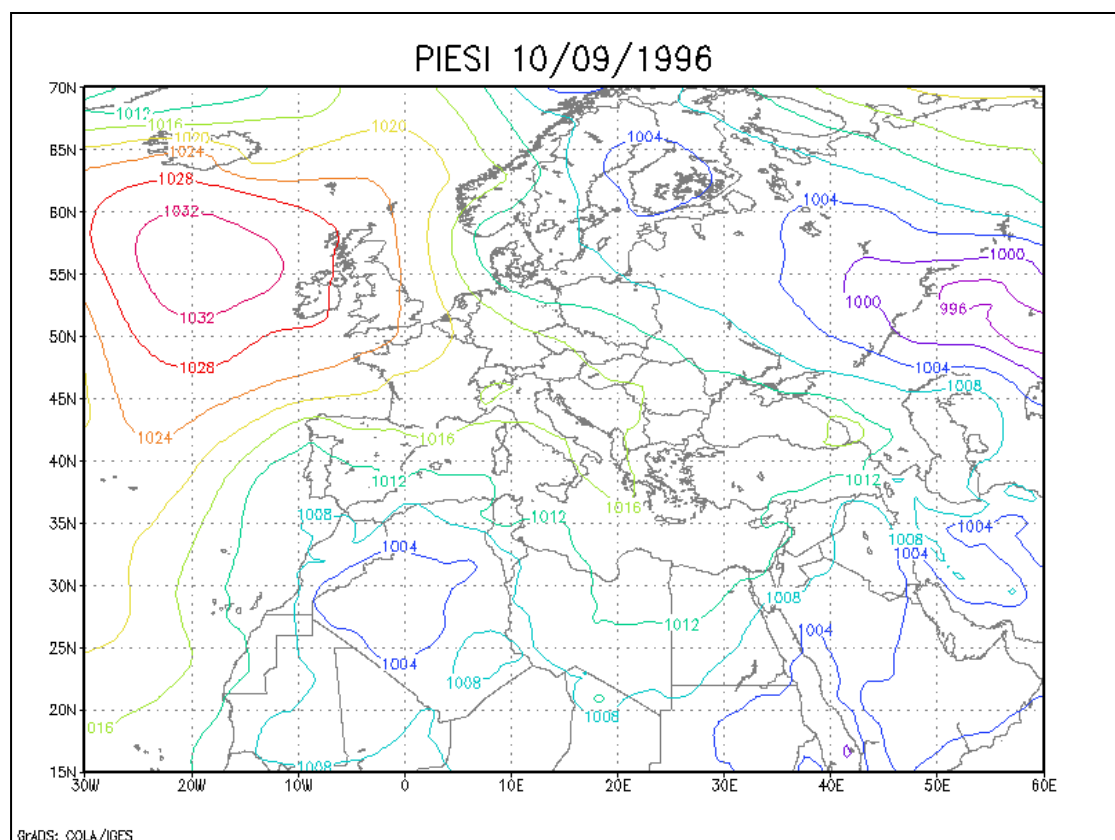
Σχήμα 7.2.1 β



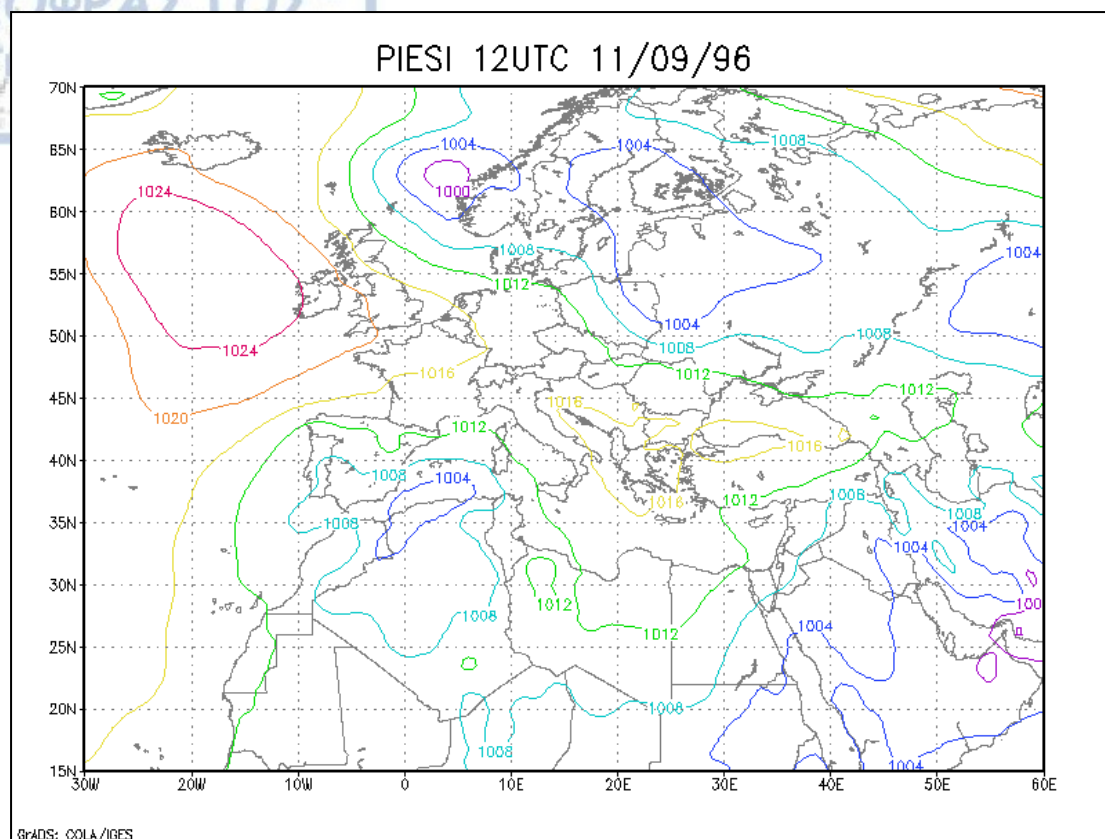
Σχήμα 7.2.1 γ



Σχήμα 7.2.1 δ

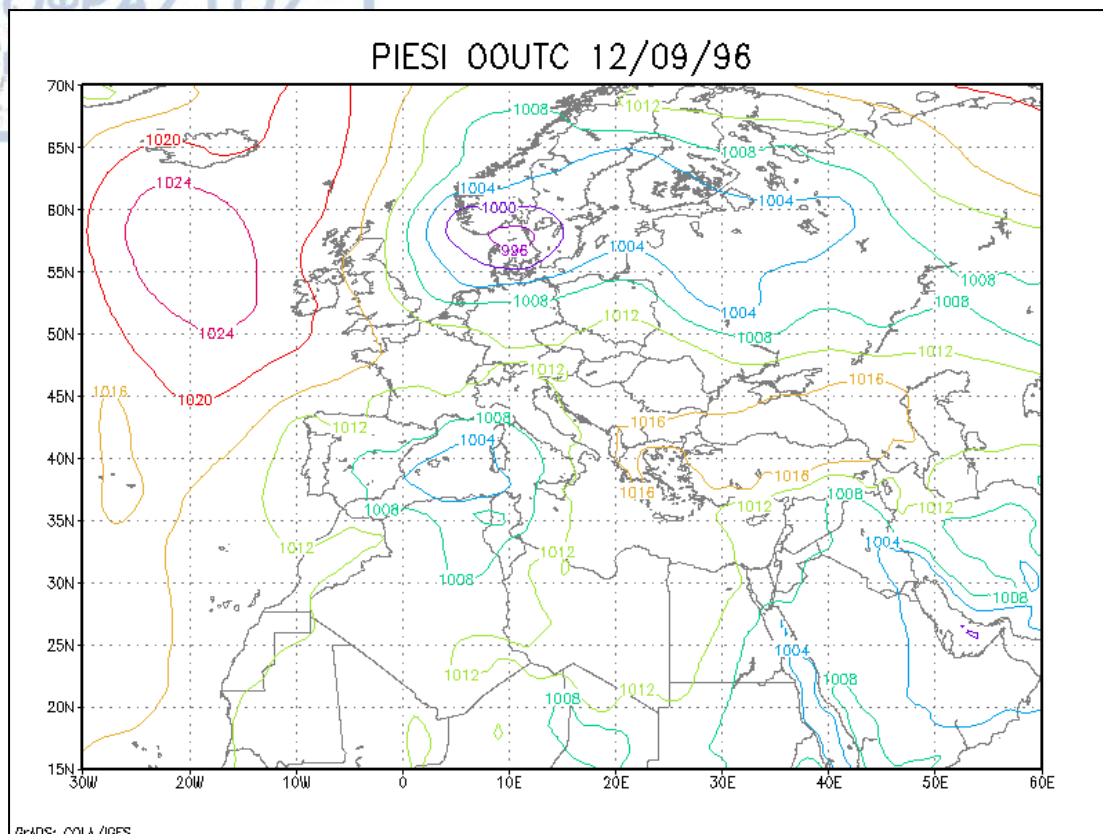


Σχήμα 7.2.1 ε

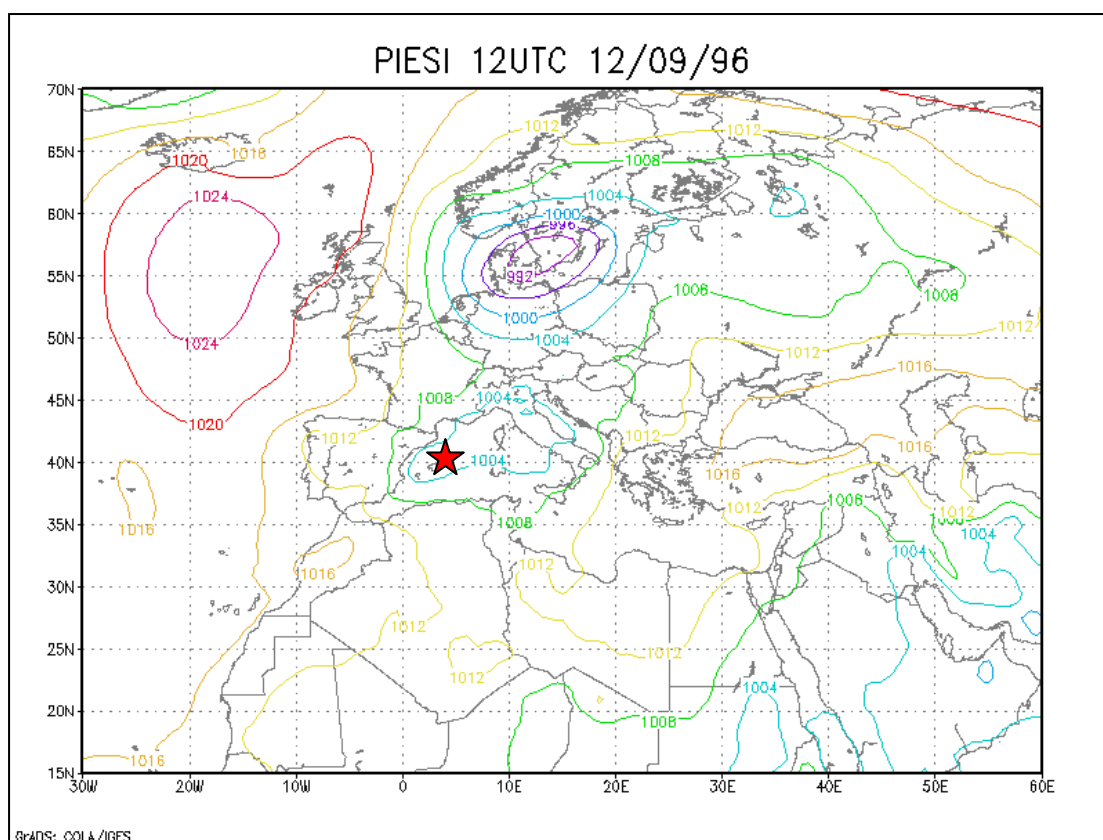


Σχήμα 7.2.1 στ

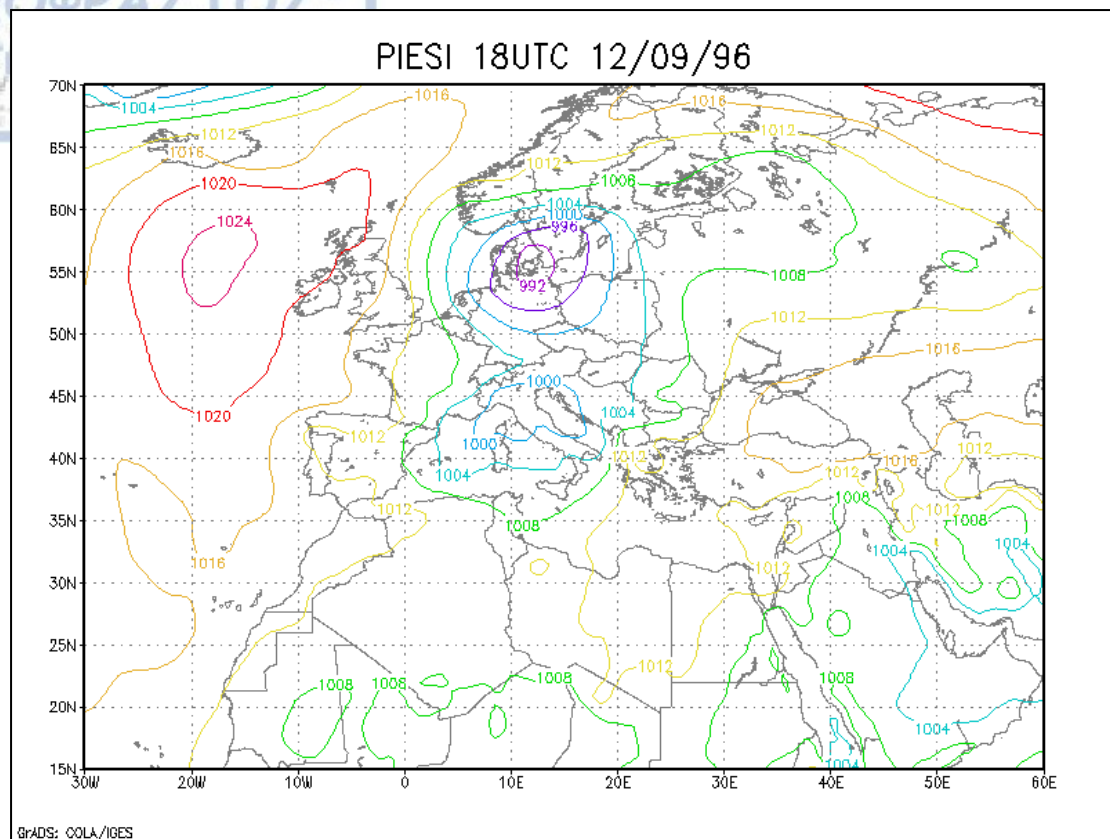
Στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στις 0000 UTC τα βαρομετρικά χαμηλά που βρίσκονταν στη Βόρεια Ευρώπη ενώθηκαν σε ένα. Το βαρομετρικό χαμηλό, νότια της Ιβηρικής χερσονήσου κινήθηκε προς τα ανατολικά. Στις 1200 UTC αυτό το βαρομετρικό χαμηλό κινήθηκε πιο βορειοανατολικά και ταυτόχρονα παρατηρήθηκε περαιτέρω πτώση της πίεσης στα 1000hPa. Η 12^η Σεπτεμβρίου θεωρήθηκε ως η ημέρα εκδήλωσης μιας ύφεσης με χαρακτηριστικά όμοια με τα χαρακτηριστικά που παρουσιάζουν οι τροπικοί κυκλώνες (Σχήμα 7.1). Αντίθετα, το βαρομετρικό υψηλό του Ατλαντικού επεκτεινόταν προς τα νότια (Σχήμα 7.2.2 α,β,γ). Στις 13 και 14 Σεπτεμβρίου 1996 το βαρομετρικό υψηλό επεκτάθηκε προς τη Δυτική Ευρώπη, ενώ τα βαρομετρικά χαμηλά κινήθηκαν ακόμη πιο ανατολικά (Σχήμα 7.2.3 α,β).



