



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ
ΤΜΗΜΑ ΗΛΕΚΤΡΟΛΟΓΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΚΑΙ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ
ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΩΝ

Υπολογισμός δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων από πλεγματικά δεδομένα υψηλής χωρικής διακριτότητας για μια περίπτωση ισχυρής κυκλογένεσης.

Calculation of dynamic and thermodynamic parameters for an explosive cyclogenesis by high spatial resolution data grids.

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

Του

ΣΩΤΗΡΗ ΤΣΙΟΥΓΚΟΥ

Βόλος, ΙΟΥΛΙΟΣ 2016

Στους γονείς μου



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ
ΠΟΛΥΤΕΧΝΙΚΗ ΣΧΟΛΗ

ΤΜΗΜΑ ΗΛΕΚΤΡΟΛΟΓΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΚΑΙ
ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΩΝ

Υπολογισμός δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων από πλεγματικά δεδομένα υψηλής χωρικής διακριτότητας για μια περίπτωση ισχυρής κυκλογένεσης.

Calculation of dynamic and thermodynamic parameters for an explosive cyclogenesis by high spatial resolution data grids.

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

Του

ΣΩΤΗΡΗ ΤΣΙΟΥΓΚΟΥ

Επιβλέποντες :

ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ ΤΣΟΜΠΑΝΟΠΟΥΛΟΥ

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Π.Θ.

ΗΛΙΑΣ ΧΟΥΣΤΗΣ

Ομότιμος Καθηγητής Π.Θ.

ΕΛΕΝΑ ΦΛΟΚΑ

Αναπληρώτρια Καθηγήτρια ΕΚΠΑ.

Εγκρίθηκε από την τριμελή εξεταστική επιτροπή την *ΗΜΕΡΟΜΗΝΙΑ ΕΞΕΤΑΣΗΣ*

(Υπογραφή)

.....
ΠΑΝΑΓΙΩΤΑ ΤΣΟΜΠΙΑΝΟΠΟΥΛΟΥ
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια Π.Θ.

(Υπογραφή)

.....
ΗΛΙΑΣ ΧΟΥΣΤΗΣ
Ομότιμος Καθηγητής Π.Θ.

(Υπογραφή)

.....
ΕΛΕΝΑ ΦΛΟΚΑ
Αναπληρώτρια Καθηγήτρια ΕΚΠΑ.

Βόλος, ΙΟΥΛΙΟΣ 2016

(Υπογραφή)

.....

ΣΩΤΗΡΗΣ ΤΣΙΟΥΓΚΟΣ

Διπλωματική Εργασία για την απόκτηση Μεταπτυχιακού Διπλώματος Ειδίκευσης στην «Επιστήμη και Τεχνολογία Υπολογιστών, Τηλεπικοινωνιών και Δικτύων», στα Πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Ηλεκτρολόγων Μηχανικών και Μηχανικών Υπολογιστών του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας

© 2013 – All rights reserved

Περίληψη

Στην συγκεκριμένη εργασία έγινε υπολογισμός των δυναμικών και θερμοδυναμικών διεργασιών καθώς και μελέτη της δομής και της εξέλιξης μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης που έλαβε χώρα στην περιοχή της Αδριατικής στις 11 Φεβρουαρίου 2010. Το συγκεκριμένο επεισόδιο κυκλογένεσης αποτελεί μια από τις περιπτώσεις ταχείας κυκλογένεσης της περιόδου 2002-2010 οι οποίες εντοπίστηκαν με αντικειμενική μέθοδο και συγκεκριμένα με τη χρήση του αλγόριθμου του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης και πλεγματικά δεδομένα από το ECMWF/ERA-INTERIM σε κανονικό πλέγμα $0.50^{\circ} \times 0.50^{\circ}$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους. Μελετήθηκε το συνοπτικό περιβάλλον και η θερμοδυναμική δομή του συγκεκριμένου χαμηλού από το χρονικό διάστημα της κυκλογένεσης έως και την εκρηκτική βύθυνση του, χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες και θερμοδυναμικές παραμέτρους όπως ο δυναμικός στροβιλισμός, η δυναμική θερμοκρασία, οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας σε συγκεκριμένα ισοβαρικά επίπεδα και ισημερινικές επιφάνειες. Ο υπολογισμός και η οπτικοποίηση των ανωτέρω θερμοδυναμικών παραμέτρων έγινε σε περιβάλλον MATLAB, τα αποτελέσματα της οποίας αποδείχθηκαν ιδιαίτερα ακριβή για τη μελέτη της συγκεκριμένης περίπτωσης.

Η προς εξέταση περίπτωση κυκλογένεσης αποτελεί μια από τις χαρακτηριστικές του τύπου CC εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, όπου μια οργανωμένη ύφεση μεγάλης κλίμακας από την περιοχή του Ατλαντικού, εισέρχεται στη Μεσόγειο από τα Δ-ΒΔ και συνδυάζεται με την εισβολή ενός χαμηλού μικρότερης κλίμακας στη Μεσόγειο κινούμενο Β-ΒΑ από τη Βόρεια Αφρική. Τα αποτελέσματα έδειξαν ότι το χαμηλό παρουσίασε ισχυρό ρυθμό βύθισης κάτω από την επίδραση της εισβολής ξηρού και ψυχρού αέρα στρατοσφαιρικής προέλευσης στην ανώτερη τροπόσφαιρα την ίδια στιγμή όπου θερμός και υγρός αέρας στα κατώτερα στρώματα περιβάλλονταν από ψυχρό αέρα της καλοσηματισμένης σύσφιξης, δημιουργώντας ευνοϊκό περιβάλλον για την έκλυση δυναμικής αστάθειας και ανάπτυξη ανοδικών κινήσεων. Η επίδραση των διαβατικών διεργασιών επιβεβαιώθηκε μέσα από τις κατανομές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και από τις διαφορές της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας από την αντίστοιχη του αέρα, ενώ η δημιουργία μεγίστου του δυναμικού στροβιλισμού στα χαμηλά στρώματα

πάνω από την περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης αξιολογείται ως ένας επιπλέον παράγοντας που επιβεβαίωσε τη συνέργεια μεταξύ βαροκλινικών και διαβατικών διεργασιών στην ανάπτυξη του ισχυρού ρυθμού πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια.

Abstract

In this study was calculated the dynamic and thermodynamic processes and was studied the structure and evolution of an explosive cyclogenesis case that took place in the Adriatic sea on 11 February 2010. This cyclogenesis episode is one of the cases of rapid cyclogenesis between 2002-2010 which were identified by an objective method using the algorithm of the University of Melbourne and data from ECMWF / ERA-INTERIM to a regular grid of 0.500 X 0.500 latitude-longitude. The synoptic environment and thermodynamic structure were studied of this cyclone from the time of cyclogenesis until the explosive deepening using satellite images and thermodynamic parameters such as the potential vorticity, the potential temperature, the sensible and latent heat fluxes, the sea surface temperature in particular isobaric levels and isentropic surfaces. The calculation and visualization of these thermodynamic parameters was done in MATLAB environment, the results of which proved to be very accurate for the study of the case.

This case of cyclogenesis is one of the characteristic type of CC explosive cyclogenesis in the Mediterranean Sea, where an organized large-scale cyclone from the Atlantic enters the Mediterranean from the W-NW and is associated with the invasion of a smaller scale cyclone in the Mediterranean animated N-NE from North Africa. The results showed that the cyclone had strong deepening rate under the influence of dry and cold air stratospheric intrusion in the upper troposphere at the same time where warm and humid air in the lower layers surrounded by cold air, creating a favorable environment for the release dynamic instability and growth upward movements. The effect of diabatic processes confirmed through the sensible and latent heat distributions and the differences in temperature between the sea surface and the air, while creating maximum potential vorticity over the area of explosive cyclogenesis evaluated as an additional factor that confirmed the synergy between varoclinic and diabatic processes in the development of strong pressure drop rate on the surface.

Περιεχόμενα

1	Εισαγωγή.....	1
2	Θεωρία εκρηκτικών κυκλογενέσεων	2
2.1	Χαρακτηριστικά και τύποι εκρηκτικών κυκλογενέσεων	2
2.2	Βασικοί μηχανισμοί εκρηκτικής κυκλογένεσης	8
2.2.1	Βαροκλιτικές διεργασίες	8
2.2.2	Διαβατικές διεργασίες	18
3	Αριθμητικά πειράματα.....	28
3.1	Δεδομένα.....	28
3.2	Μεθοδολογία	29
3.3	Περιβάλλον υπολογισμών	33
4	Συνοπτική ανάλυση	41
4.1	Γενικά	41
4.2	Ανάλυση επιφάνειας.....	43
4.3	Ανάλυση στα 500hPa.....	47
5	Δυναμική ανάλυση.....	53
5.1	Ερμηνεία και εξέλιξη του χαμηλού με βάση τις δορυφορικές φωτογραφίες του METEOSAT.....	53
5.2	Αλληλεπίδραση των θερμοδυναμικών διεργασιών μεταξύ ανώτερης και κατώτερης τροπόσφαιρας.....	59
5.2.1	Ανώτερα στρώματα	59
5.2.2	Κατώτερα στρώματα	69
5.3	Σύνοψη	78
6	Συμπεράσματα.....	79
7	Βιβλιογραφία.....	82

Ο καιρός ανέκαθεν ήταν αναπόσπαστο κομμάτι της ζωής του ανθρώπου καθώς με ποικίλο τρόπο μπορούσε να επηρεάσει την καθημερινή του δραστηριότητα. Ιδιαίτερα στις μέρες μας οι ολοένα αυξανόμενες απαιτήσεις του σύγχρονου τρόπου ζωής κάνουν περισσότερο απαραίτητη μια πιο ακριβής γνώση των μετεωρολογικών φαινομένων. Στη συγκεκριμένη μελέτη εξετάζονται οι μηχανισμοί του μετεωρολογικού φαινομένου της εκρηκτικής κυκλογένεσης, που χαρακτηρίζεται από εξαιρετικό και ασυνήθιστα υψηλό ρυθμό πτώσης της πίεσης στα μέσα γεωγραφικά πλάτη. Η προς εξέταση περίπτωση έλαβε χώρα στη λεκάνη της Μεσογείου, περιοχή που παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον από μετεωρολογικής άποψης λόγω της γεωγραφικής της θέσης και της τοπογραφίας της (**Lionello et al. 2006**). Η υφεσιακή δραστηριότητα που είναι έντονη στην περιοχή, οι συχνές εισβολές ψυχρών αερίων μαζών, κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, από τα βόρεια σε συνδυασμό με την ορογραφία και κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες της δυναμικής της ανώτερης τροπόσφαιρας, ευνοούν τη δημιουργία ενός ακραίου καιρικού φαινομένου σαν κι αυτό. Για τον ακριβή υπολογισμό με βάση την αντίστοιχη βιβλιογραφία των παραμέτρων, δυναμικών και θερμοδυναμικών, αλλά και για τη διεξοδική μελέτη της συγκεκριμένης εκρηκτικής κυκλογένεσης έγινε χρήση δύο εξειδικευμένων εργαλείων, του Matlab αλλά και του αλγόριθμου του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης που αναπτύχθηκε από τους **Murray RJ, Simmonds I 1991** για τον εντοπισμό κέντρων εκρηκτικών χαμηλών.

2

Θεωρία εκρηκτικών κυκλογενέσεων

2.1 ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΚΑΙ ΤΥΠΟΙ ΕΚΡΗΚΤΙΚΩΝ ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΕΩΝ

Ως εκρηκτικά χαμηλά (ή μετεωρολογικές "βόμβες") ονομάζουμε τα βαρομετρικά εκείνα χαμηλά των μέσων γεωγραφικών πλατών όπου χαρακτηρίζονται από ασυνήθιστα υψηλό ρυθμό πτώσης της πίεσης, με τις τιμές αυτού να είναι τουλάχιστον 1hpa / 1hr (Bergeron 1954) για χρονικό διάστημα 24 ωρών ή ισοδύναμα τουλάχιστον 1 Bergeron (**Sanders and Gyakum 1980**), όταν εφαρμόζεται ο κανονικοποιημένος 24ωρος ρυθμός πτώσης της πίεσης (NDR_c) με την κανονικοποίηση να γίνεται στις $60^{\circ}N$ (Sanders and Gyakum 1980) :

$$NDR_c = \frac{\Delta P \sin 60^{\circ}}{24 \sin \varphi} \quad (2.1)$$

είναι μεγαλύτερος ή ίσος της μονάδας (Lim and Simmonds 2002), όπου ΔP είναι η διαφορά πίεσης του κέντρου του χαμηλού η οποία λαμβάνει χώρα στο 24ωρο και (φ) είναι το γεωγραφικό πλάτος. Η εκρηκτική κυκλογένεση εμφανίζεται κυρίως σε θαλάσσιο περιβάλλον κατά την ψυχρή περίοδο του έτους και τα χαρακτηριστικά της είναι παρόμοια με αυτά των κυκλώνων των τροπικών περιοχών: ύπαρξη θερμού αέρα στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας με μια περιοχή καθαρή από νεφώσεις γύρω

από το κέντρο του η οποία περιβάλλεται από ζώνη ισχυρών επιφανειακών ανέμων και νεφικά στρώματα σε σπειροειδή διάταξη αποτελούμενα από νέφη ισχυρής κατακόρυφης ανάπτυξης, συνοδευόμενα συχνά από έντονα φαινόμενα (**Böttger et al. 1975; Bosart 1981; Gyakum 1983b ; Mayencon 1984**).

Σημαντικός αριθμός κλιματολογικών μελετών ως τώρα έχουν εξετάσει τις χρονικές και χωρικές κατανομές των εκρηκτικών χαμηλών πάνω από ωκεάνιες επιφάνειες όπου και παρουσιάζουν τη μέγιστη συχνότητα εμφάνισης (**Sanders and Gyakum 1980; Roebber 1984; Rogers and Bosart 1986; Gyakum et al. 1989; Chen et al. 1992; Lim and Simmonds 2002**). Άλλες μελέτες έχουν εστιάσει στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία και τη δυναμική της τροπόσφαιρας σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης, θεωρώντας αυτήν ως φαινόμενο συνοπτικής κλίμακας (**Sanders 1986; Konrad and Collucci 1988; Manobianco 1989; Wash et al. 1992; Lackmann et al. 1996; Wang and Rogers 2001**), ενώ διάκριση ανάμεσα στις δυναμικές και θερμοδυναμικές διεργασίες που συντελούν στο φαινόμενο σε σχέση με την κοινή κυκλογένεση παρουσιάζονται στους **Sanders (1986), Wash et al. (1992), Gyakum and Danielson (2000)**. Η ενισχυμένη βαροκλινικότητα των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας (**Rogers and Bosart 1991**), η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας (**Gyakum 1983b; Kuo et al. 1991**), η θέρμανση των κατωτέρων στρωμάτων λόγω επίδρασης της θερμότερης θάλασσας σε σχέση με τον παρακείμενο ψυχρότερο αέρα (**Davis and Emanuel 1988; Hedley and Yau 1991**) καθώς και η ασθενής στατική ευστάθεια (**Reed and Albright 1986; Gyakum and Barker 1988**) αποτελούν ορισμένους από τους σημαντικούς παράγοντες που συντελούν στην έναρξη της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Επιπρόσθετα το φαινόμενο υποστηρίζεται από την δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων της τροπόσφαιρας μέσω διαφόρων διεργασιών οι οποίες συχνά αλληλεπιδρούν μεταξύ τους (**Bosart and Lin 1984; Colucci 1985; Rogers and Bosart 1986; Zehnder and Keyser 1991; Roebber 1993; Strahl and Smith 2001**).

Οι **Rogers και Bosart (1986)** προσδιόρισαν τέσσερα στάδια της εκρηκτικής κυκλογένεσης ως ακολούθως:

- *Αρχικό στάδιο: Η περίοδος που έχουμε τον αρχικό σχηματισμό μιας περιοχής με χαμηλή πίεση μέχρι το χρονικό σημείο της έναρξης της ταχείας βάθυνσης,*

- *Εκρηκτικό στάδιο: Η περίοδος κατά την οποία παρουσιάζεται ο εκρηκτικός ρυθμός πτώσης της πίεσης,*
- *Ωριμο στάδιο: Η περίοδος κατά την οποία η ταχεία πτώση της πίεσης του κέντρου παύει να υφίσταται, ενώ η πίεση του κέντρου του χαμηλού, η ένταση αυτού (intensity) και οι χωρικές διαστάσεις αυτού παραμένουν σχεδόν στάσιμες και τέλος*
- *Στάδιο διάλυσης: Αποτελεί ουσιαστικά το στάδιο εκείνο κατά το οποίο παρουσιάζεται αρχικά σταδιακή ελάττωση του ρυθμού ανάπτυξης με τις τιμές του κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης $NDRe$ (βλέπε εξίσωση 2.1) να είναι μικρότερες της μονάδας, ενώ σε επόμενο στάδιο του σταδίου διάλυσης ξεκινάει η άνοδος της πίεσης, η μείωση της έντασης του χαμηλού και η κυκλοδιάλυση.*

Ωστόσο είναι εξαιρετικά σημαντικό το γεγονός ότι το εκρηκτικό στάδιο ανάπτυξης ενός χαμηλού αποτελεί συχνά ένα ελάχιστο χρονικό διάστημα της συνολικής διάρκειας ζωής ενός χαμηλού των εξωτροπικών περιοχών, το οποίο λαμβάνει χώρα μεταξύ δύο ραδιοβολίσεων. Έτσι, ένα χαμηλό που βρίσκονταν στο αρχικό στάδιο κατά την έναρξη μιας συγκεκριμένης περιόδου διάρκειας 12 ωρών, μπορεί να παρουσιάσει ταχεία βάθυνση και να διέλθει ακόμη και στο ώριμο στάδιο κατά τη διάρκεια του κύκλου των 12ωρων (**Rogers and Bosart 1986**). Αυτό ακριβώς αποτελεί ένα από τα θεωρητικά ζητήματα που σχετίζονται με την εκρηκτική κυκλογένεση και οδηγούν στην αδυναμία ορθής προσομοίωσης του πραγματικού ρυθμού πτώσης της πίεσης, ακόμη και από τα σύγχρονα αριθμητικά μοντέλα και έχει οδηγήσει άλλους ερευνητές (**Roebber 1984;1989**) στην εξέταση των ρυθμών πτώσης της πίεσης στο 12ωρο, αντί για το 24ωρο όπου θεωρείται ότι προσομοιάζει τα πιο ισχυρά από τα εκρηκτικά χαμηλά (**Roebber 1989**), σε συνδυασμό με τη συνέργεια των θερμοδυναμικών μηχανισμών στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα, βαροκλιτικές και διαβατικές οι οποίες αλληλεπιδρούν κατά τρόπο μη γραμμικό ο οποίος συχνά δεν προσομοιάζεται, αριθμητικά, κατά τρόπο επαρκή (**Anthes et al 1983 ; Davis και Emanuel 1988**).

Με βάση τη μελέτη του **Sanders (1986)**, τα εκρηκτικά χαμηλά κατατάσσονται σύμφωνα με τους ρυθμούς πτώσης της πίεσης σε ασθενή (1 - 1.2 Bergerons), μέτρια (1.3 - 1.8 Bergerons) και ισχυρά (πάνω από 1.8 Bergerons). Οι κατηγορίες διαφέρουν μεταξύ τους ως προς τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά τους, κυρίως σε ότι αφορά τη χρονική διαφορά ανάμεσα στην εμφάνιση επιφανειακής κυκλογένεσης και την κίνηση ενός μεγίστου του ανώτερου στροβιλισμού πάνω από την περιοχή του επιφανειακού χαμηλού. Οι **Konrad και Colucci (1988)** διαχώρισαν τις περιπτώσεις

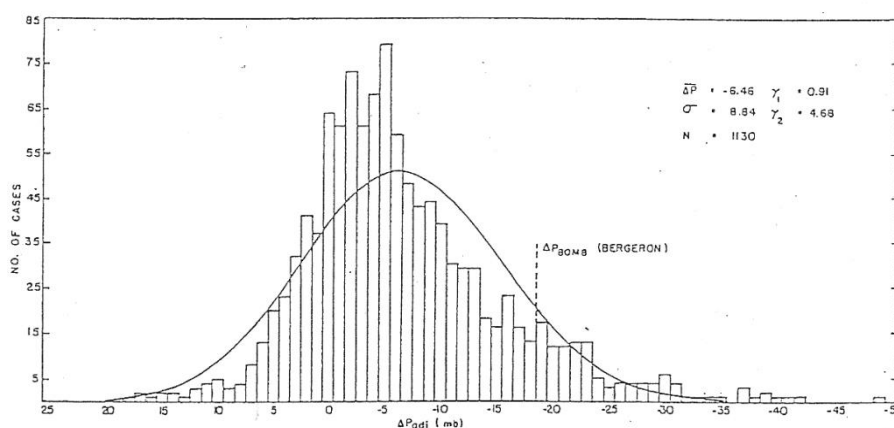
των εκρηκτικών κυκλογενέσεων ανάλογα με το αν αναπτύσσονταν κυκλωνική ή αντικυκλωνική κυκλοφορία στην στάθμη των 500hPa σε χρονικό διάστημα 48ωρων γύρω από τη μέση θέση του επιφανειακού χαμηλού κατά τη διάρκεια του σταδίου εκρηκτικής, σε τρεις κύριες κατηγορίες:

1. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες σχετίζονταν με την ύπαρξη κυκλογενετικής δραστηριότητας στα 500hPa,

2. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες σχετίζονταν με την ύπαρξη αντικυκλώνα μεγάλης κλίμακας στα 500hPa, με τη μορφή εμποδισμού, ο οποίος δρα ως μια δυναμικά ασταθής έξαρση και στα ανατολικά κράσπεδα του οποίου αναπτύσσονται ανώτερες διαταραχές και,

3. Περιπτώσεις επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες δεν παρουσιάζουν καμιά από τις παραπάνω δυο μορφές κυκλοφορίας στα 500hPa (wave category).

Επιπλέον, εάν μια διαταραχή στα ανώτερα στρώματα, ανατολικά από το κέντρο ενός επιφανειακού χαμηλού, παρουσίαζε βάθυνση με ταυτόχρονη ενίσχυση της αντικυκλωνικής κυκλοφορίας δυτικά από το επιφανειακό κέντρο, η αντίστοιχη κατηγορία εκρηκτικών χαμηλών χαρακτηριζόταν ως κατηγορία σχετιζόμενη με κυκλωνική διαταραχή στα ανώτερα στρώματα.

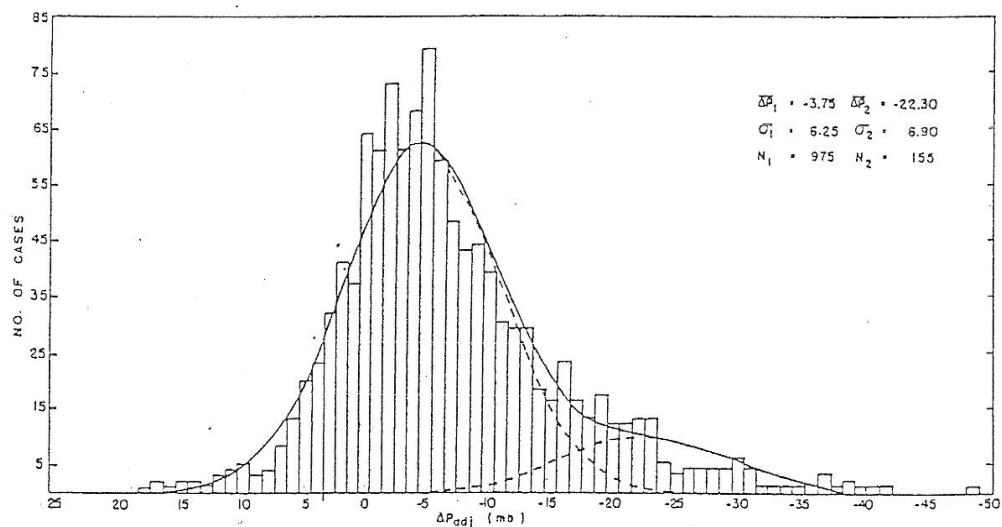


Σχήμα 2.1: Κατανομή των 24ωρων ρυθμών πτώσης της πίεσης με δεδομένα ενός έτους. Η διακεκομμένη γραμμή δείχνει τον ορισμό του Bergeron για να χαρακτηριστεί ένα χαμηλό ως μετεωρολογική "βόμβα". Τα σημεία δεξιά της γραμμής είναι τα εκρηκτικά χαμηλά (Roebber 1984)

Επίσης παρουσιάστηκε και κατηγορία εκρηκτικών χαμηλών στην οποία δεν παρουσιάζονταν αξιοσημείωτη μεταβολή της κυκλοφορίας στα 500hPa και

χαρακτηρίστηκε ως κατηγορία σχετιζόμενη ταυτόχρονα με τη βάθυνση μιας ανώτερης διαταραχής σε συνδυασμό με την αντίστοιχη ενίσχυση μιας έξαρσης (Konrad και Collucci 1988). Χρησιμοποιώντας τις συνοπτικές αναλύσεις επιφανείας από την Εθνικό Μετεωρολογικό Κέντρο των ΗΠΑ (NMC), ο Roebber (1984) πρότεινε ότι ο ρυθμός βάθυνσης των εξωτροπικών χαμηλών παρουσιάζει στατιστικά σημαντική απόκλιση από την κανονική κατανομή (normal distribution) με τις μεγαλύτερες αποκλίσεις να παρουσιάζονται στο άκρο της κατανομής (Σχήμα 2.1), το οποίο συνδέεται με τα χαμηλά εκείνα τα οποία παρουσιάζουν τους ταχύτερους ρυθμούς πτώσης της πίεσης (explosive deepeners). Η ενδελεχής στατιστική ανάλυση των παραπάνω ρυθμών πτώσης της πίεσης έδειξε ότι οι παραπάνω ρυθμοί πτώσης της πίεσης προσομοιάζονται επαρκέστερα από το άθροισμα δυο κανονικών κατανομών.

Σε μια τέτοια προσομοίωση (fitted normal curve) η κατανομή παρουσιάζει το κέντρο της στα $-22.3 \text{ mb}/24\text{hr}$ με μια μέση απόκλιση $6.9 \text{ mb}/24\text{hr}$ και αποδεικνύεται (Σχήμα 2.2) ότι τα εκρηκτικά χαμηλά προσομοιάζονται με ακριβέστερο τρόπο. Όλα αυτά συνεπάγονται το γεγονός ότι ο μαθηματικός ορισμός του Bergeron (1954) για την εκρηκτική κυκλογένεση είναι αρκετά επαρκής, με δεδομένο ότι το 68% των

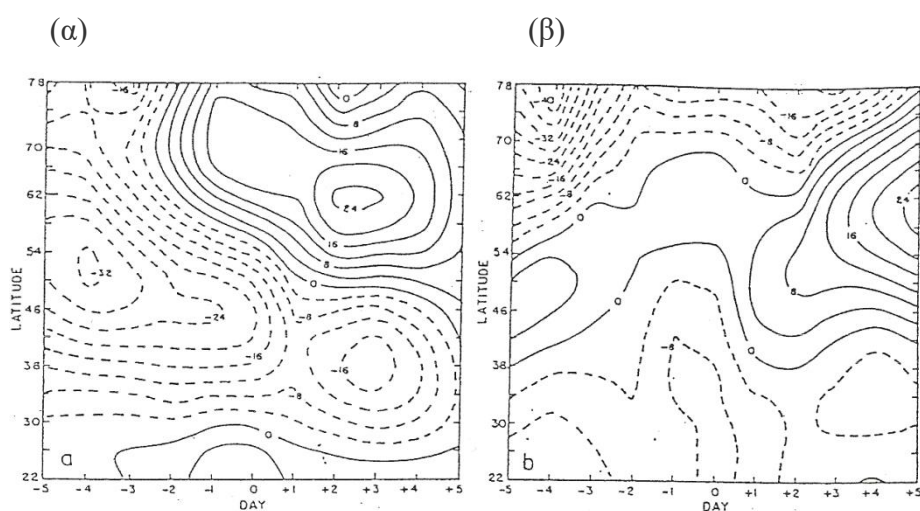


Σχήμα 2.2 : Κατανομή των 24ωρων ρυθμών πτώσης της πίεσης με δεδομένα ενός έτους. Η συνεχής γραμμή δείχνει το άθροισμα δυο κανονικών κατανομών (normal curves), ενώ οι διακεκομμένες γραμμές δείχνουν τις δυο ξεχωριστές κανονικές κατανομές (Roebber 1984)

εκρηκτικών χαμηλών όπως ορίζεται από την παραπάνω καμπύλη, περιλαμβάνεται στον ορισμό του Bergeron (1954), ενώ μόλις το 2% των χαμηλών τα οποία δεν παρουσίασαν εκρηκτικό ρυθμό πτώσης της πίεσης, περιελήφθησαν τελικά στο δείγμα. Κατά συνέπεια, παρατηρήθηκαν ισχυρές στατιστικές ενδείξεις ότι τα χαμηλά

με ταχείς ρυθμούς πτώσης της πίεσης διαφέρουν ως προς τις φυσικές διεργασίες σε σχέση με τα αντίστοιχα της "κοινής" κυκλογένεσης και όπως αναφέρεται στη μελέτη του **Roebber (1984)**, μια τέτοια συμπεριφορά είναι το αποτέλεσμα της μη γραμμικής συσχέτισης των βαροκλιτικών διεργασιών στα ανώτερα στρώματα με τις αντίστοιχες βαροκλιτικές αλλά και τις διαβατικές στα κατώτερα στρώματα, σε βαθμό ισχυρότερο από ότι σε περιπτώσεις κοινής κυκλογένεσης.

Οι **Sanders και Davis (1988)** μελέτησαν το μοτίβο των ανωμαλιών των ισοπαχών του στρώματος 1000-500 mb, για 67 περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης κατά τη διάρκεια μιας περιόδου 15 ετών για τους μήνες Δεκέμβριο έως Φεβρουάριο, έτσι ώστε να εντοπίσουν τις διαφοροποιήσεις μεταξύ των ισχυρότερων και των ασθενέστερων περιπτώσεων. Αφού εφάρμοσαν φιλτράρισμα έτσι ώστε να αφαιρέσουν τις ανωμαλίες με μικρότερη χωρική κλίμακα, απέδειξαν ότι το πεδίο των ανωμαλιών για τις ισχυρότερες περιπτώσεις παρουσιάζει σχετική ψύξη πάνω από ηπειρωτικές επιφάνειες και στον παρακείμενο δυτικό Ατλαντικό, το οποίο διακόπτονταν από ένα σύντομο θερμό επεισόδιο πάνω από την περιοχή της επιφανειακής κυκλογένεσης 3-4 ημέρες πριν από αυτήν. Κατά συνέπεια αποδείχθηκε ότι οι ισχυρότερες εκρηκτικές περιπτώσεις παρουσιάστηκαν όταν ο αέρας πάνω από την περιοχή της κυκλογένεσης ήταν ελαφρά ψυχρότερος από τη μέση τιμή της περιόδου των 15 ετών, ενώ οι ασθενέστερες περιπτώσεις έλαβαν χώρα σε περιβάλλον ελαφρά θερμότερο στο στρώμα των 1000-500hPa.



Σχήμα 2.3: Χρονοσειρές των μέσων ζωνικών ανωμαλιών των ισοπαχών μετά από ολοκλήρωση από τις 25⁰W έως τις 125⁰W. Οι ισοπληθείς είναι ανά 4m, ενώ οι συμπαγείς γραμμές χαρακτηρίζουν τις αρνητικές τιμές. Το (α) σχήμα είναι για τις ισχυρές περιπτώσεις και το (β) για τις ασθενείς περιπτώσεις (Sanders and Davis 1988)

Για τις ισχυρές περιπτώσεις, παρατηρήθηκε επίσης θέρμανση στους πόλους, ψύξη στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και ισχυρός δυτικός θερμικός άνεμος πάνω από την περιοχή της κυκλογένεσης. Για τις ασθενείς περιπτώσεις αντίθετα, παρατηρήθηκε ψύξη στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, θέρμανση στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και ελαφρά ψυχρές ανωμαλίες, χωρίς αξιοσημείωτες τιμές του θερμικού ανέμου πάνω από την περιοχή της κυκλογένεσης (*Σχήμα 2.3*). Για τις περιπτώσεις μέτριας έντασης παρουσιάστηκαν χαρακτηριστικά των ανωμαλιών των ισοπαχών τους στρώματος 1000-500hPa τα οποία είχαν ενδιάμεση μορφή σε σχέση με τις ισχυρές και τις ασθενείς περιπτώσεις, αντίστοιχα. Συγκεκριμένα παρουσιάστηκε ψυχρή ανωμαλία η οποία μετατοπίζονταν από τον Καναδά προς τον Ατλαντικό, πιο χαρακτηριστική από την αντίστοιχη των ασθενών περιπτώσεων αλλά πιο ασθενής από ότι στις ισχυρές περιπτώσεις. Όλα τα παραπάνω αποτελούν επιβεβαίωση των ευρημάτων των **Sanders and Davis (1988)** σχετικά με την επίδραση της θερμοδυναμικής δομής της μέσης και ανώτερης τροπόσφαιρας στην ένταση του φαινομένου.

2.2 ΒΑΣΙΚΟΙ ΜΗΧΑΝΙΣΜΟΙ ΕΚΡΗΚΤΙΚΗΣ

ΚΥΚΛΟΓΕΝΕΣΗΣ

2.2.1 Βαροκλιτικές διεργασίες

Τα χαμηλά ταχείας βάθυνσης, μολονότι παρουσιάζουν στις δορυφορικές φωτογραφίες ομοιότητες σε σχέση με τα αντίστοιχα χαμηλά των τροπικών περιοχών, εμφανίζονται, κατά βάση, να έχουν βαροκλιτική δομή όπως οι περιπτώσεις κοινής κυκλογένεσης των εξωτροπικών περιοχών. Η ταχεία ενίσχυση των εκρηκτικών χαμηλών, ωστόσο, εξηγείται με βάση την τροποποίηση της θεωρίας της βαροκλιτικής αστάθειας από διάφορες φυσικές και δυναμικές διαδικασίες, όπως η δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων, η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας και η αλληλεπίδραση της θάλασσας με τον παρακείμενο αέρα. Με βάση την ημιγεωστροφική εξίσωση ωμέγα (quasi-geostrophic omega equation), οι αδιαβατικοί αλλά και οι διαβατικοί όροι είναι υπεύθυνοι για μια ταχεία κυκλογένεση. Το μέγεθος της αδιαβατικής συνιστώσας σε αυτήν την εξίσωση, όπως προσεγγίζεται από τη μορφή του **Sutcliffe (1960b)**, εξαρτάται από την ισχύ της βαροκλικότητας και την βαθμίδα του τροποσφαιρικού στροβιλισμού (**Hoskins 1978**):

$$s_g = \frac{2g}{\theta_0} |\nabla\theta| \frac{\partial\zeta_g}{\partial s} = 2 \left| f \frac{\partial v_g}{\partial z} \right| \frac{\partial\zeta_g}{\partial s} \quad (2.2)$$

όπου s είναι η συντεταγμένη κατά μήκος του θερμικού ανέμου, ζ_g είναι ο σχετικός γεωστροφικός στροβιλισμός και v_g είναι ο γεωστροφικός άνεμος. Ο ρυθμός βάθυνσης του πιο ασταθούς κυματισμού (**Eady 1949**) δίνεται από τη σχέση

$$\sigma = 0.31f \frac{d\bar{u}}{dz} \frac{1}{N} = 0.31 \frac{g}{\theta_0} \left| \frac{\partial\theta}{\partial y} \right| \frac{1}{N} \quad (2.3)$$

και, ως εκ τούτου, αυξάνεται όταν το N (ως δείκτης της στρωμάτωσης της ατμόσφαιρας ή της στατικής ευστάθειας) μειώνεται ή όταν αυξάνεται η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου ή ισοδύναμα όταν αυξάνεται η μεσημβρινή βαθμίδα της θερμοκρασίας. Ωστόσο, σύμφωνα με υπολογισμούς, χρησιμοποιώντας ένα διαγνωστικό, αδιαβατικό, ιδεατό ημιγεωστροφικό (QG) μοντέλο, αποδείχθηκε ότι οι στιγμιαίες κατακόρυφες κινήσεις και οι αντίστοιχοι ρυθμοί πτώσης της πίεσης που προβλέπονταν ήταν αρκετά μικρότερες από τις πραγματικές. Έτσι, η ημιγεωστροφική προσέγγιση της εκρηκτικής κυκλογένεσης μπορεί να θεωρηθεί ανεπαρκής για να περιγράψει από μόνη της την ενίσχυση ενός εκρηκτικού χαμηλού (**Sanders και Gyakum, 1980; Bosart 1981; Gyakum 1983**), ενώ όπως προαναφέρθηκε η στατιστική ανάλυση των ρυθμών πτώσης της πίεσης των εξωτροπικών χαμηλών (**Roebber 1984**) έχει δείξει ότι οι περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης προκύπτουν ως το αποτέλεσμα της συνέργειας βαροκλινικών και διαβατικών διεργασιών (**Lim and Simmonds 2002; Kouroutzoglou et al. 2013**). Ο σχετικός ρόλος και βαρύτητα των συγκεκριμένων φυσικών διεργασιών αποτελεί αντικείμενο σύγχρονης μελέτης, ιδιαίτερα με προσομοιώσεις μέσα από προηγμένα αριθμητικά μοντέλα. Οι παραπάνω φυσικές διεργασίες παρουσιάζουν φυσική μεταβλητότητα όταν εξετάζονται στις ιδιαίτερες συνθήκες που διαμορφώνονται σε μεμονωμένες κυκλογενετικές περιπτώσεις, δίνοντας στην κάθε περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης την δική της ταυτότητα. Ουσιαστικά δηλαδή είναι ο συνδυασμός διαφορετικών φυσικών διεργασιών (δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων, βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα, τυρβώδεις ροές θερμότητας με τη μορφή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, συνθήκες μέσα στο οριακό στρώμα, μεγάλης κλίμακας μεταβολές στην ατμοσφαιρική κυκλοφορία κ.α.) που συνεργούν και δημιουργούν την διάκριση ανάμεσα στις περιπτώσεις αυτές και τις αντίστοιχες της

κοινής κυκλογένεσης Αυτή η διαφοροποίηση των φυσικών διεργασιών από τη μια περίπτωση σε άλλη δεν επιτρέπει την γενίκευση των συμπερασμάτων σχετικά με την επίδραση των διαφόρων φυσικών διεργασιών.

Γενικά, παρελθούσες μελέτες προτείνουν ότι οι βαροκλιτικές διεργασίες των χαμηλών στρωμάτων σε συνδυασμό με την διαβατική θέρμανση λόγω και της αλληλεπίδρασης της θερμότερης επιφάνειας θάλασσας με τον υπερκείμενο αέρα είναι κρίσιμες για την εκρηκτική κυκλογένεση, κάτω από μια ποικιλία θερμοδυναμικών συνθηκών των ανωτέρων στρωμάτων (Sanders 1986; Uccellini et al 1984; Uccellini et al 1985; Bosart 1981; Bosart και Lin 1984; Gyakum 1983; Reed και Albright 1986; Anthes et al 1983).

Παρακάτω θα παρουσιαστεί ο ρόλος της βαροκλιτικότητας, της στατικής ευστάθειας και της μεταφοράς του στροβιλισμού στην ταχεία βάθυνση των εξωτροπικών χαμηλών σε συνδυασμό με παράγοντες όπως η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας, ο ρόλος των διεργασιών στο οριακό στρώμα, οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας και η δυναμική του αεροχείμαρρου.

Η βαροκλιτικότητα είναι απαραίτητη για να στηριχθεί ο υψηλός ρυθμός πτώσης της πίεσης ενός εξωτροπικού χαμηλού. Στην κλιματολογία των εκρηκτικών χαμηλών του **Roebber (1984)**, αποτυπώθηκε ότι οι κύριες περιοχές όπου η εκρηκτική κυκλογένεση παρουσιάζει μεγάλη συχνότητα εμφάνισης, είναι κατά κύριο λόγο βαροκλιτικές ζώνες, περιοχές που υποστηρίζουν την ανάπτυξη και βάθυνση ενός κοινού χαμηλού σε συνδυασμό με άλλες φυσικές διεργασίες. Αυτό είναι απόλυτα συνεπές με τα αποτελέσματα των **Gyakum (1983 b)** και **Bosart (1981)**, οι οποίοι μελέτησαν συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικών κυκλογενέσεων. Οι **Rogers και Bosart (1986)** διαπίστωσαν ότι η κοινή βαροκλιτική αστάθεια είναι ίσως ο κυρίαρχος μηχανισμός για την ανάπτυξη ισχυρών χαμηλών πάνω από τους ωκεανούς. Οι **Reed και Albright (1986)**, με τη χρήση συνοπτικών αναλύσεων επιφάνειας και ανώτερης ατμόσφαιρας καθώς επίσης και δορυφορικών εικόνων για τη μελέτη μιας περίπτωσης στον Ανατολικό Ειρηνικό Ωκεανό, διαπίστωσαν ότι η εκρηκτική κυκλογένεση έλαβε χώρα μέσα σε μια ισχυρή βαροκλιτική ζώνη καθώς ένα ρηχός μετωπικός κυματισμός κινείται από ένα σχετικά ευσταθές περιβάλλον το οποίο σχετίζεται με μια έξαρση μεγάλου μήκους κύματος σε ένα ασταθές περιβάλλον μιας αντίστοιχης διαταραχής μεγάλου μήκους κύματος. Ισχυρή εκδήλωση της βαροκλιτικότητας των ανωτέρων στρωμάτων είναι η ύπαρξη αεροχείμαρρου πάνω από την περιοχή της επιφανειακής κυκλογένεσης πριν από την ταχεία βάθυνση του

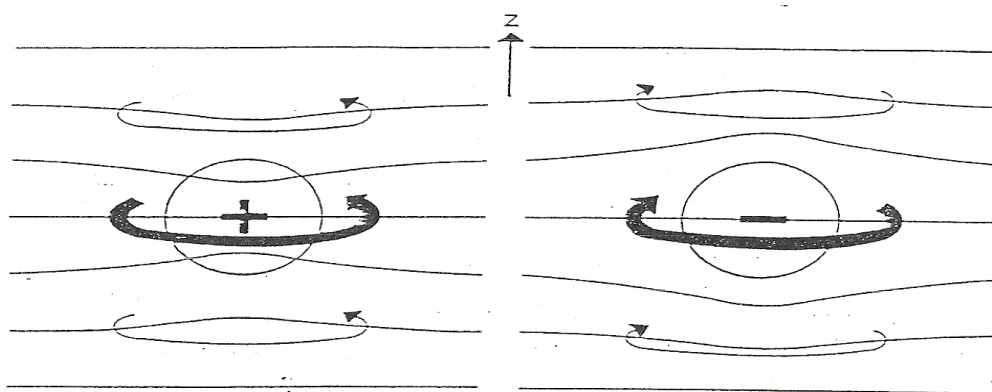
χαμηλού ως πρόδρομη συνθήκη (antecedent condition). Οι **Mullen και Baumhelfner (1988)**, χρησιμοποιώντας δεδομένα του NCAR μοντέλου γενικής κυκλοφορίας, αναφέρουν ότι η ισχυρή βαροκλιτικότητα είναι παρούσα σε όλα τα επίπεδα της τροπόσφαιρας σε περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης. Οι προσομοιώσεις του PSU / NCAR μέσης κλίμακας αριθμητικού μοντέλου το οποίο χρησιμοποίησαν οι **Nuss και Anthes (1987)**, επιβεβαίωσε ότι η εκρηκτική κυκλογένεση απαιτεί ισχυρή έκλυση βαροκλιτικής αστάθειας (baroclinic instability), ενώ απέδειξαν επιπλέον ότι σχετικά μικρές μεταβολές της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα και της μεσημβρινής βαθμίδας της θερμοκρασίας, είναι ικανές να προκαλέσουν σημαντική τροποποίηση στους ρυθμούς πτώσης της πίεσης ενός χαμηλού το οποίο προσομοιάζεται από το αριθμητικό μοντέλο.

Όλα τα παραπάνω είναι σύμφωνα με τη γραμμική ημιγεωστροφική θεωρία (**Eady 1949**) και τα αποτελέσματα των **Stalley και Gall (1977)**. Οι **Weng και Barcilon (1987)** χρησιμοποίησαν το δισδιάστατο (2-D) μοντέλο του Eady και επιτρέποντας να μεταβάλλεται η στατική ευστάθεια και η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου, συμπέραναν ότι ενισχυμένη διάτμηση στα χαμηλά στρώματα είναι ευνοϊκή για την δημιουργία μικρού μήκους κύματος διαταραχής, ενώ ενισχυμένη διάτμηση στα ανώτερα στρώματα ευνοεί την ανάπτυξη μεγάλου μήκους κύματος διαταραχής. Αντίστοιχα οι **Mullen και Baumhelfner (1988)** έδειξαν ότι η διάτμηση στην ανώτερη τροπόσφαιρα ήταν σημαντική, αλλά αφού είχε ξεκινήσει η διαδικασία της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Οι διακυμάνσεις της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά και τα υψηλά στρώματα της τροπόσφαιρας φαίνεται να παίζουν διαφορετικό ρόλο στην εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης. Οι **Weng και Barcilon (1987)**, εξετάζοντας την επίδραση της στρωμάτωσης της ανώτερης και κατώτερης τροπόσφαιρας στο μοντέλο που χρησιμοποίησαν, διαπίστωσαν ότι οι χαμηλές τιμές της στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα ευνοούν τη δημιουργία μικρού μήκους κύματος διαταραχών, αποτέλεσμα το οποίο συνάδει με τα ευρήματα των **Stalley and Gall (1977)**, **Blumen (1979)** και **Anthes et al. (1983)**. Αντίστοιχα, σχετικά μικρές τιμές της στατικής ευστάθειας στα ανώτερα στρώματα ευνοούν την ανάπτυξη μεγάλου μήκους κύματος διαταραχών, αλλά εμποδίζουν την αντίστοιχη ανάπτυξη των διαταραχών μικρού μήκους κύματος. Το αποτέλεσμα αυτό είναι σε συμφωνία με τα αντίστοιχα των **Blumen (1979)**, αλλά διαφέρει από αυτά των **Stalley και Gall (1977)**, ο οποίος κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η αλλαγή της στατικής ευστάθειας στα ανώτερα

στρώματα δεν θα έχει σημαντική επίδραση στις ανάπτυξη διαταραχών μικρού μήκους κύματος.

Παρόλα αυτά, μελέτες με αριθμητικές προσομοιώσεις της εκρηκτικής κυκλογένεσης κατέδειξαν την παραπάνω επίδραση (Hoskins 1971; Uccellini et al. 1985). Βάθυνση των εκρηκτικών χαμηλών σε περιοχές χαμηλής στατικής ευστάθειας στα χαμηλά στρώματα έχουν επίσης αποδειχθεί αριθμητικά στη μελέτη των Müllen και Baumhelfner (1988), ενώ ανάπτυξη ασταθών συνθηκών λόγω θέρμανσης, συνεπεία της ηλιακής ακτινοβολίας, σε υγρό ακόρεστο αέρα παρουσιάστηκε στην περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης πάνω από ηπειρωτική επιφάνεια με βάση τη μελέτη των Gyakum και Barker (1988).

Ένας εναλλακτικός και χρήσιμος τρόπος για να αποκτηθεί άμεση γνώση των βασικών μηχανισμών που ευθύνονται για την εκρηκτική κυκλογένεση, είναι η κατανόηση της έννοιας του δυναμικού στροβιλισμού (PV) και της σύνδεσης του με την εξέλιξη του φαινομένου της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Ειδικότερα, αυτοί οι συγκεκριμένοι φυσικοί μηχανισμοί μπορούν να ερευνηθούν στο πλαίσιο των κατανομών του δυναμικού στροβιλισμού σε ισηντροπικές επιφάνειες. Γενικά μια



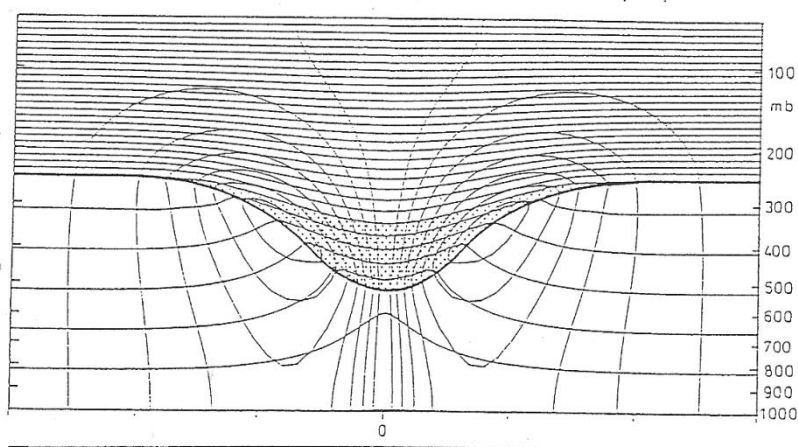
Σχήμα 2.4: Απεικόνιση της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας με θετική (αριστερά) και αρνητική (δεξιά) ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού. Στην περίπτωση της δημιουργίας θετικού PV οι ισηντροπικές επιφάνειες παρουσιάζουν ενισχυμένη βαθμίδα προς την πλευρά της ανωμαλίας, δημιουργώντας συνθήκες ασθενούς στατικής ευστάθειας. Το αντίθετο συμβαίνει στην αρνητική ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού. Σε κάθε περίπτωση οι δυο διαφορετικές δομές βρέθηκαν και στις γειτονικές περιοχές του επιφανειακού χαμηλού (Hoskins and Berrisford 1988)

θετική ανωμαλία του ανώτερου δυναμικού στροβιλισμού ή μια αντίστοιχη θετική (θερμή) ανωμαλία της δυναμικής θερμοκρασίας, δημιουργούν ιδιαίτερα ευνοϊκό

περιβάλλον για δημιουργία επιφανειακής κυκλωνικής κυκλοφορίας (Hoskins et al. 1985). Σε μια τέτοια περίπτωση η στατική ευστάθεια ενισχύεται στο επίπεδο της ανωμαλίας και μειώνεται στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα αυτού (Σχήμα 2.4).

Επιπλέον η επιφανειακή κυκλογένεση ευνοείται σε περιοχές όπου μια θετική μεταβολή του δυναμικού στροβιλισμού κοντά στην τροπόπαυση αρχίζει να κινείται προς μια περιοχή με ενισχυμένη βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας στα κατώτερα στρώματα (Hoskins et al. 1985). Το **Σχήμα 2.5** αναπαριστά τη δομή καθ' ύψος μιας κυκλικά συμμετρικής κυκλωνικής ανωμαλίας του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα με βάση τη μελέτη του Thorpe (1985), η οποία σε συνδυασμό με θερμή μεταφορά στα χαμηλά στρώματα μπορεί να οδηγήσει σε ισχυρή ανάπτυξη ενός επιφανειακού χαμηλού με τον τρόπο που περιγράφεται στη μελέτη των Hoskins et al. (1985).

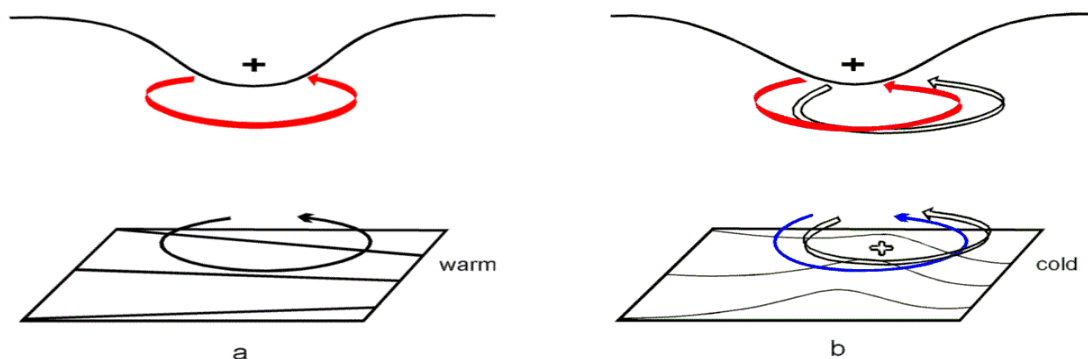
Μια διαταραχή στην ανώτερη τροπόσφαιρα συνοδευόμενη από ισχυρή ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού κινείται πάνω από μια προϋπάρχουσα



Σχήμα 2.5: Κυκλωνική κυκλοφορία δημιουργούμενη από μια κυκλικά συμμετρική ανωμαλία του ανώτερου δυναμικού στροβιλισμού με βάση τη μελέτη του Thorpe (1985, 1986). Οι ισημερινικές επιφάνειες είναι ανά 5K και οι ισοταχείς ανά 3m/sec. Η περιοχή είναι ακτίνας 2500km. Η έντονη καμπύλη αναπαριστά την τροπόπαυση, πάνω στην οποία ο δυναμικός στροβιλισμός παρουσιάζει την απότομη μεταβολή με ισχυρή βαθμίδα και κάμψη προς τα κατώτερα ισοβαρικά επίπεδα

βαροκλιτική ζώνη στα κατώτερα στρώματα (**Σχήμα 2.6α**). Η θερμική μεταφορά η οποία δημιουργείται από την κυκλοφορία της κατώτερης τροπόσφαιρας έχει την τάση να δημιουργήσει μια θερμή ανωμαλία στα κατώτερα στρώματα μπροστά από την αντίστοιχη ανωμαλία του δυναμικού στροβιλισμού (**Σχήμα 2.6 β**) ενισχύοντας την

επίδραση οποιασδήποτε θερμής μεταφοράς στα χαμηλά στρώματα η οποία πιθανόν να υπήρχε πριν την έναρξη της διαδικασίας αυτής. Αυτή η θερμή ανωμαλία έχει την τάση να δημιουργήσει τη δική της κυκλωνική κυκλοφορία και το αποτέλεσμα της όλης διαδικασίας είναι να προστίθεται το αποτέλεσμα των διεργασιών στην ανώτερη τροπόσφαιρα σε αυτό της κατώτερης τροπόσφαιρας, δημιουργώντας ισχυρή κυκλογένεση στην επιφάνεια με το κέντρο του χαμηλού να εντοπίζεται ανατολικά του μεγίστου του δυναμικού στροβιλισμού. Για όσο χρονικό διάστημα η θερμική ανωμαλία στα χαμηλά στρώματα παραμένει ανατολικά της αντίστοιχης ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού, παρατηρείται ανατροφοδότηση των διεργασιών στα ανώτερα στρώματα με αποτέλεσμα οι δυο ανωμαλίες να έρχονται σε φάση και να ενισχύονται ταυτόχρονα. Πιο συγκεκριμένα η κατακόρυφη επέκταση της κυκλωνικής κυκλοφορίας η οποία εισάγεται από τη θερμή ανωμαλία στα χαμηλά στρώματα, τείνει να ενισχύσει την ανωμαλία του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού μεταφέροντας αέρα με υψηλές τιμές του PV προς τα νοτιότερα γεωγραφικά πλάτη και με δεδομένο ότι η οριζόντια αυτή μεταφορά είναι ισχυρότερη στα δυτικά της ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού, η διαδικασία αυτή θα έχει την τάση να επιβραδύνει την κίνηση της ανώτερης διαταραχής.



Σχήμα 2.6 : Σχηματική αναπαράσταση της δημιουργίας επιφανειακής κυκλογένεσης κατά την άφιξη μιας θετικής ανωμαλίας του δυναμικού στροβιλισμού πάνω από μια περιοχή προϋπάρχουσας βαροκλινικότητας στα κατώτερα στρώματα (Hoskins et al. 1985)

Οι **Hoskins και Draghici (1977)** χρησιμοποιώντας τις εξισώσεις ημι-γεωστροφικής προσέγγισης απέδειξαν ότι ο δυναμικός στροβιλισμός είναι αυτός ο οποίος καθορίζει την ένταση των κατακόρυφων κινήσεων που δημιουργούνται σαν αποτέλεσμα της επίδρασης των διεργασιών στην κατώτερη τροπόσφαιρα και άρα προσδιορίζει τον ρυθμό ανάπτυξης ενός εκρηκτικού χαμηλού. Αντίστοιχα οι **Uccellini et al. (1985)** έδειξαν ότι η αρχή διατήρησης του ισημερινικού δυναμικού

στροβιλισμού σε αδιαβατικές μεταβολές (**Holton 1992**) αποτελεί περιορισμό όταν εξετάζεται η διαδικασία μιας εκρηκτικής κυκλογένεσης, ενώ ο **Gyakum (1983)** αναφέρει ότι ο ρυθμός δημιουργίας του PV είναι ένα αποτελεσματικό μέτρο της έντασης μιας επιφανειακής κυκλογένεσης. Κατά συνέπεια μπορεί να θεωρηθεί ότι η ύπαρξη θετικής ανωμαλίας του PV αποτελεί έναν από τους καθοριστικούς παράγοντες που ρυθμίζουν την εκρηκτική κυκλογένεση σε συνδυασμό και την αντίστοιχη διεργασία της αναδίπλωσης της τροπόπαυσης (tropopause folding) όπως θα αναλυθεί σε επόμενο κεφάλαιο.

Οι **Petterssen και Smebye (1971)** διαχώρισαν τους τύπους επιφανειακής κυκλογένεσης σε δυο μεγάλες κατηγορίες: α) Στον τύπο **A** όπου η βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα και στον τύπο **B** όπου η οριζόντια μεταφορά στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα.

Ο **Sanders (1986)** καθόρισε ποσοτικά τη σχέση μεταξύ της μεταφοράς του στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα και την επιφανειακή εκρηκτική βάρυνση και πιο συγκεκριμένα σε όλες τις περιπτώσεις που μελέτησε παρουσιάζονταν ένα κέντρο του στροβιλισμού στα 500hPa το οποίο προϋπήρχε της αντίστοιχης εμφάνισης του εκρηκτικού χαμηλού στην επιφάνεια. Θεώρησε ότι η μεταφορά του στροβιλισμού στα μέσα και ανώτερα στρώματα αποτελεί κύριο συστατικό της εκρηκτικής κυκλογένεσης και κατέταξε τις συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης ως κυκλογενέσεις τύπου B κατά **Petterssen and Smebye (1971)**.

Οι **Uccellini et al. (1985)** θεώρησαν ότι η ελάττωση του πάχους του στρώματος πάνω από την περιοχή της επιφανειακής εκρηκτικής κυκλογένεσης (vertical shrinking) σε συνδυασμό με ελάττωση της στατικής ευστάθειας στο ωκεάνιο οριακό στρώμα, προσδιόρισαν την ισχυρή βάρυνση της εξαιρετικής περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης "*The Presidents' Day Storm*". Οι **Bosart and Lin (1984)** χαρακτήρισαν την ίδια περίπτωση κυκλογένεσης ως κυκλογένεση τύπου B και επιπλέον παρατήρησαν ότι δημιουργήθηκε στροβιλισμός στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας και με βάση την εξιδανικευμένη δομή της ατμόσφαιρας στο πρότυπο του δυναμικού στροβιλισμού, σύμφωνα με τους **Hoskins et al. (1985)**, δημιουργήθηκαν ευνοϊκές συνθήκες για την ταχεία βάρυνση του επιφανειακού χαμηλού. Ωστόσο, ο **Wash et al. (1988)** διαπίστωσαν ότι η εμφάνιση θετικού στροβιλισμού στα μέσα στρώματα αποτέλεσε έναν παράγοντα με μικρότερη σημασία

σε σχέση με τη θερμή μεταφορά στα κατώτερα στρώματα, σε σχέση με τις δυο ωκεάνιες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης που μελέτησαν.

Έχοντας ως δεδομένο ότι η μεταφορά θετικού στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα ενισχύει την κοινή αλλά και την εκρηκτική κυκλογένεση, οι **Mac Donald and Reiter (1988)** συνέκριναν τις κατακόρυφες κατατομές του στροβιλισμού για μια περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης και αντίστοιχα μια περίπτωση κοινής κυκλογένεσης. Τα ευρήματα τους στηρίζουν την ιδέα ότι η απόκριση της ατμόσφαιρας σε ένα θερμοδυναμικό αίτιο που προκαλεί ανοδικές κινήσεις είναι ισχυρότερη σε περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης από ότι σε μια κοινή περίπτωση, μολονότι οι ίδιοι θερμοδυναμικοί μηχανισμοί μπορεί να επιδρούν και στις δυο καταστάσεις, ωστόσο η αλληλεπίδραση τους και οι απολυτές τιμές αυτών διαφοροποιούνται στην ισχυρή κυκλογένεση. Πιο συγκεκριμένα, απέδειξαν ότι στην περίπτωση των μετεωρολογικών βομβών παρουσιάστηκε ελάττωση του στροβιλισμού καθ' ύψος, ενώ τα κοινά χαμηλά παρουσίασαν μικρή κατακόρυφη βαθμίδα του στροβιλισμού. Και στις δυο περιπτώσεις, οι μεταβολές του στροβιλισμού επικράτησαν του όρου της σύγκλισης, ενώ παρουσιάστηκε απόκλιση στα ανώτερα στρώματα και σύγκλιση στα κατώτερα. Ωστόσο το πεδίο της απόκλισης στα ανώτερα στρώματα ήταν σημαντικά ισχυρότερο στην εκρηκτική από ότι στην κοινή κυκλογένεση. Η οριζόντια μεταφορά θετικού στροβιλισμού κυριάρχησε στην ανώτερη τροπόσφαιρα και στις δυο περιπτώσεις, τείνοντας να ελαττώσει την επίδραση του όρου της απόκλισης, ωστόσο το μέγεθος του όρου της μεταφοράς στροβιλισμού ήταν ισχυρότερο στα εκρηκτικά από ότι στα κοινά χαμηλά.

Η συμπεριφορά του μέγιστου του στροβιλισμού στις ισχυρές, μέτριες και ασθενείς περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης, εξετάστηκε από τον **Sanders (1986)**. Οι ισχυρές περιπτώσεις διακρίνονται από τις άλλες δυο παρουσιάζοντας μεγαλύτερη κλίση (tilting) μεταξύ του ανώτερου μέγιστου του στροβιλισμού και του επιφανειακού χαμηλού και μεγαλύτερες ταχύτητες κίνησης του μέγιστου του στροβιλισμού. Και στα τρία δείγματα, η μέση μεταφορά στροβιλισμού σε διάστημα 12 ωρών παρουσίασε υψηλή συσχέτιση με τους 12ωρους διαδοχικούς ρυθμούς πτώσης της πίεσης οι οποίοι ξεκινούσαν 24 ώρες πριν τη μέγιστη βάρυνση και κατέληγαν 24 ώρες μετά από αυτήν, ενώ στην πλειοψηφία των περιπτώσεων εμφάνισαν το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού μετά από την εμφάνιση του μέγιστου του στροβιλισμού, επιβεβαιώνοντας τον, κατά βάση, βαροκλιτικό χαρακτήρα του φαινομένου.

Η εξέταση της δυναμικής των ανωτέρων στρωμάτων στην κυκλογένεση, περνάει σε μεγάλο βαθμό από τη σημασία της συμβολής του αεροχείμαρρου και της αντίστοιχης αναδίπλωσης της τροπόπαυσης στην κυκλογένεση. Οι **Uccellini et al. (1984)** προσπάθησαν να διερευνήσουν τη σημασία της αλληλεπίδρασης μεταξύ του πυρήνα του αεροχείμαρρου και της επιφάνειας, τόσο πριν όσο και κατά τη διάρκεια της κυκλογένεσης. Αντίστοιχα, οι **Wash et al. (1988)** παρατήρησαν ότι η βάθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού ευνοούνταν κατά την προσέγγιση του αεροχείμαρρου στην περιοχή της κυκλογένεσης, στην περίπτωση που περνούσε ακριβώς πάνω από τη θέση του επιφανειακού χαμηλού. Μια τέτοια θέση του αεροχείμαρρου συνοδεύονταν από ισχυρή θερμή μεταφορά στα χαμηλά στρώματα που συνέβαλλε στην ταχεία κυκλογένεση, όπως και στις περιπτώσεις που μελετήθηκαν από τους **Liou et al. (1990)**. Οι **Gyakum and Baker (1988)** παρατήρησαν ότι το χαμηλό στην επιφάνεια εμφανίζεται κατά τη διεύθυνση της ροής του ισχυρού αυλώνα και του αεροχείμαρρου, συμπέρασμα που συμφωνεί με τους **Uccellini et al. (1984)**.

Η αναδίπλωση της τροπόπαυσης λαμβάνει χώρα μέσω του μηχανισμού μεταφοράς στρατοσφαιρικού αέρα προς τη μέση τροπόσφαιρα, κατά μήκος του άξονα του αεροχείμαρρου (**Reed 1955**). Η διαδικασία αυτή χαρακτηρίζεται από υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Οι **Uccellini et al. (1985)** υποστήριζαν ότι η αναδίπλωση πρέπει να είναι ευνοϊκός παράγοντας πριν την κυκλογένεση, συμφωνώντας με τους **Bosart and Lin (1984)** και **Weng and Barcilon (1987)**. Ωστόσο, το συμπέρασμα αυτό διαφέρει από εκείνο των **Boyle and Bosart (1983)**, που τόνισαν την ταυτόχρονη εισβολή του στρατοσφαιρικού αέρα και της κυκλογένεσης στην επιφάνεια. Οι **MacDonald and Reiter (1988)** έδειξαν ότι η αναδίπλωση της τροπόπαυσης είναι σημαντικός παράγοντας τόσο στην εκρηκτική, όσο και στην κοινή κυκλογένεση και, επομένως, δεν αποτελεί στοιχείο διάκρισης μεταξύ αυτών.

Συμπερασματικά, η αναδίπλωση της τροπόπαυσης σε συνδυασμό με τον αεροχείμαρρο φαίνεται να συμβάλλουν στην κυκλογένεση όχι ανεξάρτητα το ένα από το άλλο. Θα πρέπει όμως να τονιστεί ότι, η συμβολή τους έχει επισημανθεί για συγκεκριμένες περιπτώσεις και επομένως τα παραπάνω συμπεράσματα δεν μπορούν να γενικευτούν.

2.2.2 Διαβατικές διεργασίες.

Οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας από την επιφάνεια προς την ατμόσφαιρα θεωρούνται ως βασικοί μηχανισμοί εκδήλωσης της εκρηκτικής κυκλογένεσης και μάλιστα αποτελούν τη διαχωριστική φυσική διεργασία μεταξύ της εμφάνισης εκρηκτικών χαμηλών πάνω από την ξηρά σε σχέση με την αντίστοιχη πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες.