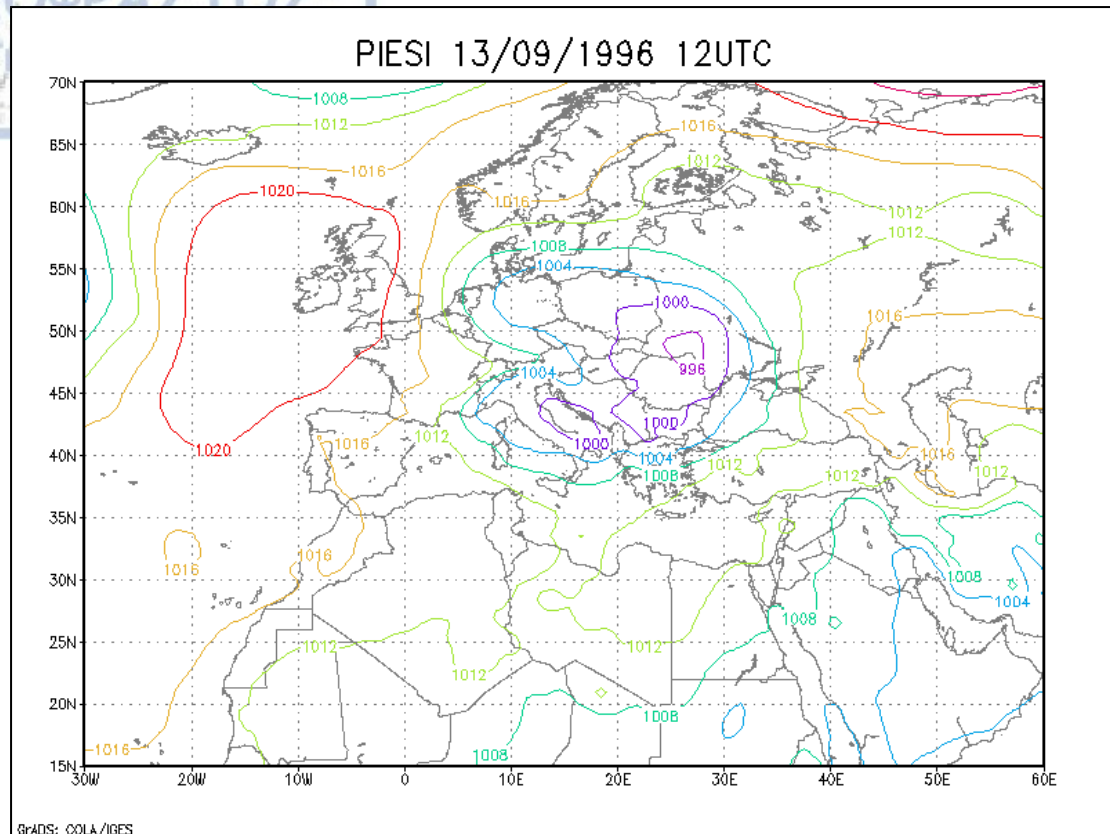
Σχήμα 7.2.2 α,β,γ: Πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας στις 12 Σεπτεμβρίου 1996, στις 0000 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC



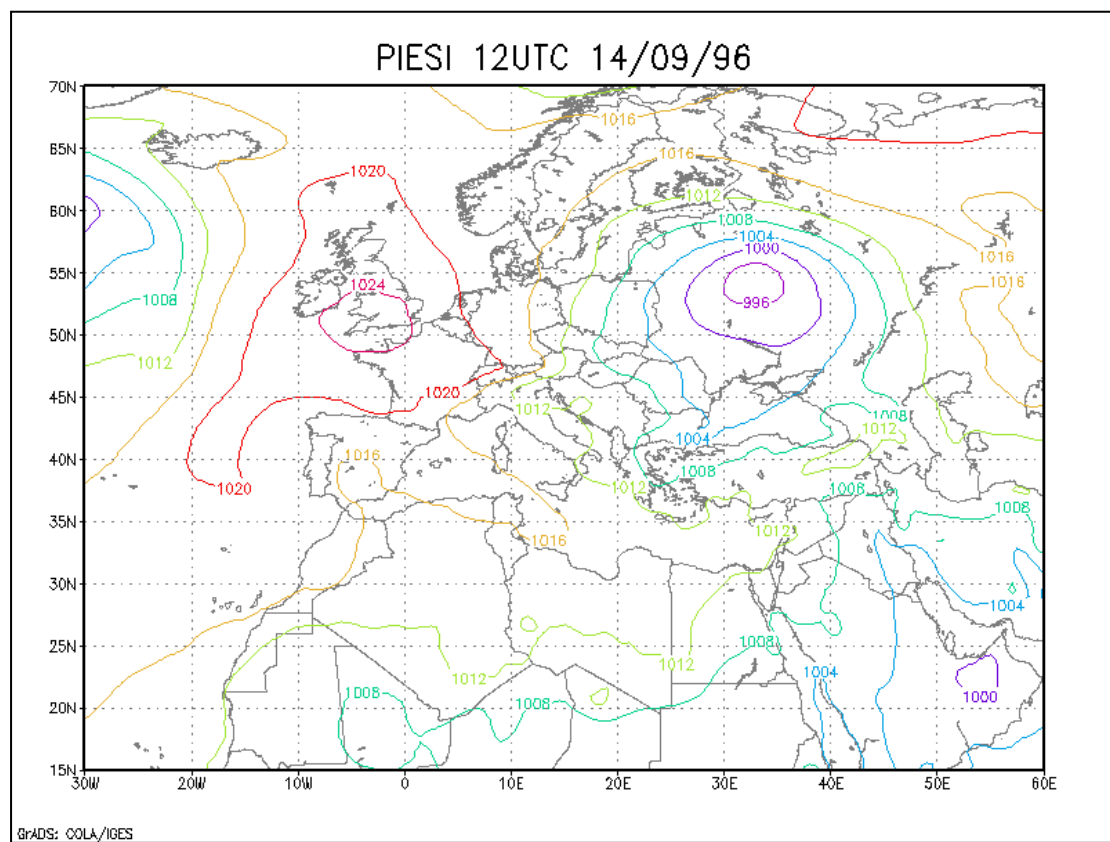
Σχήμα 7.2.2 β: ★ το κέντρο του συστήματος στις 12 Σεπτεμβρίου το 1996



Σχήμα 7.2.2 γ

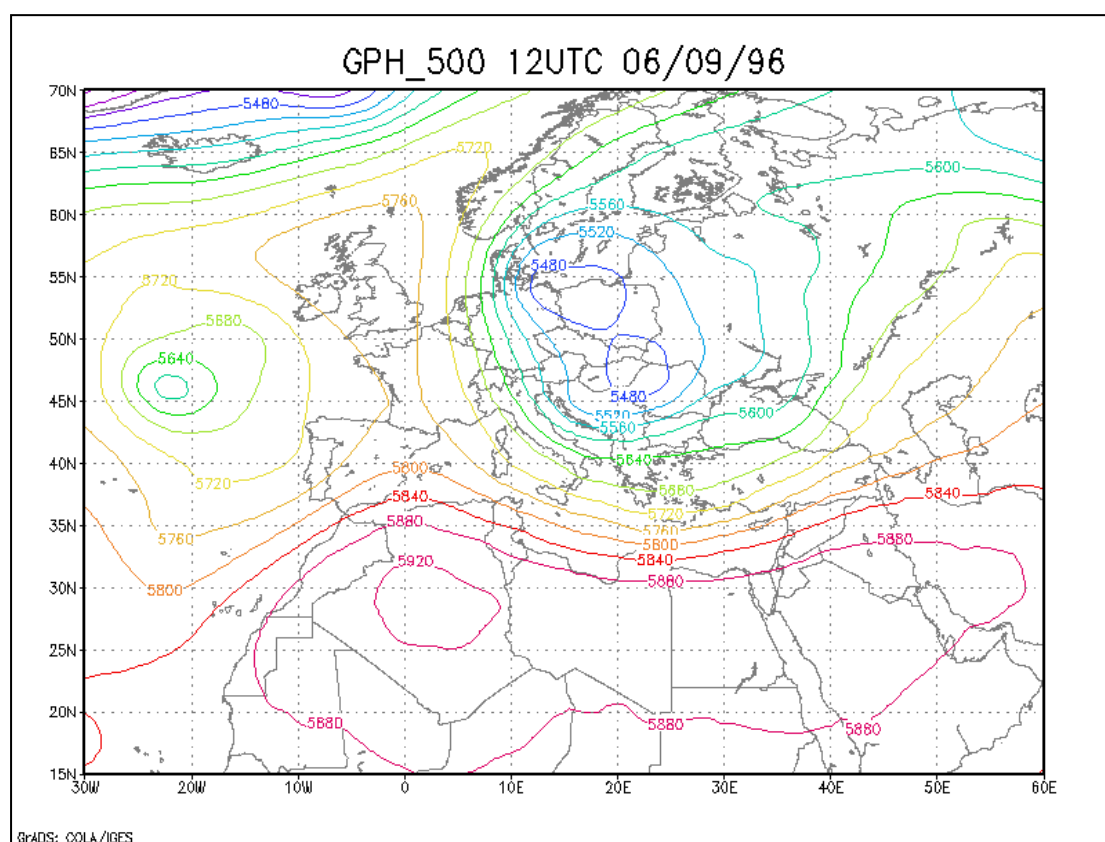


Σχήμα 7.2.3 α,β: Πίεση στη μέση επιφάνεια της θάλασσας στις 13-14 Σεπτεμβρίου 1996

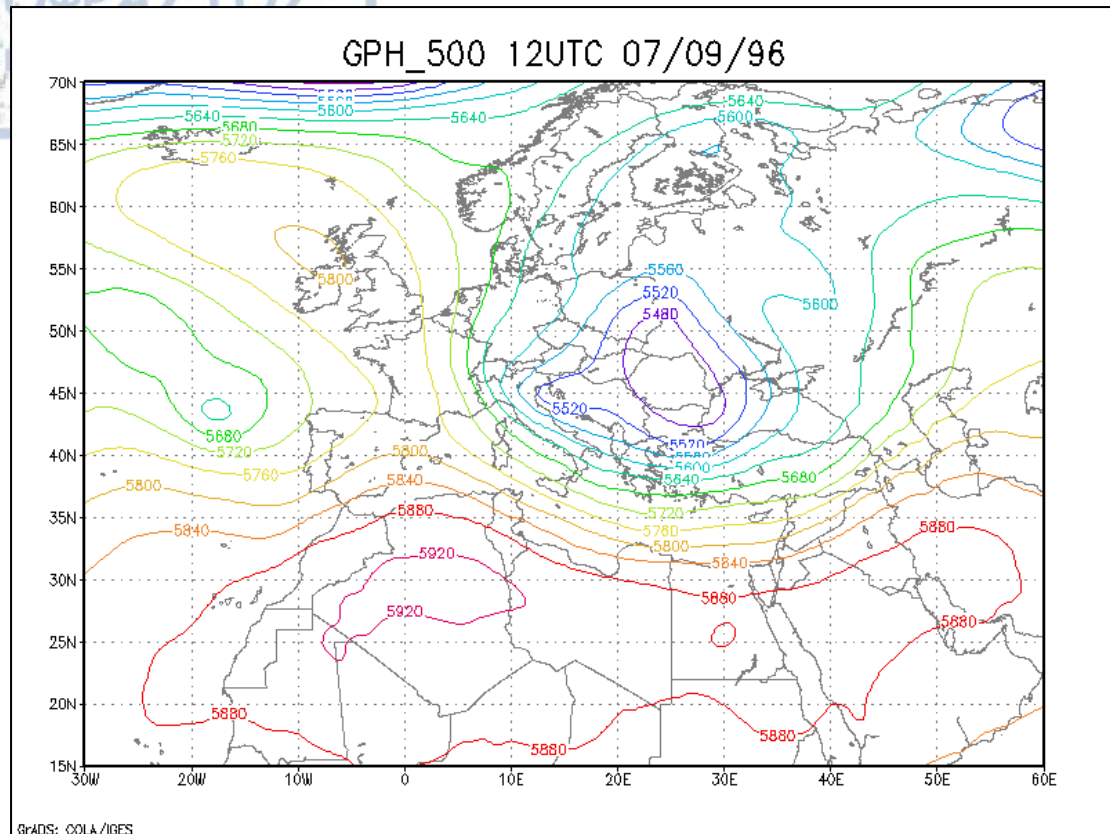


Σχήμα 7.2.3 β

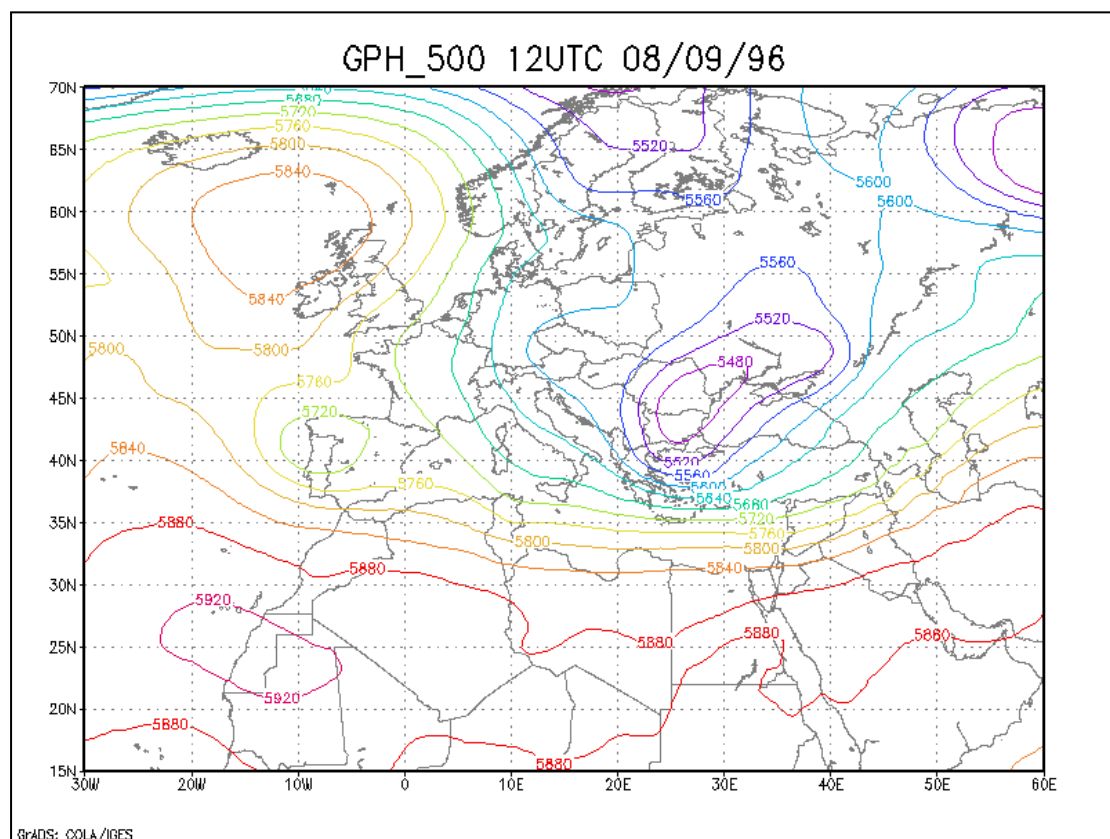
Από τη μελέτη των χαρτών του γεωδυναμικού στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb προέκυψαν τα ακόλουθα συμπεράσματα. Στις 6 και 7 Σεπτεμβρίου 1996 εντοπίστηκε στον Ατλαντικό ωκεανό και στην κεντρική και ανατολική Ευρώπη η ύπαρξη ενός αυλώνα. Αντίθετα, στη δυτική Ευρώπη παρατηρήθηκε η ύπαρξη μίας ράχης (Σχήμα 7.2.4 α,β). Την επόμενη ημέρα η ράχη αυτή επεκτάθηκε προς τα βόρεια και ο αυλώνας που βρισκόταν στον Ατλαντικό ωκεανό επεκτάθηκε βόρεια της Ιβηρικής χερσονήσου (Σχήμα 7.2.4 γ). Στις 9 ,10 και 11 Σεπτεμβρίου ο αυλώνας εντοπιζόταν πλέον στην Ιβηρική χερσόνησο (Σχήμα 7.2.4 δ,ε,στ).