Ωστόσο, η μελέτη του συγκεκριμένου φαινομένου έως τώρα έχει δείξει ότι δεν παρουσιάζεται μονοσήμαντα ορισμένη επίδραση αυτού σε σχέση με την ανάπτυξη εκρηκτικής κυκλογένεσης και μάλιστα ο συγκεκριμένος μηχανισμός δεν φαίνεται να παρουσιάζει άμεση συσχέτιση με την ταχεία βάθυνση σε όλες τις περιπτώσεις τέτοιων χαμηλών που έχουν μελετηθεί. Η επίδραση των διαβατικών διεργασιών διαμέσου των τυρβωδών ροών θερμότητας μπορεί να είναι θετική ή αρνητική ανάλογα με την κατανομή της υγρασίας στην περιοχή όπου λαμβάνει χώρα η βάθυνση ενός χαμηλού (**Kuo and Reed 1988**) αλλά και της αντίστοιχης κατανομής της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας (**Emanuel 1988; Reed and Albright 1986**). Στην αριθμητική προσομοίωση του φαινομένου με βάση τη μελέτη των **Kuo and Reed (1988)**, οι ροές θερμότητας είχαν την τάση να περιορίζουν τη βάθυνση ενός χαμηλού σε πειράματα που θεωρούσαν την ατμόσφαιρα ως ξηρή, ενώ σε περιπτώσεις όπου η ατμόσφαιρα θεωρούνταν ως υγρή, παρουσιάστηκε ασθενής τάση για ενίσχυση της βάθυνσης κατά 3%. Σύμφωνα με τη μελέτη των **Nuss and Anthes (1987)**, η επίδραση των ροών θερμότητας και υγρασίας μεταβάλλονταν κατά τέτοιο τρόπο ώστε να μειώνει το ρυθμό βάθυνσης ενός χαμηλού κατά 25% σε ορισμένες περιπτώσεις έως και να τον αυξάνει κατά 15% σε άλλες περιπτώσεις, ανάλογα με τη χωρική κατανομή των ροών στην περιοχή της κυκλογένεσης.

Στις περιπτώσεις εκείνες όπου οι επιφανειακές θερμικές ροές τείνουν να μειώσουν τη βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα, ο ρυθμός βάθυνσης του χαμηλού μειώνεται αισθητά. Το αποτέλεσμα αυτό παρουσιάζεται στην μελέτη των **Danard and Ellenton (1980)**, οι οποίοι έδειξαν ότι οι ροές θερμότητας ενισχύουν την ανάπτυξη ενός χαμηλού μόνο κατά τη διάρκεια του αρχικού σταδίου κυκλογένεσης, χρονική περίοδο όπου η επίδραση τους είναι τέτοια ώστε να μειώνει τη στατική ευστάθεια και να ενισχύει την αρχική βαροκλιτικότητα.

Περιπτώσεις όπου παρουσιάστηκε μέτρια έως σημαντική ενίσχυση του ρυθμού βάθυνσης ενός εκρηκτικού χαμηλού λόγω της θετικής επίδρασης των ροών

θερμότητας είναι η περίπτωση της QEII (**Anthes et al. 1983**) με αύξηση του ρυθμού κατά 25% και η αντίστοιχη περίπτωση "*the Presidents' Day Storm*" (**Uccellini et al. 1987**) με αύξηση 127%, με την επίδραση να παρατηρείται και στις δυο περιπτώσεις πριν από το στάδιο εκρηκτικής βάθυνσης. Στη μελέτη του **Bosart (1981)** επιβεβαιώνονται τα αποτελέσματα του **Uccellini et al. (1987)** για το συγκεκριμένο εκρηκτικό χαμηλό, με τις ροές να παρέχουν την απαιτούμενη θερμότητα και υγρασία στην ατμόσφαιρα προκειμένου να ξεκινήσει η ισχυρή βάθυνση και τη ροή λανθάνουσας θερμότητας να είναι σχεδόν διπλάσια σε τιμή από την αντίστοιχη της αισθητής θερμότητας. Τα αριθμητικά αποτελέσματα των **Müllen and Baumhelfner (1988)** έδειξαν ότι οι επιφανειακές ροές αντιπροσωπεύουν το μισό του μέσου ρυθμού πτώσης της πίεσης ο οποίος οφείλεται σε διαβατικές διεργασίες, ενώ ο **Müllen (1983)** έδειξε ότι οι ισχυρές θερμικές ροές πάνω από τους ωκεανούς οι οποίες χαρακτηρίζονται αρχικά στάδια κυκλογένεσης σε πολικές αέριες μάζες θερμαίνουν και εμπλουτίζουν με υγρασία τα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας, μειώνοντας τον αριθμό Richardson στην επιφάνεια και, με βάση τη μελέτη των **Stanley and Gall (1977)**, δημιουργώντας συνθήκες για ταχεία βάθυνση.

Με βάση την εργασία των **Reed and Albright (1986)**, προτείνεται ότι υπάρχει συσχέτιση μεταξύ της κατανομής της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και της αντίστοιχης κατανομής των ροών θερμότητας. Συγκεκριμένα αναφέρεται ότι όταν η κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας οδηγεί σε μια τέτοια κατανομή των θερμικών ροών η οποία είναι σε φάση με τη βαροκλιτική ζώνη στα χαμηλά στρώματα και παράγει θετικές ροές θερμότητας στο θερμό τομέα του χαμηλού, τότε η ανάπτυξη αυτού μπορεί να ενισχυθεί σημαντικά. Εξετάζοντας τη γεωγραφική κατανομή των εκρηκτικών χαμηλών σε σχέση με τις περιοχές όπου παρατηρείται θέρμανση του αέρα που έρχεται σε επαφή με την επιφάνεια της θάλασσας, οι **Davis and Emanuel (1988)** συμπέραναν ότι οι περιοχές όπου η θέρμανση του αέρα εκ των κάτω λαμβάνει υψηλές τιμές, συμπίπτουν με τις περιοχές όπου μεγιστοποιείται η εκρηκτική κυκλογένεση και τις αντίστοιχες όπου παρουσιάζονται ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας. Η ισχυρή ανταλλαγή αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας μεταξύ ψυχρού αέρα ηπειρωτικής προέλευσης και της σχετικά θερμότερης επιφάνειας θάλασσας αποτελεί κρίσιμο παράγοντα για την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα όταν ο ψυχρός αέρας κινείται γρήγορα πάνω από θερμή θάλασσα με υψηλές βαθμίδες θερμοκρασίας επιφάνειας αυτής

(Winston 1955). Παρόλα αυτά, η αριθμητική μελέτη των **Danard and Ellenton (1980)** δημιούργησε αμφιβολίες σε ότι αφορά την επίδραση των ροών θερμότητας σε ότι αφορά την εκρηκτική βάθυνση ενός χαμηλού. Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα του **Bosart (1981)**, έδειξαν ότι οι επιφανειακές ροές δεν είναι υπεύθυνες κατά τρόπο άμεσο με την εκρηκτική κυκλογένεση. Αντί αυτού, ισχυρίζονται ότι οι ροές θερμότητας λειτουργούν κατά τέτοιο τρόπο ώστε να εγκαθιδρύουν ευνοϊκό περιβάλλον στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας, το οποίο σε δεύτερο χρόνο είναι ικανό να ανταποκρίνεται θετικά σε ένα δυναμικό αίτιο διαφορετικής φύσης το οποίο εμπλέκεται στην κυκλοφορία γύρω από το χαμηλό.

Όλα τα παραπάνω υποδηλώνουν ότι οι επιφανειακές θερμικές ροές θα πρέπει να θεωρούνται ως σημαντικός παράγοντας σε ότι αφορά την εμφάνιση εκρηκτικής κυκλογένεσης, ιδιαίτερα πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες όπου η δυνατότητα τους να ενισχύουν τις ανοδικές κινήσεις στα χαμηλά στρώματα είναι πολύ μεγαλύτερη από ότι πάνω από την ξηρά. Ωστόσο, ο ακριβής τρόπος με τον οποίο επιδρούν στην ταχεία βάθυνση του χαμηλού δεν είναι μονοσήμαντα ορισμένος και μπορεί να παρουσιάζει διαφορές από τη μια περίπτωση στη άλλη. Κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων χρονικών διαστημάτων της βάθυνσης ενός χαμηλού, έχουν τη δυνατότητα να ενισχύουν την κυκλογένεση μέσα από την ενίσχυση της βαροκλιλικότητας της ατμόσφαιρας μειώνοντας τη στατική ευστάθεια και εμπλουτίζοντας με υγρασία την περιοχή της κυκλογένεσης. Ωστόσο κάτι τέτοιο εξαρτάται και από τη χωρική κατανομή, δηλαδή τις δημιουργούμενες βαθμίδες θερμοκρασίας και υγρασίας στα χαμηλά στρώματα. Η αδυναμία, σε ορισμένες περιπτώσεις, να γίνει ικανοποιητική απεικόνιση των παραπάνω κατανομών αποτελεί και έναν από τους κυριότερους λόγους όπου οι αριθμητικές προσομοιώσεις, όπως αυτές εμφανίζονται σαν αποτελέσματα των αριθμητικών μοντέλων, αποτυγχάνουν να δώσουν ακριβή πρόγνωση του ρυθμού βάθυνσης ενός εκρηκτικού χαμηλού.

Ωστόσο, ειδική αναφορά μπορεί να γίνει στο ρόλο της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας και τη σχέση του με την εκρηκτική κυκλογένεση, ως ένας από τους αντιπροσωπευτικότερους μηχανισμούς των διαβατικών διεργασιών γενικά, ο οποίος αποτελεί αντικείμενο εκτεταμένης μελέτης τις τελευταίες δυο δεκαετίες ιδιαίτερα σε ότι αφορά την αλληλεπίδραση της με τον βαροκλιλικό χαρακτήρα της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Αν θεωρηθεί ότι η λανθάνουσα θερμότητα είναι ανάλογη της κατακόρυφης ταχύτητας (w), τότε αποδεικνύεται ότι σε περιοχές όπου λαμβάνει χώρα

συμπύκνωση των υδρατμών και υετός, η ύπαρξη ασθενούς ή ουδέτερης στατικής ευστάθειας σε συνδυασμό με τιμές της στατικής ευστάθειας του ξηρού αέρα του περιβάλλοντος, κάτω των κανονικών τιμών, είναι μια θερμοδυναμική κατάσταση η οποία τονίζεται στη μελέτη του Hoskins (1980). Αν έχουμε ίσες μάζες αέρα ο οποίος ακολουθεί ανοδική και καθοδική κίνηση αντίστοιχα και το μεγαλύτερο τμήμα του αέρα ο οποίος ανέρχεται καθίσταται κορεσμένο, τότε ο συντελεστής ευστάθειας N_{eff} ο οποίος καθορίζει την απόκριση της ατμόσφαιρας στην επίδραση των βαροκλινικών διεργασιών λαμβάνει μόλις τη μισή τιμή από ότι σε συνθήκες ξηρής στατικής ευστάθειας. Καθώς συνεχίζεται η συμπύκνωση στον αέρα ο οποίος ανέρχεται, ο συντελεστής αυτός μειώνεται περαιτέρω. Αντίστοιχα η κλίμακα ύψους κατά Rossby η οποία δίνεται από τη σχέση:

$$H_R = \frac{f}{N_{eff} \cdot K} \quad (2.4),$$

όπου K είναι ο κυματαριθμός και f η παράμετρος Coriolis, θα αυξηθεί και αντίστοιχα ο ρυθμός ανάπτυξης του κύματος σ_{max} θα αυξηθεί (**Hoskins et al. 1978**). Όλα τα παραπάνω υποδηλώνουν τροποποίηση του πεδίου της ταχύτητας του ανέμου και της βαρομετρικής πίεσης στην επιφάνεια κάτω και από την επίδραση ανωμαλιών του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα, με αποτέλεσμα την βάθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού σύμφωνα με το μοντέλο ανάπτυξης κατά **Hoskins et al. (1985)**.

Στην εργασία των **Emanuel et al. (1987)** αναλύεται η παραμετροποίηση των διεργασιών του υγρού αέρα ακολουθώντας το ημιγεωστροφικό μοντέλο ανάπτυξης. Αποδεικνύεται ότι ο μέγιστος ρυθμός ανάπτυξης ενός κύματος σ_{max} αποκτά διπλάσια τιμή από ότι σε αντίστοιχες προσομοιώσεις του ξηρού αέρα. Ένα επιπλέον χαρακτηριστικό της επίδρασης του υγρού αέρα και της συμπύκνωσης των υδρατμών είναι να ενισχύει και να περιορίζει χωρικά τη ζώνη των ανοδικών κινήσεων, ενώ αντίστοιχα έχει την τάση να εξασθενεί και να μεγαλώνει χωρικά τη ζώνη καθοδικών κινήσεων, πάνω από περιοχές κυκλογένεσης. Ο δυναμικός στροβιλισμός και η στατική ευστάθεια αυξάνουν κάτω από την περιοχή όπου παρατηρείται η θέρμανση σε ότι αφορά την κατώτερη τροπόσφαιρα και μειώνονται πάνω από την αντίστοιχη περιοχή θέρμανσης σε ότι αφορά τα ανώτερα στρώματα. Εξαιτίας των οριζόντιων μεταφορών του σχετικού στροβιλισμού, οι παραπάνω περιοχές αύξησης και ελάττωσης του δυναμικού στροβιλισμού και της στατικής ευστάθειας απλώνονται σε

όλη την περιοχή όπου ο αέρας είναι είτε κορεσμένος είτε ακόρεστος. Παρόλα αυτά, οι **Emanuel et al. (1987)** θεωρούν ότι η συμπύκνωση ως θερμοδυναμική διεργασία από μόνη της δεν μπορεί να θεωρηθεί ότι προκαλεί κυκλογένεση πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες, σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των **Anthes et al. (1983)**.

Ο **Danard (1964)** απέδειξε ότι η επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας είναι τέτοια ώστε να ενισχύει και να διευρύνει τις ανοδικές κινήσεις σε περιοχές υψηλών ποσών υετού και να συντελεί στη δημιουργία ασθενών καθοδικών κινήσεων στον περιβάλλοντα χώρο, ταυτόχρονα με ενίσχυση της σύγκλισης στα χαμηλά στρώματα και της απόκλισης στα ανώτερα στρώματα. Το μέγιστο της σύγκλισης στα χαμηλότερα στρώματα υπολογίστηκε κατά τρεις φορές μεγαλύτερο από αυτό σε προσομοιώσεις όπου θεωρείται ότι επικρατούν ξηρές αδιαβατικές διεργασίες. Εξετάζοντας την επίδραση της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας στην πρόγνωση δημιουργίας εκρηκτικής κυκλογένεσης στο Δυτικό Ατλαντικό, οι **Kuo and Low-Nam (1990)** συμπέραναν ότι η συμπύκνωση σε μεγάλης κλίμακας περιοχές συνοδευόμενη από μέσης κλίμακας ανοδικές κινήσεις τύπου "slantwise", χαρακτηριστικό το οποίο συνοδεύει καταστάσεις όπου επικρατεί κατά συνθήκη συμμετρική αστάθεια (CSI), αποτελούν κρίσιμους παράγοντες για την ταχεία βάθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού.

Σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των **Staley and Gall (1977)** και **Anthes et al. (1983)**, οι **Mailhot and Chouinard (1989)** μελετώντας συγκεκριμένες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης, επιβεβαίωσαν το γεγονός η συμπύκνωση που λαμβάνει χώρα σαν αποτέλεσμα των ανοδικών κινήσεων και του υετού σε μεγάλη χωρική κλίμακα, αποτελεί επαρκή μηχανισμό για την εκρηκτική κυκλογένεση. Οι **Kuo and Reed (1988)** παρατήρησαν επίσης ότι οι προσομοιώσεις της εκρηκτικής κυκλογένεσης σαν συνέπεια της προσομοίωσης της ατμόσφαιρας σε συνθήκες ξηρού αέρα αποτυπώνουν περιπτώσεις εκρηκτικών χαμηλών που είναι ασθενέστερες και κινούνται με μικρότερες ταχύτητες από ότι σε προσομοιώσεις του υγρού αέρα. Στην περίπτωση αυτή οι μέγιστες τιμές του στροβιλισμού που προσομοιάζονται μέσα στο οριακό στρώμα αυξάνονται, σε συμφωνία με τα αποτελέσματα των **Chang et al. (1982)** και **Emanuel et al. (1987)** και είναι 2-3 φορές μεγαλύτερες από αυτές που υπολογίζονται σε συνθήκες ξηρού αέρα. Οι **MacDonald and Reiter (1988)** παρατήρησαν ότι ο υετός μεγάλης χωρικής κλίμακας τείνει να είναι πολύ μεγαλύτερος σε ένα εκρηκτικό χαμηλό από ότι σε ένα κοινό χαμηλό.

Η σχεδόν γεωστροφική ανάλυση σε συνθήκες υγρού αέρα που παρουσιάζεται στην παραπάνω μελέτη προτείνει ότι η χωρική κλίμακα των βαροκλιικών κυμάτων τα οποία αναπτύσσονται και συντελούν στην εκρηκτική κυκλογένεση, αποτελεί το συνδυασμένο αποτέλεσμα των μηχανισμών βαροκλιτικής φύσης και των αντίστοιχων της θέρμανσης του αέρα λόγω συμπύκνωσης. Τα αποτελέσματα τους επίσης προκρίνουν το γεγονός ότι οι μηχανισμοί βαροκλιτικής φύσης μέσα σε μια διαταραχή μπορούν να διαμορφώσουν συνθήκες θέρμανσης του αέρα λόγω συμπύκνωσης, σε κλίμακα τέτοια η οποία είναι συγκρίσιμη με το μέγεθος της ίδιας της διαταραχής. Οι αριθμητικές προσομοιώσεις του **Golding (1984)** επιβεβαίωσαν τα αποτελέσματα των προαναφερθέντων εργασιών για τον ρυθμό ανάπτυξης και την ένταση των ανοδικών κινήσεων σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης όταν συμπεριλαμβάνονταν η επίδραση της λανθάνουσας θερμότητας, ενώ υπολογίστηκε επίσης ότι η επιφανειακή πίεση λάμβανε την ελάχιστη τιμή της μια ημέρα νωρίτερα, από ότι σε προσομοιώσεις του ξηρού αέρα.

Συγκεκριμένες μελέτες αναφέρουν ότι οι συνθήκες αστάθειας που δημιουργούνται σαν αποτέλεσμα της επίδρασης του μηχανισμού CISK (Conditional Instability of the Second Kind) όπως συμβαίνει σε κυκλώνες των τροπικών περιοχών (**Holton 1992**), μπορεί να εμφανιστεί και σε περιπτώσεις εξωτροπικών εκρηκτικών χαμηλών ιδιαίτερα πάνω από τους ωκεανούς. Ο **Gyakum (1983b)** αναφέρει ότι ο παραπάνω μηχανισμός συντέλεσε αποφασιστικά στη βάθυνση της εξαιρετικής περίπτωσης κυκλογένεσης QEII. Σύμφωνα με τα αποτελέσματα που παρουσίασε, η αρχική ανάπτυξη του χαμηλού συνέβη σαν αποτέλεσμα της βαροκλιτικής αστάθειας στα κατώτερα στρώματα, ωστόσο καθώς το χαμηλό ενισχύονταν, η άνοδος του δυναμικά ασταθούς αέρα αποτέλεσε το αίτιο που πυροδότησε τη δημιουργία ενός μεγάλου πάχους στρώματος αστάθειας και η λανθάνουσα θερμότητα οδήγησε σε περαιτέρω επιφανειακή βάθυνση μέσα από μια διαδικασία ανατροφοδότησης των ασταθών συνθηκών καθ' ύψος.

Οι **Liou and Elsberry (1987)** περιλαμβάνοντας στη μελέτη τους την επίδραση τέτοιας μορφής αστάθειας μικρής χωρικής κλίμακας, βρήκαν ότι στην περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης στις 12-15 Ιανουαρίου 1979 στον ΒΔ Ειρηνικό, το 75% της βάθυνσης του χαμηλού μπορεί να εξηγηθεί από συνθήκες προσομοίωσης του ξηρού αέρα. Αντίστοιχα στην μελέτη των **Nuss and Anthes (1987)** υπολογίστηκε ότι μόνο το 20% της επίδρασης των συνθηκών έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας

λόγω αστάθειας μικρής χωρικής κλίμακας (convection), όπως αυτό υπολογίστηκε στην εργασία των **Liou and Elsberry (1987)**, συνετέλεσε στην ισχυρή βάθυνση της περίπτωσης που μελέτησαν, υποδεικνύοντας ότι η ισχυρή διαβατική θέρμανση αυτής της μορφής δεν είναι απαραίτητη σε όλες τις περιπτώσεις χαμηλών που παρουσιάζουν ταχείς ρυθμούς βάθυνσης

Ο **Bosart (1981)**, σε σχέση με την εξαιρετική περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης "*the Presidents' Day Storm*", επισημαίνει τη σχέση της εκρηκτικής βάθυνσης με ένα στρώμα μεγάλου πάχους στην τροπόσφαιρα στο οποίο κυριαρχεί η "convective" αστάθεια, ωστόσο οι **Uccellini et al. (1985)** αντέτειναν ότι το συγκεκριμένο φαινόμενο είχε μικρή επίδραση στην συνολική βάθυνση και εξέλιξη του εκρηκτικού χαμηλού. Αντίστοιχα οι **Kuo and Reed (1988)** στη μελέτη της περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στον Ανατολικό Ειρηνικό υπολόγισαν ότι το φαινόμενο των ανοδικών κινήσεων μικρής κλίμακας λόγω θέρμανσης στα κατώτερα στρώματα (convection) δεν επηρέασε την ένταση της εκρηκτικής κυκλογένεσης η οποία έλαβε χώρα νωρίτερα, σε περιοχή μεγάλης χωρικής κλίμακας υετού. Σύμφωνα με τη μελέτη του **Hoskins (1980)** τα φαινόμενα αστάθειας και ανοδικών κινήσεων τα οποία λαμβάνουν χώρα σε ψυχρό περιβάλλον κατά το πέρασμα και μπροστά από μια επιφανειακή διαταραχή αυξάνουν το ρυθμό βάθυνσης ενός επιφανειακού κυματισμού. Οι **MacDonald and Reiter (1988)** θεωρούν ότι η θέρμανση λόγω "convection" μπορεί να μην είναι πάντοτε μια επαρκής συνθήκη για την ανάπτυξη ενός εκρηκτικού χαμηλού.

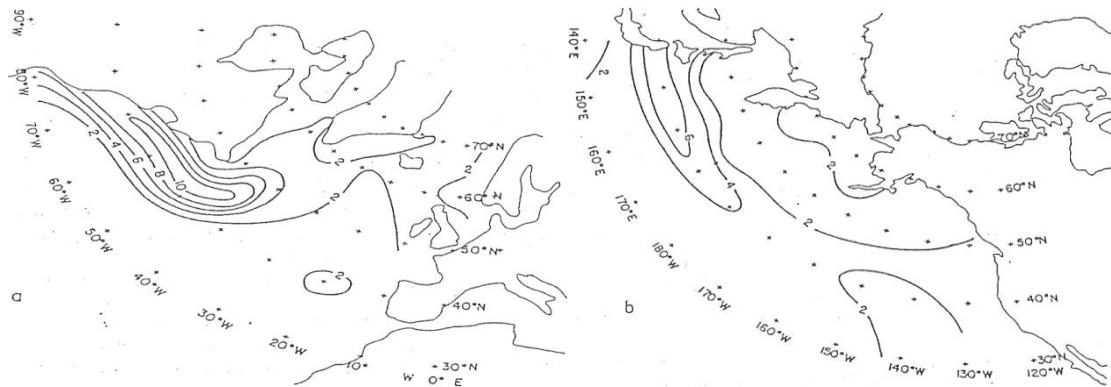
Ένα από τα θέματα τα οποία δημιουργούν αμφιβολίες ως προς την επαρκή προσομοίωση του φαινομένου της θέρμανσης λόγω έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας είναι το χρονικό διάστημα κατά το οποίο η θέρμανση αυτή επηρεάζει την ανάπτυξη ενός εκρηκτικού χαμηλού. Στη μελέτη του **Danard (1964)** αποτυπώνεται η άποψη ότι η θέρμανση λόγω συμπύκνωσης δεν παίζει σημαντικό ρόλο στην έναρξη της εκρηκτικής κυκλογένεσης, αλλά μάλλον επηρεάζει τα επόμενα στάδια οργάνωσης και εξέλιξης ενός χαμηλού. Αυτό το οποίο υπονοείται από μια τέτοια άποψη είναι ότι τα σημαντικά ποσά υετού από τα οποία μπορεί να εκλυθούν σημαντικά ποσά λανθάνουσας θερμότητας στην επιφάνεια είναι το αποτέλεσμα της ύπαρξης μεγάλης κλίμακας οργανωμένων, οριζόντια και κατακόρυφα, νεφικών συστημάτων τα οποία όμως λαμβάνουν χώρα με χρονική υστέρηση σε σχέση με τα αρχικά στάδια ανάπτυξης ενός χαμηλού το οποίο αναμένεται να γίνει εκρηκτικό.

Ωστόσο στην εργασία του **Hoskins (1980)** αναφέρεται ότι το «convection» παίζει σημαντικό ρόλο κατά το πρώτο στάδιο ανάπτυξης ενός εκρηκτικού χαμηλού (incipient stage), όπου η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας λόγω της επίδρασης του υετού σε μεγάλη χωρική κλίμακα, αλλά και του αντίστοιχου σε μικρή χωρική κλίμακα λόγω «convection», είναι σημαντικές για την βάθυνση του χαμηλού. Σε συμφωνία με το συμπέρασμα αυτό, τα αποτελέσματα των **MacDonald and Reiter (1988)** επιβεβαιώνουν το γεγονός ότι η θέρμανση λόγω συμπύκνωσης σε περιοχές υετού μεγάλης κλίμακας ενισχύεται καθώς το χαμηλό πλησιάζει το εκρηκτικό αλλά και το ώριμο στάδιο ανάπτυξής του. Ωστόσο μια τέτοια θεώρηση διαφοροποιείται για εκρηκτικά χαμηλά πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες σε σχέση με τα αντίστοιχα πάνω από την ξηρά. Στην πρώτη περίπτωση τα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας εμφανίζονται με αυξημένα ποσοστά υγρασίας σε σχέση με την δεύτερη κατηγορία, κατά τη διάρκεια του σταδίου της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Επιπλέον κατά τη διάρκεια του πρώιμου σταδίου (incipient stage) της εκρηκτικής κυκλογένεσης, σε περιπτώσεις που παρουσιάζονται πάνω από θαλάσσιες επιφάνειες, η ύπαρξη θερμού και υγρού αέρα στα χαμηλά στρώματα αποτελεί ουσιώδες χαρακτηριστικό (**Sanders and Gyakum 1980; Sanders 1986**).

Οι μη επαρκείς προσομοιώσεις και η παραμετροποίηση της επίδρασης της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας, ιδιαίτερα πάνω από τους ωκεανούς όπου την ίδια στιγμή λαμβάνει χώρα και το «convection», δηλαδή ένα φαινόμενο μικρής κλίμακας, σε βαθμό σημαντικότερο από ότι πάνω από την ξηρά, αποτελούν τους σημαντικότερους λόγους για την αποτυχία ακριβών προγνώσεων της βάθυνσης ενός εκρηκτικού χαμηλού από τα αριθμητικά μοντέλα, τουλάχιστον κατά τη διάρκεια των προηγούμενων δεκαετιών (**Reed and Albright 1986; Anthes et al. 1983; Kuo and Reed 1988; Mullen and Baumhefner 1988; Gyakum 1983b**).

Οι ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας της θάλασσας (SST) φαίνεται να επηρεάζουν το ρυθμό πτώσης της πίεσης των εκρηκτικών χαμηλών, διαμέσου της ενίσχυσης της βαροκλιδικότητας στα χαμηλά στρώματα. Οι **Sanders και Gyakum (1980)** ανέφεραν ότι υπάρχει μια ελαφρά θετική συσχέτιση μεταξύ της υποκείμενης θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας και του ρυθμού βάθυνσης των εκρηκτικών χαμηλών σε διάστημα 12 ωρών. Ωστόσο, τα εκρηκτικά χαμηλά δεν φαίνεται να εμφανίζουν την ίδια ευαισθησία στο SST, σε σχέση με τους κυκλώνες των τροπικών. Οι **Sanders και Gyakum (1980)** επιπλέον αναφέρουν ότι η εκρηκτική

βάθυνση λαμβάνει χώρα σε μία ευρεία περιοχή τιμών του SST που κυμαίνεται μεταξύ 0-23 ° C, αλλά, κατά προτίμηση, μέσα και γύρω από τις ισχυρότερες βαθμίδες αυτών. Οι ισχυρότερες βαθμίδες στον Ατλαντικό, όπως αποτυπώνεται στο παράδειγμα μιας συγκεκριμένης ημέρας του **Σχήματος 2.7**, εντοπίζονται δυτικά από τις 40°W στην περιοχή μεταξύ 35°- 50°N, η οποία συμπίπτει με τις περιοχές μέγιστης συχνότητας των εκρηκτικών χαμηλών στον Ατλαντικό, στα βόρεια και δυτικά τμήματα του Κόλπου του Μεξικού.



Σχήμα 2.7 : Γεωγραφική κατανομή των βαθμίδων της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας (SST) υπολογιζόμενες σε απόσταση 180nm για τις 15 Ιανουαρίου 1979 στον Ατλαντικό και τον Ειρηνικό Ωκεανό. Οι μονάδες των ισοπληθών είναι σε °C (Sanders and Gyakum 1980)

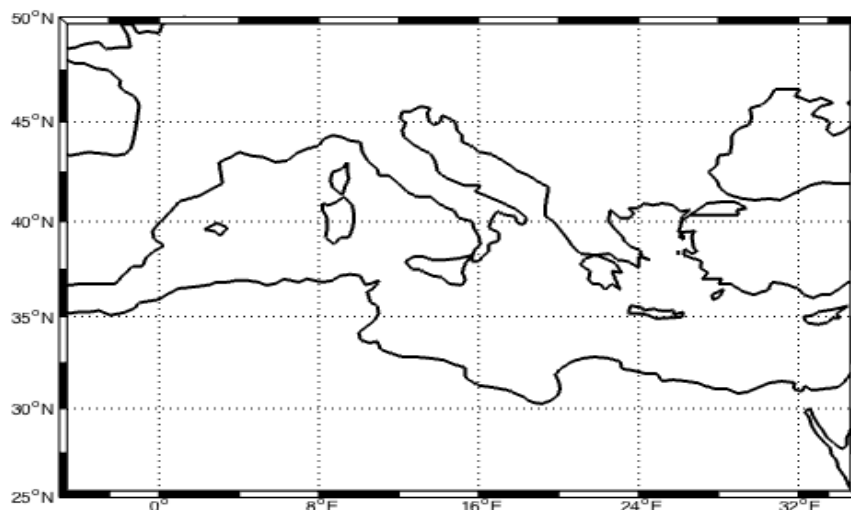
Στην περιοχή του Ειρηνικού οι μέγιστες βαθμίδες SST παρατηρούνται ανατολικά της Ιαπωνίας όπου λαμβάνουν χώρα οι περισσότερες μετεωρολογικές βόμβες του Ειρηνικού (βόρεια και δυτικά τμήματα του Kuroshio). Οι μέγιστες βαθμίδες του δυτικού Ατλαντικού είναι σχεδόν διπλά μεγαλύτερες από αυτές του δυτικού Ειρηνικού. Αυτός είναι και ο λόγος που παρατηρείται η τάση για μεγαλύτερη εμφάνιση εκρηκτικών χαμηλών στην περιοχή του Ατλαντικού Ωκεανού. Ο **Namias (1987)** αναφέρει ότι η αλληλεπίδραση του αέρα με τη θάλασσα, οδήγησε σε ανωμαλίες του SST, που πιθανότατα συνέβαλαν στην έντονη βαροκλιτικότητα κατά τη διάρκεια της ισχυρής βάθυνσης μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στον Βόρειο Ατλαντικό το Δεκέμβριο του 1986. Ωστόσο, πολλές μετεωρολογικές βόμβες λαμβάνουν χώρα σε τμήματα του ΒΑ. Ειρηνικού και του Ατλαντικού, όπου η θάλασσα είναι σχετικά ψυχρή και με ομοιογενή κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας της. Αυτό αποδεικνύει ότι δείχνει ότι η σχέση μεταξύ της θερμής

θάλασσας και των ισχυρών βαθμίδων του SST φαίνεται να συνεισφέρει θετικά, χωρίς όμως να έχει κρίσιμη σημασία για τη εκρηκτική βάρυνση σε όλες τις περιπτώσεις των εκρηκτικών κυκλογενέσεων (**Sanders 1986**). Για παράδειγμα, οι βαθμίδες του SST δεν ήταν ισχυρές στην περίπτωση της 13ης Νοεμβρίου 1981 στον Ανατολικό Ειρηνικό που μελετήθηκε από τους **Reed και Albright (1986)**, με δεδομένο ότι το χαμηλό παρουσίασε τον ταχύ ρυθμό βάρυνσης σε περιοχή με υψηλό SST, ωστόσο και αυτό ακόμη δεν ήταν το ίδιο υψηλό όπως στις περιοχές του Κόλπου του Μεξικού και του Kuroshio.

Ωστόσο ένα από τα πλέον σημαντικά δεδομένα που προκύπτουν από την ύπαρξη υψηλών τιμών του SST σε ότι αφορά τις ισχυρές κυκλογενέσεις, είναι η στενή σύνδεση του με τις τυρβώδεις ροές θερμότητας στην επιφάνεια καθώς επίσης και με την θερμική αντίθεση μεταξύ ξηράς-θάλασσας, στοιχεία τα οποία ευνοούν την εμφάνιση της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Οι παράγοντες αυτοί συμβάλλουν και στη δημιουργία των διαφοροποιήσεων μεταξύ των θαλάσσιων και ηπειρωτικών εκρηκτικών κυκλογενέσεων.

3.1 ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία γίνεται υπολογισμός των δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων σε περιβάλλον MATLAB μιας ισχυρής εκρηκτικής κυκλογένεσης που έλαβε χώρα στην περιοχή της νότιας Αδριατικής. Η λήψη των πρωτογενών δεδομένων (υγρασία, άνεμος, θερμοκρασία) τύπου netcdf έγινε απο τη χρονοσειρά ERA-INTERIM του European Centre for Medium Range Forecasts (ECMWF). Πρόκειται για πλεγματικά δεδομένα χωρικής διακριτότητας $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ γεωγραφικό πλάτος x γεωγραφικό μήκος για την περιοχή γεωγραφικού μήκους από -60° μέχρι 60° και γεωγραφικού πλάτους από -60° μέχρι 60° δημιουργώντας τετραγωνικούς πίνακες 481×481 . Τα δεδομένα για όλες τις παραμέτρους είναι διαθέσιμα κάθε 6 ώρες γι αυτό και επιλέχθηκαν και οι αντίστοιχες ώρες εξέτασης αυτών. Το εκρηκτικό επεισόδιο αφορά την 11η Φεβρουαρίου 2010 00UTC, κρίθηκε όμως απαραίτητη, τουλάχιστον στην περίπτωση των συνοπτικών χαρτών, η εξέταση της από τις 7 Φεβρουαρίου του 2010 καθώς έπρεπε να μελετηθεί όλη της η κίνηση μιας και ανήκει σε μια οικογένεια εκρηκτικών κυκλογενέσεων, αλλά και να γίνει διεξοδικότερη η μελέτη και να εξαχθούν ασφαλέστερα συμπεράσματα. Στο σημείο αυτό πρέπει να αναφερθεί ότι η συγκεκριμένη περίπτωση παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον όχι τόσο για το ρυθμό βάθυνσης που παρουσίασε, αλλά κυρίως λόγω της δευτερεύουσας κυκλογένεσης που δημιουργήθηκε και η οποία στην πορεία συνενώθηκε με την κύρια δημιουργώντας το εκρηκτικό χαμηλό. Στη συνέχεια ορίστηκε η εξεταζόμενη περιοχή (*Σχήμα 3.1*).



Σχήμα 3.1: Χάρτης εξεταζόμενης περιοχής εκρηκτικής κυκλογένεσης για τις 11/02/2010 00 UTC.

3.2 ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Για τον υπολογισμό των δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων χρειάστηκε αρχικά η εισαγωγή και επεξεργασία των αρχείων τύπου NetCDF από την εξελεγμένη όπως αναφέραμε χρονοσειρά ERA INTERIM του ECMWF. Στην επόμενη παράγραφο εκτίθεται αναλυτικά όλη η διαδικασία που έλαβε χώρα στη συγκεκριμένη εργασία που αφορά την εισαγωγή και την επεξεργασία των αρχείων στο MATLAB, ποιες εντολές απαιτήθηκαν, τι χρονική διάρκεια είχαν τα πειράματά μας καθώς και οι μαθηματικές εξισώσεις μέσα στις οποίες έγινε χρήση των αρχείων με τη μορφή πινάκων. Είναι λοιπόν απαραίτητη, για να γίνει κατανοητή η όλη διαδικασία, μια σύντομη αναφορά στη δομή και τη λειτουργία των αρχείων NetCDF.

Τα αρχεία NetCDF (Network Common Data Form) είναι ένα σύνολο βιβλιοθηκών λογισμικού και μορφών δεδομένων που αυτό-προσδιορίζονται και είναι ανεξάρτητες από την υπολογιστική μηχανή. Η NetCDF (Network Common Data Form), που αναπτύχθηκε από την Unidata στο UCAR (University Corporation for Atmospheric Research), είναι ένα σύνολο διεπαφών προσανατολισμένων στην πρόσβαση και ανάκτηση δεδομένων τα οποία είναι σε μορφή πινάκων και αποτελείται από μία συλλογή βιβλιοθηκών που υποστηρίζουν τις γλώσσες προγραμματισμού C, Fortran, C++, Java, Perl, καθώς και διάφορες άλλες. Οι διεπαφές, οι βιβλιοθήκες και το πρότυπο της NetCDF υποστηρίζουν τη δημιουργία, την πρόσβαση και τον διαμοιρασμό επιστημονικών δεδομένων.

Οι βιβλιοθήκες της NetCDF υποστηρίζουν τέσσερα διαφορετικά πρότυπα NetCDF αρχείων:

- Κλασικό πρότυπο: Ήταν το πρώτο και μοναδικό πρότυπο που δημιουργήθηκε και χρησιμοποιήθηκε μεταξύ 1989 και 2004 από την Unidata. Παραμένει ακόμα το προεπιλεγμένο πρότυπο για τα NetCDF αρχεία δεδομένων και είναι και το πιο συχνά χρησιμοποιούμενο.
- 64-bit πρότυπο: Το 2004 προστέθηκε το 64-bit πρότυπο το οποίο είναι παρόμοιο με το κλασικό, επιτρέπει όμως στους χρήστες να δημιουργούν και να έχουν πρόσβαση σε πολύ μεγαλύτερα αρχεία και τύπους δεδομένων σε σχέση με το αρχικό πρότυπο.
- NetCDF-4 πρότυπο: Το 2008 προστέθηκε το NetCDF-4 πρότυπο το οποίο υποστηρίζει συμπίεση ανά μεταβλητή, πολλαπλές απεριόριστες διαστάσεις, πιο πολύπλοκους τύπους δεδομένων και καλύτερη απόδοση δημιουργώντας ένα επίπεδο NetCDF διεπαφής πρόσβασης πάνω από το πρότυπο HDF5 (Hierarchical Data Format 5).
- NetCDF-4 κλασικό πρότυπο: Ταυτόχρονα με το NetCDF-4 πρότυπο δημιουργήθηκε και το NetCDF-4 κλασικό πρότυπο για τους χρήστες που ήθελαν να εκμεταλλευτούν την καλύτερη απόδοση που προσφέρει το νέο πρότυπο χωρίς όμως την πολυπλοκότητα του νέου περιβάλλοντος διεπαφής ή του ενισχυμένου μοντέλου δεδομένων.

Το κλασικό NetCDF μοντέλο δεδομένων αποτελείται από:

- Μεταβλητές (Variables): N-διαστάσεων πίνακες δεδομένων. Οι μεταβλητές σε ένα NetCDF αρχείο μπορεί να είναι έξι διαφορετικών τύπων (char, byte, short, int, float, double).
- Διαστάσεις (Dimensions): Περιγράφουν τους άξονες των πινάκων δεδομένων. Μία διάσταση έχει ένα όνομα και ένα μέγεθος. Μία απεριόριστη (unlimited) διάσταση έχει μέγεθος το οποίο μπορεί να επεκταθεί κάθε στιγμή καθώς νέα δεδομένα προστίθενται. Αυτό συμβαίνει σε περιπτώσεις που δεν είναι γνωστές από πριν όλες οι διαστάσεις. Τα NetCDF-4/HDF5 μπορούν να έχουν οποιονδήποτε

αριθμό απεριόριστων διαστάσεων, ενώ αρχεία παλαιότερων προτύπων μπορούν να περιέχουν το πολύ μία απεριόριστη διάσταση.

- **Χαρακτηριστικά (Attributes):** Σχολιάζουν τις μεταβλητές ή τα αρχεία με μικρές σημειώσεις ή συμπληρωματικά μεταδεδομένα. Τα χαρακτηριστικά είναι πάντα βαθμωτές τιμές ή πίνακες μίας διάστασης και μπορούν να συσχετιστούν είτε με μία μεταβλητή ή με ένα αρχείο συνολικά. Παρόλο που δεν υπάρχει κάποιο όριο, τα χαρακτηριστικά καλό είναι να έχουν μικρό μέγεθος.
- **Ομάδες (Groups):** Ένας τρόπος ιεραρχικής οργάνωσης των δεδομένων παρόμοιος με τους καταλόγους σε ένα σύστημα αρχείων Unix.
- **Τύποι καθορισμένοι από χρήστες (User-defined types):** Οι χρήστες μπορούν να καθορίσουν σύνθετους τύπους (όπως οι δομές στην C), αριθμητικούς τύπους, μεταβλητού μήκους πίνακες και αδιαφανείς τύπους.

Κλείνοντας την αναφορά μας δεν πρέπει να παραλείψουμε ότι τα αρχεία NetCDF χρησιμοποιούνται κυρίως σε εφαρμογές κλιματολογίας, μετεωρολογίας και ωκεανογραφίας (π.χ. πρόγνωση καιρού, κλιματικές αλλαγές) καθώς και σε GIS εφαρμογές.

Για την ανάγνωση και εισαγωγή των αρχείων έγινε χρήση της μεθοδολογίας που αναπτύχθηκε από τον **Huei-Ping Huang**, αναπληρωτή Καθηγητή του Πανεπιστημίου της Αριζόνα του τμήματος Μηχανικών Ύλης Μεταφορών και Ενέργειας. Κατόπιν ακολοθεί μια αλληλουχία εντολών όπου γίνεται εντοπισμός των μεταβλητών, των διαστάσεων και των ιδιοτήτων των αρχείων αλλά του συνόλου των πληροφοριών που εμπεριέχονται σ' αυτές. Στη συνέχεια γίνεται εισαγωγή και χρήση του `m_map` toolbox το ποίο αναπτύχθηκε από τον **Rich Pawlowicz**, αναπληρωτή Καθηγητή του τμήματος ατμοσφαιρικών επιστημών του Πανεπιστημίου της Columbia. Το `m_map` περιλαμβάνει:

- Ρουτίνες για την προβολή των δεδομένων σε 19 διαφορετικά σφαιρικά πλαίσια.
- Μια ρουτίνα που αφορά το πλέγμα για να δημιουργεί άξονες είτε με όρους γεωγραφικού πλάτους / μήκους είτε με όρους X / Y.
- Μια βάση δεδομένων που αφορά τις ακτές.

- Μια παγκόσμια βάση δεδομένων που αφορά το υψόμετρο.
- Πρόσβαση σε ελεύθερα διαθέσιμες βάσεις δεμένων ακτογραμμών και βαθυμετρίας υψηλής ανάλυσης.

Όσον αφορά την επιλογή της προβολής των χαρτών έγινε επιλογή του projection "miller", μέσα από μια γκάμα επιλογών, όπως αναφέρεται στο documentation για το toolbox και ταυτόχρονα στην ίδια εντολή έγινε και η επιλογή των ορίων της περιοχής σε γεωγραφικό μήκος-πλάτος. Στη συνέχεια έπεται μια δεύτερη αλληλουχία εντολών μέσω του toolbox που μας δίνει τα σε μορφή εικόνας μεγέθους από 60 έως 180kb, η επιλογή ήταν σε png, τις παραμέτρους που επιλέξαμε για τα διάφορα χρονικά βήματα εξάωρου από 07/02/2010 12UTC έως 11/02/2010 00UTC. Τέλος για τον υπολογισμό και την οπτικοποίηση των παραμέτρων που δεν ήταν διαθέσιμα από το ECMWF έγινε προσαρμογή των πρωτεύουσών παραμέτρων μέσα στις αριθμητικές εξισώσεις της αντίστοιχης βιβλιογραφίας. Και οι τρεις ανωτέρω διαδικασίες μαζί με τις εντολές που χρησιμοποιήθηκαν καθώς και τους χρόνους και τις απαιτήσεις σε υπολογιστική ισχύ περιγράφονται διεξοδικά στην επόμενη παράγραφο.

Για τον εντοπισμό των κυκλωνικών κέντρων και της τροχιάς του συστήματος κάθε 6 ώρες χρησιμοποιήθηκε ο αλγόριθμος MS, ένα από τα αυτοματοποιημένα αριθμητικά σχήματα που αναπτύχθηκαν στις αρχές της δεκαετίας του 1990 για την μελέτη της κυκλογένεσης που αναπτύχθηκε στο Πανεπιστήμιο της Μελβούρνης (**Murray and Simmonds 1991**). Η εφαρμογή του συγκεκριμένου αλγόριθμου σε ένα πλήθος κλιματολογικών μελετών και στα δυο ημισφαίρια (e.g. **Simmonds et al. 1999, Leonard et al. 1999, Simmonds and Keay 2000a, Simmonds and Keay 2000b, Lim and Simmonds 2002, Keable et al. 2002, Simmonds et al. 2003, Pinto et al. 2005, Lim and Simmonds 2007, Mesquita et al. 2009, Kouroutzoglou et al. 2011a,b;2012;2013**), έχει ως τώρα αποδείξει ότι αποτελεί ένα ισχυρό και αξιόπιστο εργαλείο για τη λεπτομερή αποτύπωση των ιδιαίτερων κλιματολογικών χαρακτηριστικών σε ότι αφορά την κυκλογένεση εκτεταμένων περιοχών και παρουσιάζει σημαντική ευστάθεια για διαφορετικές χρονοσειρές δεδομένων (NCEP/ERA/JRA-25 κ.α.). Είναι χωρικής ανάλυσης μέχρι και 0.5° X 0.5° γεωγραφικού πλάτους και μήκους, όπου και έχει ελεγχθεί εξαντλητικά από την ομάδα του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης.

Τα τμήματα που απαρτίζουν το συγκεκριμένο αριθμητικό σχήμα είναι: 1) Το

πρόγραμμα εντοπισμού των κέντρων κυκλωνικής κυκλοφορίας (cyclone detection program) για κάθε χρονικό βήμα, ανάλογα με την χρησιμοποιούμενη, κάθε φορά, χρονοσειρά δεδομένων, 2) Το πρόγραμμα σύνθεσης των τροχιών των χαμηλών (track program) στο οποίο γίνεται προσπάθεια συσχέτισης των μεμονωμένων χαμηλών που εντοπίστηκαν σε κάθε προηγούμενο βήμα με τα αντίστοιχα του αμέσως επόμενου χρονικού βήματος όπως αυτά παρουσιάζονται αρχειοθετημένα στο πρόγραμμα εντοπισμού των κέντρων των χαμηλών (Simmonds et al. 1999) και 3) το πρόγραμμα υπολογισμού των στατιστικών παραμέτρων (statistics program) στο οποίο υπολογίζονται μεσοποιημένες παράμετροι για την υπό μελέτη περίοδο, σχετιζόμενες με βασικές κινηματικές και δυναμικές ιδιότητες που βοηθούν στην κατανόηση της δομής των κυκλωνικών συστημάτων σε μια περιοχή και παρουσιάζονται σε μορφή γεωγραφικών κατανομών. Έτσι, γίνεται δυνατή η εκτίμηση των μεταβολών τους στο χώρο, όπως η μέση πυκνότητα αυτών, η μέση κυκλογένεση / διάλυση αυτών, η μέση 24ωρη βαρομετρική τάση, οι μέσες ζωνικές και μεσημβρινές ροές των χαμηλών, η μέση Λαπλασιανή, ακτίνα και το βάθος αυτών και άλλες.

3.3 ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ

Όπως προαναφέρθηκε ο υπολογισμός των δυναμικών και των θερμοδυναμικών παραμέτρων αλλά και η αποτύπωση αυτών σε εικόνες έγιναν σε περιβάλλον MATLAB. Η έκδοση που χρησιμοποιήθηκε είναι η R2014B και η εγκατάσταση της έγινε σε MacBook Air mid 2011 με εγκατεστημένο λειτουργικό MAC OS X EL CAPITAN 10.11.5. Ο επεξεργαστής του συστήματος είναι Intel Core i5 με ταχύτητα 1,7GHZ Dual Core ενώ η εσωτερική του μνήμη είναι 4GB RAM DDR3 στα 1333MHZ. Επίσης η L2 cache memory του συστήματος είναι 256KB και η L3 cache 3MB. Αξίζει επίσης να σημειωθεί ότι ο σκληρός δίσκος του συστήματος μας είναι τύπου Solid State Drive 256GB με ταχύτητα ανάγνωσης/εγγραφής 250mb/sec.

Ξεκινώντας λοιπόν αρχικά κάνουμε εντοπισμό του αρχείου για την παράμετρο που θέλουμε να εξετάσουμε δίνοντας:

```
>>file=('/Users/Sotiris_Tsioungkos/Desktop/UTH.DIPLOMA/NC_FILES/T1000_11_02_2010_00UTC_025.nc').
```

Το παράδειγμα μας αφορά τη θερμοκρασία στα 1000hPa για τις 11 Φεβρουαρίου

00UTC. Στη συνέχεια με την εντολή:

```
>>ncid1=netcdf.open('/Users/Sotiris_Tsioungkos/Desktop/UTH.DIPLOMA/NC_FILE  
S/T1000_11_02_2010_00UTC_025.nc','NC_NOWRITE');
```

γίνεται το άνοιγμα του NetCDF αρχείου. Η εντολή επίσης ορίζει έναν αριθμό αρχείου ο οποίος είναι το μοναδικό αποτέλεσμα της συνάρτησης και μπαίνει στη μεταβλητή μας, ncid1, για μεταγενέστερη χρήση. Κατόπιν γίνεται εντοπισμός των μεταβλητών, των διαστάσεων και των ιδιοτήτων του αρχείου με την εντολή

```
>> [ndim, nvar, natt] = netcdf.inq(ncid1);
```

```
ndim = 3
```

```
nvar =4
```

```
natt = 2
```

Με τη συνάρτηση netcdf.inq ρωτάμε τι περιέχει το αρχείο και μας επιστρέφει έναν πίνακα 3 στοιχείων με τον αριθμό των διαστάσεων, τον αριθμό των μεταβλητών, τον αριθμό των χαρακτηριστικών κλπ. Για να πάρουμε όλες τις πληροφορίες για κάθε διάσταση δίνουμε

```
>> [dimname, dimlength] = netcdf.inqDim(ncid1, 0);
```

```
dimname =
```

```
longitude
```

```
dimlength =
```

```
481
```

Η συνάρτηση netcdf.inqDim(ncid, dimid) ζητά πληροφορίες για κάθε διάσταση. Η σύμβαση για την καταμέτρηση των αριθμών ξεκινά από το 0, το 0 δηλώνει την πρώτη διάσταση, όπως ακριβώς ισχύει και στη C γι αυτό ξεκινάμε με dimid=0. Συνεχίζοντας το πείραμα και για τις άλλες διαστάσεις έχουμε:

```
>> [dimname, dimlength] = netcdf.inqDim(ncid1, 1);
```

```
dimname =
```

```
latitude
```

```
dimlength =
```

```
481
```

```

>> [dimname, dimlength] = netcdf.inqDim(ncid1, 2);
dimname =
time
dimlength =
1
ενώ για τις πληροφορίες για κάθε μεταβλητή
>> [varname, xtype, dimid, natt] = netcdf.inqVar(ncid1, 0);
varname =
longitude
xtype =
5
dimid =
0
natt =
2

```

Και στη συνάρτηση `netcdf.inqVar(ncid1, varid)` η αρίθμηση της παραμέτρου `varid` ξεκινά από το 0 για το λόγο που αναφέραμε και προηγουμένως. Το εξαγόμενο μας λέει ότι το όνομα της πρώτης μεταβλητής είναι "longitude", ενώ το `xtype=5` δηλώνει ότι είναι "float" ή "real". Επίσης είναι μονοδιάστατος πίνακας καθώς το `dimid` είναι αριθμός όχι πίνακας και η συντεταγμένη σε αυτή τη διάσταση ορίζεται από τον αριθμό 0. Ομοίως και για τις άλλες μεταβλητές έχουμε:

```

>> [varname, xtype, dimid, natt] = netcdf.inqVar (ncid1, 1);
varname =
latitude
xtype =
5
dimid =
1
natt =
2

```

```
>> [varname, xtype, dimid, natt] = netcdf.inqVar (ncid1, 2);
```

```
varname =
```

```
time
```

```
xtype =
```

```
4
```

```
dimid =
```

```
2
```

```
natt =
```

```
3
```

Από τη συνάρτηση `netcdf.inq` πήραμε `nvar=4` οπότε τελειώνοντας με την `netcdf.inqVar` για `varid=3` παίρνουμε

```
>> [varname, xtype, dimid, natt] = netcdf.inqVar (ncid1, 3);
```

```
varname =
```

```
t
```

```
xtype =
```

```
3
```

```
dimid =
```

```
0 1 2
```

```
natt =
```

```
7
```

Παρατηρούμε λοιπόν ότι το όνομα της μεταβλητής μας είναι "t" κάτι που θα χρειαστούμε σε επόμενο βήμα και είναι `xtype=3` δηλαδή `short integer` σύμφωνα με τον οδηγό για τα `netcdf` αρχεία στη γλώσσα C.

Καλώντας τη συνάρτηση `netcdf.getVar` για

```
>> lon1 = netcdf.getVar (ncid1, varid, start, count)
```

```
όπου
```

`varid=0`, διαβάζουμε τη μεταβλητή αριθμό μηδέν δηλ την πρώτη μεταβλητή

`start=0`, διαβάζουμε το τμήμα της μεταβλητής ξεκινώντας από το πρώτο στοιχείο

`count=481`, διαβάζουμε 481 στοιχεία ξεκινώντας από το πρώτο όπως ορίζεται από το

```
start=0
```

μας επιστρέφει τον πίνακα 481x1 lon1 = [-60, -59.7500, -59.5000.....59.5000, 59.7500, 60] που αφορά το γεωγραφικό μήκος.

Η ίδια διαδικασία ακολουθείται και για lat1 = netcdf.getVar(ncid1,1,0,481). Όπως παρατηρούμε, αναφέρθηκε παραπάνω, το varid στη lon1 είναι ίσο με 0 ενώ στη lat1 είναι ίσο με 1. Αφού ολοκληρωθεί η παραπάνω διαδικασία για να έχουμε σε μορφή πίνακα και τη μεταβλητή μας που θέλουμε να οπτικοποιήσουμε δίνουμε

```
>> t=ncread(file, 't');
```

αφού είχαμε εξαγόμενο varname=t ενώ η ncread μας επιστρέφει όπως αναφέραμε και πιο πάνω πίνακα 481x481.

Συνεχίζοντας έγινε εισαγωγή του m_map toolbox δίνοντας:

```
>> path(path('/Users /Sotiris_Tsioungkos/Documents/MATLAB/toolboxes/m_map'))
```

και στη συνέχεια όπως αναφέρθηκε στην προηγούμενη έγινε χρήση του projection "miller" με την εντολή:

```
>> m_proj('miller','long',[-5,35],'lat',[25, 50]);
```

με την οποία εκτός από τον καθορισμό της προβολής που θέλουμε να έχουν οι χάρτες μας, ορίζεται και η περιοχή οπτικοποίησης μέσω των περιορισμών σε γεωγραφικό μήκος-πλάτος. Για την εμφάνιση των "gridlines", "coastlines" και της τελικής αποτύπωσης έγινε χρήση αντίστοιχα των

```
>> m_grid('box','fancy','tickdir','in');
```

```
>> m_coast('linewidth',2,'color','black');
```

```
>> m_contourf('lon1,lat1,t,30, 'linecolor','0.4,0.5,0.7');
```

```
>> h=colorbar('h');
```

```
>> colomapeditor
```

Οι συναρτήσεις grid και coast μας εισάγουν μέσα από στο box μας τα gridlines και coastlines ενώ το toolbox μας δίνει τη δυνατότητα ρύθισης της εμφάνισης του box της αρεσκείας μας π.χ. "fancy", του πλάτους και του χρώματος των γραμμών ενώ η contourf συμπληρώνει με χρώματα το χάρτη και μέσω του toolbox δίνεται η δυνατότητα ρύθμισης της απόστασης των ισοπληθών, του πλάτους και χρώματος των contourlines κλπ. Τέλος η colorbar μας δίνει τη στήλη δεξιά του χάρτη με τα χρώματα και τις αποστάσεις των ισοπληθών ενώ με την colomapeditor μπορεί κανείς να

επιλέξει από μια γκάμα από colobars ή να επιλέξει χρωματισμούς της αρεσκείας του. Στην εργασία έγινε επιλογή του "jet colorbar".

Η ανωτέρω διαδικασία ακολουθήθηκε για όλες τις πρωτογενείς παραμέτρους, ενώ το πείραμα χρειάστηκε να επαναληφθεί 33 φορές για τη δημιουργία των απαραίτητων χαρτών για την εργασία. Για την ποιοτικότερη όμως προσέγγιση και επαλήθευση των συμπερασμάτων μας για τη συγκεκριμένη εκρηκτική κυκλογένεση απαιτήθηκε επανάληψη του πειράματος για αρκετές παραμέτρους για διάφορες χρονικές στιγμές καθώς εξελίχτηκε το επεισόδιο. Οι χρόνοι εκτέλεσης των εντολών κατά τη διάρκεια του πειράματος ήταν σχετικά μικροί, της τάξεως κάποιων δευτερολέπτων, ενώ οι απαιτήσεις όσον αφορά τη RAM ήταν της τάξεως 500-800MB. Αντιθέτως, οι απαιτήσεις του συστήματος σε κύκλους μηχανής είναι αξιοσημείωτες. Όσον αφορά δηλαδή τις εντολές εισαγωγής και ανάγνωσης των αρχείων οι απαιτήσεις σε κύκλους μηχανής δεν ξεπέρασαν το 40% ενώ αντιθέτως με τη χρήση των εντολών οπτικοποίησης και ιδιαίτερα με τη συνάρτηση contourf οι κύκλοι μηχανής άγγιζαν το 95-98%. Σε περιπτώσεις μάλιστα που χρειάστηκε να μικρύνει η απόσταση των ισοπληθών είχαμε και μεγαλύτερη χρονική διάρκεια παραμονής των κύκλων μηχανής στο ανωτέρω ποσοστό.

Αναφορικά τώρα με τις υπόλοιπες παραμέτρους που δεν ήταν διαθέσιμες από τη βάση δεδομένων του ECMWF, χρειάστηκε να γίνουν οι απαραίτητοι υπολογισμοί με βάση την αντίστοιχη βιβλιογραφία. Έτσι ο υπολογισμός της δυναμικής θερμοκρασίας στα 300, 500, 700, 850 και 925 hPa και της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα 850, 925 hPa έγινε σύμφωνα με τη διαδικασία που παρουσιάζεται στο Bolton (1980) από τις εξισώσεις 3.1 και 3.2 αντίστοιχα.

$$\theta = T_K \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \quad (3.1)$$

$$\theta_E = T_K \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \times \exp \left[\left(\frac{3.376}{T_L} - 0.00254 \right) \times r(1 + 0.81 \times 10^{-3} r) \right] \quad (3.2)$$

Επίσης υπολογίστηκαν οι μεταφορά θερμότητας στα 850 hPa και η μεταφορά του σχετικού στροβιλισμού στα 500 hPa

Μεταφορά θερμότητας: $-V\theta$, όπου T η θερμοκρασία στα 850 hPa

Μεταφορά στροβιλισμού: $-V\nabla\zeta_g$

$$\text{όπου } \zeta_g = \frac{1}{f} \nabla^2 \varphi \quad (3.3), \text{ όπου } \zeta_g \text{ η τιμή του σχετικού}$$

στροβιλισμού, f ο πλανητικός στροβιλισμός και φ το γεωδυναμικό.

$$\text{Ο δυναμικός στροβιλισμός: } PV = \frac{1}{\rho} (\zeta_g + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (3.4), \text{ όπου } \frac{\partial \theta}{\partial p} \text{ η}$$

μεταβολή της δυναμικής θερμοκρασίας σε συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο.

και οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας σύμφωνα με **Matsoukas et al. 2005** από τις εξισώσεις 3.5 και 3.6 αντίστοιχα.

$$Q_H = \rho_\alpha c_{pa} U C_H (\theta_\alpha - T_w) \quad (3.5)$$

$$Q_E = \rho_\alpha L U C_E (q_s - q) \quad (3.6)$$

Ο υπολογισμός του gradient των δυναμικών και θερμοδυναμικών παραμέτρων στις παραπάνω εξισώσεις έγινε μέσα από τον ίδιο τον ορισμό των μερικών παραγώγων. Είναι γνωστό ότι το gradient μιας συνάρτησης f σε ένα σημείο (x,y) αν υποθέσουμε ότι η f έχει μερικές παραγώγους ως προς x και y δίνεται από τη σχέση (2.9)

$$\nabla f(x, y) = \left[\frac{\partial}{\partial x} f(x, y), \frac{\partial}{\partial y} f(x, y) \right] \quad (2.9).$$

Έτσι η μερικές παράγωγοι ως προς x και y με τον υπολογισμό των αντίστοιχων ορίων τους δεδομένου ότι ισχύει:

$$\frac{\partial}{\partial x} f(x, y) = \lim_{h \rightarrow 0} \frac{f(x+h) - f(x)}{h} \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} f(x, y) = \lim_{h \rightarrow 0} \frac{f(y+h) - f(y)}{h} \quad (3.8).$$

Στην ουσία δηλαδή, επειδή μιλάμε για πίνακες 481x481, ο υπολογισμός των ορίων που προαναφέραμε έγινε με τον υπολογισμό των πεπερασμένων διαφορών μεταξύ των τιμών των αντίστοιχων grid points. Για να γίνουν οι συγκεκριμένοι υπολογισμοί έγινε χρήση της συνάρτησης diff. Δίνοντας λοιπόν:

```
>>diff(T,1,1)
```

όπου T ο πίνακας με τις τιμές των θερμοκρασιών στα 850hPa, η συνάρτηση μας επιστρέφει πίνακα με τις πεπερασμένες διαφορές στον άξονα y ενώ με την εντολή:

>>diff(T,1,2)

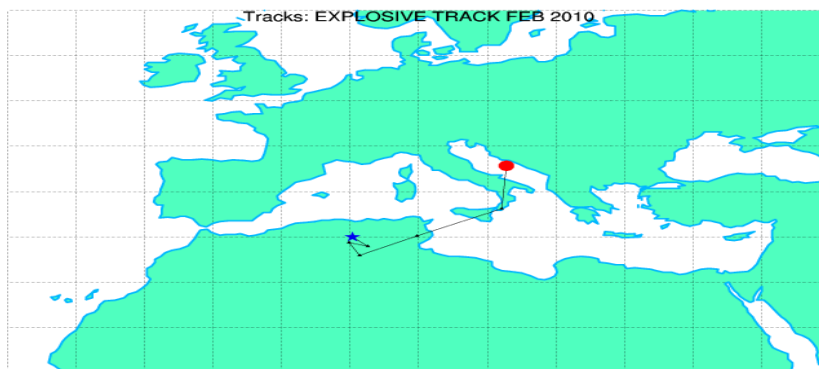
παίρνουμε επιστροφή πίνακα με τις πεπερασμένες διαφορές στον άξονα x. Στη συνέχεια έγινε προσαρμογή των αποτελεσμάτων μέσα στις εξισώσεις και υπολογισμός των αντίστοιχων δυναμικών παραμέτρων δίνοντας σαν αποτέλεσμα επίσης πίνακα και στο τέλος εφαρμόστηκε πάλι η μεθοδολογία οπτικοποίησης αυτών με τη χρήση του map toolbox όπως και στις πρωτογενείς παραμέτρους.

4

Συνοπτική ανάλυση

4.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η συγκεκριμένη περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης παρουσιάζει 24ωρη εκρηκτική βάθυνση (απόλυτη τιμή του κανονικοποιημένου ρυθμού πτώσης της πίεσης ≥ 1) μεταξύ της 10^{ης} Φεβρουαρίου 2010 στις 00UTC (10/00UTC) και της 11^{ης} Φεβρουαρίου 2011 00UTC (11/00UTC), με την απόλυτη τιμή του ρυθμού βάθυνσης NDR_c να είναι ίση με 1.02 και το εκρηκτικό χαμηλό να εντοπίζεται στο τέλος του συγκεκριμένου χρονικού διαστήματος στην περιοχή της Κεντρικής Αδριατικής με πίεση περί τα 987hPa.



Σχήμα 4.1: Τροχιά που ακολούθησε το κέντρο του χαμηλού από τη δημιουργία του στις 09/02/2010 (12UTC), έως την εκρηκτική βάθυνση αυτού στις 11/02/2010 (00UTC) (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

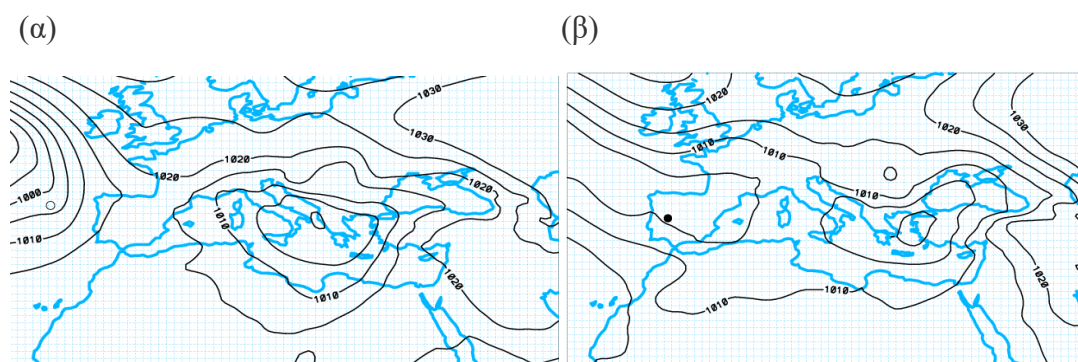
Η τροχιά που ακολούθησε το χαμηλό από την χρονική στιγμή της κοινής κυκλογένεσης (ordinary cyclogenesis) έως και την αντίστοιχη χρονική στιγμή της εκρηκτικής κυκλογένεσης, όπως προέκυψε από τον MS algorithm αποτυπώνεται στο **Σχήμα 4.1**.