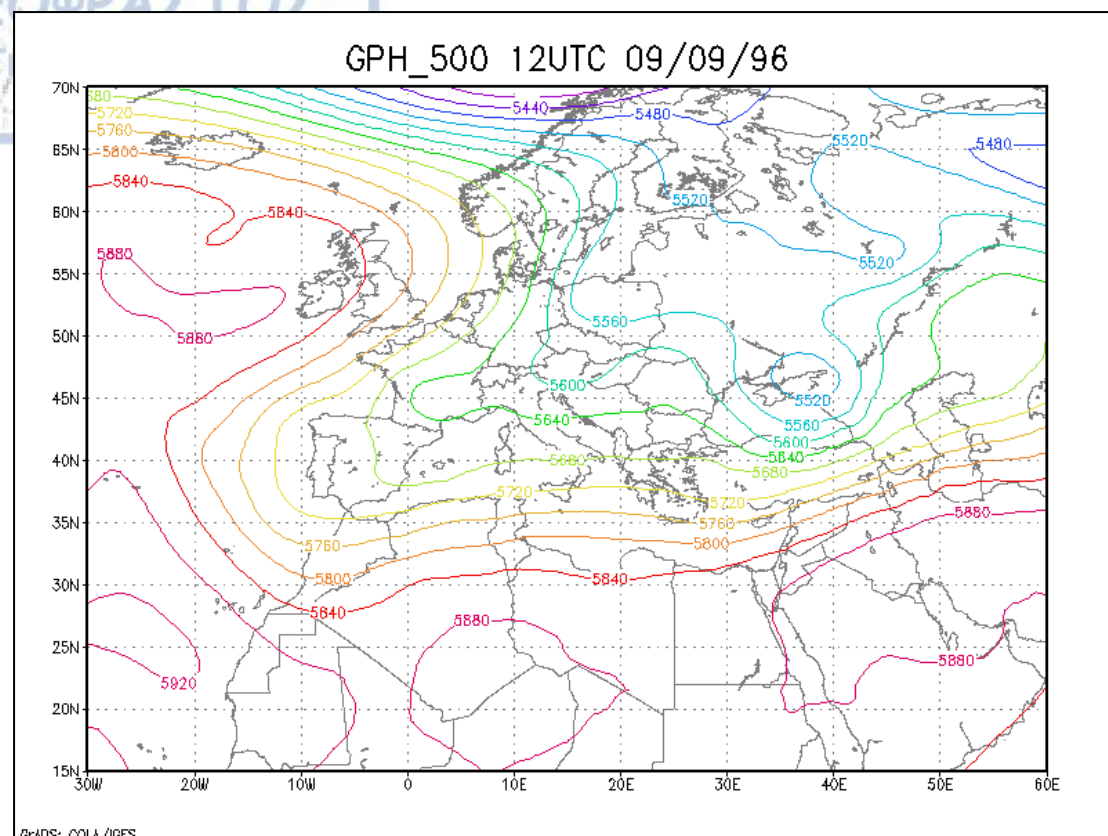
Σχήμα 7.2.4 α,β,γ,δ,ε,στ: Γεωδυναμικό στην ισοβαρική επιφάνεια των 500mb, στις 6-11 Σεπτεμβρίου 1996 στις 1200 UTC



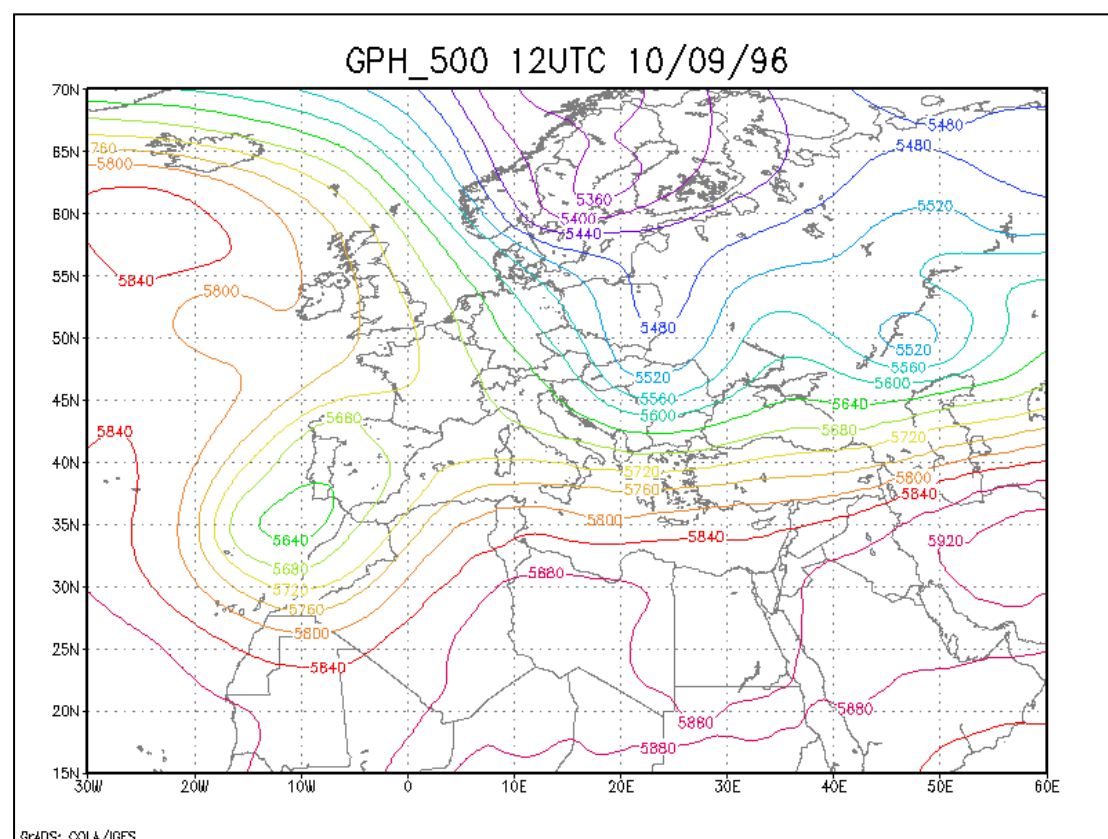
Σχήμα 7.2.4 β



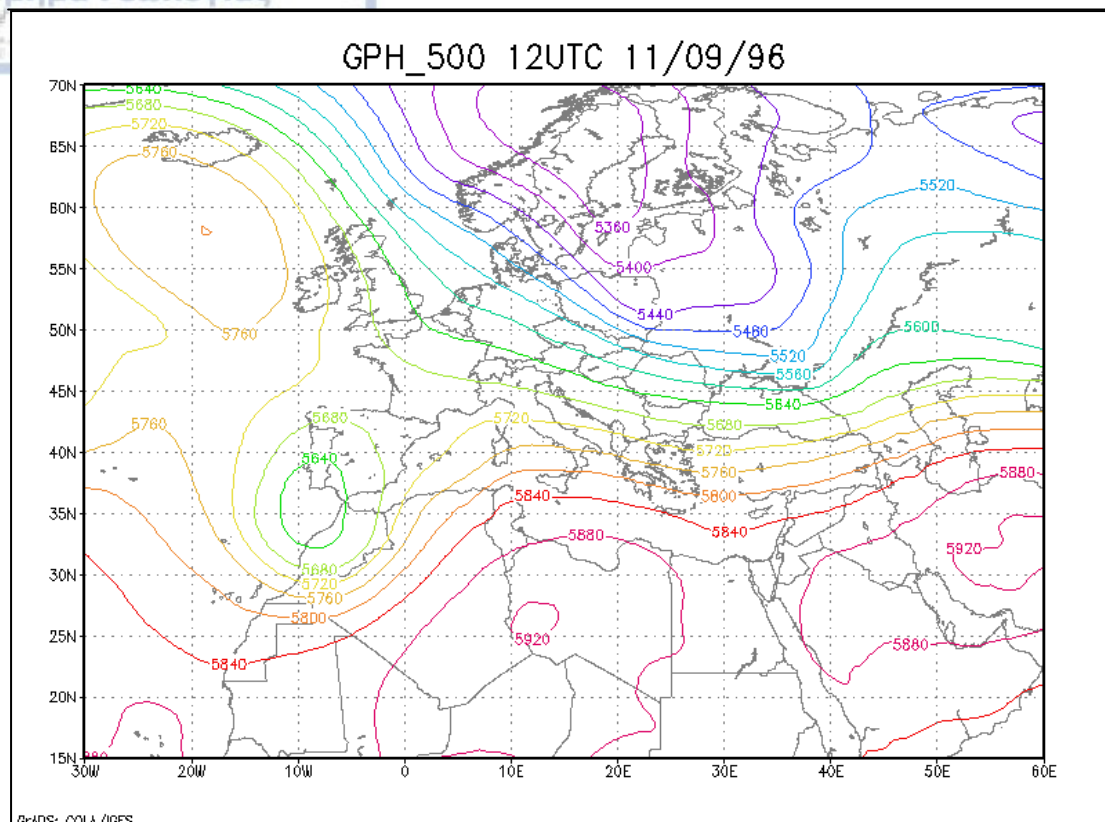
Σχήμα 7.2.4 γ



Σχήμα 7.2.4 δ



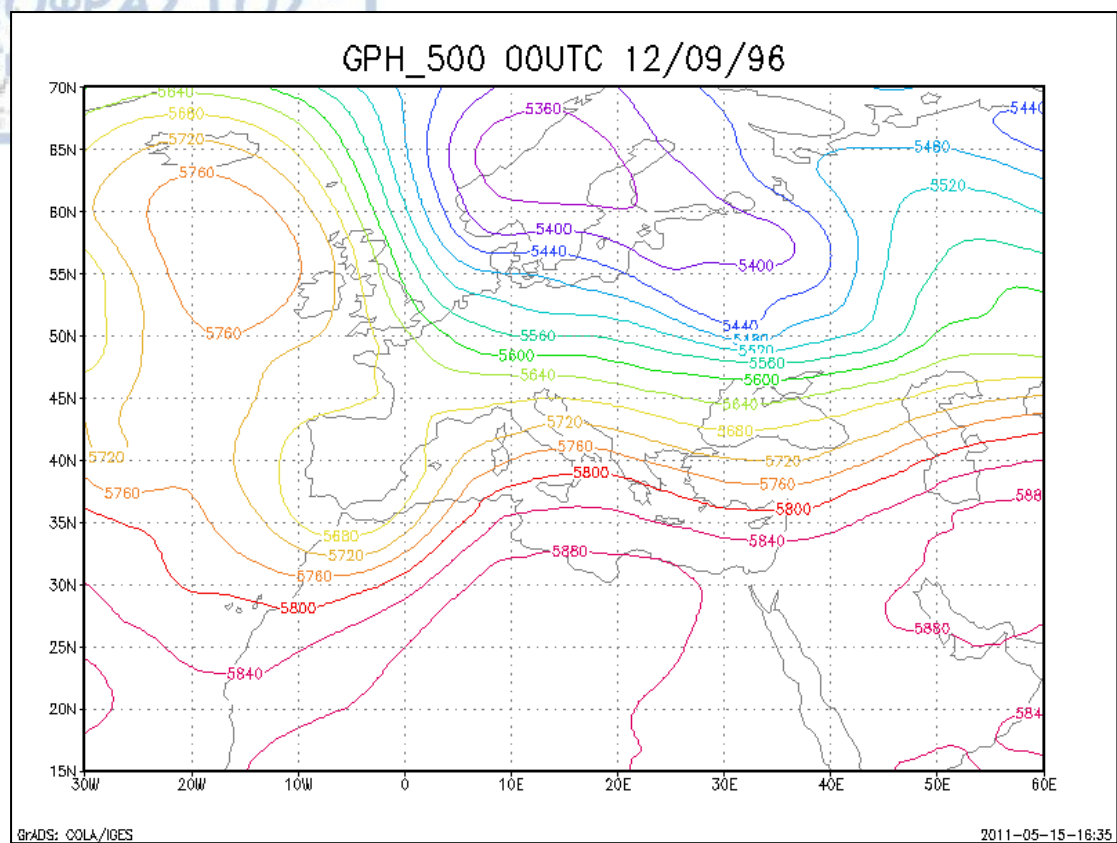
Σχήμα 7.2.4 ε



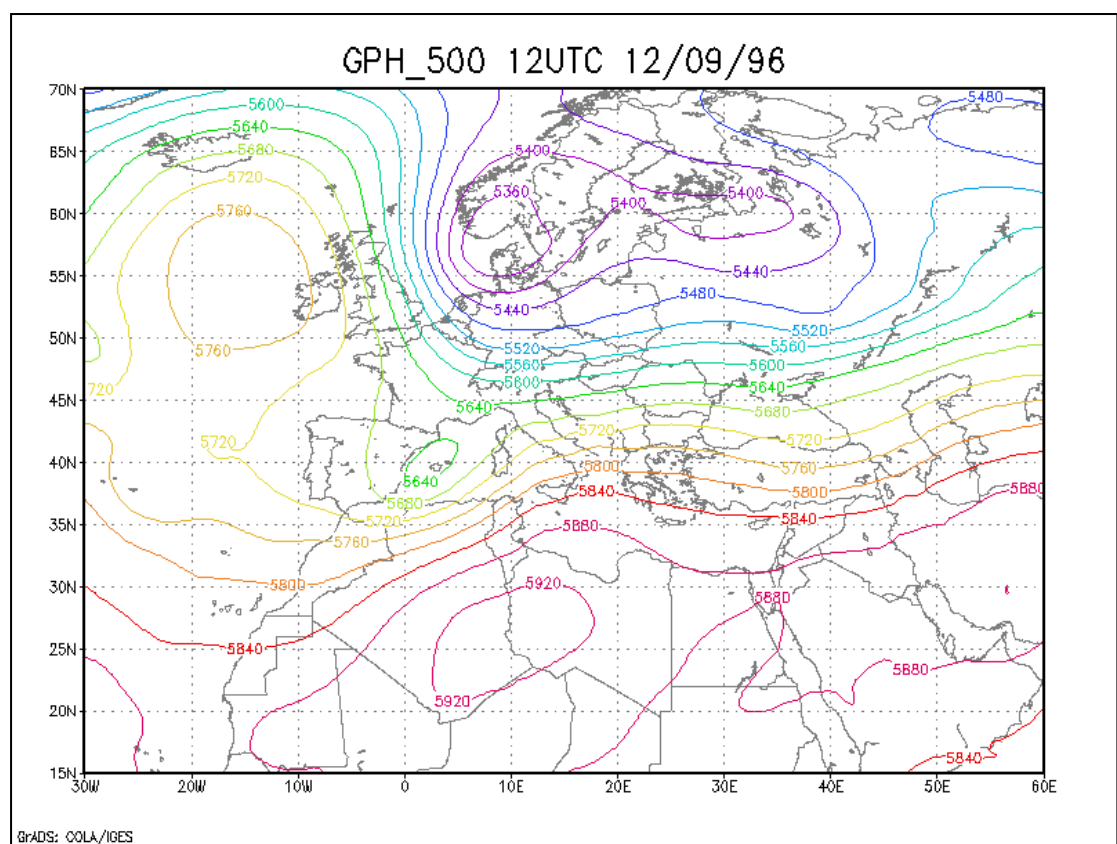
Σχήμα 7.2.4 στ

Στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 και ώρα 0000 UTC η τιμή του γεωδυναμικού στα 500mb στη Δυτική Μεσόγειο κυμάνθηκε μεταξύ 5800gpm και 5680gpm. Στις 12UTC το γεωδυναμικό στις Βαlearίδες νήσους έπεσε στα 5640gpm (Σχήμα 7.2.5 α,β,γ). Στις 13 και 14 Σεπτεμβρίου 1996 η ράχη που βρισκόταν βόρεια επεκτάθηκε προς τα νότια και τα ανατολικά (Σχήμα 7.2.6 α,β).