Με βάση την παραπάνω αποτύπωση και όσα αναλύθηκαν στο **Κεφάλαιο 2** σε σχέση με τους δυο χαρακτηριστικούς μηχανισμούς εκρηκτικής κυκλογένεσης που έχουν εντοπιστεί στη Μεσόγειο (**Conte 1986; Kouroutzoglou et al. 2011a**), η συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί μια από τις πλέον χαρακτηριστικές περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης τύπου CC (**Capaldo et al. 1980**). Στις περιπτώσεις αυτές το εκρηκτικό χαμηλό δημιουργείται από την αλληλεπίδραση μιας οργανωμένης μετωπικής ύφεσης που δημιουργείται στις κύριες κυκλογενετικές περιοχές του Βορείου Ατλαντικού ή της ΒΔ Ευρώπης και κινείται N-NA εισβάλλοντας στην περιοχή της Μεσογείου και μιας ύφεσης μικρότερης κλίμακας, η οποία σε αρκετές περιπτώσεις δημιουργείται στα υπήνεμα των ορέων του Άτλαντα σε συνοπτικές καταστάσεις ισχυρής ΒΔ ροής στα χαμηλά στρώματα στην περιοχή της Δυτικής Μεσογείου. Η τελευταία κινείται B-BA εισβάλλοντας στη θαλάσσια περιοχή της Δυτικής και Κεντρικής Μεσογείου και συναντά το προϋπάρχον χαμηλό μεγαλύτερης κλίμακας πάνω από τις περιοχές αυτές. Η συγκεκριμένη ομάδα συνοπτικών καταστάσεων οδηγεί στη δημιουργία ισχυρών και συχνά εκρηκτικών κυκλογενέσεων κυρίως στην περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου (**Capaldo et al. 1980**).

Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά της Μεσογείου, ως μια από τις δευτερεύουσες περιοχές που ευνοούν τη διέλευση κυκλωνικών τροχιών στην περιοχή του Β. Ημισφαιρίου (secondary storm track area), είναι η ισχυρή αλληλεπίδραση της με τις κύριες περιοχές κυκλογενετικής δραστηριότητας (main storm track areas) στην περιοχή του Β. Ατλαντικού (**Pinto et al. 2005; Lionello et al. 2006**), παράγοντας ο οποίος δημιουργεί ευνοϊκές συνθήκες για την ενίσχυση της βαροκλινικότητας στην περιοχή της Βόρειας Αφρικής (**H.M.S.O 1962**). Αυτό σε συνδυασμό με τη μεταφορά υψηλών τιμών του δυναμικού στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη προς την περιοχή της Μεσογείου, διαμέσου των διαταραχών οι οποίες συνοδεύουν τα παραπάνω επιφανειακά χαμηλά (**Thorncroft and Flocas 1997**), δημιουργούν ευνοϊκό περιβάλλον για την εκδήλωση ισχυρών κυκλογενέσεων στο θαλάσσιο περιβάλλον των νοτίων τμημάτων της Μεσογείου και στα παράλια της Β. Αφρικής.

4.2 ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ

Στις 07/12UTC η ανάλυση επιφάνεια (**Σχήμα 4.2α**) καταδεικνύει κυκλωνική κυκλοφορία στην περιοχή του Ατλαντικού και της Πορτογαλίας, ενώ το αριθμητικό σχήμα αναγνώρισε ένα ανοιχτό χαμηλό στη θαλάσσια περιοχή δυτικά της Ιβηρικής Χερσονήσου με πίεση περί τα 1003hPa. Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί ότι ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά τα οποία προσδίδουν ιδιαίτερη αποτελεσματικότητα στον συγκεκριμένο αλγόριθμο είναι η ανίχνευση κλειστών και ανοιχτών χαμηλών η οποία βοηθάει στη διατήρηση της συνέχειας των κυκλωνικών τροχιών αλλά και στην λεπτομερέστερη αποτύπωση της κυκλωνικής δραστηριότητας μιας περιοχής συμπεριλαμβάνοντας και τα ανοιχτά χαμηλά. Τα ανοιχτά αυτά χαμηλά συνδέονται με το μέγιστο του επιφανειακού στροβιλισμού σε μια συγκεκριμένη περιοχή, χωρίς όμως να είναι δυνατόν να συνδεθεί το συγκεκριμένο μέγιστο με ένα αντίστοιχο ελάχιστο της πίεσης σε μια περιοχή συγκεκριμένης ακτίνας γύρω από το κέντρο του μέγιστου του στροβιλισμού (**Pinto et al. 2005; Kouroutzoglou et al. 2011a**). Τα χαμηλά αυτά μπορούν να χαρακτηριστούν και ως «trough like systems» (**Murray and Simmonds 1991**) και συχνά μπορούν να εξελιχτούν σε ισχυρά χαμηλά (**Kouroutzoglou et al. 2011b**). Για το λόγο αυτό αποτελούν σημαντικό συστατικό



Σχήμα 4.2: Χάρτης ανάλυσης πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (α) στις 07/02/2010 12UTC (β) στις 08/02/2010 12UTC. Οι ισοπληθείς της πίεσης είναι ανά 5hPa (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

του συγκεκριμένου αλγόριθμου και βοηθούν στην επαρκέστερη αποτύπωση της κυκλογενετικής δραστηριότητας, ιδιαίτερα σε περιοχές όπως η Μεσόγειος όπου χαρακτηρίζεται συχνά από ασθενή και μικρότερης κλίμακας χαμηλά (**Campins et al. 2010**) και βοηθούν στην καλύτερη αξιοποίηση των πλεγματικών δεδομένων υψηλής

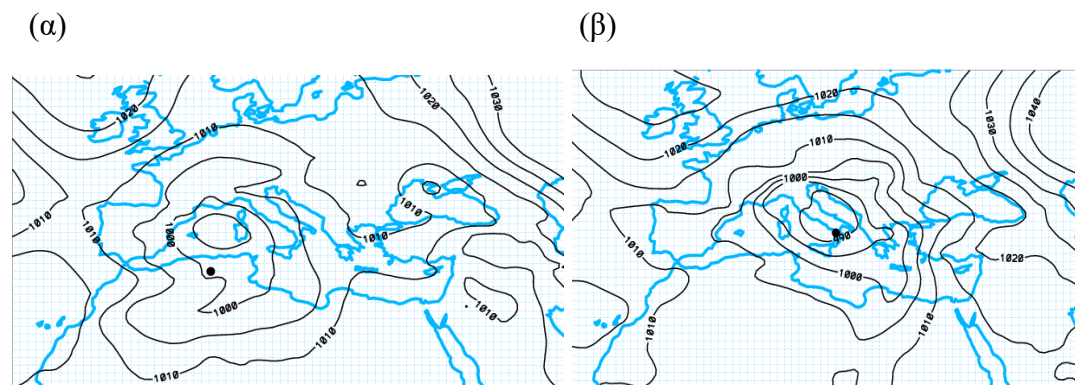
χωρικής ευκρίνειας όπως τα αντίστοιχα του ERA-INTERIM που χρησιμοποιήθηκαν στη συγκεκριμένη μελέτη.

Η εξέλιξη της συνοπτικής κατάστασης στην επιφάνεια 24 ώρες αργότερα δείχνει επέκταση προς τα ανατολικά της κυκλωνικής κυκλοφορίας που καλύπτει την περιοχή του Ατλαντικού, (**Σχήμα 4.2β**) με ταυτόχρονη μετατόπιση του κέντρου του χαμηλού προς την περιοχή της Ιβηρικής Χερσονήσου το οποίο αναγνωρίζεται πλέον από τον MS algorithm ως κλειστό χαμηλό, δηλαδή ως χαμηλό του οποίου το μέγιστο του στροβιλισμού στην επιφάνεια σχετίζεται με ένα ελάχιστο της πίεσης σε συγκεκριμένη ακτίνα γύρω από το μέγιστο του στροβιλισμού, χωρίς όμως να παρατηρείται αξιοσημείωτη μεταβολή της πίεσης στο κέντρο του σε σχέση με τις 07/12UTC. Ωστόσο ένα από τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της συνοπτικής κατάστασης για τις 08/12UTC είναι η δημιουργία ΒΔ ροής στην επιφάνεια στην περιοχή της Δυτικής Μεσόγειου, σαν αποτέλεσμα της επέκτασης του αντικυκλώνα των Αζορών στην περιοχή του Ατλαντικού, ο οποίος συνδυάζεται με την εκτεταμένη ζώνη χαμηλών πιέσεων στην περιοχή της Ιβηρικής έως και τις Βαlearίδες νήσους.

Προγενέστερες μελέτες έχουν αποδείξει ότι ο συνδυασμός ενός θερμού αντικυκλώνα στην περιοχή μεταξύ των Αζορών και των δυτικότερων τμημάτων της Δυτικής Μεσογείου με εκτεταμένες κυκλωνικές κυκλοφορίες στα βορειότερα τμήματα της Δυτικής Μεσογείου, προκαλεί ισχυρή ΒΔ. ροή πάνω από τη Δυτική Μεσόγειο, ευνοώντας την κυκλογένεση στα υπήνεμα των ορέων του Άτλαντα (**Horvath et al. 2006; Horvath and Picek 2009**).

Με βάση την παραπάνω επισήμανση, το χρονικό διάστημα από τις 08/12UTC έως και τις 09/12UTC αποτελεί το πλέον χαρακτηριστικό διάστημα για το συγκεκριμένο τύπο εκρηκτικής κυκλογένεσης και αυτό αποτυπώνεται στο **Σχήμα 4.3α**. Το αβαθές κέντρο κυκλωνικής κυκλοφορίας το οποίο εντοπίστηκε για τις 08/12UTC στην περιοχή της Ιβηρικής Χερσονήσου (**βλέπε Σχήμα 4.2β**) έχει πλέον μετακινηθεί ανατολικά προς την περιοχή Σαρδηνίας-Κορσικής και παρουσιάζει βάθυνση με πίεση περί τα 994hPa. Το χαμηλό αυτό αποτελεί ύφεση μεγαλύτερης κλίμακας η οποία εισβάλλει στη Μεσόγειο από τα Δ-ΒΔ, όπως αναλύθηκε προηγούμενα σχετικά με τη συνοπτική δομή μιας τυπικής περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης τύπου CC (**Capaldo et al. 1980**). Το άλλο χαρακτηριστικό που προκύπτει από την ανάλυση του **Σχήματος 4.3α**, είναι η δημιουργία δευτερεύουσας κυκλογένεσης, δυτικά του ψυχρού μετώπου της παραπάνω ύφεσης, το οποίο

εντοπίζεται για τις 09/12UTC στην περιοχή μεταξύ Τυνησίας-κόλπου της Σύρτης-Κορσικής, πιθανόν ως κυκλογένεση στα υπήνεμα των ορέων του Άτλαντα, κάτω από την επίδραση οργανωμένης ΒΔ ροής, στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας. Ο MS algorithm αναγνώρισε το παραπάνω χαμηλό ως κλειστό χαμηλό με κέντρο 999.5hPa και αποτελεί επιβεβαίωση της επίδρασης της ορογραφίας της Μεσογείου στη δημιουργία κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Πράγματι αυτό συμβαίνει όταν μετωπικές δραστηριότητες προσεγγίζουν ορεινούς όγκους με διεύθυνση κίνησης κάθετη στον προσανατολισμό αυτών, όπως για παράδειγμα η οροσειρές των Άλπεων, των Πυρηναίων ορέων και των ορέων του Άτλαντα, οπότε η διατήρηση του δυναμικού στροβιλισμού δρα έτσι ώστε να ευνοείται η εμφάνιση ανοδικών κινήσεων και η δημιουργία κυκλωνικής κυκλοφορίας στα υπήνεμα της οροσειράς. Για το χρονικό διάστημα από τις 09/12UTC έως και τις 10/18UTC το χαμηλό παρουσίασε σταδιακή A-BA κίνηση από τα παράκτια τμήματα της Βόρειας Αφρικής προς την θαλάσσια περιοχή της Κεντρικής Μεσογείου και για τις 10/18UTC εντοπίζεται στην περιοχή της Ν. Ιταλίας ως κλειστό χαμηλό με πίεση 989.2hPa (Σχήμα 4.3β).

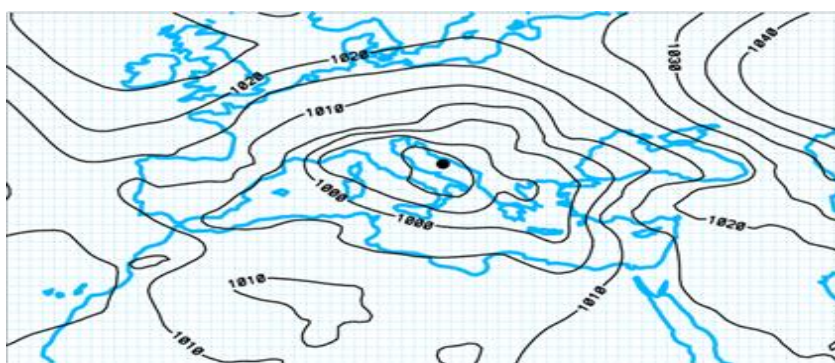


Σχήμα 4.3: Χάρτης ανάλυσης πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας (α) στις 09/02/2010 12UTC(β) στις 10/02/2010 18UTC. Οι ισοπληθείς της πίεσης είναι ανά 5hPa (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

Η εξέταση των χρονικών μεταβολών των χαρακτηριστικών του δευτερεύοντος χαμηλού (Λαπλασιανή – βάθος - ακτίνα) για κάθε χρονικό βήμα της συγκεκριμένης τροχιάς, όπως υπολογίστηκαν από τον MS algorithm, έδειξε ότι και οι τρεις παράμετροι μεγιστοποιήθηκαν για τις 10/18UTC, αποδεικνύοντας ότι το χαμηλό απέκτησε τη μέγιστη ένταση (intensity) και χωρικές διαστάσεις, έξι ώρες πριν την ολοκλήρωση του σταδίου εκρηκτικής βάθυνσης. Ωστόσο κάτι τέτοιο αιτιολογείται λαμβάνοντας υπόψη ότι σε αρκετές περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης, η

ελάχιστη πίεση του σταδίου εκρηκτικής βάθυνσης παρουσιάζει χρονική υστέρηση σε σχέση με τη μεγιστοποίηση της έντασης και της χωρικής κλίμακας του, άρα και του βάθους αυτών, λαμβάνοντας υπόψη ότι η αλληλεπίδραση διαβατικών και αδιαβατικών διεργασιών σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης παρουσιάζει μη γραμμική συσχέτιση κατά τη διάρκεια του σταδίου ταχείας βάθυνσης (**Roebber 1984; Lim and Simmonds 2002**).

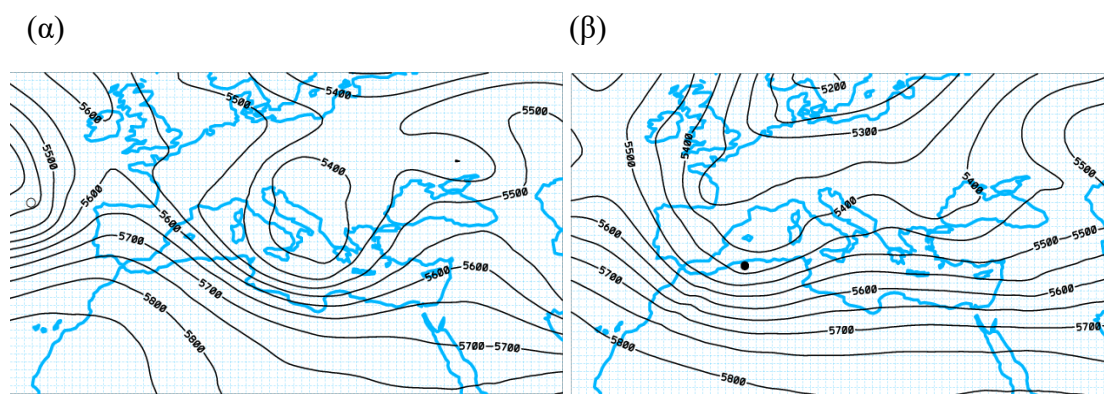
Την ίδια χρονική στιγμή το κέντρο της κύριας κυκλωνικής κυκλοφορίας, η οποία κινήθηκε από την περιοχή του Ατλαντικού προς τη Μεσόγειο, εντοπίζεται στην περιοχή της Κεντρικής Ιταλίας με πίεση περί τα 987hPa (δεν αποτυπώνεται). Τέλος κατά τη διάρκεια του τελευταίου εξαώρου του διαστήματος ταχείας βάθυνσης του δευτερεύοντος χαμηλού το οποίο δημιουργήθηκε στη Βόρεια Αφρική, δηλαδή για το χρονικό διάστημα από τις 10/18UTC έως τις 11/00UTC, το χαμηλό παρουσίασε περαιτέρω B-BA μετακίνηση και μικρή περαιτέρω βάθυνση, εντοπιζόμενο για τις 11/00UTC, στην περιοχή της Κεντρικής Αδριατικής με κέντρο 986.57hPa (**Σχήμα 4.4**). Ο συνδυασμός των δυο χαμηλών της κύριας και της δευτερεύουσας μετωπικής ύφεσης που τελικά παρουσίασε εκρηκτικό ρυθμό πτώσης της πίεσης για το διάστημα από τις 10/00UTC έως και τις 11/00UTC, αποτυπώνεται από το γεγονός ότι το εκτεταμένο κέντρο κυκλωνικής κυκλοφορίας (990hPa) το οποίο εντοπίζεται στην περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Αδριατικής (**Σχήμα 4.3β**), περιλαμβάνει και τα δυο προαναφερθέντα κυκλωνικά κέντρα, με το κέντρο του κύριου χαμηλού να μην απεικονίζεται.



Σχήμα 4.4: Συνοπτική ανάλυση της πίεσης μέσης στάθμης θάλασσας για τις 11/00UTC με αποτύπωση του κέντρου του εκρηκτικού χαμηλού (κλειστό ισχυρό) τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (Ισοπληθείς της πίεσης ανά 5hPa) (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

4.3 ΑΝΑΛΥΣΗ ΣΤΑ 500HPA

Σε ότι αφορά τη συνοπτική δομή και εξέλιξη της κυκλοφορίας στην ανώτερη τροπόσφαιρα και συγκεκριμένα στα 500hPa, ο αλγόριθμος αναγνώρισε αβαθές ανοιχτό χαμηλό στην περιοχή του Ατλαντικού για τις 07/12UTC, σαν αποτέλεσμα της ύπαρξης εκτεταμένης κυκλωνικής κυκλοφορίας στην περιοχή (**Σχήμα 4.5α**), ενώ για τις 08/12UTC, η κυκλωνική κυκλοφορία επεκτάθηκε από τον Ατλαντικό προς τα ανατολικά, με ταυτόχρονη ανατολική μετατόπιση της έξαρσης στην περιοχή της Ιβηρικής Χερσονήσου-ΒΔ Αφρικής. Ο αλγόριθμος αναγνώρισε κλειστό χαμηλό στην περιοχή της Β. Ισπανίας, χωρίς όμως ιδιαίτερη βάθυνση σε σχέση με το προηγούμενο 24ωρο. Ωστόσο, η μεταβολή του πεδίου των γεωδυναμικών υψών και της συνοπτικής κατάστασης στην περιοχή του Ατλαντικού και της Δυτικής Μεσογείου, για το χρονικό διάστημα από τις 08/12UTC έως τις 09/12UTC είναι χαρακτηριστική και ενδεικτική για την εξέλιξη της συγκεκριμένης περίπτωσης επιφανειακής κυκλογένεσης. Η έξαρση στην περιοχή του Ατλαντικού επεκτάθηκε προς τα βόρεια, ενώ παράλληλα δημιουργήθηκε αντικυκλωνική κυκλοφορία τύπου εμποδισμού (blocking anticyclone) με αποτέλεσμα να παρατηρηθεί N-NA μετατόπιση της διαταραχής στα 500hPa, από την περιοχή της Ισπανίας προς τα βόρεια τμήματα της Αφρικής για τις 09/12UTC (**Σχήμα 4.5β**). Στο σημείο αυτό θα πρέπει να τονιστεί η σημασία της διεργασίας του εμποδισμού στα ανωτέρα στρώματα, σε ότι αφορά την



Σχήμα 4.5: Χάρτης ανάλυσης γεωδυναμικών υψών στα 500hPa (α) στις 07/02/2010 12 UTC (β) στις 09/02/2010 12UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 50gpm (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

ανάπτυξη επιφανειακής κυκλογένεσης κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου στη Δυτική-Κεντρική αλλά και την Ανατολική Μεσόγειο (HMSO 1962). Επιπλέον η συγκεκριμένη διεργασία, σε συνδυασμό με την ορογραφία, ευνοεί την εμφάνιση

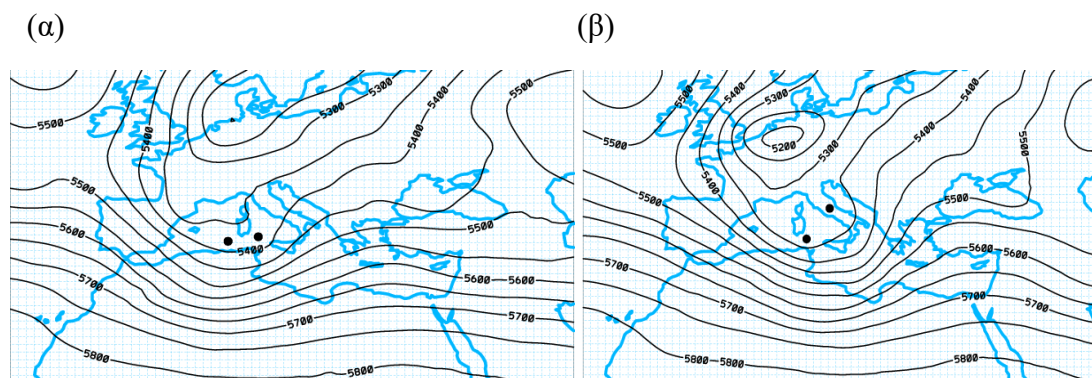
ισχυρών επεισοδίων επιφανειακής κυκλογένεσης στην περιοχή της Κεντρικής και της Αβ. Μεσογείου (Prezerakos and Flocas 1996; Prezerakos et al. 1999).

Η ανάπτυξη εμποδισμού στην περιοχή του Ατλαντικού ή της Δυτικής Ευρώπης, είναι σαφής ένδειξη για τη μεταβολή του δείκτη κυκλοφορίας στα μέσα γεωγραφικά πλάτη από υψηλό δείκτη (high index) σε χαμηλό δείκτη (low index), με αποτέλεσμα να ευνοείται η κάθοδος ψυχρών αερίων μαζών στα ανώτερα και κατώτερα ισοβαρικά στρώματα από τα βορειότερα γεωγραφικά πλάτη προς την περιοχή της Μεσογείου και η ενίσχυση της βαροκλιλικότητας στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας. Η τελευταία, σε συνδυασμό με την αλληλεπίδραση αέρα-θάλασσας, ενισχύει την δημιουργία ανοδικών κινήσεων και κατά συνέπεια την κυκλογένεση στην επιφάνεια (**Winston 1955; Palmen and Newton 1969; Kouroutzoglou et al. 2013a**). Σε κυκλογενετικές διεργασίες στην περιοχή της Μεσογείου, ένας αντικυκλώνας τύπου εμποδισμού λειτουργεί σαν μια δυναμικά ασταθής έξαρση (unstable ridge), ευνοώντας έτσι τη δημιουργία διαδοχικών διαταραχών στα ανατολικά κράσπεδα της συγκεκριμένης έξαρσης (upper level downstream development). Όταν μάλιστα συνδυάζεται με την ύπαρξη κλάδου του αεροχείμαρρου (upper level transient jet streak) στα ανατολικά κράσπεδα του εμποδισμού, η μεταφορά τυρβώδους κινητικής ενέργειας από τον αεροχείμαρρο προς την διαταραχή ευνοεί την περαιτέρω βάθυνσή της (**Orlanski et al. 1993**).

Επιπλέον, η κίνηση τέτοιων διαταραχών από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη προς τη Μεσόγειο, συνοδευόμενα με ψυχρή μεταφορά και θετικές ανωμαλίες του δυναμικού στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα, συναντούν συχνά ισχυρές βαροκλιλικές ζώνες στα χαμηλά στρώματα κάτι που ως γνωστόν ευνοεί την κυκλογένεση στην επιφάνεια και οδηγεί στην εμφάνιση του τύπου Β επιφανειακής κυκλογένεσης (**Petterssen and Smebye 1971**). Κατά τη διάρκεια του χρονικού διαστήματος από τις 09/12UTC έως και τις 10/00UTC, η διαταραχή στα 500hPa (**Σχήμα 4.6a**) κινείται ανατολικά εντοπιζόμενη για τις 10/00UTC στην περιοχή μεταξύ Κορσικής-Τυνησίας. Τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή επίσης, η ενίσχυση των ανέμων στην περιοχή της Τυνησίας-κόλπου της Σύρτης, υποδηλώνει την πιθανή ύπαρξη ενός κλάδου του πολικού αεροχείμαρρου με τη διαταραχή να εντοπίζεται μέσα στον ψυχρό τομέα αυτού. Επίσης, είναι σημαντικό να τονιστεί ότι στην περιοχή της Αλγερίας εντοπίζεται δεύτερη διαταραχή τύπου απορροής με ασύμμετρη κατανομή των ανέμων μεταξύ των δυτικών και των ανατολικών τμημάτων της,

δημιουργώντας ευνοϊκές συνθήκες για την περαιτέρω βάθυνση της. Είναι γνωστό ότι διαταραχές τύπου απορροής σε ΒΔ ροή έχουν την τάση να βαθαίνουν και να σχετίζονται με μετωπογένεση (frontogenesis) στην ανώτερη τροπόσφαιρα (**Schultz and Sanders 2002**). Σε περιπτώσεις ανώτερης κυκλοφορίας, όπου η διαταραχή εντοπίζεται στον ψυχρό τομέα ενός κλάδου του πολικού αεροχείμαρρου, η εγκάρσια αγεωστροφική κυκλοφορία με τους δυο κλάδους της (indirect – direct circulation) στην περιοχή ενός τέτοιου αεροχείμαρρου και η ανακατανομή μάζας (mass readjustment) που λαμβάνει χώρα, έχουν ως αποτέλεσμα την πτώση της πίεσης στην αριστερή πλευρά της εξόδου του αεροχείμαρρου (left exit region) και αντίστοιχα την επιφανειακή κυκλογένεση (**Uccellini and Johnson 1979**).

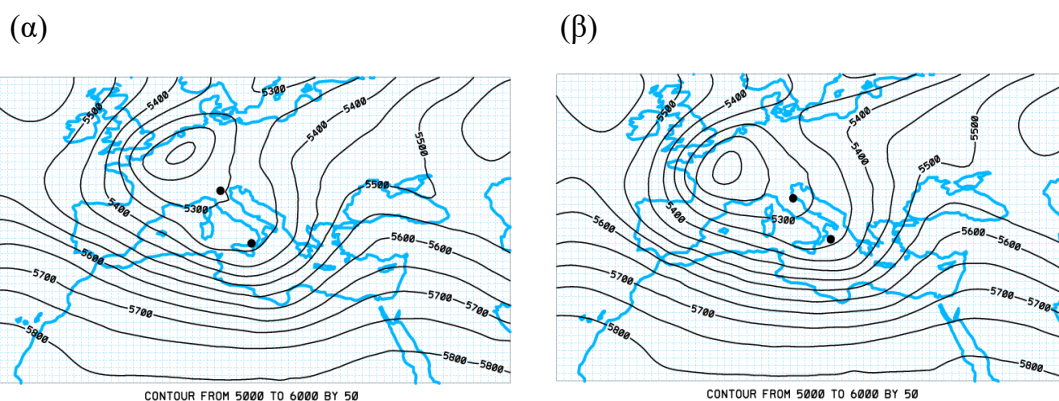
Η διεργασία αυτή αφορά και τις δυο προαναφερθείσες διαταραχές, οι οποίες όπως θα φανεί μετέπειτα επηρέασαν την οργάνωση του επιφανειακού χαμηλού έως και την εκρηκτική κυκλογένεση. Πράγματι για τις 10/12UTC (**Σχήμα 4.6β**), η διαταραχή η οποία συνόδευε το επιφανειακό χαμηλό για τις 10/00UTC, κινήθηκε



Σχήμα 4.6: Χάρτης ανάλυσης γεωδυναμικών υψών στα 500hPa (α) στις 10/02/2010 00UTC (β) στις 10/02/2010 12UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 50hPa (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

ανατολικά με το κέντρο της να εντοπίζεται στην περιοχή της Κεντρικής Ιταλίας και το χαρακτηριστικό είναι ότι την ίδια χρονική στιγμή το χαμηλό στην επιφάνεια εντοπίζεται στην περιοχή της ΒΑ Τυνησίας, δυτικότερα δηλαδή της ανώτερης διαταραχής. Το γεγονός ότι η καθ' ύψος κλίση (vertical tilting) του συγκεκριμένου ανώτερου αυλώνα σε σχέση με το αντίστοιχο κέντρο στην επιφάνεια είναι προς τα ανατολικά, συνεπάγεται τάση για μηδενισμό της βαροκλικότητας με βάση την ημιγεωστροφική προσέγγιση και το βαροκλικό μοντέλο για την ανάπτυξη των συστημάτων των μέσων γεωγραφικών πλατών (**Holton 1992**).

Ωστόσο η δημιουργία νέας διαταραχής μέσα σε ΒΔ ροή στη θαλάσσια περιοχή βόρεια της Τυνησίας, αποτέλεσε το δυναμικό αίτιο της ανώτερης τροπόσφαιρας το οποίο ευνόησε την διατήρηση της βαροκλικότητας καθ' ύψος του επιφανειακού χαμηλού και την ενίσχυση του ρυθμού πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια για το επόμενο 12ωρο. Για τις 10/18UTC, η διαταραχή η οποία για τις 10/12UTC εντοπίστηκε στην περιοχή βόρεια της Τυνησίας κινήθηκε Α-ΒΑ και ο αλγόριθμος αναγνώρισε κλειστό κέντρο κυκλωνικής κυκλοφορίας στην περιοχή της Σικελίας την ίδια χρονική στιγμή όπου το χαμηλό στην επιφάνεια εντοπιζόταν στην Ν. Ιταλία υποδηλώνοντας σταδιακή ελάττωση της βαροκλικότητας. Ωστόσο το εκτεταμένο κλειστό χαμηλό στην περιοχή της Δυτικής Ευρώπης στα ανατολικά κράσπεδα του εμποδισμού στην περιοχή του Ατλαντικού και των Βρετανικών νήσων, απέκτησε κλίση από τα ΝΔ-ΒΑ και τέτοια δομή τα οποία σε συνδυασμό με την ύπαρξη ζώνης ενισχυμένων ανέμων στην περιοχή της ΒΔ. Ευρώπης (**Prezerakos 1978**) αποτελούν ευνοϊκές συνθήκες για την ενίσχυση του συγκεκριμένου κέντρου κυκλωνικής κυκλοφορίας. Όλα αυτά δεδομένου ότι ενισχύεται η ψυχρή μεταφορά από τα δυτικά προς τα ανατολικά και η τροφοδότηση με κινητική ενέργεια η οποία μετατρέπεται σε δυναμική ενέργεια της μέσης ζωνικής ροής, βοηθά την επανενίσχυση του ανώτερου χαμηλού το οποίο είχε μετατραπεί σε έναν κλειστό στρόβιλο (vortex) με αποκομμένες ψυχρές αέριες μάζες. Όπως αποτυπώνεται στο **Σχήμα 4.7α** για τις 10/18UTC, αλλά και στο **Σχήμα 4.7β** για τις 11/00UTC όποτε και ολοκληρώθηκε η

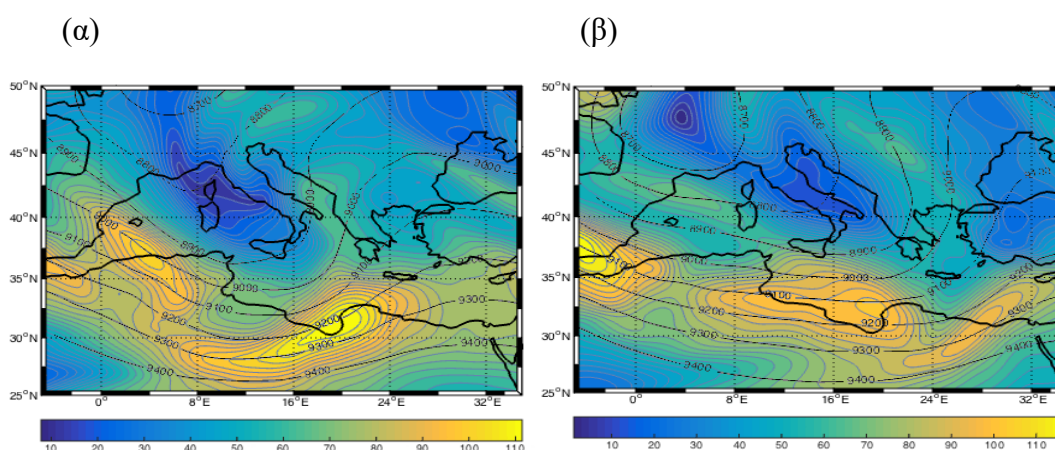


Σχήμα 4.7: Χάρτης ανάλυσης γεωδυναμικών υψών στα 500hPa (α) στις 10/02/2010 18UTC (β) στις 11/02/2010 00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 5hPa (Πηγή: από MS αλγόριθμο).