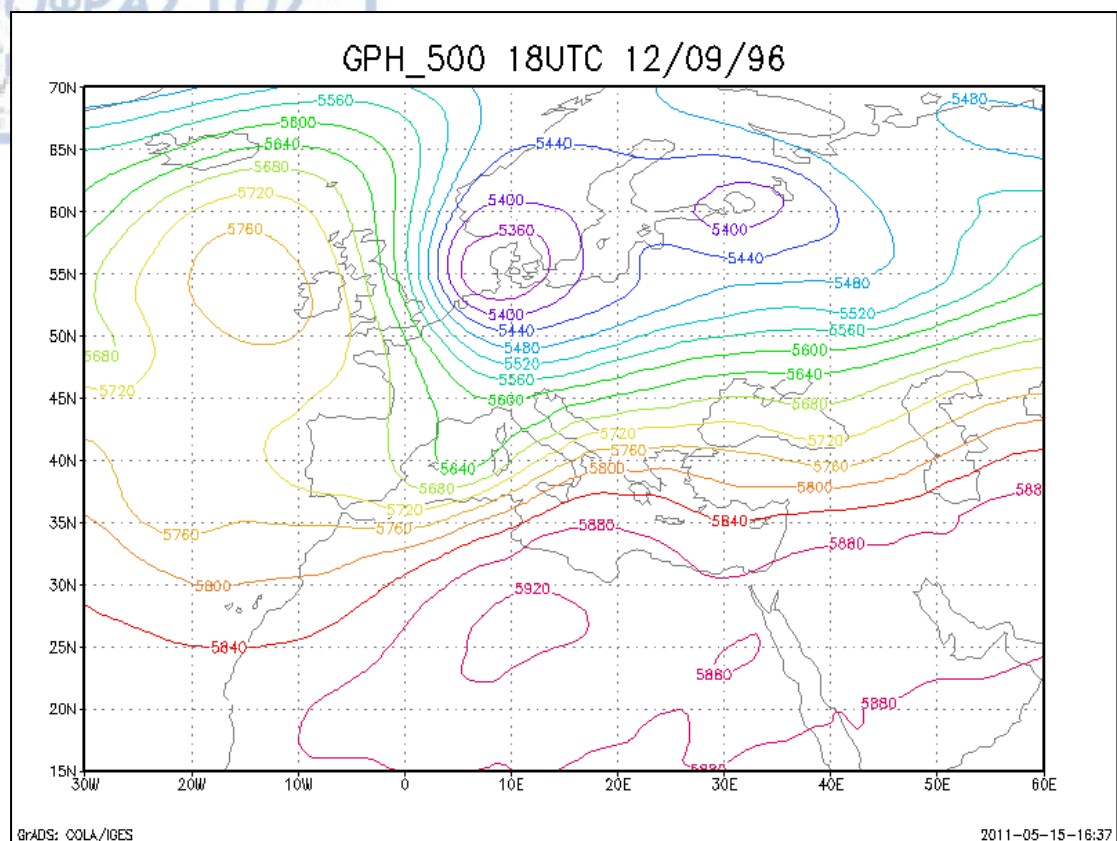
Ο συνδυασμός των υψηλών υψών στον ανατολικό Ατλαντικό ωκεανό και των χαμηλών υψών στην βόρεια Ευρώπη, στη μέση τροπόσφαιρα, αναμενόταν να προκαλέσει μεταφορά ψυχρών αέριων μαζών από βορά προς νότο, προς τη δυτική Μεσόγειο.



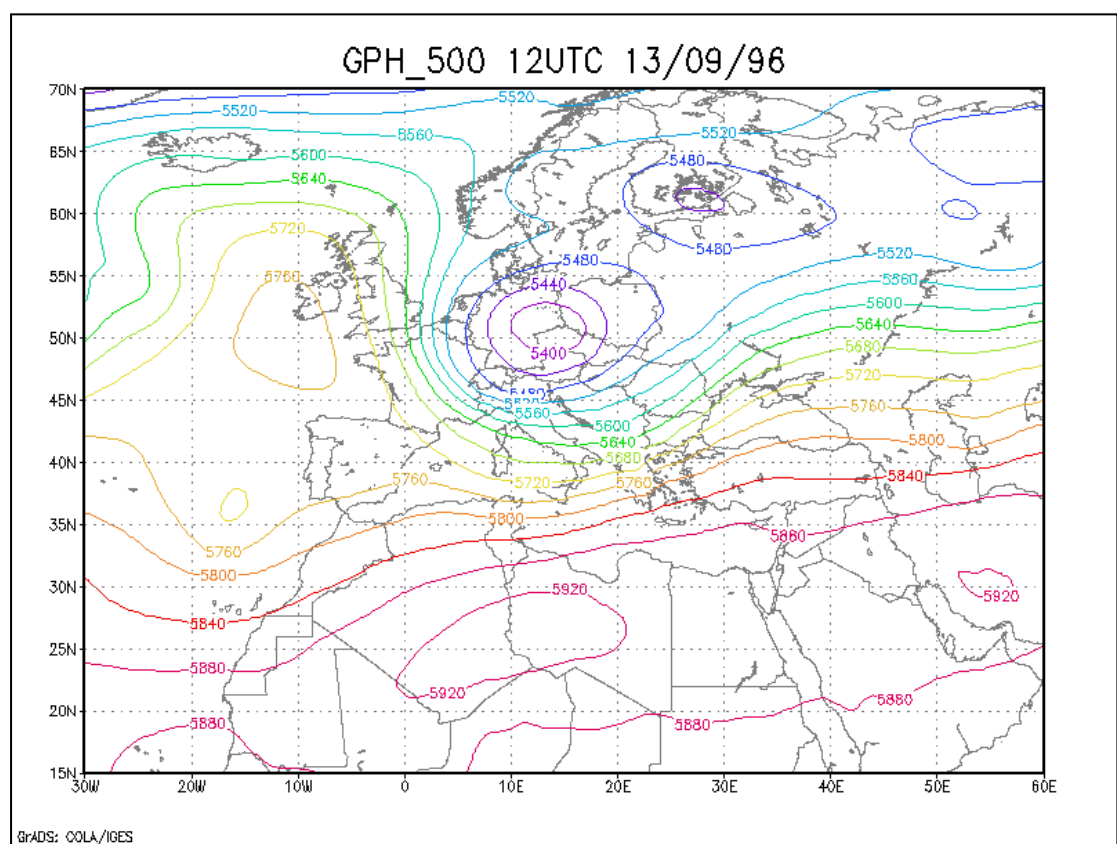
Σχήμα 7.2.5 α,β,γ: Γεωδυναμικό στην ισοδομική επιφάνεια των 500mb στις 12 Σεπτεμβρίου 1996, στις 0000 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC



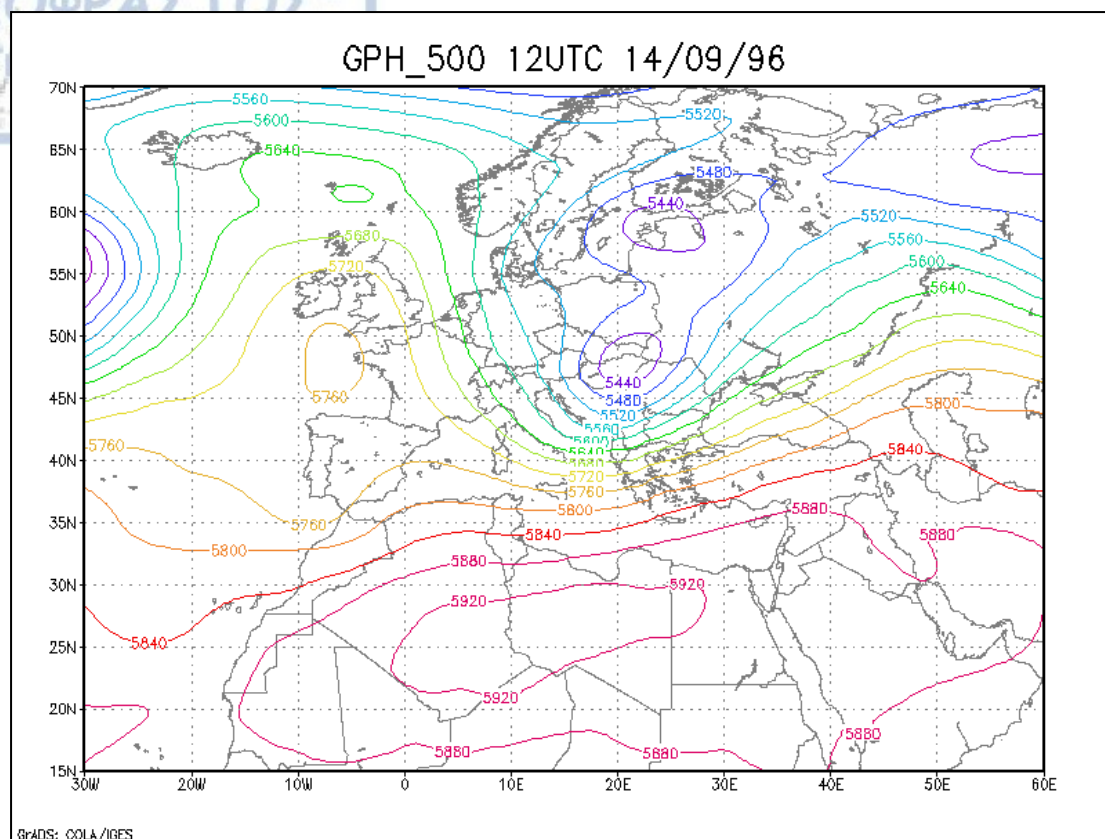
Σχήμα 7.2.5 β



Σχήμα 7.2.5 γ

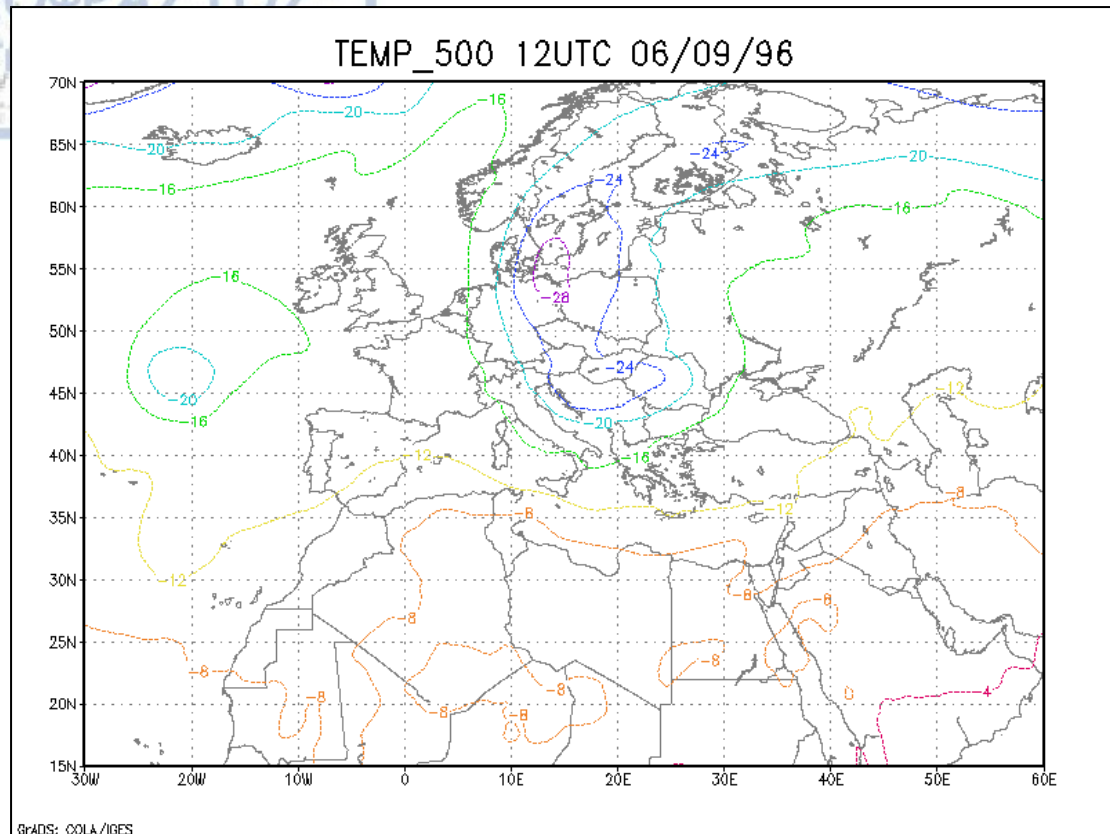


Σχήμα 7.2.6 α,β: Γεωδυναμικό στην ισοδομική επιφάνεια των 500mb στις 13-14 Σεπτεμβρίου 1996, στις 1200 UTC

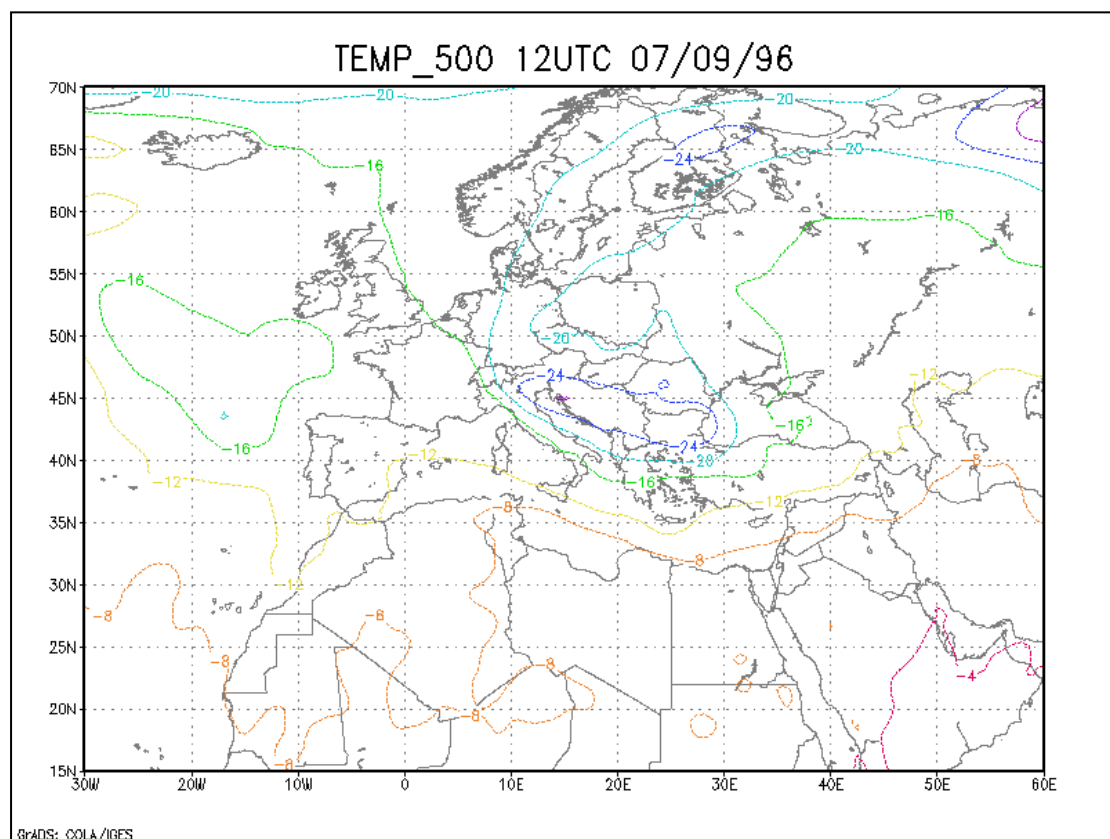


Σχήμα 7.2.6 β

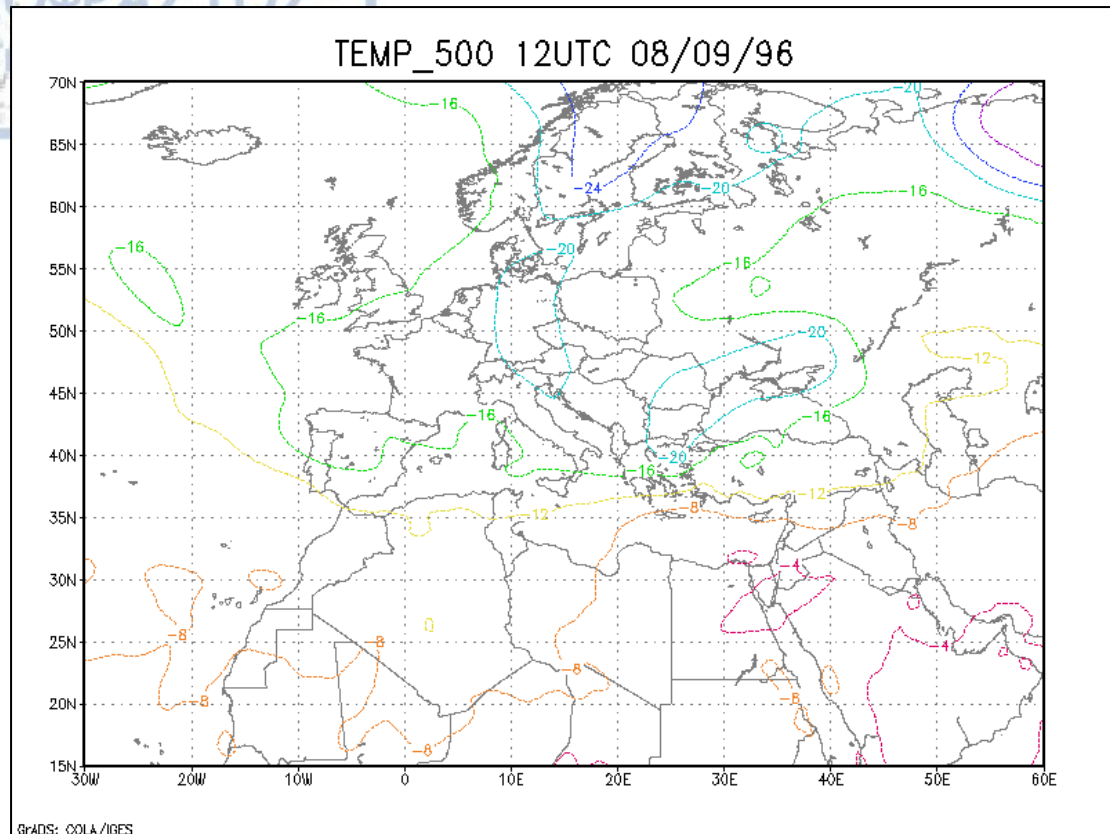
Από τη μελέτη των θερμοκρασιών στην ισοβαρική επιφάνεια των 850mb και των 500mb διαπιστώθηκε η μεταφορά ψυχρών αέριων μαζών από τα βόρεια προς τα νότια και τα δυτικά, στις 6 και 7 Σεπτεμβρίου 1996. Από τις 8 Σεπτεμβρίου και ύστερα ψυχρές αέριες μάζες παρατηρήθηκαν στην Ιβηρική χερσόνησο και την ευρύτερη Δυτική Μεσόγειο. Η θερμοκρασία στα 500mb κυμάνθηκε μεταξύ -12°C και -16°C (Σχήμα 7.2.7 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ), ενώ στα 850mb μεταξύ 12°C και 20°C (Σχήμα 7.2.8 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η)