εκρηκτική κυκλογένεση, ο αλγόριθμος αναγνώρισε ένα κλειστό κέντρο κυκλωνικής κυκλοφορίας στα 500hPa στην περιοχή της Β. Ιταλίας με ΒΔ κλίση σε σχέση με το κέντρο του χαμηλού στην επιφάνεια το οποίο για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή

εντοπιζόταν στην περιοχή της Κεντρικής Αδριατικής, υποδηλώνοντας ότι η δυναμική των ανώτερων στρωμάτων (upper level forcing) συνέχισε να ευνοεί τη βάθυνση του εκρηκτικού χαμηλού έως και τη λήξη του σταδίου εκρηκτικής βάθυνσης.

Για να έχουμε όμως μια ολοκληρωμένη συνοπτική κρίνεται απαραίτητη τόσο η αναφορά στην ανώτερη τροπόσφαιρα και συγκεκριμένα στη θέση του αεροχειμαρρου σε σχέση με περιοχή του εκρηκτικού χαμηλού αλλά και στην επικρατούσα κατάσταση στη στάθμη των 850 hPa. Έτσι όπως αποτυπώνεται χαρακτηριστικά στο **Σχήμα 4.8** η θέση του αεροχειμαρρου είναι δυτικά και νότια

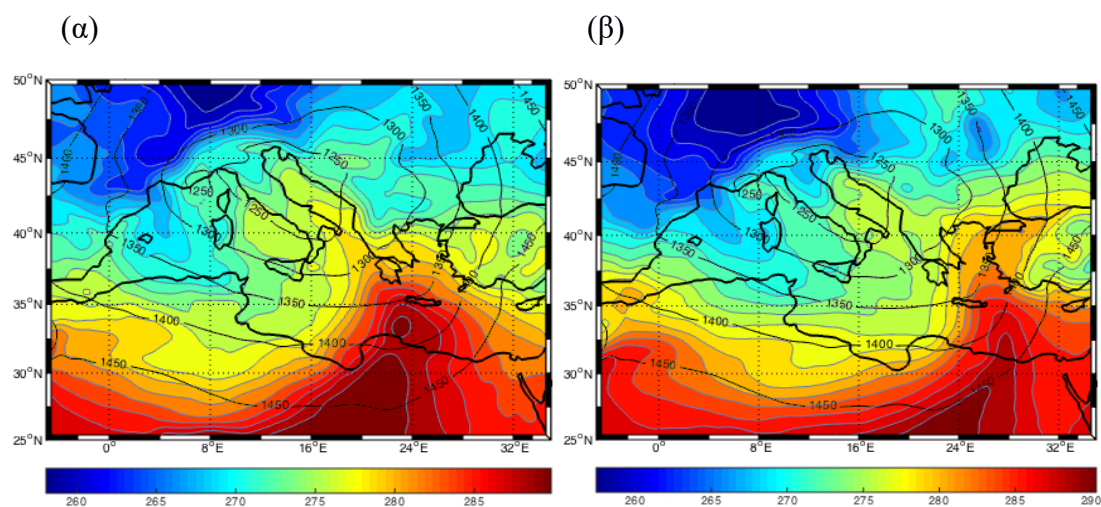


Σχήμα 4.8: Χάρτες ανάλυσης γεωδυναμικών υψών και ισοταχών στα 300hPa (α) στις 10/02/2010 12UTC (β) στις 11/02/2010 00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 2 Knots.

της κεντρικής Αδριατικής όπου έλαβε χώρα η εξεταζόμενη, είναι στην ουσία στην αριστερή έξοδο του αεροχειμαρρου γεγονός που ευνοεί τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων στην επιφάνεια. Αυτό επιβεβαιώνεται κι από τη μελέτη των (Uccellini και Johnson 1979) όπου ο συνδυασμός ενός αεροχειμαρρου στα κατώτερα στρώματα με έναν αντίστοιχο στα ανώτερα στρώματα και η ανάπτυξη της εγκάρσιας αγεωστροφικής κυκλοφορίας στην είσοδο και έξοδο του αεροχειμαρρου, θεωρήθηκε ότι ήταν ένας από τους κρίσιμους παράγοντες για τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων και εκρηκτικής κυκλογένεσης στην επιφάνεια. Στην παράγραφο 5.2.1 δίνονται περαιτέρω πληροφορίες και βιβλιογραφική αναφορά για τη συμβολή του αεροχειμαρρου στα εκρηκτικά χαμηλά.

Όσον αφορά την ανάλυση στη στάθμη των 850 hPa (**Σχήμα 4.9**) είναι εμφανής η διάταξη όπου ανατολικά του κέντρου του χαμηλού έχουμε την παρουσία θερμού αέρα, χαρακτηριστική η αποτύπωση της ενισχυμένης βαθμίδας, ενώ δυτικότερα έχουμε την παρουσία ψυχρότερου αέρα όπως αυτός μετατοπίζεται

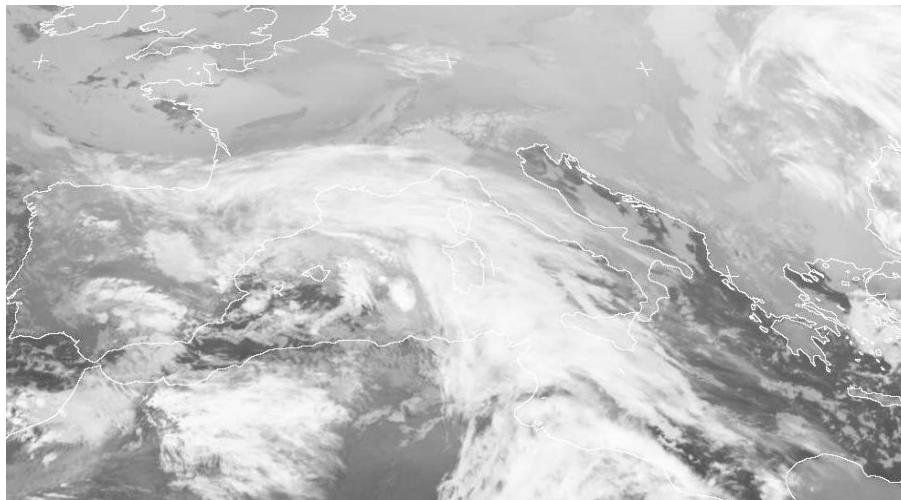
ανατολικότερα. Κατά **Palmen and Newton 1969** αν ένα χαμηλό παρουσιάζει ομοιόμορφο ψυχρό αέρα καθ' ύψος κινηθεί πάνω από θερμή θάλασσα όπως η Μεσόγειος η θέρμανση των ψυχρών κατώτερων στρωμάτων από τη θερμή θάλασσα οδηγεί σε βάρυνση του χαμηλού στα κατώτερα στρώματα. Επίσης είναι εμφανές ότι μεταξύ των γεωδυναμικών υψών και των θερμοκρασιών υπάρχει μια διαφορά φάσης της τάξης των 90° γεγονός που υποδεικνύει μια καλώς δομημένη βαροκλιτική δομή στα χαμηλά στρώματα με την ψυχρή μεταφορά εντός και τη θερμή μεταφορά μπροστά από τη διαταραχή. Σύμφωνα με τους Lupo et al 1992 μια τέτοια δομή στα χαμηλά στρώματα έχει ως αποτέλεσμα να αυξάνει το πλάτος του κυματισμού των ισόθερμων οδηγώντας έτσι σε βάρυνση του χαμηλού στην επιφάνεια.



Σχήμα 4.9: Χάρτης ανάλυσης γεωδυναμικών υψών και θερμοκρασιών στα 850hPa (α) στις 10/02/2010 12UTC (β) στις 11/02/2010 00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 2K.

5.1 ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΚΑΙ ΕΞΕΛΙΞΗ ΤΟΥ ΧΑΜΗΛΟΥ ΜΕ ΒΑΣΗ ΤΙΣ ΔΟΡΥΦΟΦΟΡΙΚΕΣ ΦΩΤΟΓΡΑΦΙΕΣ ΤΟΥ ΜΕΤΕΟΣΑΤ

Στη συγκεκριμένη μελέτη η εξέταση των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών λαμβάνει χώρα δίνοντας βαρύτητα στο διάστημα από τις 09/00UTC έως και τις 11/00UTC, δηλαδή κατά τη διάρκεια της δημιουργίας της δευτερεύουσας κυκλογένεσης στην περιοχή της Βόρειας Αφρικής έως και το σημείο της εκρηκτικής βάθυνσης του συγκεκριμένου χαμηλού. Στις 09/00UTC, η απεικόνιση της δορυφορικής φωτογραφίας από το δορυφόρο ΜΕΤΕΟΣΑΤ στο υπέρυθρο φάσμα (IR)



Σχήμα 5.1: Εικόνα από το δορυφόρο ΜΕΤΕΟΣΑΤ στις 09/02/2010 00UTC στο κανάλι Thermal Infrared (9.80-11.80 μm) (Πηγή: sat.dundee.ac.uk).

ακτινοβολιών (**Σχήμα 5.1**), έδειξε την παρουσία ενός εκτεταμένου νεφικού στρώματος στην περιοχή της Αλγερίας το οποίο προσομοιάζει τα χαρακτηριστικά ενός βαροκλιτικού φύλλου (baroclinic leaf), και αποτελεί την έναρξη δημιουργίας μίας βαροκλιτικής ζώνης στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας. Δείχνει όμως και την πιθανή έναρξη επιφανειακής μετωπογένεσης στα ανατολικά μιας βαροκλιτικής διαταραχής στα ανωτέρα στρώματα (**Weldon 1986a**), λαμβάνοντας υπόψη ότι ένα σημαντικό ποσοστό ισχυρών επιφανειακών κυκλογενέσεων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη ξεκινούν με το νεφικό στρώμα που τα συνοδεύει και έχει τη μορφή βαροκλιτικού φύλλου.

Θα πρέπει να τονιστεί ότι ένα βαροκλιτικό φύλλο αντιπροσωπεύει ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά των δορυφορικών φωτογραφιών τα οποία σχετίζονται με την ύπαρξη διαταραχών στην ανώτερη τροπόσφαιρα, οι οποίες διέρχονται πάνω από μια ζώνη ενισχυμένης βαροκλιτικότητας στα κατώτερα στρώματα. Η εκδήλωση επιφανειακής κυκλογένεσης αποτελεί συχνό φαινόμενο σε μια τέτοια θερμοδυναμική δομή της ανώτερης και κατώτερης τροπόσφαιρας

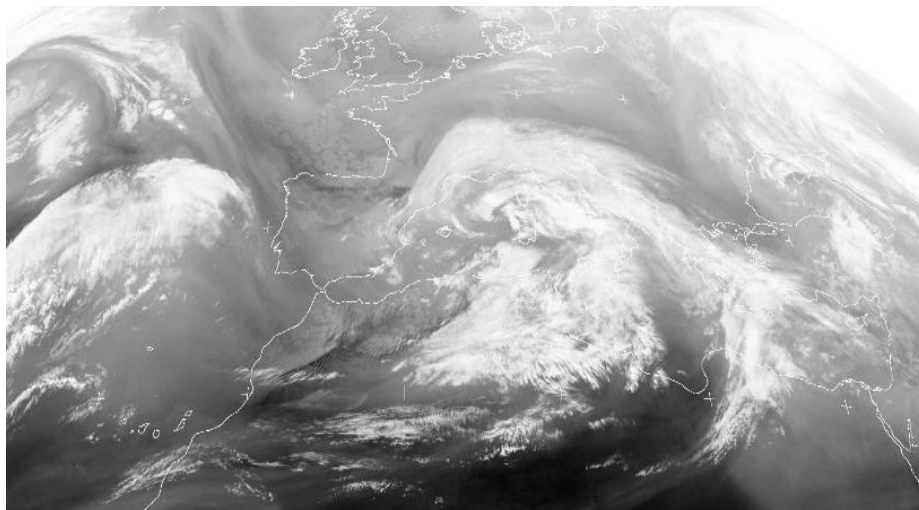


Σχήμα 5.2: Εικόνα από το δορυφόρο METEOSAT στις 09/02/2010 12UTC στο κανάλι *Thermal Infrared* (9.80-11.80 μm) (Πηγή: sat.dundee.ac.uk).

και μάλιστα η ύπαρξη ενός βαροκλιτικού φύλλου προηγείται συχνά της ταχείας βάθυνσης ενός επιφανειακού χαμηλού (**Bader et al. 1995**). Στη συγκεκριμένη συνοπτική κατάσταση και με βάση τις αναλύσεις επιφάνειας και των ανωτέρων ισοβαρικών επιπέδων για τις 09/00UTC (δεν απεικονίζονται), η συγκεκριμένη δομή των νεφικών στρωμάτων αποτελεί την έναρξη της οργάνωσης του ψυχρού μετώπου κύριας ύφεσης (main cyclone) η οποία κινήθηκε από τον Ατλαντικό προς την περιοχή

της Μεσογείου στις 07/12UTC, όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο. Το θερμό μέτωπο αυτής αποτυπώνεται χαρακτηριστικά στην περιοχή της Τυνησίας-Αλγερίας-Σαρδηνίας-Κορσικής με τη σύσφιξη να σχηματίζεται στις βόρειες παράκτιες περιοχές της Δυτικής Μεσογείου. Η ανώτερη διαταραχή στα 500hPa τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή παρουσιάζει κλίση προς τα δυτικά σε σχέση με το χαμηλό της επιφάνειας, ενώ η εμφάνιση του βαροκλινικού φύλλου συμπίπτει με την εμφάνιση ΒΔ ροής στην επιφάνεια και τα κατώτερα στρώματα, σαν αποτέλεσμα του συνδυασμού ενός χαμηλού στην Δυτική Μεσόγειο με τον αντικυκλώνα των Αζορών.

Δώδεκα ώρες αργότερα, στις 09/12UTC, η φωτογραφία του δορυφόρου στο υπέρυθρο φάσμα ακτινοβολιών (**Σχήμα 5.2**) καταδεικνύει την οργάνωση του ψυχρού μετώπου της κύριας ύφεσης κατά μήκος της Αλγερίας - Σαρδηνίας-Κορσικής και το θερμό μέτωπο κατά μήκος του Τυρρηνικού Πελάγους και της Ν. Ιταλίας. Ωστόσο το πιο σημαντικό στοιχείο της δυναμικής των ανώτερων



Σχήμα 5.3: Δορυφορική φωτογραφία για τις 09/12UTC στο WV φάσμα ακτινοβολιών (6.85-7.85 μm) (Πηγή: sat.dundee.ac.uk).

στρωμάτων είναι η εμφάνιση βαθμίδας της υγρασίας στην περιοχή μεταξύ του Β. Ατλαντικού και των Βορείων τμημάτων της Ιβηρικής, όπως αποτυπώνεται στη WV φωτογραφία του δορυφόρου για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή (**Σχήμα 5.3**), η οποία υποδηλώνει την ύπαρξη κλάδου του αεροχείμαρο στη συγκεκριμένη περιοχή (upper level jet streak) και είναι σε συμφωνία με την αποτυπωμένη ζώνη ενισχυμένων ανέμων από την αντίστοιχη ανάλυση των γεωδυναμικών υψών στα 300hPa και τα 500hPa. Στις περιπτώσεις αυτές η ξηρή ζώνη τοποθετείται στον ψυχρό τομέα του άξονα του αεροχείμαρου (**Bader et al. 1995**). Κατά την ερμηνεία των νεφικών

στρωμάτων μεγάλης κλίμακας και των βαθμίδων της υγρασίας στα ανώτερα στρώματα μέσω των δορυφορικών εικόνων, προτιμάται η χρήση των φωτογραφιών στο WV φάσμα ακτινοβολιών αντί για το αντίστοιχο του υπέρυθρου φάσματος, καθώς βοηθούν τον εντοπισμό του jet-streak σε μεγαλύτερες αποστάσεις από ότι οι αντίστοιχες IR εικόνες, ενώ οι βαθμίδες της υγρασίας είναι εμφανείς τόσο σε περιοχές κυκλωνικής όσο και σε περιοχές αντικυκλωνικής διάτμησης του ανέμου σε περιοχές αεροχείμματος. Η ύπαρξη του αεροχείμματος στα ανατολικά κράσπεδα του εμποδισμού στην περιοχή του Ατλαντικού, σε περιοχή ΒΔ ανώτερης ροής, ευνοεί τη δημιουργία και βάθυνση διαταραχών στην περιοχή της Δυτικής Ευρώπης οι οποίες μεταφέρουν ψυχρό αέρα και με υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού στη Μεσόγειο και καθορίζουν τη δυναμική των ανώτερων στρωμάτων.

Κατά την περίοδο μεταξύ 09/18UTC και 10/00UTC, η κίνηση του κύριου χαμηλού (main cyclone) στην περιοχή μεταξύ Σαρδηνίας-Κορσικής-Ιταλίας και η σταδιακή μετάβαση αυτού στο ώριμο στάδιο χαρακτηρίζεται με βάση τις δορυφορικές φωτογραφίες στο υπέρυθρο και το αντίστοιχο φάσμα των υδρατμών από το συνεσφιγμένο μέτωπο στην περιοχή του Βόρειου Τυρρηνικού Πελάγους και το ψυχρό μέτωπο κατά μήκος του Νοτίου Τυρρηνικού Πελάγους-Σικελίας. Ωστόσο στο φάσμα των υδρατμών (**Σχήμα 5.4**), παρατηρείται η ύπαρξη ξηρής ζώνης στα νοτιότερα τμήματα Αλγερίας- Τυνησίας και στα βορειότερα τμήματα του Κόλπου της Σύρτης, δυτικά του προαναφερθέντος ψυχρού μετώπου.



Σχήμα 5.4: Εικόνα από το δορυφόρο METEOSAT στις 10/02/2010 00UTC στο κανάλι Mid-IR Water Vapour (6.85-7.85 μm) (Πηγή: sat.dundee.ac.uk).

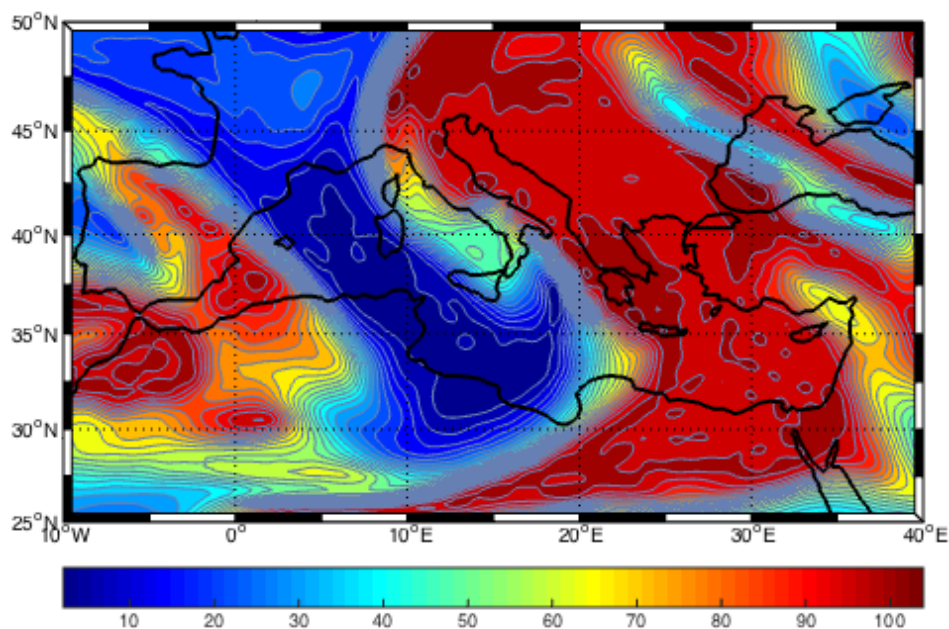
Με βάση το μοντέλο το οποίο περιγράφει τις θερμοδυναμικές διεργασίες της τροπόσφαιρας σε τέτοιες συνοπτικές καταστάσεις (**Bader et al. 1995**), η ύπαρξη

αεροχείμαρου στα δυτικά τμήματα ενός καλώς οργανωμένου ψυχρού μετώπου σχετίζεται με την ύπαρξη διαταραχής στην ανώτερη τροπόσφαιρα, όπως αποτυπώθηκε χαρακτηριστικά στο προηγούμενο κεφάλαιο (**Σχήμα 4.6α**). Η διαταραχή αυτή υποδηλώνει την ύπαρξη θετικής μεταφοράς του στροβιλισμού και αντίστοιχα ψυχρής μεταφοράς στα ανώτερα στρώματα, στον ψυχρό τομέα του αεροχείμαρου, πάνω από την περιοχή της ενισχυμένης βαροκλινικότητας των χαμηλών στρωμάτων (**Barry και Carleton 2001**) και ευνοεί την εμφάνιση ανοδικών κινήσεων (convection), ιδιαίτερα όταν η διεργασία αυτή λαμβάνει χώρα πάνω από θερμή θαλάσσια επιφάνεια, όπως η Μεσόγειος την ψυχρή περίοδο.

Επιπλέον μία από τις πιο σημαντικές πτυχές της δυναμικής των ανωτέρων στρωμάτων που συνδέεται με την εκρηκτική κυκλογένεση, είναι η ύπαρξη ενός κλάδου του πολικού αεροχείμαρου πάνω από μια περιοχή επιφανειακής κυκλογένεσης. Η εγκάρσια αγεωστροφική κυκλοφορία (transverse ageostrophic circulation) με τις δυο κυψέλες αυτής στην είσοδο και έξοδο του αεροχείμαρου αντίστοιχα (indirect-direct cells), οδηγεί σε ανακατανομή της ορμής από τις χαμηλές στις υψηλές τιμές των γεωδυναμικών και δρα για να συντηρηθεί η θερμική ισορροπία του ανέμου κατά μήκος της τροχιάς των αερίων μαζών (streamlines). Ταυτόχρονα συνδέεται και με ανοδικές κινήσεις στον ψυχρό τομέα του αεροχείμαρου (**Uccellini and Johnson 1979; Sortais et al. 1993**).

Επιπλέον, η χαρακτηριστική διαταραχή τύπου απορροής στην περιοχή της Τυνησίας για το επόμενο δωδεκάωρο (10/12UTC), η οποία όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο εμφανίζεται με δυτική κλίση σε σχέση με τη θέση του δευτερεύοντος χαμηλού (δεν αποτυπώνεται), δημιουργεί αύξηση του περιοχικού στροβιλισμού (regional vorticity) από τα δυτικά προς τα ανατολικά της διαταραχής (**Prezerakos et al. 1999**). Παράλληλα ενισχύεται η απόκλιση στα ανώτερα στρώματα και η σύγκλιση στα κατώτερα με βάση την αρχή του *Dines*, ευνοώντας έτσι τις ανοδικές κινήσεις και την επιφανειακή κυκλογένεση (**Pálmen και Newton 1969**). Όλα τα παραπάνω επιβεβαιώνονται από τις αναλύσεις των γεωδυναμικών υψών στα 500 hPa, των θερμοκρασιών στα 850hPa (δεν αποτυπώνονται) και της σχετικής υγρασίας στα 300hPa (**Σχήμα 5.5**) Ιδιαίτερα μάλιστα στα 850hPa είναι χαρακτηριστική η κατανομή των ισόθερμων με τη σύσφιξη αυτών στην περιοχή της Τυνησίας-Κόλπου της Σύρτης και τη μορφή μετωπικού κύματος που παρουσιάζουν αυτές στην περιοχή αυτή, στοιχείο το οποίο αποτελεί ισχυρή ένδειξη για τη

δημιουργία δευτερεύουσας κυκλογένεσης στα παράκτια τμήματα της Βόρειας Αφρικής. Αυτό είναι σε απόλυτη συμφωνία με την αποτύπωση της δευτερεύουσας κυκλογένεσης την οποία αναγνώρισε ο αλγόριθμος στην περιοχή για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα και η οποία τελικά παρουσίασε τον εκρηκτικό ρυθμό πτώσης της πίεσης, όπως αναλύθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο.



Σχήμα 5.5: Κατανομή της σχετικής υγρασίας για τα 300hPa για τις 10/02/2010 00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 1%.

Για το χρονικό διάστημα από τις 10/12UTC έως και τις 11/00UTC τα κύρια χαρακτηριστικά από την ανάλυση των δορυφορικών φωτογραφιών, τις συνοπτικές αναλύσεις επιφάνειας και των ανώτερων ισοβαρικών επιπέδων, είναι η κίνηση του ψυχρού μετώπου της κύριας ύφεσης προς την περιοχή των ηπειρωτικών τμημάτων της Ελλάδας και του Αιγαίου. Ταυτόχρονα, είναι εμφανές ένα καλώς σχηματισμένο συνεσφιγμένο μέτωπο της κύριας ύφεσης, το οποίο για τις 10/12UTC εντοπίζεται στην περιοχή μεταξύ Βόρειας Αδριατικής-Βόρειας Ιταλίας, αποκτώντας τα χαρακτηριστικά δομής ενός bent back front (**Semple 1988**). Η συγκεκριμένη δομή ενός συνεσφιγμένου μετώπου σχετίζεται συχνά με ισχυρή βάθυνση ενός επιφανειακού χαμηλού ιδιαίτερα πάνω από θαλάσσιες περιοχές όπως η Μεσόγειος (**Kouroutzoglou et al. 2013c**), όπου η αλληλεπίδραση θάλασσας-αέρα ευνοεί την ενίσχυση των ανοδικών κινήσεων στην επιφάνεια λόγω του convection σε συνδυασμό βέβαια με την δυναμική των ανώτερων στρωμάτων.

Επιπλέον η συσχέτιση της ζώνης μέγιστου ανέμου στα 500hPa για τις 10/12UTC στην περιοχή μεταξύ της Τυνησίας-Κόλπου της Σύρτης -Ν. Ιονίου με την αντίστοιχη θέση του ψυχρού μετώπου την ίδια στιγμή στην περιοχή μεταξύ Λιβύης-Ν. Ιονίου-Ν. Ιταλίας, έχει τα χαρακτηριστικά ενός **"vertically coupled upper tropospheric Jet-front system"** (Danielsen 1974; Keyser and Johnson 1984), ευνοώντας, έτσι την ενίσχυση της βάθυνσης του επιφανειακού χαμηλού. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η εγκάρσια αγεωστροφική κυκλοφορία (transverse ageostrophic circulation), ενισχύει την οριζόντια μεταφορά του ψυχρού και ξηρού αέρα στα ανώτερα στρώματα και του θερμού στα κατώτερα, στην έξοδο του αεροχείμαρρου, ευνοώντας έτσι την εμφάνιση ανοδικών κινήσεων στον ψυχρό τομέα.

Μάλιστα έχουν παρατηρηθεί περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης στις οποίες η εμφάνιση ισχυρών ανοδικών κινήσεων (convection) στον ψυχρό τομέα του αεροχείμαρρου οδηγούν στη δημιουργία και εκτεταμένων νεφικών στρωμάτων της μορφής MCC (Mesoscale Convective Complex), με αποτέλεσμα η αγεωστροφική κυκλοφορία γύρω από τον αεροχείμαρρο να τροποποιείται κατά τρόπο ώστε να ενισχύεται η ένταση των ανέμων στην έξοδο του αεροχείμαρρου. Δηλαδή να επηρεάζεται η ένταση των ανοδικών κινήσεων στην έξοδο του αεροχείμαρρου από τις διαβατικές διεργασίες και την έκλυση λανθάνουσας θερμότητας στην επιφάνεια, η οποία σε τέτοιες περιπτώσεις επεκτείνεται μέχρι τα μέσα στρώματα της τροπόσφαιρας (Keyser και Johnson 1984).

5.2 ΑΛΛΗΛΕΠΙΔΡΑΣΗ ΤΩΝ ΘΕΡΜΟΔΥΝΑΜΙΚΩΝ

ΔΙΕΡΓΑΣΙΩΝ ΜΕΤΑΞΥ ΑΝΩΤΕΡΗΣ ΚΑΙ ΚΑΤΩΤΕΡΗΣ

ΤΡΟΠΟΣΦΑΙΡΑΣ.

5.2.1 Ανώτερα στρώματα

Η σημασία της δυναμικής των ανωτέρων στρωμάτων στην ανάπτυξη των εκρηκτικών χαμηλών έχει τονιστεί σε πολλές μελέτες (e.g. Karacostas and Flocas 1983; Colucci 1985; Sanders 1986; Uccellini 1986; Konrad and Colucci 1988; Gyakum and Danielson 2000; Wang and Rogers 2001; Lagouvardos et al. 2006; Kouroutzoglou et al. 2012, 2013). Οι Sanders και Gyakum (1980) πρότειναν ότι τα

εκρηκτικά χαμηλά είναι κατά βάση βαροκλιτικές διαταραχές στις οποίες η απόκριση της ατμόσφαιρας στα χαμηλά στρώματα σε ένα δυναμικό αίτιο της ανώτερης τροπόσφαιρας είναι ισχυρότερη από ότι στις περιπτώσεις κοινής κυκλογένεσης. Εντοπίζονται συνήθως σε μια μέση απόσταση περί τα 400nm ανατολικά από μια διαταραχή των 500hPa ή βόρεια από τη περιοχή όπου εμφανίζεται το μέγιστο των δυτικών ανέμων στο βόρειο ημισφαίριο. Ο **Roebber (1984)** αντίστοιχα συμπέρανε ότι οι περιοχές που ευνοούν περισσότερο την εμφάνιση περιπτώσεων εκρηκτικής κυκλογένεσης είναι κατά κύριο λόγο οι περιοχές ισχυρής βαροκλιτικότητας, αν και η στατιστική ανάλυση των ρυθμών πτώσης της πίεσης έδειξε ότι ο μηχανισμός εκρηκτικής κυκλογένεσης είναι ένας συνδυασμός βαροκλιτικής διαδικασίας και κάποιου άλλου μηχανισμού ή μηχανισμών, στοιχείο το οποίο επιβεβαιώθηκε και στη μελέτη του **Roebber (1989)**.

Η σύνθετη ανάλυση των εκρηκτικών χαμηλών του Ατλαντικού που παρουσιάστηκε από τους **Rogers και Bosart (1986)**, έδειξε επίσης ότι τα ωκεάνια εκρηκτικά αναπτύσσονται σε βαροκλιτικό περιβάλλον στα κατώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας όπου η κυκλοφορία του αρχικού σταδίου εμφανίζεται αρχικά στην κατώτερη τροπόσφαιρα, ενώ σταδιακά το χαμηλό αναπτύσσει μια εκτεταμένη καθ' ύψος κυκλωνική κυκλοφορία. Αυτή χαρακτηρίζεται από ισχυρές ανοδικές κινήσεις στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα, βόρεια και ανατολικά από το κέντρο του χαμηλού και χαμηλή κατά συνθήκη αστάθεια στα νοτιοανατολικά του κέντρου αυτού, όπου η ανάπτυξη μπορεί σε ορισμένες περιπτώσεις να ευνοείται από ανοδικές κινήσεις μικρότερης χωρικής κλίμακας (λόγω convection).

Μια ανάλογη σύνθετη ανάλυση για τη περιοχή του δυτικού, κεντρικού και βόρειου Ατλαντικού (**Sanders 1986**), αποκάλυψε ότι υπάρχει ισχυρή συσχέτιση μεταξύ μεταφοράς κυκλωνικού στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα πάνω από την περιοχή του χαμηλού και ταυτόχρονης επιφανειακής βάρυνσης, ενώ η εκρηκτική κυκλογένεση πάνω από θαλάσσιες περιοχές φαίνεται ότι έχει τη μορφή μιας βαροκλιτικής διαταραχής, της οποίας η απόκριση των χαμηλών στρωμάτων σε ένα δεδομένο δυναμικό αίτιο της ανώτερης τροπόσφαιρας είναι δραματικά μεγάλη, αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις είναι δύσκολο να αξιολογηθεί λεπτομερώς, οδηγώντας έτσι σε υποεκτίμηση των υπολογιζόμενου ρυθμού πτώσης της πίεσης. Η σύνθετη ανάλυση του **Manobianco (1989)** για την ίδια περιοχή κατέδειξε επίσης τη παρουσία ισχυρού δυναμικού αιτίου στην ανώτερη τροπόσφαιρα, το οποίο κατά κύριο λόγο ενισχύεται

από ελάττωση της ευστάθειας των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας. Για τις ισχυρές περιπτώσεις μια τέτοια ελάττωση μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι το αποτέλεσμα ισχυρής επιφανειακής θέρμανσης.