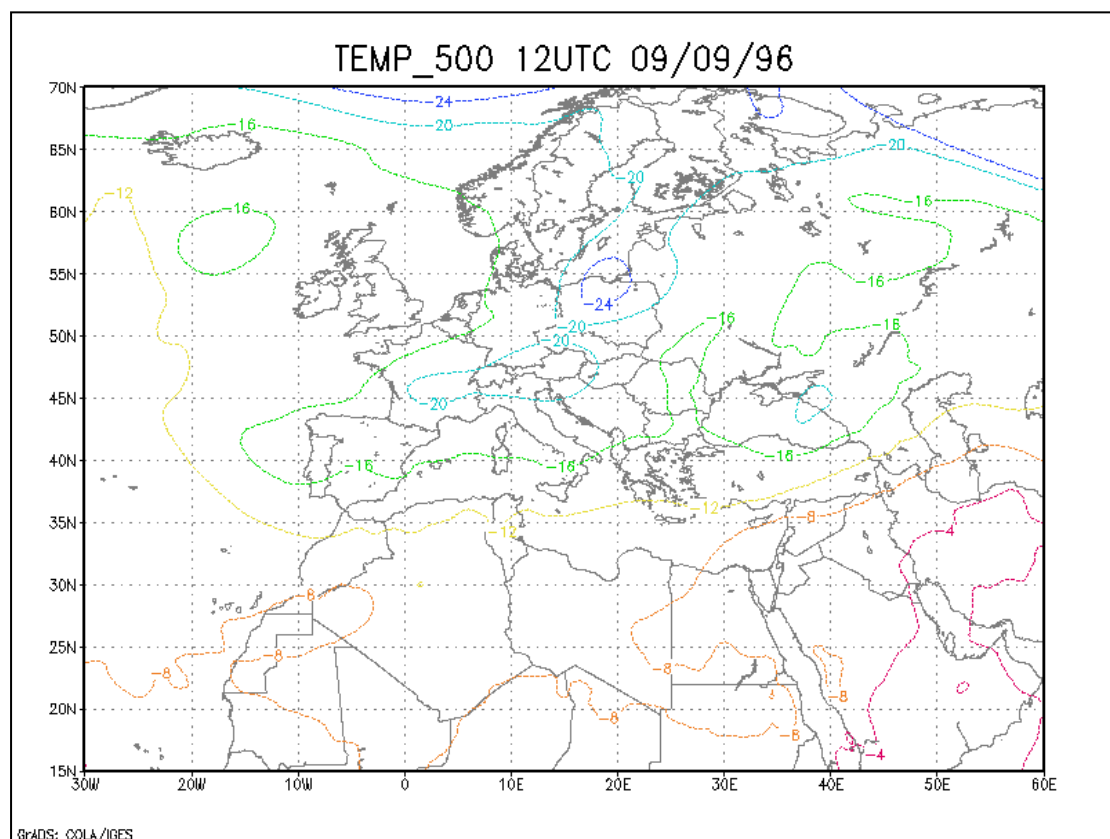
Σχήμα 7.2.7 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η,θ: Θερμοκρασία στα 500mb από 6-14 Σεπτεμβρίου 1996, στις 1200 UTC



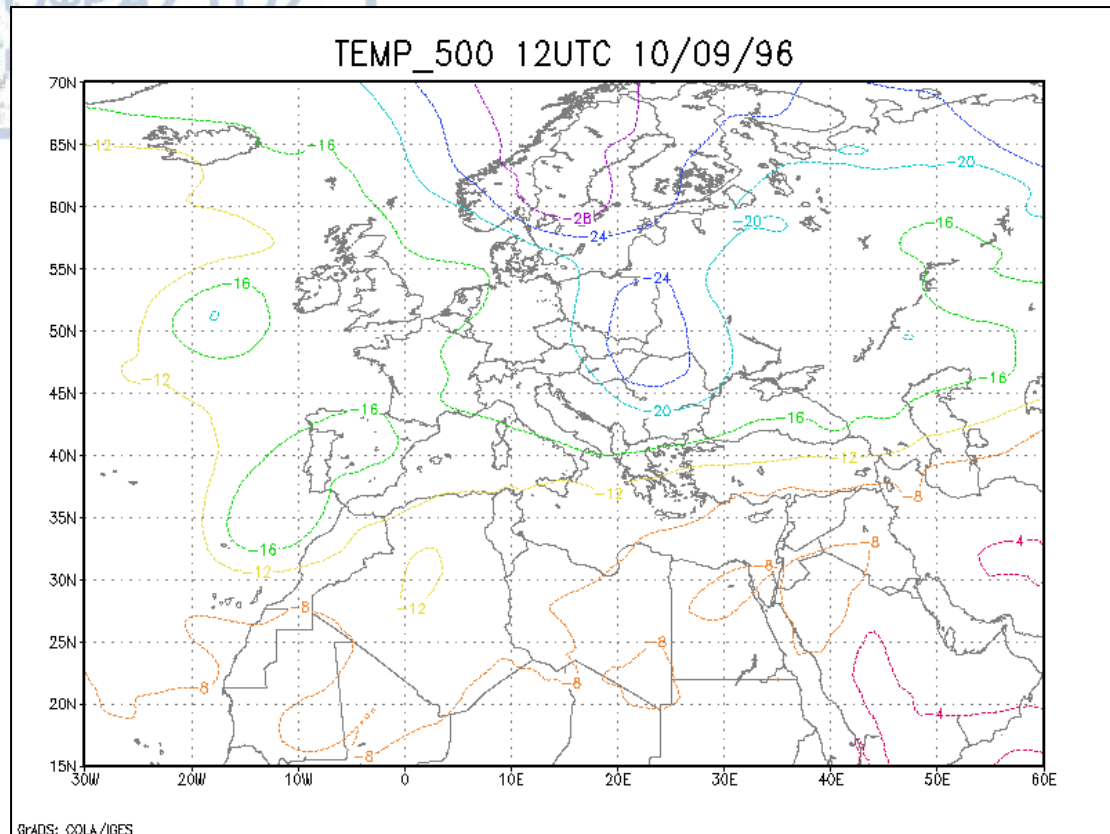
Σχήμα 7.2.7 β



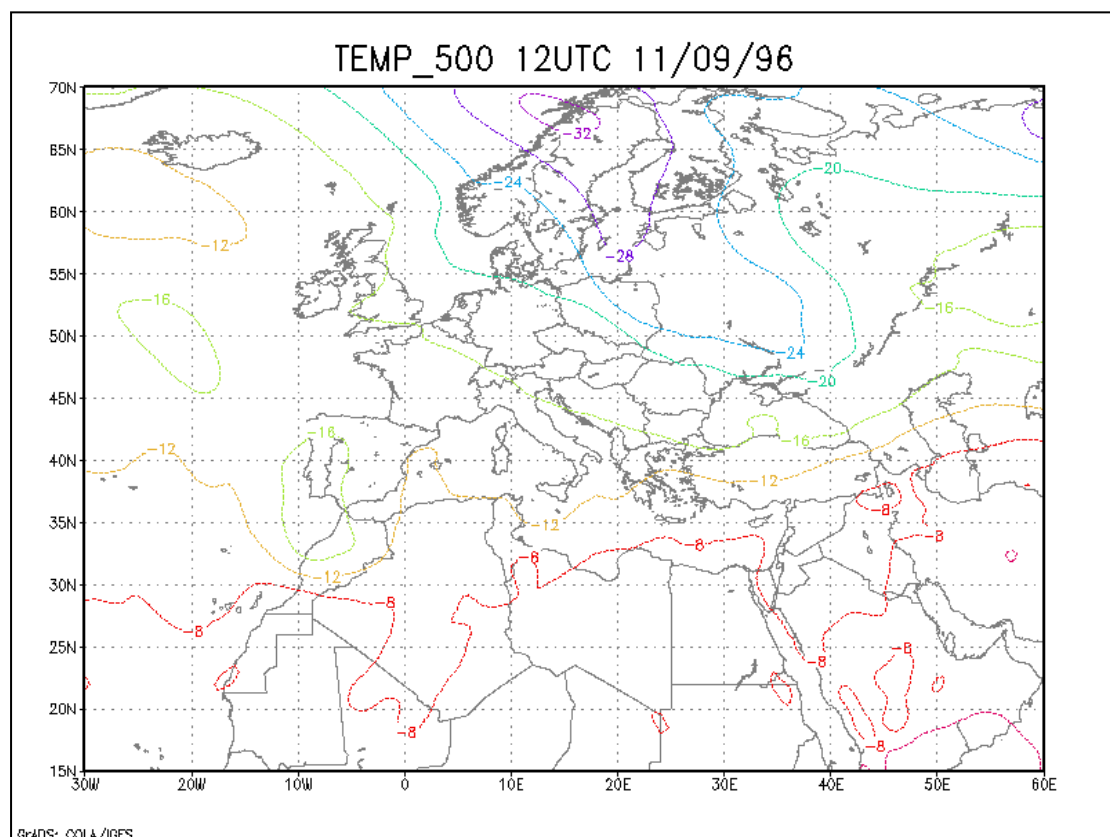
Σχήμα 7.2.7 γ



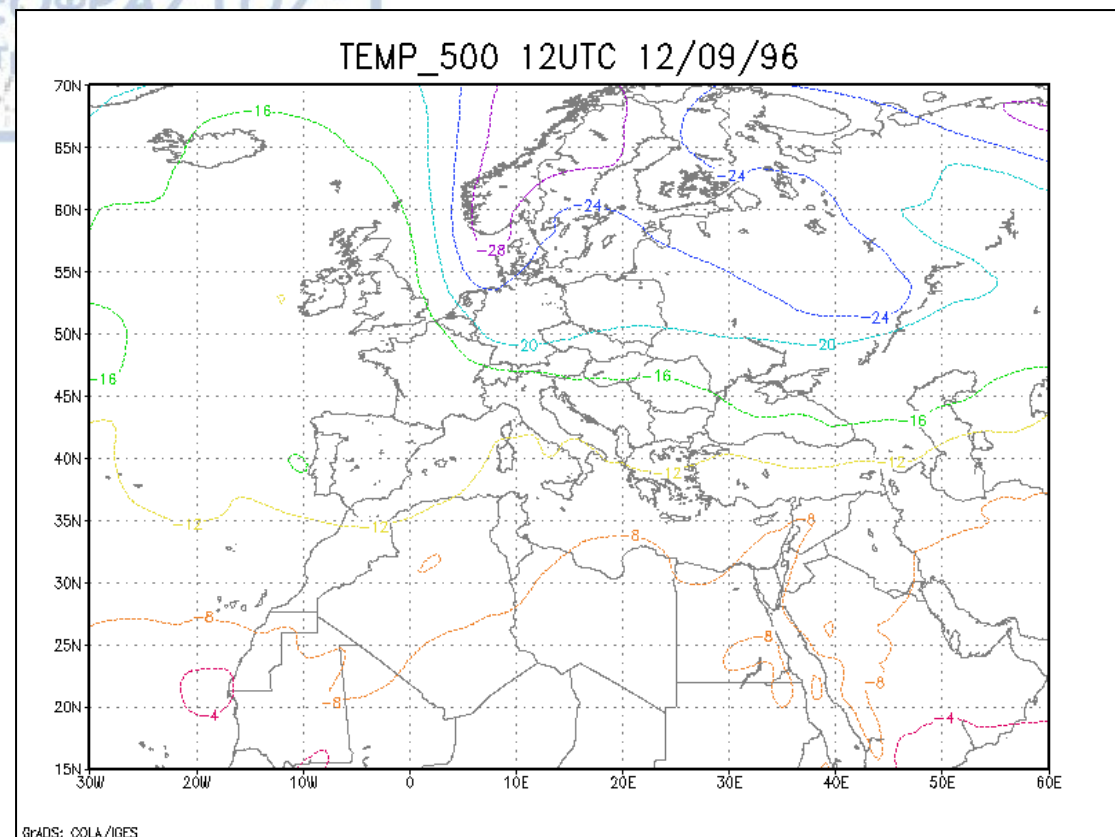
Σχήμα 7.2.7 δ



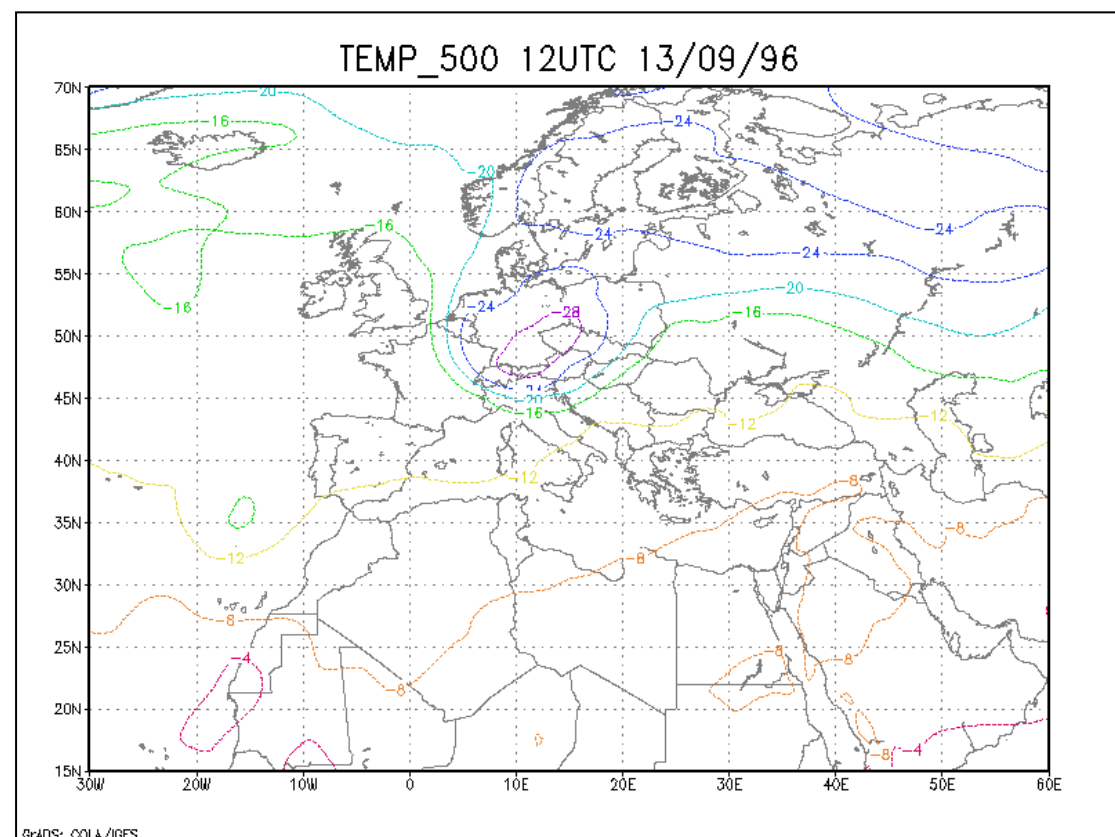
Σχήμα 7.2.7 ε



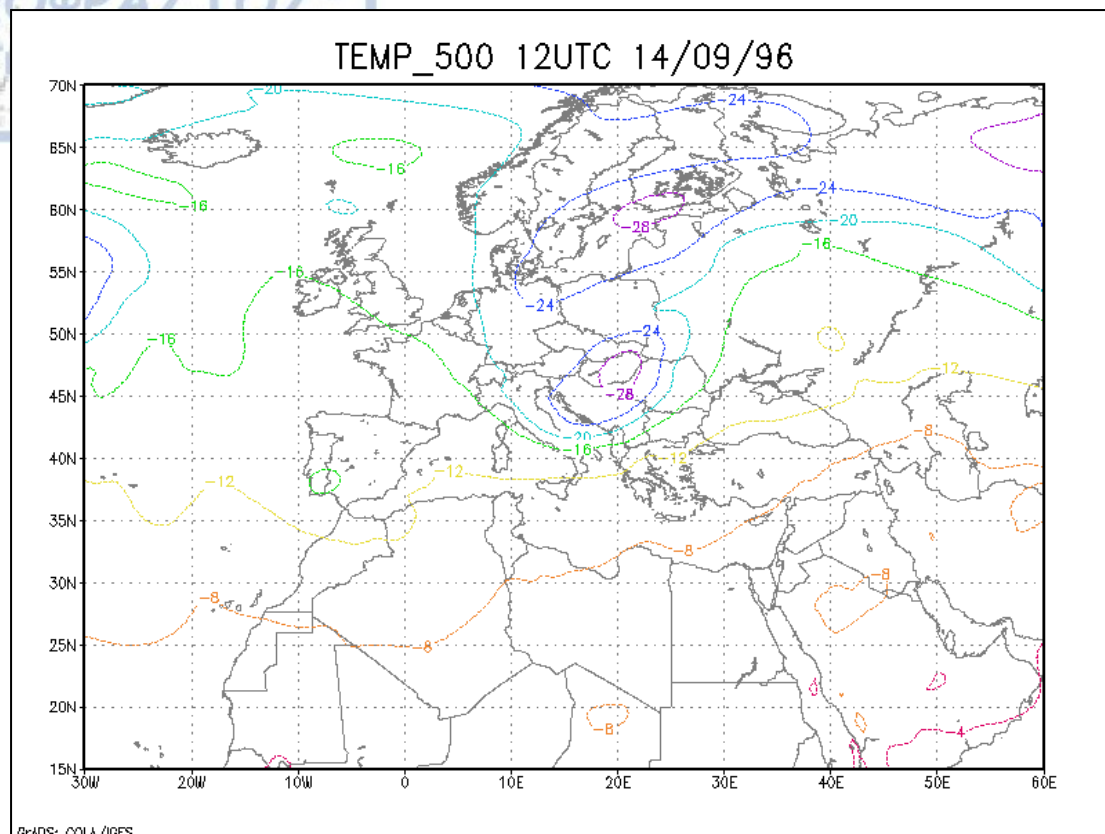
Σχήμα 7.2.7 στ



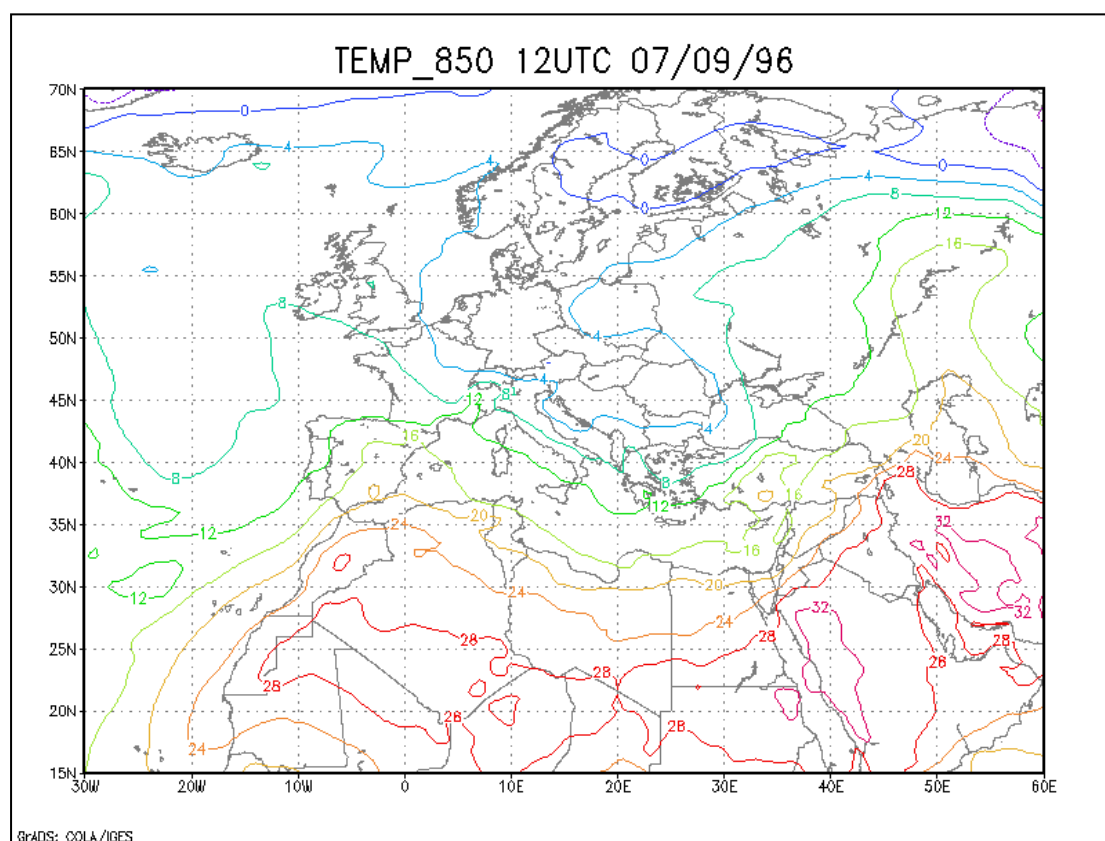
Σχήμα 7.2.7 ζ



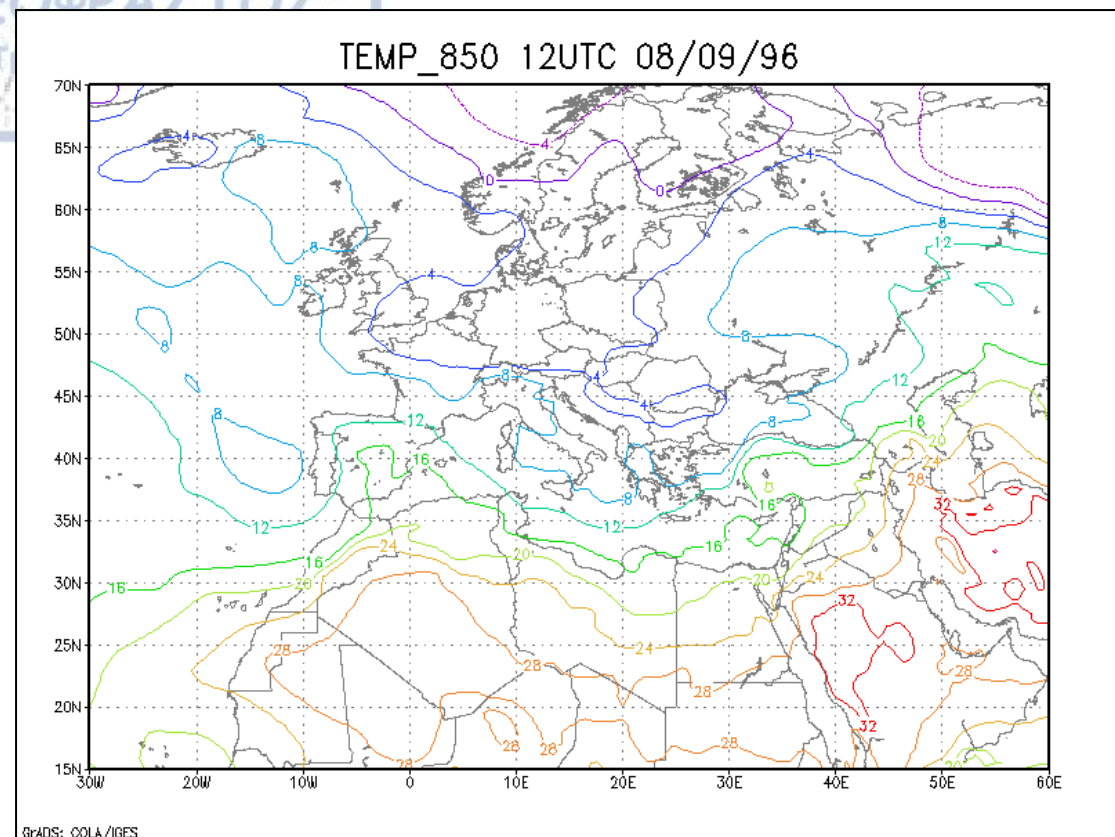
Σχήμα 7.2.7 η



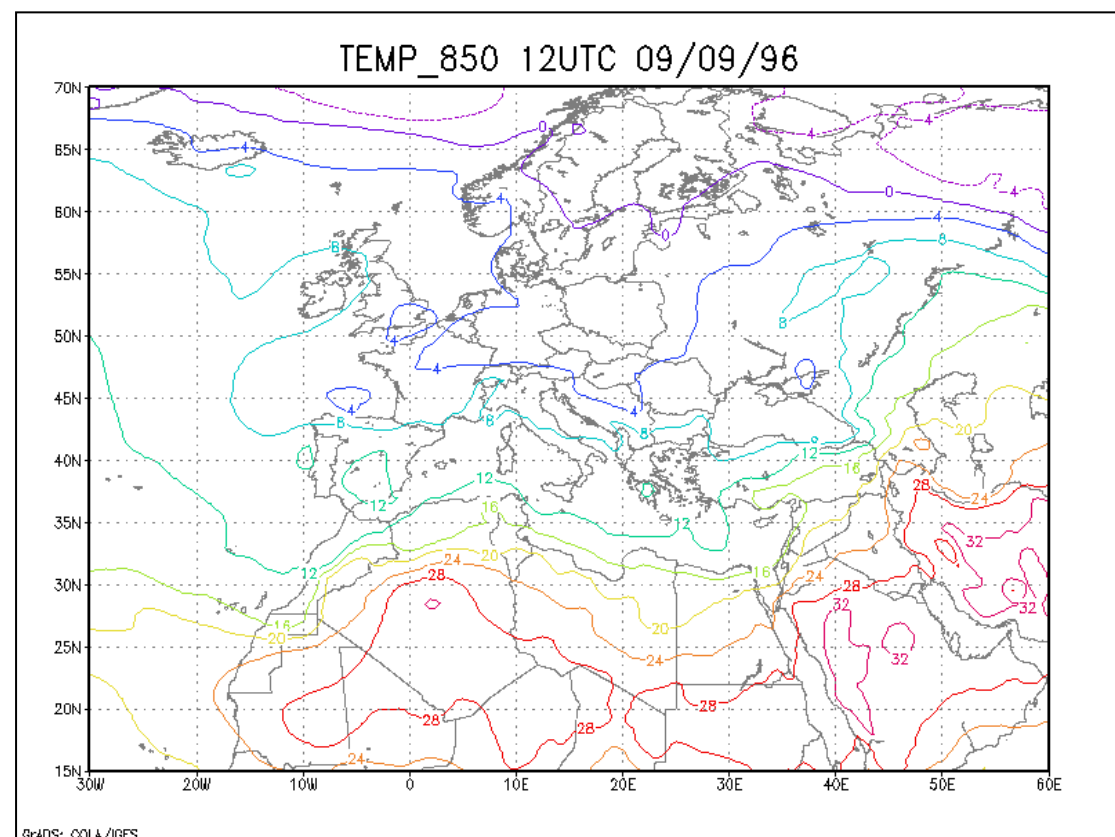
Σχήμα 7.2.7 θ



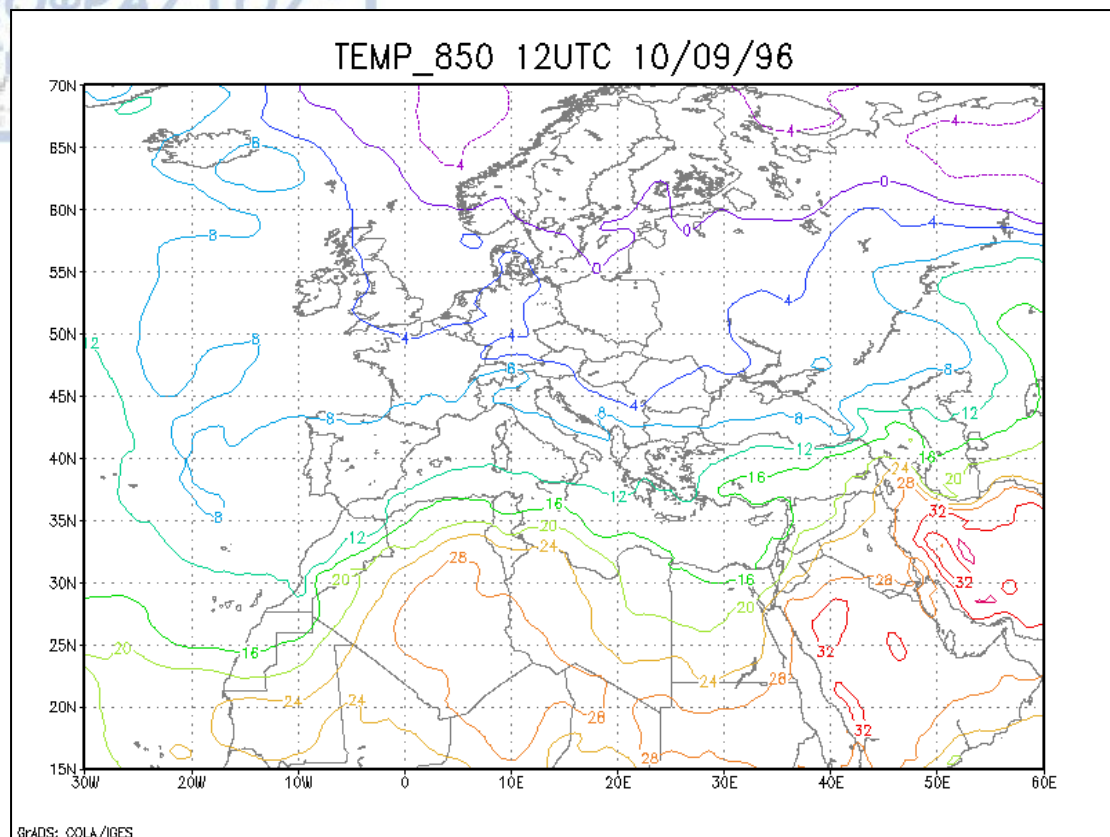
Σχήμα 7.2.8 α,β,γ,δ,ε,στ,ζ,η: Θερμοκρασία στα 500mb από 6-14 Σεπτεμβρίου 1996, στις 1200 UTC