Η πιο πρόσφατη κλιματολογία των εκρηκτικών χαμηλών στο Βόρειο Ημισφαίριο η οποία αποτυπώνεται στη μελέτη των **Lim και Simmonds (2002)**, δείχνει ότι η εκρηκτική κυκλογένεση είναι το αποτέλεσμα της επίδρασης της βαροκλινικότητας, η οποία όμως αλληλοεπιδρά με μη γραμμικό τρόπο με τις διαβατικές διεργασίες, όπως φαίνεται από τις περιοχές και των δύο ημισφαιρίων όπου ο λόγος των εκρηκτικών χαμηλών προς το σύνολο όλων των χαμηλών μεγιστοποιείται.

Μία από τις πιο χαρακτηριστικές και αμφιλεγόμενες περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης οι οποίες αναλύθηκαν στη βάση της αξιολόγησης της σημασίας των διεργασιών στα ανώτερα τροποσφαιρικά στρώματα, είναι η περίπτωση της QEII εκρηκτικού χαμηλού (**Uccellini 1986**). Στην περίπτωση αυτή μία μικρού μήκους κύματος διαταραχή εντοπίστηκε 400 με 500 km δυτικά από το κέντρο του χαμηλού 12 ώρες πριν την εκρηκτική βάθυνση, η οποία σχετιζόταν με την ύπαρξη αεροχείμαρρου και συνοδευόταν από σημαντική οριζόντια και κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου, μέγιστο της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού, καθώς και αναδίπλωση της τροπόπαυσης η οποία ευνόησε την εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα στα μέσα ισοβαρικά επίπεδα.

Η σημασία της δυναμικής των ανώτερων στρωμάτων σε περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης πάνω από ωκεανούς φάνηκε χαρακτηριστικά και στην εξαιρετική περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης «*The Presidents' Day Storm*» σχετικά με την επίδραση της ανώτερης διαταραχής ,της σχετιζόμενης αναδίπλωσης της τροπόπαυσης (**Uccellini et al. 1985**), αλλά και της αντίστοιχης επίδρασης του υποτροπικού αεροχείμαρρου (**Uccellini et al. 1984**), πριν από την έναρξη της κυκλογένεσης. Η ταχεία βάθυνση δύο περιπτώσεων εκρηκτικών χαμηλών πάνω από ωκεανούς η οποία περιγράφεται στην εργασία των (**Wash et al. 1988**), θεωρήθηκε ότι είναι το αποτέλεσμα ενός αεροχείμαρρου με χαρακτηριστική μεταφορά στροβιλισμού λόγω κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου, ο οποίος πλησιάζει την περιοχή της κυκλογένεσης κοντά στην επιφάνεια κατά τέτοιο τρόπο ώστε να ευνοεί τις ανοδικές κινήσεις, ενώ στη μελέτη των (**Lackmann et al. 1989**) οι μεταβολές ενέργειας σε αεροχείμαρρο ο οποίος ενισχύονταν, μελετήθηκαν στη βάση της παραγωγής τυρβώδους κινητικής ενέργειας κατά τη διάρκεια της ταχείας βάθυνσης πάνω από τον

Ατλαντικό. Στη μελέτη των (**Uccellini και Johnson 1979**) ο συνδυασμός ενός αεροχείμαρρου στα κατώτερα στρώματα με έναν αντίστοιχο στα ανώτερα στρώματα και η ανάπτυξη της εγκάρσιας αγεωστροφικής κυκλοφορίας στην είσοδο και έξοδο του αεροχείμαρρου, θεωρήθηκε ότι ήταν ένας από τους κρίσιμους παράγοντες για τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων και εκρηκτικής κυκλογένεσης στην επιφάνεια, ενώ στη περίπτωση της εκρηκτικής κυκλογένεσης που μελέτησε ο **Roebber (1992)**, η εισβολή στρατοσφαιρικού αέρα με υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού θεωρήθηκε ως ο παράγοντας που έδωσε το έναυσμα στη διαδικασία της αυτό-ανάπτυξης και μια πρόδρομη διεργασία για την ανάπτυξη μιας περίπτωσης θαλάσσιου εκρηκτικού χαμηλού.

Στη Μεσόγειο η αξιολόγηση των δυο μηχανισμών εκρηκτικής κυκλογένεσης (**KF και CC**), ανέδειξε το γεγονός ότι και στους δυο μηχανισμούς διαφορετικών σχετικά θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών, η δυναμική των ανωτέρων στρωμάτων παρουσιάζει ουσιαστική επίδραση. Στον κυρίαρχο, αριθμητικά, *KF* τύπο εκρηκτικής κυκλογένεσης, το εκρηκτικό χαμηλό αναπτύσσεται μέσω της αλληλεπίδρασης μεταξύ μιας βαροκλιτικής διαταραχής μεγάλου μήκους κύματος και μιας διαταραχής μικρού μήκους κύματος, ενώ ο θετικός στροβιλισμός ο οποίος προκύπτει και η οριζόντια θερμική μεταφορά στα ανώτερα στρώματα παίζουν ουσιαστικό ρόλο. Στον τύπο *CC* εκρηκτικής κυκλογένεσης, η ύπαρξη αεροχείμαρρου στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας (*LLj*) και η ισχυρή βαροκλιτικότητα η οποία σχετίζεται με την ισχυρή θερμοκρασιακή αντίθεση των αερίων μαζών λόγω της ύπαρξης συστημάτων διαφορετικής προέλευσης, αποκτούν ιδιαίτερη σημασία στην ταχεία βάθυνση, ενώ η ισχυρή μεταφορά στροβιλισμού λόγω της προσέγγισης ενός κλάδου του πολικού με έναν κλάδο του υποτροπικού αεροχείμαρρου επηρέαζε σημαντικά τα παραπάνω επεισόδια κυκλογένεσης.

Αντίστοιχα η δυναμική των κατώτερων στρωμάτων στην εκρηκτική κυκλογένεση (είτε με τη μορφή των βαροκλιτικών διεργασιών είτε με την αντίστοιχη των διαβατικών διεργασιών) έχει αποδειχθεί σε παρελθούσες μελέτες (**Capaldo et al. 1980; Karacostas and Flocas 1983; Lagouvardos et al. 2006; Kouroutzougou et al. 2012, 2013a,b,c**). Με δεδομένο ότι η μέση θερμοκρασία θάλασσας στη Μεσόγειο κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου είναι μεγαλύτερη από ωκεάνιες περιοχές όπως ο Ατλαντικός ωκεανός (**HMSO 1962**), το κοινό χαρακτηριστικό και των δυο ομάδων εκρηκτικής κυκλογένεσης είναι η έντονη θέρμανση εκ' των κάτω των ψυχρών αερίων

μαζών που εισβάλλουν στη Μεσόγειο από βόρεια, με αποτέλεσμα τη δημιουργία ευνοϊκών συνθηκών για την έκλυση λανθάνουσας αστάθειας (**Pálmen and Newton 1969; Davis and Emanuel 1988**). Η κίνηση του ψυχρού αέρα από τις ηπειρωτικές εκτάσεις προς της θερμή θάλασσα της Μεσογείου, κατά μήκος ισχυρών βαθμίδων της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας, συντελεί στην αύξηση της βαροκλινικότητας και στη μείωση της στατικής ευστάθειας, διεργασία η οποία δημιουργεί ευνοϊκές συνθήκες για ταχεία κυκλογένεση (**Winston 1955**), όπως αντίστοιχα συμβαίνει και στις ωκεάνιες βόμβες.

Η χωρική κατανομή της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας κατά τη διάρκεια του Ιανουαρίου σε σχέση με την αντίστοιχη κατανομή των μεγίστων εμφάνισης εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, όπως αποτυπώνεται στη μελέτη του **Conte (1986)**, έδειξε ότι τα εκρηκτικά χαμηλά λαμβάνουν χώρα κατά κύριο λόγο σε περιοχές με πιο ενισχυμένες βαθμίδες της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας ή σε περιοχές νότια των παραπάνω βαθμίδων, σε αντιστοιχία με τη συμπεριφορά των εκρηκτικών χαμηλών πάνω από ωκεάνιες επιφάνειες (**Sanders and Gyakum 1980**).

Η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας, αν και δεν παρουσιάζει την ίδια μορφή επίδρασης σε όλες τις περιπτώσεις εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, το αντίστοιχο συμβαίνει και στους ωκεανούς όπως αναλύθηκε στο τρίτο κεφάλαιο, φαίνεται ότι ενισχύει την ταχεία βάθυνση σε συγκεκριμένες περιπτώσεις (**Prezerakos and Michaelides 1989; Lagouvardos et al. 2007; Kouroutzoglou et al. 2013a, b**). Επιπλέον οι **Jánsá (1986)** και **Mayençon (1984)**, θεωρούν ότι η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας φαίνεται να αποτελεί μια από τις κύριες θερμοδυναμικές διεργασίες που επηρεάζουν την ισχυρή ταχεία βάθυνση των εκρηκτικών χαμηλών της Μεσογείου, ενώ οι **Dent and Mason (1969)** και **Mayençon (1984)** θεωρούν ότι η διαβατική θέρμανση λόγω έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας στη Μεσόγειο είναι το αποτέλεσμα ισχυρών ανοδικών κινήσεων μικρής χωρικής κλίμακας (convection), σε μεγάλο όμως πάχος στην τροπόσφαιρα, βοηθώντας τα χαμηλά αυτά έτσι να αποκτήσουν το απαραίτητο θερμό περιβάλλον (θερμός πυρήνας) στα χαμηλά στρώματα της τροπόσφαιρας.

Με βάση όλα τα παραπάνω, στο συγκεκριμένο κεφάλαιο θα αναλυθεί η δομή των ανωτέρων και κατωτέρων στρωμάτων για τις 11/00UTC, δηλαδή για τη χρονική στιγμή στην οποία ολοκληρώθηκε το εκρηκτικό στάδιο και το χαμηλό αναγνωρίστηκε με το κέντρο του στην περιοχή της Κεντρικής Αδριατικής.

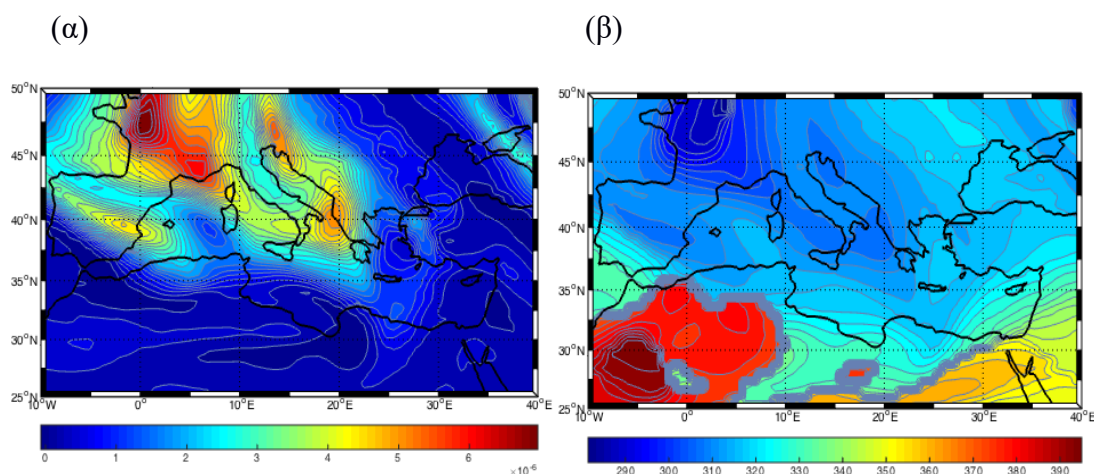
Μετά την παρουσίαση της εργασίας των **Hoskins et al. (1985)**, το μοντέλο της μελέτης της κυκλογένεσης διαμέσου του ισημερινού δυναμικού στροβιλισμού θεωρείται ως ένα από τα πλέον επαρκή, ενσωματώνοντας τις έννοιες της οριζόντιας μεταφοράς, της απόκλισης, των κατακόρυφων κινήσεων και των αλληλεπιδράσεων αυτών και σε σχεδόν διατηρήσιμες θερμοδυναμικές διεργασίες οι οποίες περιλαμβάνουν ταχείες οριζόντιες μεταφορές θερμοκρασίας και στροβιλισμού στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Η έννοια του ισημερινού δυναμικού στροβιλισμού επεκτείνει την κατανόηση της συμπεριφοράς των πραγματικών συστημάτων καιρού. Το κρίσιμο πλεονέκτημα που προσφέρει η ανάλυση του ισημερινού δυναμικού στροβιλισμού σε σχέση, για παράδειγμα, με την ανάλυση του στροβιλισμού σε ισοβαρικά επίπεδα, είναι η αποσύνδεση της επίδρασης των οριζοντίων μεταφορών από τις κατακόρυφες κινήσεις και επιπλέον η ανάλυσή του ταυτόχρονα με αυτήν της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας, δίνει τη δυνατότητα να συσχετιστούν πραγματικά φαινόμενα της θερμοδυναμικής συμπεριφοράς της τροπόσφαιρας με δυναμικά μοντέλα που τα περιγράφουν με αριθμητικούς ορούς.

Η γνώση των βαθμίδων του δυναμικού στροβιλισμού σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες της δυναμικής θερμοκρασίας δίνουν επίσης τη δυνατότητα να εξεταστεί αν ένας μηχανισμός αστάθειας μπορεί να λειτουργήσει σε συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης ή όχι. Από την άλλη πλευρά, η μελέτη της κατανομής της δυναμικής θερμοκρασίας σε επιφάνειες σταθερού δυναμικού στροβιλισμού, επιτρέπουν την αναγνώριση βαροκλιτικών ζωνών και του αεροχείμαρρου, καθώς επίσης και τα μέγιστα ή ελάχιστα της δυναμικής θερμοκρασίας πάνω από μια περιοχή τα οποία καλούνται ψυχρές ή θερμές ανωμαλίες αντίστοιχα (**Thorpe 1985; Hoskins et al. 1985**). Η ισημερινή επιφάνεια των 310⁰K μπορεί να θεωρηθεί ως η πιο χαρακτηριστική για τη Μεσόγειο κατά τη διάρκεια της ψυχρής περιόδου του έτους και αντιστοιχεί περίπου στο επίπεδο μεταξύ 500-400hPa (**Hoskins 1990**). Από την άλλη πλευρά η επιφάνεια σταθερού δυναμικού στροβιλισμού PV=1.5PVU, μπορεί να θεωρηθεί ότι είναι η πιο αντιπροσωπευτική για την αξιολόγηση της κατανομής της δυναμικής θερμοκρασίας στο επίπεδο της δυναμικής τροπόπαυσης (**Hoskins and Berrisford 1988**) και γενικά προτιμάται σε σχέση με την αντίστοιχη επιφάνεια των 2PVU (**Flocas 1990b**) για την περιοχή της Μεσόγειου.

Στη χρονοσειρά του ERA-INTERIM η οποία χρησιμοποιείται στη συγκεκριμένη εργασία, οι παρεμβολές των πεδίων των ατμοσφαιρικών παραμέτρων γίνεται σε 15

ισεντροπικές επιφάνειες. Η δυναμική θερμοκρασία των 315K αντιστοιχεί στο ισοβαρικό επίπεδο των 445hPa με ύψος περί τα 5.9Km από την επιφάνεια και ανήκει στην ζώνη των ισοβαρών επιπέδων τα οποία είναι χαρακτηριστικά για μελέτες στην περιοχή της Μεσογείου. Από την άλλη πλευρά τα πεδία της δυναμικής θερμοκρασίας στη συγκεκριμένη χρονοσειρά παράγονται στην *ισο-PV* επιφάνεια των 2PVU, με την προϋπόθεση ότι η συγκεκριμένη επιφάνεια απαντάται κατά τη μετακίνηση από το ισοβαρικό επίπεδο των 96hPa του μοντέλου προς τα χαμηλότερα στρώματα, ενώ σε διαφορετική περίπτωση όπου η αναζήτηση είναι ανεπιτυχής λαμβάνεται υπόψη η ισοβαρική επιφάνεια του μοντέλου ίση με 96hPa.

Η κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια 315K (*Σχήμα 5.6*), της αντίστοιχης δυναμικής θερμοκρασίας στην επιφάνεια των 2PVU και της

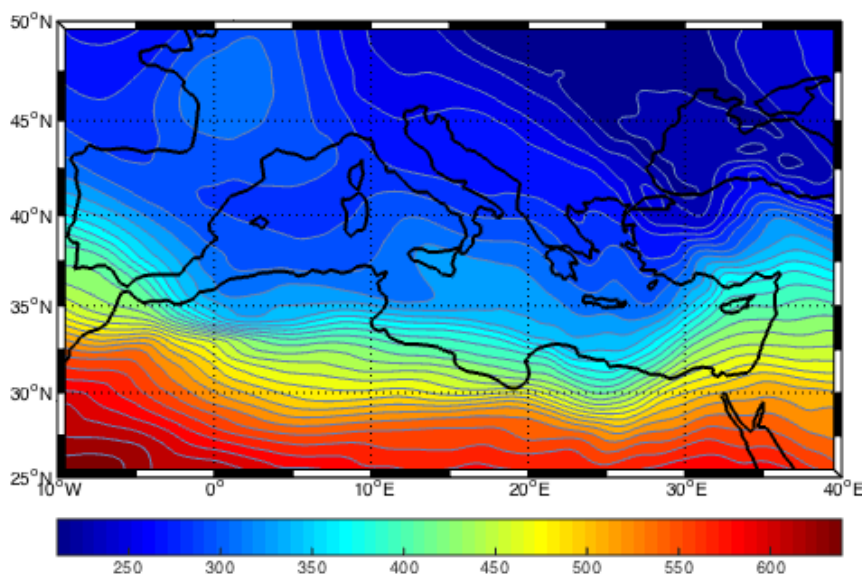


Σχήμα 5.6: Γεωγραφική κατανομή : α) του δυναμικού στροβιλισμού στην ισημερινική επιφάνεια των 315K και β) της δυναμικής θερμοκρασίας στην *ισο-PV* επιφάνεια των 2PVU. Οι ισοπληθείς του σχήματος (α) είναι ανά $0.1 K m^2 / kg s$ και του σχήματος (β) ανά 1K, για τις 11/00UTC.

σχετικής υγρασίας στα 300hPa για τις 11/00UTC, καταδεικνύει την ύπαρξη ψυχρού αέρα με υψηλές τιμές του ισημερινικού δυναμικού στροβιλισμού, μεγαλύτερες των 2PVU πάνω από την περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης, υποδεικνύοντας το γεγονός ότι αέρας στρατοσφαιρικής προέλευσης έχει κατέλθει στην ανώτερη τροπόσφαιρα και στοιχειοθετεί μια αναδίπλωση της τροπόπαυσης (stratospheric intrusion – tropopause folding) με βάση τη μελέτη των **Hoskins et al. (1985)**. Με βάση τη μελέτη των **Uccellini et al. 1986**, η αναδίπλωση της τροπόπαυσης και η εισβολή ψυχρού και ξηρού στρατοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη τροπόσφαιρα ευνοεί

τη δημιουργία ισχυρής κυκλογένεσης στην επιφάνεια. Όταν αυτά τα χαρακτηριστικά συνδυάζονται με την ύπαρξη μιας ισχυρής ανώτερης μετωπικής επιφάνειας του επιφανειακού χαμηλού και έναν κλάδο του πολικού αεροχέιμματος, ο οποίος να σχετίζεται με την ανώτερη διαταραχή, ο ρυθμός πτώσης της πίεσης στην επιφάνεια ενισχύεται περαιτέρω.

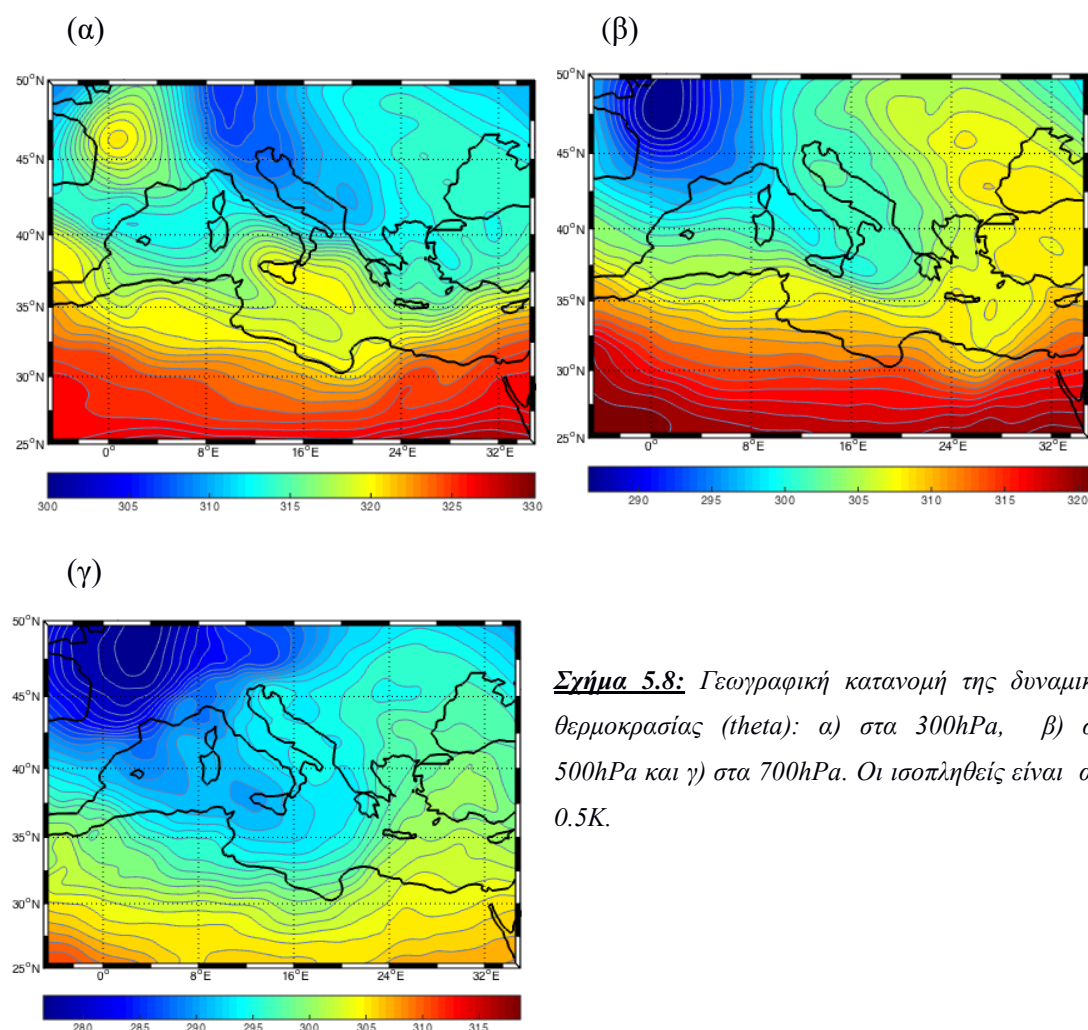
Η επίδραση των καθοδικών κινήσεων λόγω της εισβολής του στρατοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη τροπόσφαιρα αποτυπώνεται από την κατανομή των πιέσεων στην ισημερινική επιφάνεια των 315K, για τις 11/00UTC (**Σχήμα 5.7**). Λαμβάνοντας υπόψη ότι η συγκεκριμένη ισημερινική επιφάνεια αντιστοιχεί στα 450hPa περίπου, παρατηρείται ότι οι πιέσεις πάνω από την περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης είναι περί τα 280-300hPa. Αυτό σημαίνει ότι οι αντίστοιχες ισοβαρικές επιφάνειες έχουν κατέλθει και εντοπίζονται στη στάθμη των 450hPa περίπου, υπονοώντας ένα «vertical shrinking» της ανώτερης τροπόσφαιρας, γεγονός που υποδηλώνει την ελάττωση του πάχους της ανώτερης τροπόσφαιρας και άρα τη δημιουργία ανοδικών κινήσεων στην κατώτερη τροπόσφαιρα, σύμφωνα με την εξίσωση γεωδυναμικής τάσης (**Holton 1992**).



Σχήμα 5.7: Γεωγραφική κατανομή της πίεσης (P) στην ισημερινική επιφάνεια των 315K για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 12hPa.

Η επίδραση της εισβολής ψυχρού αέρα με μικρές τιμές της σχετικής υγρασίας στρατοσφαιρικού αέρα στην ανώτερη τροπόσφαιρα, αποτυπώνεται στις κατανομές

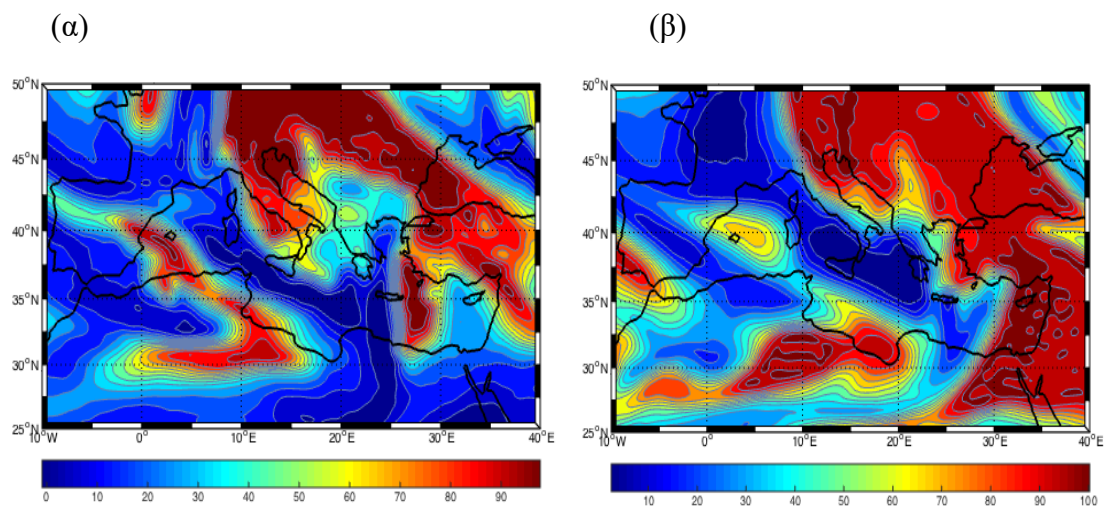
της δυνητικής θερμοκρασίας στα 300hPa, 500hPa και 700hPa για τις 11/00UTC (Σχήμα 5.8) και της σχετικής υγρασίας στα 300hPa-500hPa για την ίδια χρονική στιγμή (Σχήμα 5.9). Πράγματι στην περιοχή μεταξύ Ν. Ιταλίας-Αδριατικής, η δυνητική θερμοκρασία αυξάνεται με το ύψος στο στρώμα 300-500hPa υποδηλώνοντας έτσι μια ευσταθέστερη στρωμάτωση της ατμόσφαιρας (λόγω εισβολής στρατοσφαιρικού αέρα στην περιοχή).



Σχήμα 5.8: Γεωγραφική κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας (*theta*): α) στα 300hPa, β) στα 500hPa και γ) στα 700hPa. Οι ισοπληθείς είναι ανά 0.5K.

Η ύπαρξη θερμότερου περιβάλλοντος στα 300hPa σε σχέση με το αντίστοιχο στα 500hPa πάνω από μια περιοχή επιφανειακής κυκλογένεσης αποτελεί ισχυρή ένδειξη ταχείας βάθυνσης του χαμηλού στην επιφάνεια (**Browning 1990; Nielsen and Sass 2003**). Αντίθετα η κατανομές της δυναμικής θερμοκρασίας στα στρώματα 500hPa και 700hPa, υποδηλώνουν πτώση της με το ύψος και αντιστροφή της στρωμάτωσης της τροπόσφαιρας σε ασταθή μορφή σε σχέση με την αντίστοιχη του στρώματος 300-500hPa. Επίσης σε κυκλογενετικές περιπτώσεις με ανάλογη στρωμάτωση της κατώτερης στρατόσφαιρας-άνωτερης τροπόσφαιρας, ο παράγοντας

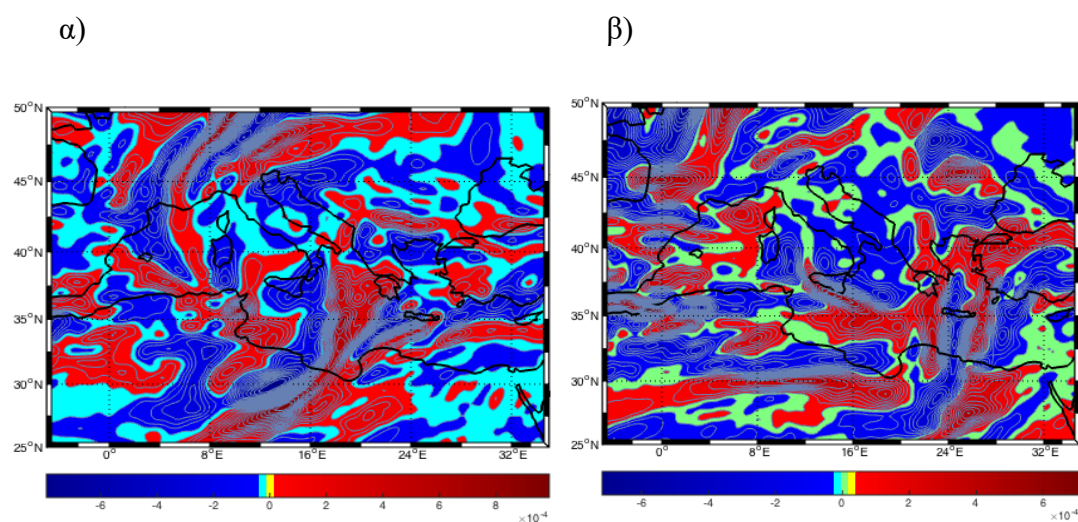
της στατικής ευστάθειας, ο οποίος αποτελεί άμεση ένδειξη της κατακόρυφης θερμοδυναμικής δομής αυτής σε σχέση με τις μεταβολές της δυναμικής θερμοκρασίας καθ' ύψος, είναι ενδεικτικός, αφού μια ευσταθέστερη στρωμάτωση της ανώτερης τροπόσφαιρας συνοδεύει την ύπαρξη υψηλών τιμών του δυναμικού στροβιλισμού (Hoskins et al. 1985; Uccellini and Keyser 1985). Ένα από τα χαρακτηριστικά ενός συνεσφιγμένου μετώπου το οποίο έχει τη δομή ενός "bent back front", είναι η ύπαρξη ψυχρού αέρα στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα σαν αποτέλεσμα της κυκλοφορίας όπως αυτή προσδιορίζεται από τις "conveyor belts" που χαρακτηρίζουν την τρισδιάστατη κυκλοφορία σε μια ύφεση με καλοσηματισμένα μέτωπα (Semple 1988). Η εμφάνιση ψυχρού και ξηρού αέρα στα δυτικά και νότια τμήματα ενός συνεσφιγμένου μετώπου είναι γνωστή και ως dry intrusion ή dry airstream (Bader et al. 1995). Ωστόσο η σημασία της ύπαρξης ξηρού αέρα στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα στα δυτικά τμήματα ενός συνεσφιγμένου μετώπου (Σχήμα 5.9), όπως αποτυπώνεται από τις κατανομές της σχετικής υγρασίας στα 500hPa και



Σχήμα 5.9: Κατανομή της σχετικής υγρασίας (α) για τα 500hPa και (β) για τα 300hPa, για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 1%.

300hPa στην περιοχή μεταξύ Σαρδηνίας-Κορσικής-Τυρρηνικού Πελάγους, ευνοεί την εκδήλωση δυναμικής αστάθειας (potential instability). Σε θαλάσσιες περιοχές, το φαινόμενο ενισχύεται, δεδομένου ότι η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα ακολουθεί την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ενώ στην κατώτερη τροπόσφαιρα ακολουθεί την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα, δημιουργώντας έτσι συνθήκες για έκλυση δυναμικής αστάθειας (potential instability), σε συμφωνία με τα αποτελέσματα της μελέτης των Bader et al. 1995).

Τέλος, τα αποτελέσματα της εξέτασης της κατακόρυφης δομής της τροχιάς του επιφανειακού χαμηλού μέσα από το αντίστοιχο αριθμητικό σχήμα (VTS of the MS algorithm), έδειξαν ότι το χαμηλό στα 500hPa απέκτησε το μέγιστο βάθος έξι ώρες πριν από τη μέγιστη βάθυνση του επιφανειακού χαμηλού, γεγονός που υποδηλώνει τον σημαντικό ρόλο της δυναμικής των ανώτερων στρωμάτων στη ταχεία βάθυνση του επιφανειακού χαμηλού (Lim και Simmonds 2007). Το παραπάνω συνεπικουρεί και το γεγονός ότι η ενισχυμένη μεταφορά στροβιλισμού αποτυπώνεται καλύτερα στο χάρτη στις 10/12UTC (Σχήμα 5.10), τη χρονική στιγμή δηλαδή που εντοπίστηκε η δευτερεύουσα διαταραχή στην περιοχή βόρεια της Τυνησίας η οποία και ενίσχυσε τη βαροκλιτικότητα.