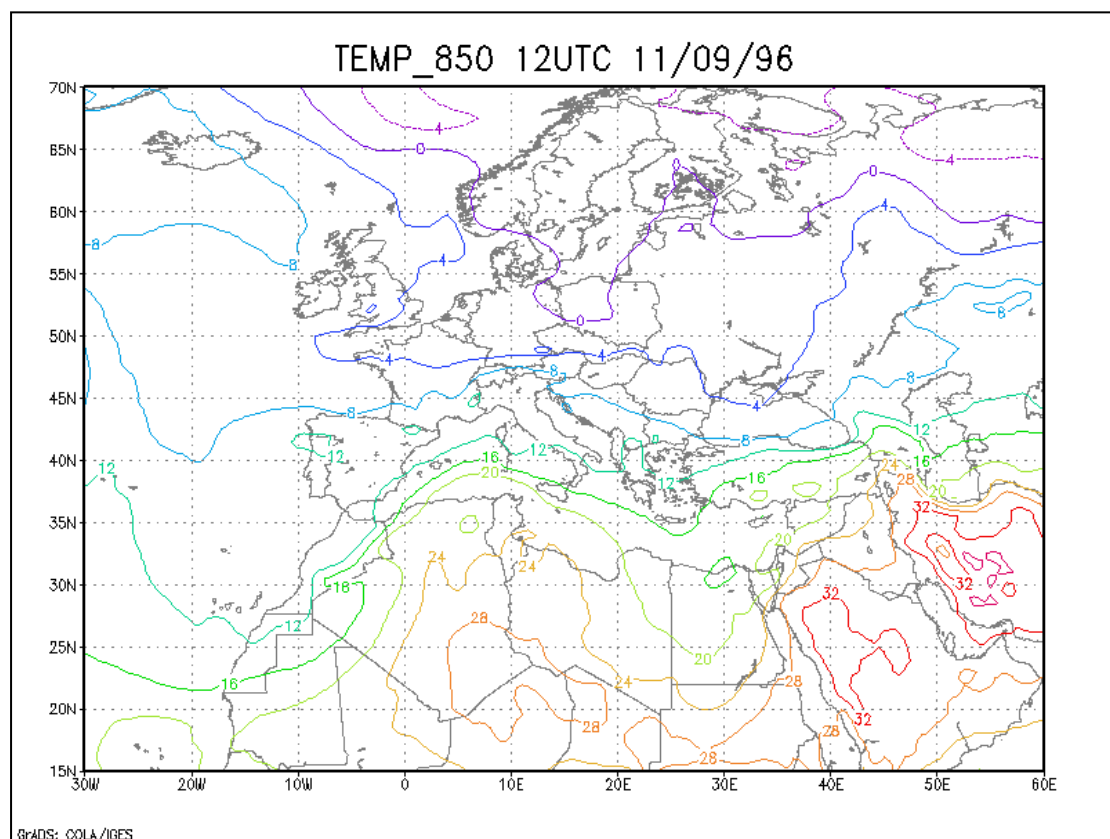
Σχήμα 7.2.8 β



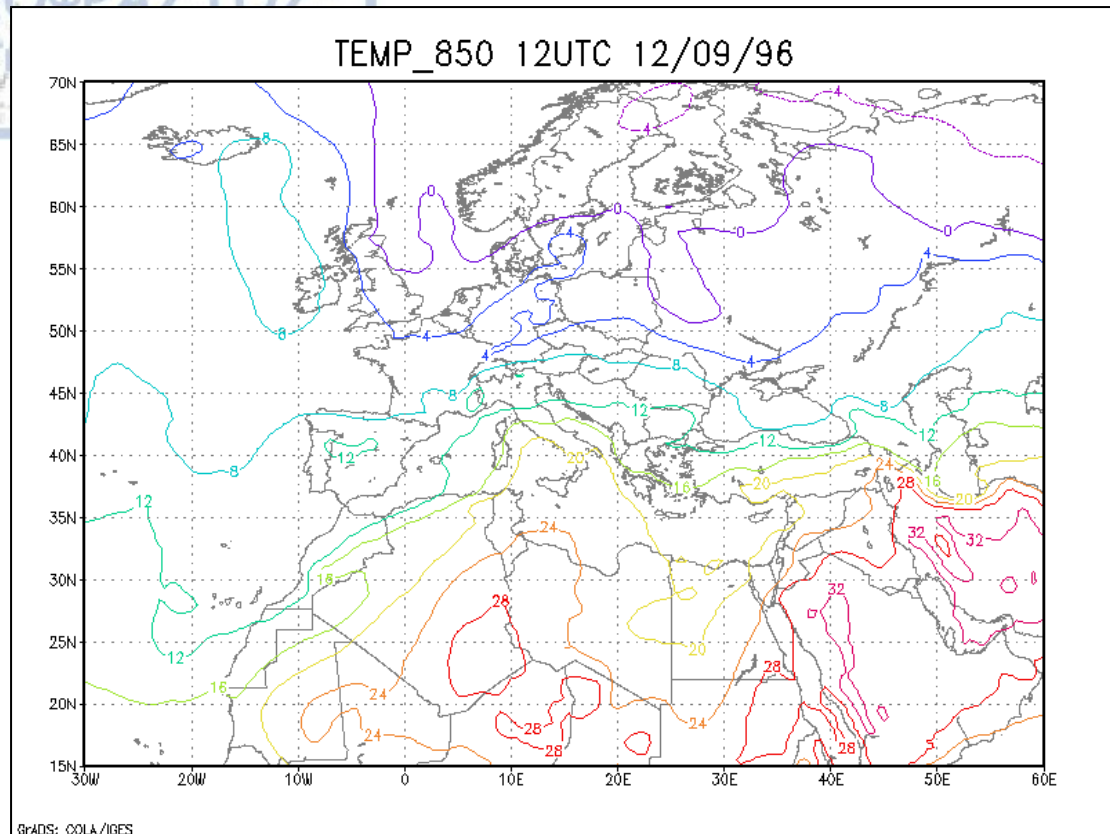
Σχήμα 7.2.8 γ



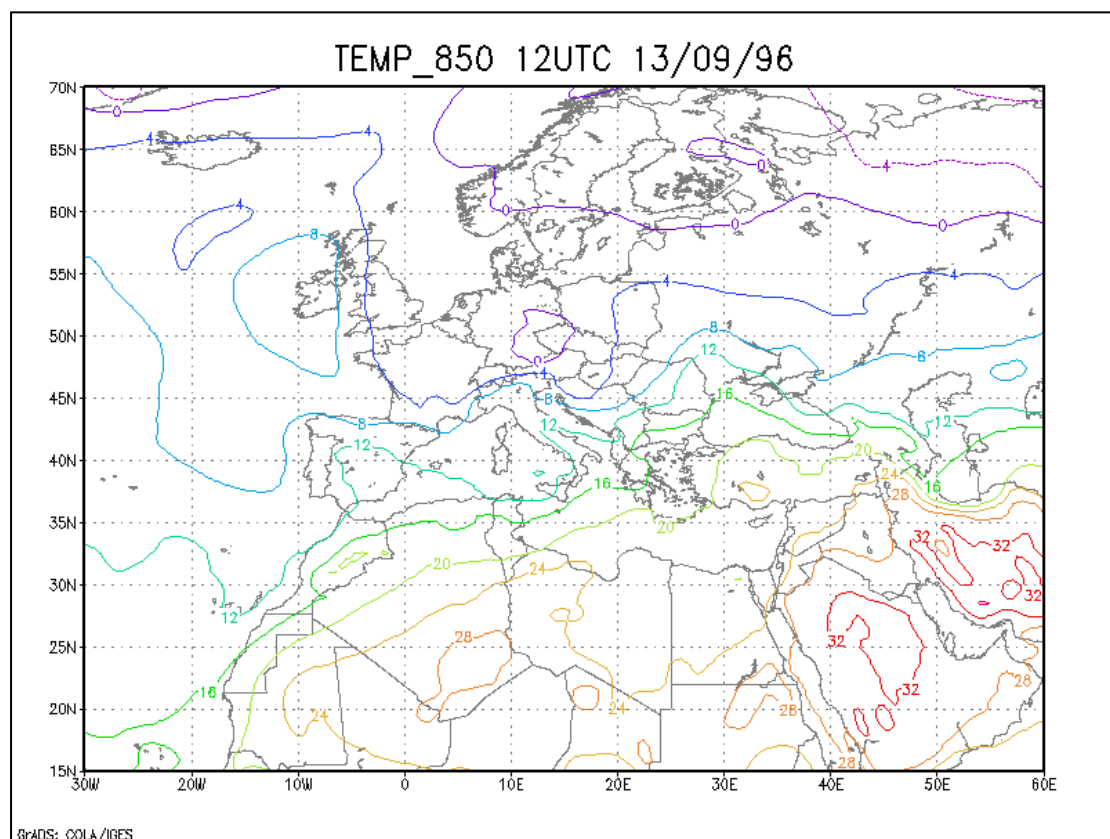
Σχήμα 7.2.8 δ



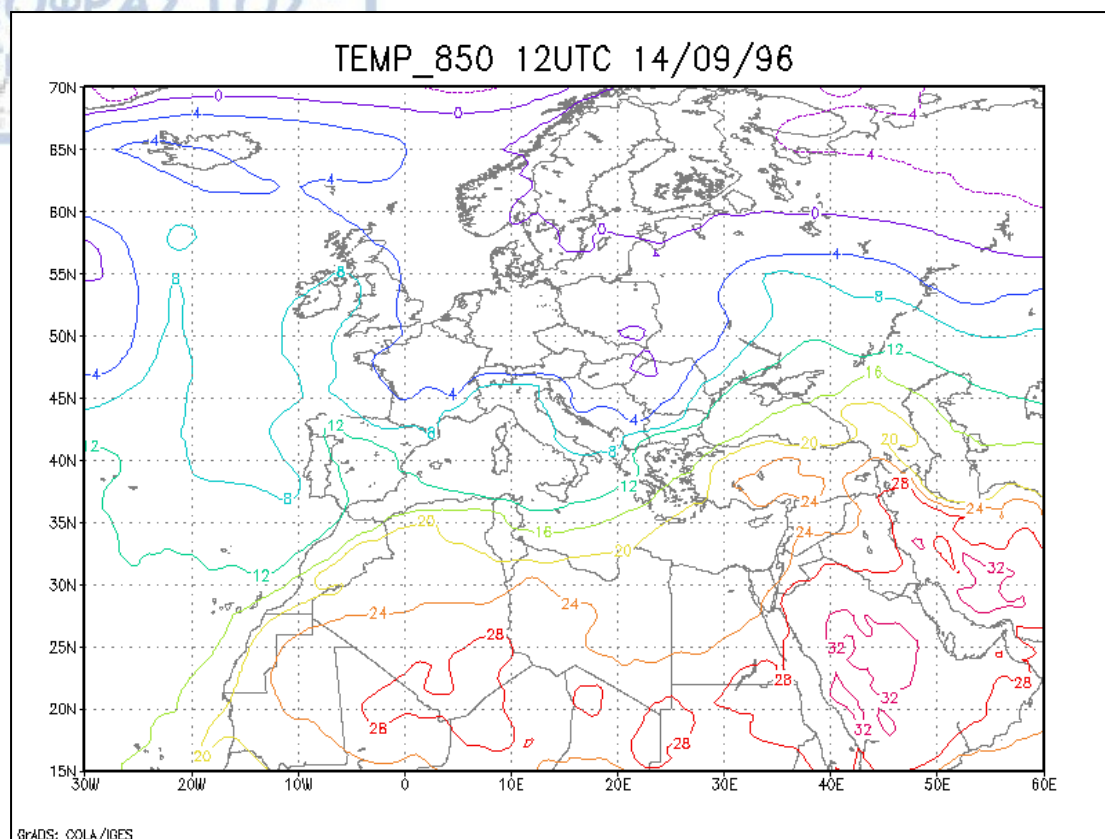
Σχήμα 7.2.8 ε



Σχήμα 7.2.8 στ



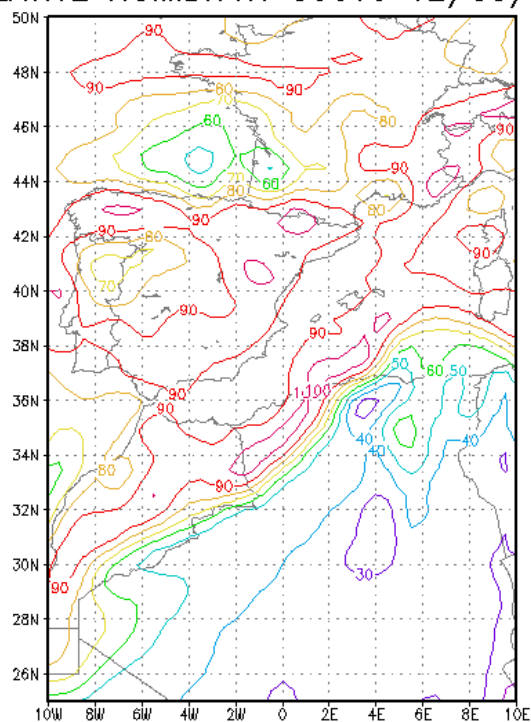
Σχήμα 7.2.8 ζ



Σχήμα 7.2.8 η

Μελετώντας τη σχετική υγρασία στην επιφάνεια των 1000mb, στις 12 Σεπτεμβρίου 1996, ημέρα εκδήλωσης του συστήματος με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων διαπιστώθηκαν τα ακόλουθα. Στις 06 UTC το ποσοστό της σχετικής υγρασίας στην Ανατολική Ισπανία ήταν 100%. Ωστόσο, και στην ευρύτερη περιοχή οι τιμές της υγρασίας ξεπερνούσαν το 80%. Από τις 1200 UTC έως τις 1800 UTC της 12^{ης} Σεπτεμβρίου διαπιστώθηκε μετακίνηση των πολύ υψηλών ποσών σχετικής υγρασίας πάνω από τις Βαlearίδες νήσους και με το πέρας του χρόνου προς τα ανατολικά. Αυτή η μετατόπιση της ζώνης των πολύ υψηλών ποσών σχετικής υγρασίας δείχνει και τη μετατόπιση του συστήματος προς τα ανατολικά (Σχήμα 2.7.9 α,β,γ,δ).

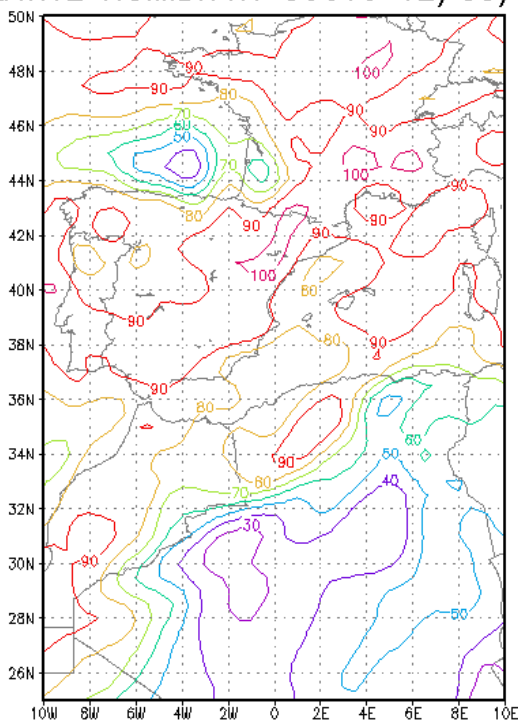
RELATIVE HUMIDITY% 00UTC 12/09/1996



GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 7.2.9 α,β,γ,δ: Ποσοστά σχετικής υγρασίας, στις 12 Σεπτεμβρίου 1996, στις 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC, 1800 UTC

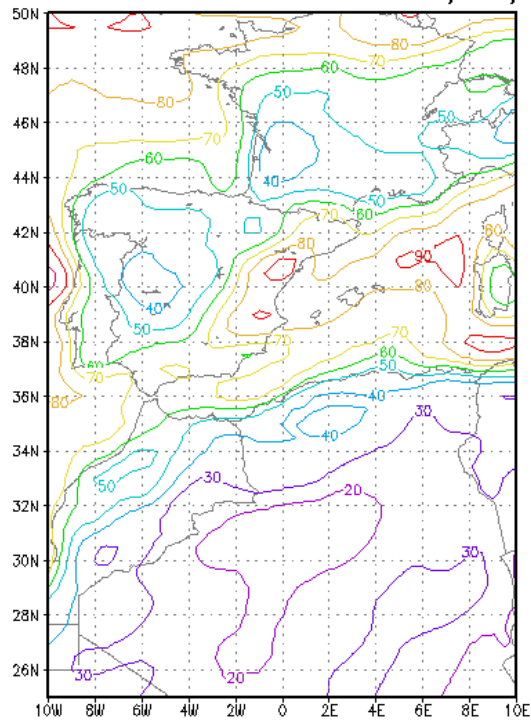
RELATIVE HUMIDITY% 06UTC 12/09/1996



GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 7.2.9 β

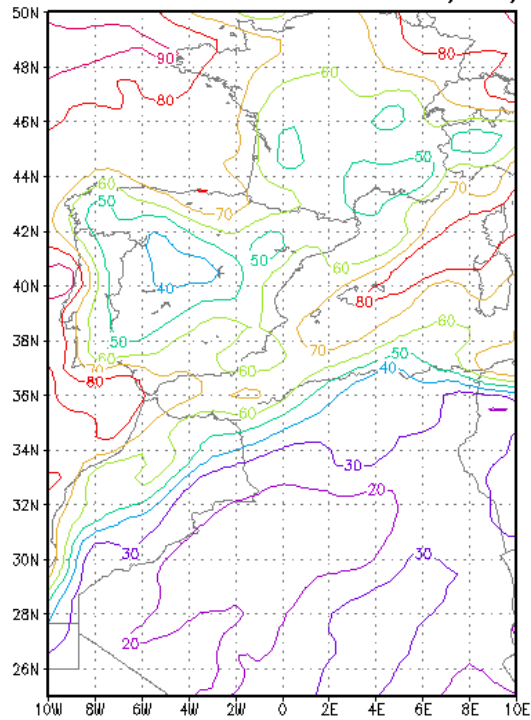
RELATIVE HUMIDITY% 12UTC 12/09/1996



GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 7.2.9 γ

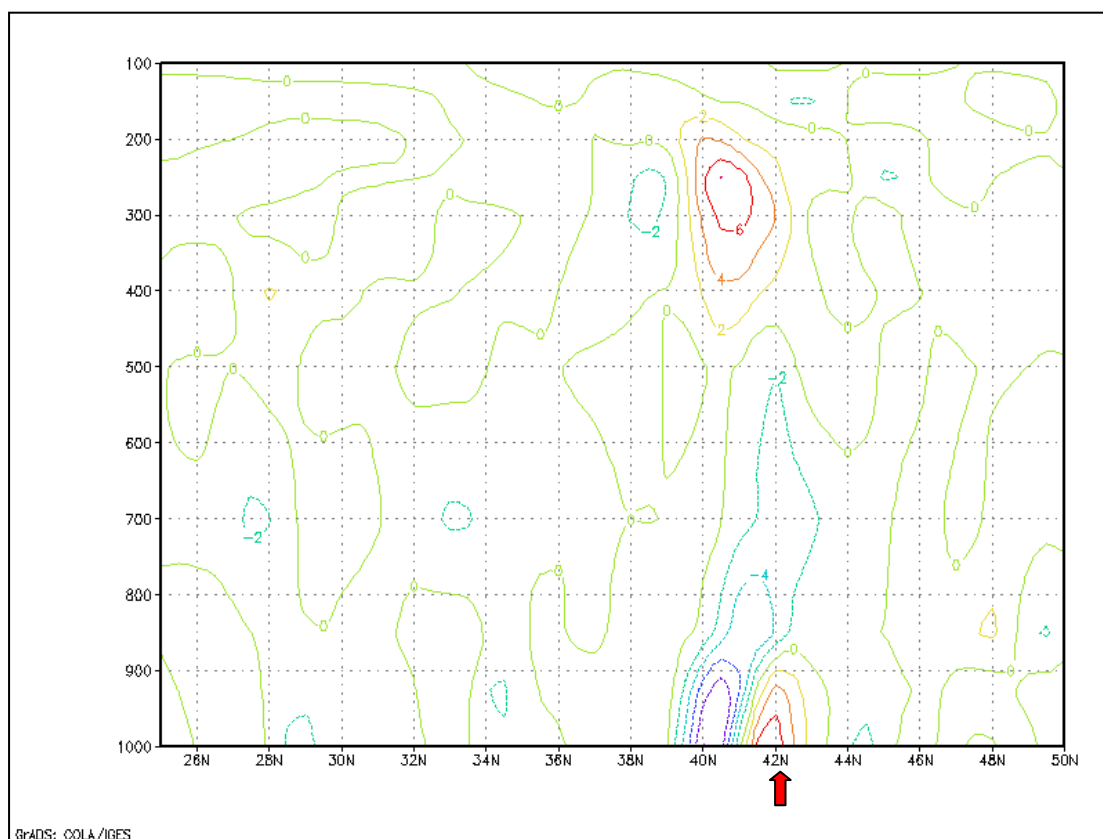
RELATIVE HUMIDITY% 18UTC 12/09/1996



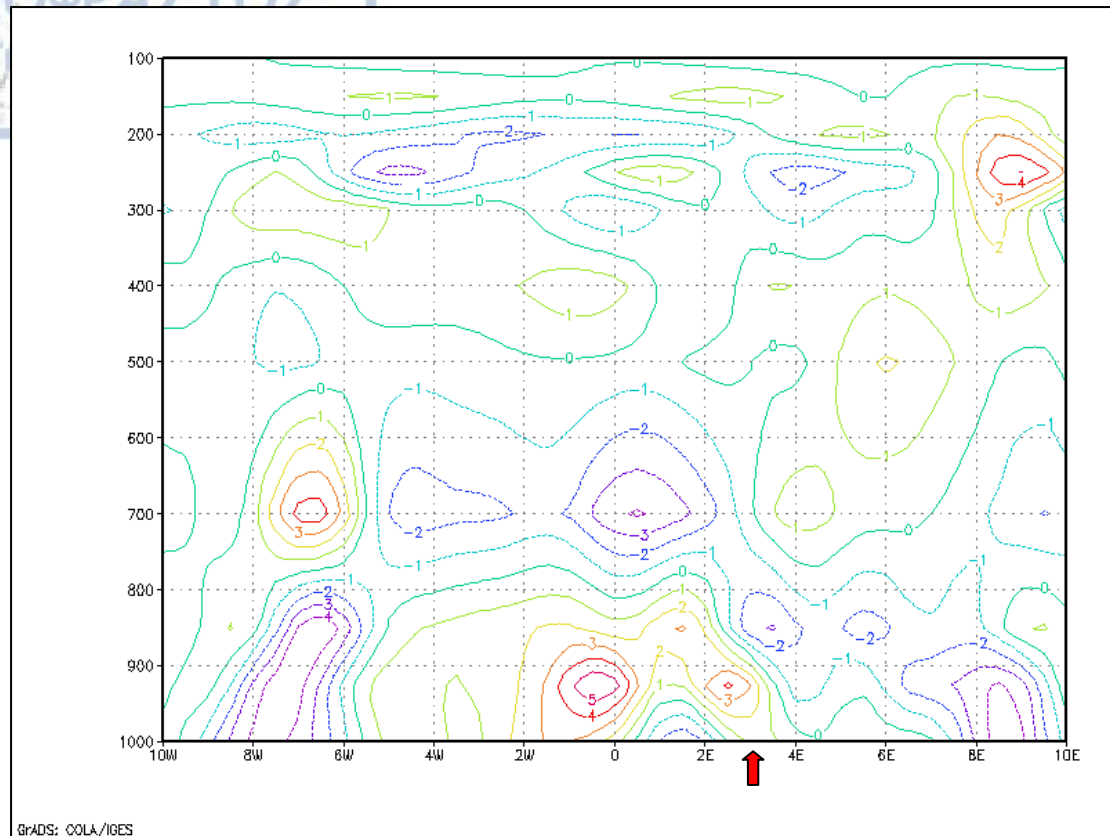
GRADS: COLA/IGES

Σχήμα 7.2.9 δ

Για τις 12 Σεπτεμβρίου 1996, ημέρα εκδήλωσης του συστήματος, δημιουργήθηκαν κατακόρυφες τομές, σε διεύθυνση ανατολής – δύσης και βορρά – νότου της απόκλισης. Η απόκλιση για να αποτυπωθεί στους χάρτες είναι πολλαπλασιασμένη επί 100000sec^{-1} . Στους χάρτες στον κατακόρυφο άξονα αποτυπώνεται το επίπεδο από 100 έως 1000. Στον οριζόντιο άξονα αποτυπώνεται το γεωγραφικό μήκος ή το γεωγραφικό πλάτος. Αυτό εξαρτάται από το εάν η τομή πραγματοποιείται σε διεύθυνση Ανατολής – Δύσης ή σε Βορρά – Νότου. Οι θετικές τιμές της απόκλισης δείχνουν απόκλιση, ενώ οι αρνητικές τιμές σύγκλιση. Ειδικότερα στα χαμηλότερα και ενδιάμεσα στρώματα παρατηρήθηκε σύγκλιση των αέριων μαζών (εκτός από την περιοχή του οριακού στρώματος στο κέντρο του συστήματος), ενώ στα ανώτερα στρώματα (πάνω από τα 450 mb περίπου) υπήρχε απόκλιση (Σχήμα 7.2.10 α,β).



Σχήμα 7.2.10 α: Κατακόρυφη τομή της απόκλισης (sec^{-1}) σε διεύθυνση Β-Ν στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στις 1200 UTC και σε γεωγραφικό μήκος 3°. (↑ κέντρο του συστήματος)



Σχήμα 7.2.10: Κατακόρυφη τομή της απόκλισης (sec^{-1}) σε διεύθυνση Α-Α' στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στις 1800 UTC και σε γεωγραφικό πλάτος 42° . (↑ κέντρο του συστήματος)

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΣΥΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Το αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας αφορά συστήματα με χαρακτηριστικά όμοια με τα χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων, που εκδηλώθηκαν στη λεκάνη της Μεσογείου. Αρχικά, πραγματοποιήθηκε μία βιβλιογραφική αναδρομή σε Μεσογειακούς κυκλώνες που έλαβαν χώρα τις τελευταίες δεκαετίες.

Ειδικότερα, αναλύθηκαν οι περιπτώσεις των Μεσογειακών κυκλώνων που εμφανίστηκαν στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στην περιοχή μεταξύ της Ιβηρικής χερσονήσου και των Βαλεαρίδων νήσων και στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 στη θαλάσσια περιοχή μεταξύ της Ιταλίας και της Ελλάδας.

Τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν προέρχονται από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού, την Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία και την Αγγλική Μετεωρολογική Υπηρεσία. Τα αποτελέσματα τα οποία εξήχθησαν από τη μελέτη των προαναφερθέντων συστημάτων έχουν ως εξής: Το σύστημα που εκδηλώθηκε το Σεπτέμβριο του 1996 σχετίζεται με την ύπαρξη ενός αυλώνας ο οποίος από τον Ατλαντικό ωκεανό επεκτάθηκε προς την Ιβηρική χερσόνησο. Παράλληλα, ο συνδυασμός των υψηλών υψών στον ανατολικό Ατλαντικό ωκεανό και των χαμηλών υψών στη βόρεια Ευρώπη στη μέση τροπόσφαιρα, προκάλεσε τη μεταφορά των ψυχρών αέριων μαζών από βορά προς νότο προς τη δυτική Μεσόγειο. Απόρροια αυτών ήταν η εκδήλωση του συστήματος στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων. Στις 12 Σεπτεμβρίου 1996 στις 1200 UTC, η πίεση στην περιοχή της Μαγιόρκα ήταν 998mb. Δυστυχώς, η περίπτωση του 1996 εξαιτίας της μικρότερης χωρικής ανάλυσης των δεδομένων δεν επέφερε τα αναμενόμενα αποτελέσματα στην ποιοτικότερη αποτύπωση του φαινομένου.

Αντίθετα, η μεγαλύτερη ακρίβεια των δεδομένων που χρησιμοποιήθηκαν στην περίπτωση του 2006, συνέβαλε στην ποιοτικότερη αποτύπωση του συστήματος. Το σύστημα του Σεπτεμβρίου του 2006 συνδέεται με την ύπαρξη ενός αυλώνα που βρισκόταν στον Ατλαντικό ωκεανό και ο οποίος επεκτάθηκε προς τα ανατολικά, εξαιτίας της αποδυνάμωσης της ράχης που εντοπιζόταν στην κεντρική Ευρώπη. Επίσης, διαπιστώθηκαν ψυχρές αέριες μάζες σε ολόκληρο το Μεσογειακό χώρο. Από τη μελέτη των κατακόρυφων τομών της απόκλισης σε διεύθυνση Ανατολής-Δύσης

και Βορά-Νότου διαπιστώθηκε σύγκλιση των αέριων μαζών στα χαμηλότερα στρώματα, ενώ απόκλιση των αέριων μαζών στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Στις 26 Σεπτεμβρίου 2006 εκδηλώθηκε το σύστημα με χαρακτηριστικά όμοια με αυτά των τροπικών κυκλώνων. Αξίζει να σημειωθεί ότι η πίεση στο Μπάρι στις 1200 UTC εκείνης της ημέρας ήταν 999mb.

Τέλος, αξιοσημείωτο είναι να αναφερθεί ότι οι δορυφορικές εικόνες αποτύπωσαν και για τα δύο συστήματα χαρακτηριστικά, όπως αυτά των κυκλώνων στα τροπικά πλάτη. Τα χαρακτηριστικά αυτά είναι η έντονη κυκλωνικότητα, το μάτι του κυκλώνα και η περιοχή έντονης αστάθειας γύρω από το μάτι.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

CONTE, M. , SORANI, R., and PIERVITALI, E. (2002). Extreme Climatic events over the Mediterranean, in: Mediterranean desertification: a mosaic of process and response. Edited by Geeson, N.A., Brandt, C. J., and Thomes, J.B., , Wiley & Sons , Ltd. Pp. 15-31.

EMANUEL, K.A., (1993). The physics of cyclogenesis over the Eastern Pacific. ICSU/WMO International Symposium on Tropical cyclone Disaster. October 12-16, 1992, Beijing, PP 136-142.

EMANUEL, K.A., (1986). An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. J.Atmos.Sci., 43, 585-604

EMANUEL, K.A., (1988). Toward a general theory of hurricanes. American scientist, 76, 371-379.

EMANUEL, K.A., and ROTUNO, R., (1989). Polar lows as arctic hurricanes. Tellus, 41A, 1-17.

ERNST, J.A., and MATSON, M. , (1983). A Mediterranean tropical storm;. Weather, 38, 332-337.

FITA, L., ROMERO, R., LUQUE, A., and RAMIS, C., (2009). Effects of assimilating precipitation zones derived from satellite and lighting data on numerical simulations of tropical-like Mediterranean storms.

GRAY, W.M (1968). Global guide of the origion of tropical disturbances and storms. Mon. Wea. Rev., 96, 669-700.

GRAY, W.M (1979). Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. In: Meteorology over the tropical ocean. D.D. Shaw (ED). Roy Meteor. Soc. 155-218.

KARACOSTAS, T.S., and FLOCAS, A.A., (1983). The development of the 'bomb' over the Mediterranean area , La Meteorologie, 34, 351-358.

KATSAFADOS, P., MAYROMATIS, E., PAPADOPOULOS, A., and PYTHAROULIS, I., (2011). Numerical simulation of a deep Mediterranean storm and its sensitivity on sea surface temperature. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 11, 1233-1246

LAGOUVARDOS, K., KOTRONI, V., NICKOVIC, S., JOVIC, D., KALLOS, G., and TREMBACK, C. J., (1999). Observational and model simulations of a winter sub-synoptic over the central Mediterranean, Met. Apps. 6, 371-383.

LAGOUVARDOS, K., KOTRONI, V., and DEFER, E. (2007), The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis, Q. J. R. Meteorol. Soc., 133, 1519–1531, doi:10.1002/qj.121

ΜΑΚΡΟΓΙΑΝΝΗΣ, Τ.Ι., και ΣΑΧΣΑΜΑΝΟΓΛΟΥ Χ.Σ., (2004). Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας, εκδόσεις ΧΑΡΙΣ Ε.Π.Ε..

MAYENGON , R., (1984). Warm core cyclones in the Mediterranean, January 1982. Mariners Weather Log, 28 , 6-9.

ΜΠΑΛΑΦΟΥΤΗΣ, Χ.Ι., και ΜΑΧΑΙΡΑΣ, Π.Χ., (1983). Μαθήματα Γενικής Κλιματολογίας, εκδόσεις ΓΙΑΧΟΥΔΗ.

MCBRIDE, J.L., and R. ZEHR (1981). Observational analysis of cyclone formation. Part II: Comparison of non-developing, versus developing systems J.Atmos.Sci.38,1132-1151.

OOYAMA, K.M (1964). A dynamical model for the study of tropical cyclone development. Geofis. Int., 4, 187-198.

PYTHAROULIS, I. (1995). Simulation of a Mediterranean Cyclone. MSc dissertation. Department of Meteorology, University of Reading, UK.

RASMUSSEN, E., (1979). The polar low as an extratropical CISK disturbance. Q. J. R. Meteorol.Soc., 105,531-549.

RASMUSSEN, E., (1985). A case study of a polar low development over the Barents Sea. Tellus, 37A, 407-418.

RASMUSSEN, E., and ZICK, C., (1987). A subsynoptic vortex over the Mediterranean with some resemblance to polar lows. Tellus, 39A, 408-425.

ROTUNNO, R., and EMANUEL, K.A., (1987). An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part II: Evolutionary Study Using a Nonhysrostatic Axisymmetric Nummerical Model. J.Atmos. Sci., 44, 542-561.

ΤΣΟΠΟΥΡΙΔΗΣ, Λ., (2010). Συνοπτική Ανάλυση και Προγνωστικότητα μιας Έντονης Ψυχρής Εισβολής στον Ελλαδικό χώρο. Διπλωματική Εργασία. Τμήμα Γεωλογίας, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης

WINSTANLEY, D., (1970). The north African flood disaster, September 1969. Weather, 25, 390-403.

ZIAKOPOULOS, D. and MARINAKI, A., (1996). Mesoscale Mediterranean Vorticies with characteristics of tropical cyclones. In Preprints, National Conrerence on Meteorology- Climatology Physics of the Atmosphere, Athens, Greece, 154-159 (in Greek)

ΠΗΓΕΣ ΑΠΟ ΤΟ ΔΙΑΔΙΚΤΥΟ

ww2010.atmos.uiuc.edu

www.google.gr

www.wikipedia.org

www.physics.4u.gr

ΔΕΔΟΜΕΝΑ ΑΠΟ:

ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ (ΕΜΥ)

ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΚΕΝΤΡΟ ΜΕΣΟΠΡΟΘΕΣΜΩΝ ΠΡΟΡΝΩΣΕΩΝ ΚΑΙΡΟΥ

ΑΓΓΛΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