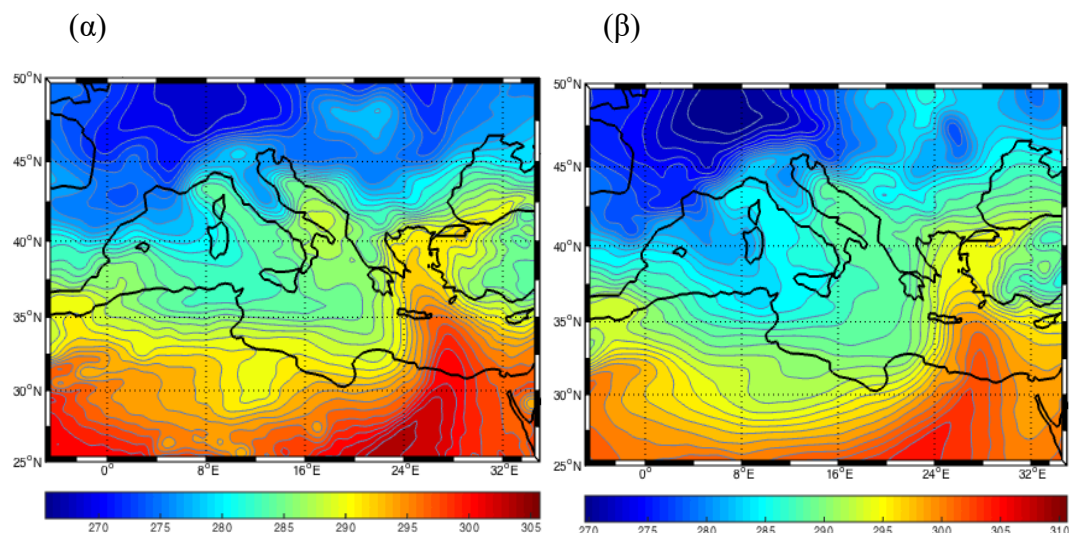


Σχήμα 5.10: Μεταφορά στροβιλισμού στα 500hPa α) στις 10/12UTC β) στις 11/00UTC

5.2.2 Κατώτερα στρώματα

Οι γεωγραφικές κατανομές της δυνητικής θερμοκρασίας στα 850hPa και 925hPa (Σχήμα 5.11) για τις 11/00UTC, είναι χαρακτηριστικές των βαροκλιτικών διεργασιών στην κατώτερη τροπόσφαιρα και για το μοντέλο ανάπτυξης (conceptual or structural model) το οποίο μπορεί να περιγράψει τη συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης. Οι ενισχυμένες βαθμίδες που παρατηρούνται και στις δυο ισοβαρικές επιφάνειες στην περιοχή της Ανατολικής Ελλάδας και του Αιγαίου, καταδεικνύουν την ύπαρξη του ψυχρού μετώπου της κύριας ύφεσης, ενώ η χαρακτηριστική θερμή εισβολή στο Αιγαίο απεικονίζει το θερμό τομέα αυτής. Ωστόσο η ύπαρξη θερμού αέρα (warm core) στην περιοχή της Αδριατικής επιβεβαιώνεται και στις δυο

κατανομές και εντονότερα στα 925hPa, ενώ η ελάττωση της δυναμικής θερμοκρασίας με το ύψος στο στρώμα 925-850hPa, καταδεικνύει την ασταθή δομή των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας στην περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης και κατά συνέπεια το ευνοϊκό περιβάλλον για εκδήλωση ανοδικών κινήσεων και πτώση της πίεσης στην επιφάνεια. Με βάση το θεωρητικό μοντέλο ανάπτυξης των **Barry and Keyser (1990)**, σε κυκλογενετικά επεισόδια με καλώς σχηματισμένη σύσφιξη και το ψυχρό μέτωπο να έχει τη δομή ενός bent-back front, οι παραπάνω κατανομές της δυναμικής θερμοκρασίας αποτυπώνουν την ύπαρξη απομονωμένου θερμού αέρα στα χαμηλά στρώματα ο οποίος περιβάλλεται από τον ψυχρό αέρα του συνεσφιγμένου μετώπου. Με βάση τη χαρακτηριστική μελέτη των **Belts and Vaughan (2011)**, τα πιο ισχυρά χαμηλά είναι πιθανότερο να εμφανίσουν μια καλώς σχηματισμένη σύσφιξη από ότι τα ασθενέστερα χαμηλά, ενώ χαμηλά τα οποία παρουσιάζουν ταχείς ρυθμούς πτώσης της πίεσης συνεχίζουν να βαθαίνουν και μετά την εμφάνιση της σύσφιξης.

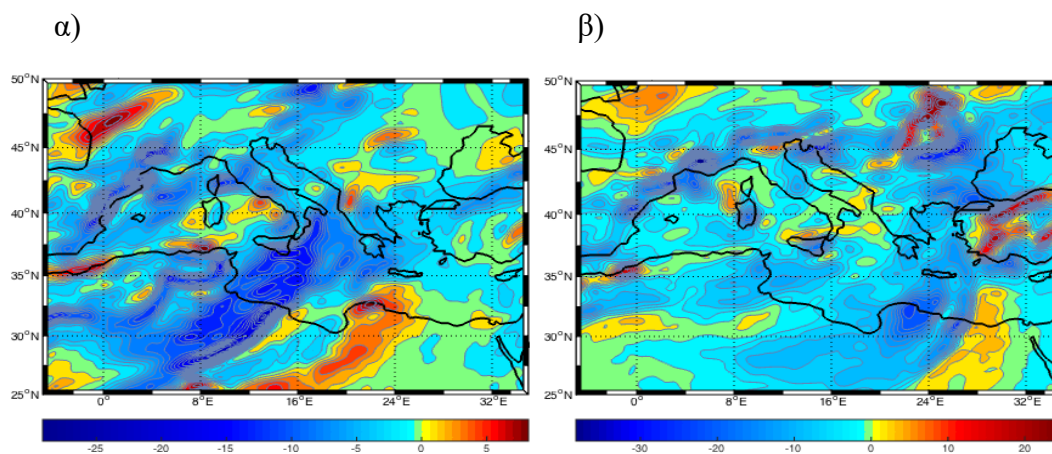


Σχήμα 5.11 Κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας: α) στα 850hPa και β) στα 925hPa για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 0.5K.

Ακολουθώντας το θεωρητικό μοντέλο της τρισδιάστατης κυκλοφορίας του αέρα γύρω από καλώς σχηματισμένα συνεσφιγμένα μέτωπα (**Harrold 1973; Carlson 1980**), καθώς αναπτύσσεται η σπειροειδής νέφωση γύρω από το κέντρο του επιφανειακού χαμηλού με τη μορφή ενός "comma cloud", ο ψυχρός αέρας μπροστά από το θερμό μέτωπο αντιστρέφει την κίνηση του και παρουσιάζει δυτική κίνηση σε σχέση με τη μετατόπιση της ύφεσης. Ο ψυχρός αέρας με τα χαρακτηριστικά αυτά αποτελεί την αναπτυσσόμενη ζώνη μεταφοράς ψυχρού αέρα CCB (cold conveyor belt) η οποία συγχωνεύεται με τον αέρα στα δυτικά του νεφικού στρώματος (**Semple**

1988). Καθώς η συγκεκριμένη ζώνη μεταφοράς του αέρα συνεχίζει την κίνηση της προς τα δυτικά, αρχίζει σταδιακά να ανέρχεται σε υψηλότερες ισημερινικές επιφάνειες έως και τη στάθμη των 400-500hPa περίπου και συγχωνεύεται με την αντίστοιχη ζώνη θερμής μεταφοράς WCB (warm conveyor belt) στα δυτικά και βόρεια τμήματα του κέντρου του επιφανειακού χαμηλού. Αφού φτάσει το συγκεκριμένο ισοβαρικό επίπεδο, ο κλάδος αυτός της CCB σταματάει την ανοδική κίνηση του και ξεκινά καθοδική κίνηση (descending motion) δημιουργώντας έτσι την ξηρή εισβολή (dry intrusion or dry airstream) στα δυτικά του χαμηλού, η οποία σχετίζεται με αέρα χαμηλής σχετικής υγρασίας και υψηλών τιμών του δυναμικού στροβιλισμού όπως φάνηκε στις αντίστοιχες κατανομές της ανώτερης τροπόσφαιρας του προηγούμενου κεφαλαίου. Καθώς η ύφεση αναπτύσσεται, η ζώνη ξηρής εισβολής εισέρχεται περαιτέρω εντός του comma cloud και τελικά δημιουργεί τη σπειροειδή νέφωση γύρω από το κέντρο της ύφεσης. Η διεργασία αυτή προκαλεί δυναμική αστάθεια (potential instability), καθώς ο κατερχόμενος αέρας στη μέση και ανώτερη τροπόσφαιρα διέρχεται πάνω από περιοχή αέρα ο οποίος στα χαμηλά στρώματα είναι θερμός, όπως έδειξαν οι κατανομές της δυνητικής και ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας, προκαλώντας έτσι την ελάττωση της δυναμικής θερμοκρασίας με το ύψος (Bader et al. 1995).

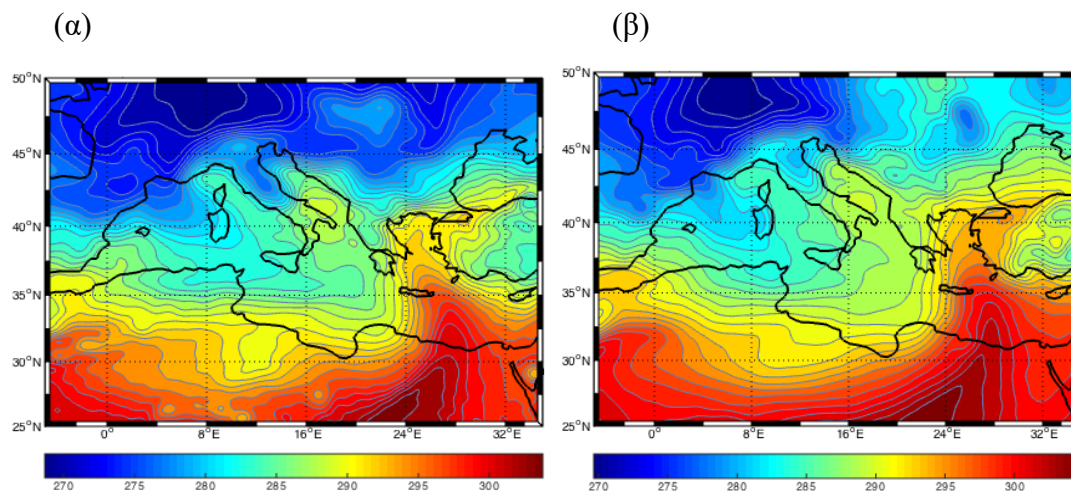
Επιπλέον, είναι χαρακτηριστικό ότι η εμφάνιση μιας δομής του ψυχρού μετώπου όπως περιγράφηκε παραπάνω (bent back structure of the cold front), η οποία αποτελεί τμήμα μιας σπειροειδούς δομής των νεφικών στρωμάτων που συνοδεύουν ένα αναπτυσσόμενο χαμηλό με ταχύ ρυθμό πτώσης της πίεσης, βοηθάει συχνά στην εμφάνιση μιας νέας μετωπικής δραστηριότητας στα δυτικά κράσπεδα ενός χαμηλού που αποτελεί ουσιαστικά δευτερεύουσα κυκλογένεση (secondary cyclogenesis).



Σχήμα 5.12: Μεταφορά θερμότητας στα 850hPa α)στις 10/12UTC και β) στις 11/00UTC.

Σε τέτοιες συνοπτικές καταστάσεις στη Μεσόγειο, η δημιουργία δευτερεύουσας κυκλογένεσης λαμβάνει χώρα σε περιοχή θετικής μεταφοράς στροβιλισμού λόγω διαταραχών στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Οι διαταραχές αυτές συνοδεύουν με κλίση προς τα δυτικά το χαμηλό στην επιφάνεια και μάλιστα συναντούν ψυχρό αέρα στην κατώτερη τροπόσφαιρα λόγω αντίστοιχης ψυχρής μεταφοράς στα κατώτερα ισοβαρικά επίπεδα όπως αυτή αποτυπώνεται στο **Σχήμα 5.12**. Ο ψυχρός αυτός αέρας όμως τροποποιείται "ποιοτικά" με ταχύ ρυθμό λόγω πρόσληψης θερμότητας από την πιο θερμή θάλασσα (**Shapiro και Keyser, 1990; Kurz 1998**).

Οι κατανομές της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας στα 850hPa και 925hPa (**Σχήμα 5.13**) σε σχέση με τις αντίστοιχες της δυναμικής, αποτυπώνουν χαρακτηριστικά την επίδραση της έκλυσης λανθάνουσας θερμότητας λόγω συμπύκνωσης (latent heat release due to condensation). Είναι χαρακτηριστικό ότι στην περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης αποτυπώνεται η ύπαρξη θερμού αέρα και στα δυο ισοβαρικά επίπεδα με αυξημένες τιμές της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας σε σχέση με την αντίστοιχη δυναμική.



Σχήμα 5.13: Κατανομή της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας: α) στα 925hPa και β) στα 850hPa για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι ανά 0.5K.

Όλη η παραπάνω διεργασία ενισχύεται περαιτέρω όταν λαμβάνει χώρα πάνω από τη θερμή επιφάνεια της θάλασσας, όπως η Μεσόγειος, κατά την ψυχρή περίοδο του έτους (**Lolis et al. 2004**). Με δεδομένη λοιπόν την εξ' ορισμού σχέση της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας με τη συμπύκνωση των υδρατμών και την έκλυση

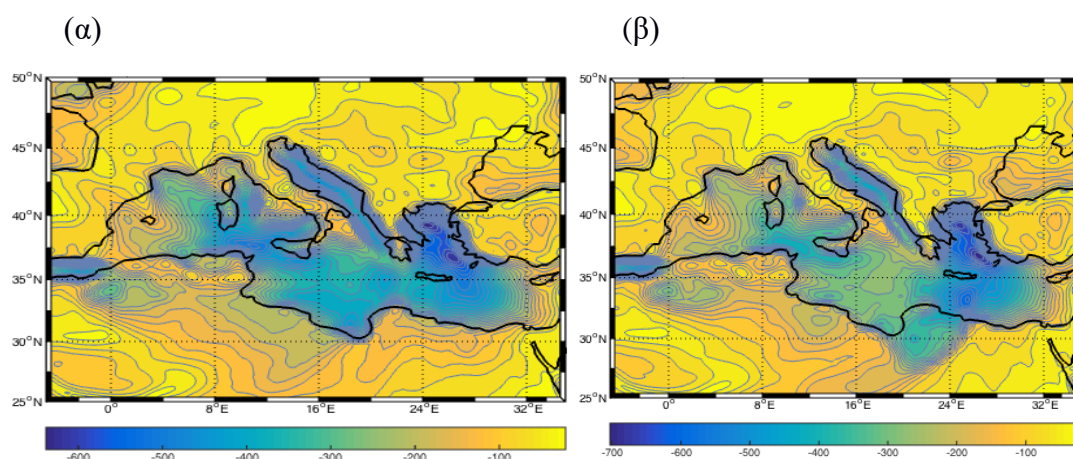
λανθάνουσας θερμότητας (**Iribarne and Godson 1973; Holton 1992**), οι αυξημένες τιμές της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκρασίας σε σχέση με την αντίστοιχη δυναμική πάνω από την περιοχή της εκρηκτικής κυκλογένεσης για τις 11/00UTC, αποτελεί σαφής ένδειξη για την επίδραση των διαβατικών διεργασιών στην ισχυρή πτώση της πίεσης στην επιφάνεια.

Στην ανάλυση τους για την εκρηκτική κυκλογένεση στο Β. Ημισφαίριο, οι **Sanders και Gyakum (1980)** διαπίστωσαν ότι η εκρηκτική ανάπτυξη τείνει να συμβαίνει σε ένα ευρύ φάσμα τιμών των SST μεταξύ 0-23⁰C, αλλά κατά προτίμηση κοντά τις ισχυρότερες βαθμίδες αυτών, ιδιαίτερα όταν η διεύθυνση κίνησης του χαμηλού είναι τέτοια ώστε να το οδηγεί προς τον θερμό τομέα των εν λόγω βαθμίδων (**Sanders 1986**). Επιπλέον, ισχυρές βαθμίδες της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας συνδέονται με ροές θερμότητας από την επιφάνεια της θάλασσας προς τον υπερκείμενο αέρα, ενισχύοντας έτσι τη βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα (**Yau και Jean 1989**), ενώ επιφανειακές ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας έχουν βρεθεί να εντείνονται σε περιοχές ενισχυμένων βαθμίδων του SST, ιδιαίτερα κατά το αρχικό στάδιο (incipient stage) ενός εκρηκτικού χαμηλού (**Bosart 1981; Bosart και Lin 1984; Rogers και Bosart 1986; Gyakum και Danielson 2000**). Για την περιοχή της Μεσογείου, οι **Conte et al. (1997)** έχουν επισημάνει τη θετική επίδραση του SST και για τους δύο τύπους εκρηκτικής ανάπτυξης (**KF-CC**), ενώ για τους **Millán et al. (1995)**, οι θερμότερη θάλασσα της Μεσόγειου δρα ως πηγή θερμότητας και υγρασίας για την εμφάνιση πλημμυρικών επεισοδίων σε περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης σε παράκτιες περιοχές.

Στη συγκεκριμένη περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης, η γεωγραφική απεικόνιση της θερμοκρασίας της επιφάνειας της θάλασσας για τις 10/00UTC και 11/00UTC (δεν αποτυπώνεται), δεν απεικονίζει κάποια αξιοσημείωτη μεταβολή. Ωστόσο, πρέπει να σημειωθεί ότι οι αυξημένες βαθμίδες στην περιοχή της Αδριατικής-Νότιας Ιταλίας-Σικελίας και Ιονίου Πελάγους, μπορεί να θεωρηθεί ότι επέδρασαν θετικά στις διαβατικές διεργασίες στην συγκεκριμένη περιοχή. Επιπλέον η σημασία των παραπάνω κατανομών τονίζεται ιδιαίτερα λαμβάνοντας υπόψη ότι σε περιπτώσεις ισχυρής κυκλογένεσης και κατά μήκος της διάταξης ενός "*bent back front*" μιας οργανωμένης σύσφιξης, η θερμοκρασία της επιφάνειας θάλασσας όχι μόνο δεν αυξάνεται, αλλά μειώνεται κίολας εξαιτίας του υετού ο οποίος ενεργοποιεί την έντονη εξάτμιση (**Pastor et al. 2001**). Στη Μεσόγειο, οι τυρβώδεις ροές

θερμότητας, αισθητής και λανθάνουσας, μπορούν να θεωρηθούν ως παράγοντες για την έναρξη της εκρηκτικής κυκλογένεσης ανάπτυξης, κυρίως στην περιοχή της Νότιας Ιταλίας - Νότιας Αδριατικής Θάλασσας, Ιονίου και Αιγαίου (**Shay – El και Alpert 1991; Lolis et al. 2004**). Ενισχύονται δηλαδή κατά τη διάρκεια του χειμώνα καθώς η Μεσόγειος λειτουργεί ως θερμική πηγή για τις διερχόμενες αέριες μάζες και ιδιαίτερα σε ψυχρές εισβολές όπου η θερμοκρασιακή διαφορά ανάμεσα στην επιφάνεια της θάλασσα και τον υπερκείμενο αέρα μεγιστοποιείται (**Palmen and Newton 1969**).

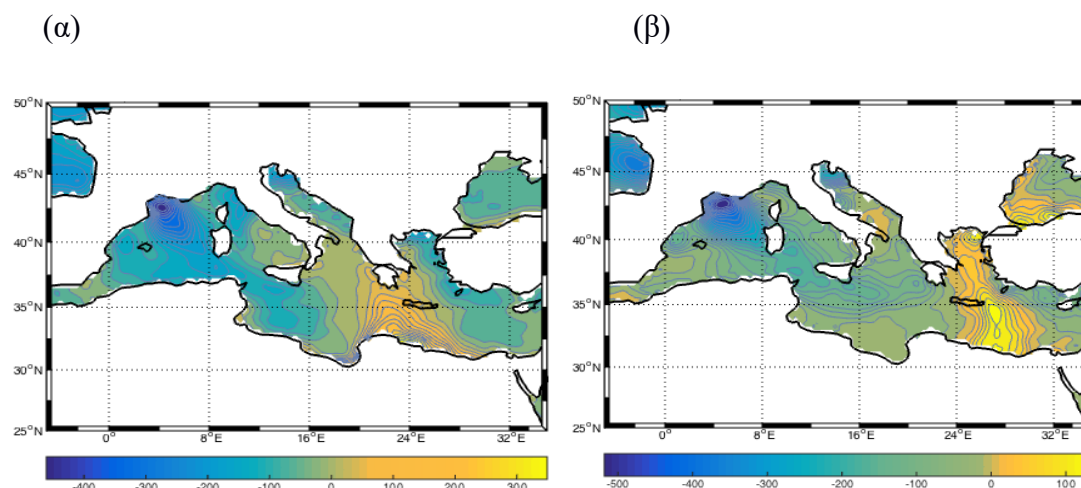
Αν και οι ροές θερμότητας έχουν θεωρηθεί ευρέως ως μια από τις κύριες αιτίες ταχείας βάρυνσης ενός επιφανειακού χαμηλού, επιδρώντας συχνά σε συνέργεια με τη βαροκλιδικότητα στα χαμηλά αλλά και τα ανώτερα στρώματα (**Sanders και Gyakum 1980; Bosart 1981; Gyakum 1983; Roebber 1984; Rogers και Bosart 1986; Davis και Emanuel 1988; Lim και Simmonds 2002; Kouroutzoglou et al 2012; Fink et al 2012**), οι προσομοιώσεις από αριθμητικά μοντέλα αναδεικνύουν ένα ευρύ φάσμα επιδράσεων αυτών το οποίο περιλαμβάνει και περιπτώσεις με μικρή ή και μηδαμινή επίδραση στην εκρηκτική βάρυνση (**Kuo και Reed 1988**). Οι διαφορετικές μορφές επίδρασης των ροών θερμότητας στην εκρηκτική κυκλογένεση πάνω από θαλάσσιες περιοχές έχουν αποδοθεί στη γεωγραφική κατανομή αυτών, στο στάδιο ανάπτυξης το οποίο βρίσκεται κάθε φορά το εκρηκτικό χαμηλό καθώς και την αδυναμία ακριβούς προσομοίωσης των ροών από αριθμητικές αναλύσεις (**Bosart 1981; Kuo και Reed 1988**).



Σχήμα 5.14: Γεωγραφική κατανομή της λανθάνουσας ροής θερμότητας: α) για τις 10/12UTC και β) για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι σε $W \cdot m^{-2}$

Η γεωγραφική κατανομή των ρών λανθάνουσας θερμότητας για τις 10/12UTC και 11/00UTC (**Σχήμα 5.14**), απεικονίζει αρνητικές ροές στην περιοχή μεταξύ του Τυρρηνικού Πελάγους – Αδριατικής Θάλασσας και των παράκτιων τμημάτων της Ιταλίας, δηλαδή στην περιοχή όπου εντοπιζόταν το κέντρο της κύριας ύφεσης τη συγκεκριμένη χρονική περίοδο.

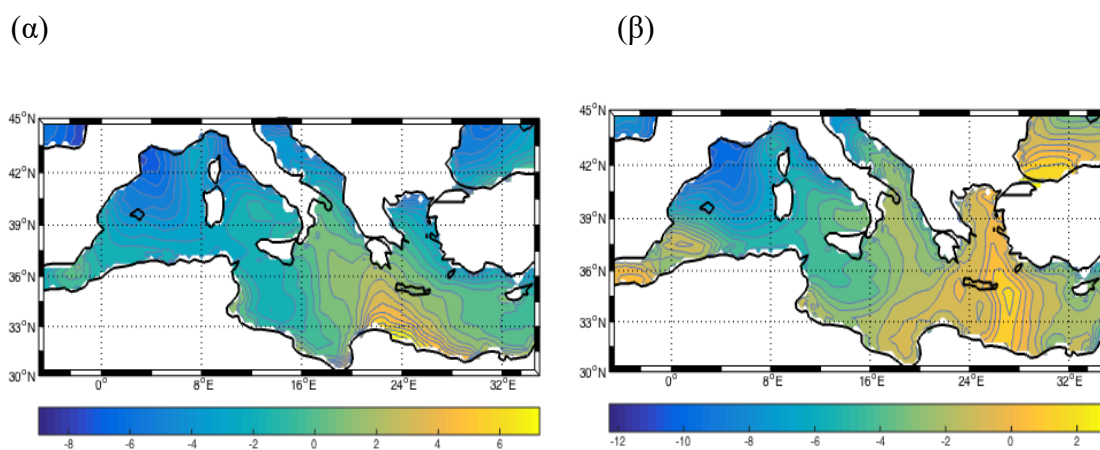
Αντίστοιχα οι ροές αισθητής θερμότητας (**Σχήμα 5.15**) είναι αντιπροσωπευτικές των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών του αέρα και των μεταβολών αυτών κατά τη διάρκεια της εξέλιξης (evolution) του χαμηλού. Ενισχυμένες θετικές ροές θερμότητας επικρατούν για τις 10/12UTC στη θαλάσσια περιοχή βόρεια της Λιβύης έως και το Ν. Ιόνιο, δηλαδή σε μια περιοχή όπου εντοπιζόταν το ψυχρό μέτωπο της κύριας ύφεσης της συγκεκριμένη χρονική στιγμή και επικρατούσε νότιο ρεύμα στην επιφάνεια. Αυτό υποδηλώνει το γεγονός ότι ο αέρας στα χαμηλά στρώματα ήταν θερμότερος από την επιφάνεια της θάλασσας, θερμοδυναμική συμπεριφορά που παρατηρείται σε κυκλογενετικά επεισόδια στην περιοχή της Β. Αφρικής ή κατά τις διελεύσεις ψυχρών μετώπων από τη Β. Αφρική κατά την ψυχρή περίοδο του έτους, ευνοώντας έτσι την οριζόντια μεταφορά (advection) θερμού αέρα από την περιοχή της Β. Αφρικής προς τη νότια Μεσόγειο.



Σχήμα 5.15: Γεωγραφική κατανομή της ροής αισθητής θερμότητας: α) για τις 10/12UTC και β) για τις 11/00UTC. Οι ισοπληθείς είναι σε $W \cdot m^{-2}$

Σε τέτοιες συνοπτικές καταστάσεις η ροή αισθητής θερμότητας πιθανόν να μην ευνοεί τη διαβατική θέρμανση του αέρα και η θαλάσσια επιφάνεια λειτουργεί κυρίως ως πηγή εμπλουτισμού του αέρα με υδρατμούς, ευνοώντας έτσι την έκλυση λανθάνουσας θερμότητας (**Kouroutzoglou et al. 2013b**). Ωστόσο, πάνω από την

περιοχή της Ν. Ιταλίας-Σικελίας-Τυρρηνικού Πελάγους και Αδριατικής για τις 10/12UTC και 11/00UTC, οι επικρατούσες αρνητικές ροές υποδηλώνουν τη θετική επίδραση της αισθητής θερμότητας στην ταχεία βάθυνση του επιφανειακού χαμηλού κατά τη διάρκεια της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Επιπλέον η ενίσχυση των αρνητικών ροών αισθητής θερμότητας στο Τυρρηνικό Πέλαγος και τη Β. Αδριατική για τις 11/00UTC, υποδηλώνουν την ψυχρή εισβολή στα χαμηλά στρώματα λόγω μετακίνησης του κέντρου κυκλωνικής κυκλοφορίας προς την περιοχή της Αν. Μεσογείου και στροφής του ρεύματος από τα δυτικά σε βορειοδυτικό. Είναι όμως γνωστό ότι οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας εξαρτώνται γραμμικά από την ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου (**Papadopoulos et al. 2012**). Ισχυροί άνεμοι δημιουργούν υψηλό κυματισμό με αποτέλεσμα την αύξηση της τριβής, η οποία με τη σειρά της προκαλεί σύγκλιση στην επιφάνεια και τάση για δημιουργία ανοδικών κινήσεων. Ο ανερχόμενος αέρας, έχοντας εμπλουτιστεί με θερμότητα και πόσα υδρατμών από την επιφάνεια της θάλασσας δημιουργεί πτώση της πίεσης στην επιφάνεια και τάση για επιφανειακή κυκλογένεση (**Lolis et al. 2004**). Όλα τα παραπάνω γίνονται αντιληπτά λαμβάνοντας υπόψη την κατανομή των πιέσεων στην επιφάνεια για τις 11/00UTC, όπου αποτυπώνεται η ισχυρή ΒΔ ροή στην περιοχή μεταξύ Σαρδηνίας-Κορσικής-Ν. Τυρρηνικού Πελάγους-Ν. Ιταλίας-Σικελίας-κόλπου της Σύρτης, στα δυτικά του εκρηκτικού κυκλώνα κατά τη διάρκεια του επεισοδίου.

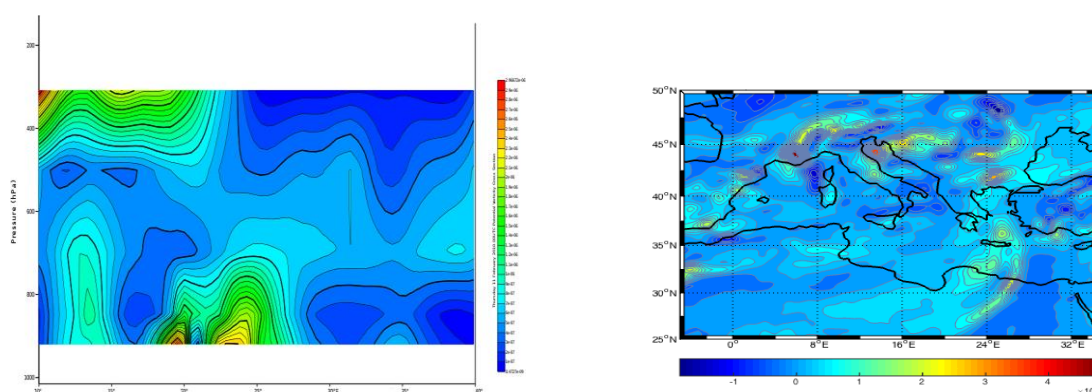


Σχήμα 5.16: Διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ αέρα και επιφάνειας της θάλασσας ($T_{air}-T_{sea}$) για τις (α) 10/02/2010 18UTC, (β) 11/02/2010 00UTC.

Η διάφορα θερμοκρασίας αέρα από την αντίστοιχη της επιφάνειας θάλασσας (**Σχήμα 5.16**) για τις 10/18UTC και τις 11/00UTC, είναι χαρακτηριστική της επίδρασης των ψυχρών εισβολών στα χαμηλά στρώματα αέρα ηπειρωτικής

προέλευσης, μέσα στη θερμή θάλασσα της Μεσόγειου, αφού αποτυπώνονται ισχυρές αρνητικές διαφορές στις βόρειες ισχυρά βαροκλιτικές περιοχές της Μεσογείου (**Trigo et al. 2002**). Αντίστοιχα οι αρνητικές διαφορές στην περιοχή του Τυρρηνικού Πελάγους και της Αδριατικής Θάλασσας επιβεβαιώνουν τα αποτελέσματα όπως αυτά αποτυπώθηκαν από τις κατανομές των ρών αισθητής θερμότητας.

Σύμφωνα με τη μελέτη των **Fita et al. (2007)**, η εμφάνιση αυξημένων τιμών του δυναμικού στροβιλισμού στην κατώτερη τροπόσφαιρα οι οποίες να αποτυπώνουν ένα τοπικό μέγιστο (localized maximum) αυτού, αποτελούν σαφή ένδειξη για την ύπαρξη πηγής διαβατικής θερμότητας (diabatic heating source). Το συγκεκριμένο χαρακτηριστικό ωστόσο δεν αποτελεί ικανή και αναγκαία συνθήκη. Στη συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης η αποτύπωση της κατακόρυφης κατατομής του δυναμικού στροβιλισμού (**Σχήμα 5.17**) στο γεωγραφικό πλάτος που εντοπίζονταν το χαμηλό για τις 11/00UTC, απεικονίζουν υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού ($> 1.5PVU$) περίπου έως και τα 850hPa και στη ζώνη μεταξύ 05-20⁰Ε, στην περιοχή δηλαδή όπου εντοπίζονταν το κέντρο του χαμηλού τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Μπορεί λοιπόν κάλλιστα να ενισχυθεί το συμπέρασμα για την επίδραση των διαβατικών διεργασιών στη συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης.



Σχήμα 5.17: Γεωγραφική κατανομή του δυναμικού στροβιλισμού για τις 11/00UTC (α σε Γεωγραφικό Πλάτος 42,840⁰ {LAT 42,840⁰ - LON(10⁰ - 40⁰)}). (β) στα 850 hPa. Οι ισοπληθείς του στροβιλισμού είναι ανά $10^{-6}K \cdot m^2Kg^{-1}s^{-1}$.

5.3 ΣΥΝΟΨΗ

Συνοψίζοντας λοιπόν με τους μηχανισμούς στα ανώτερα και κατώτερα στρώματα μπορεί να πει κανείς ότι η ύπαρξη τιμών του δυναμικού στροβιλισμού μεγαλύτερων των 2PVU στην ισημερινή επιφάνεια των 315K σε συνδυασμό με την κατανομή της δυναμικής θερμοκρασίας στην ισο-PV επιφάνεια των 2PVU και της σχετικής υγρασίας στα 300hPa, έδειξαν την εισβολή ψυχρού και ξηρού αέρα στρατοσφαιρικού προέλευσης στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Έτσι με βάση θεωρία του δυναμικού στροβιλισμού κατά **Hoskins et al. (1985)** ήταν ευνοϊκή η δημιουργία ανοδικών κινήσεων ανατολικά της ζώνης των καθοδικών κινήσεων στην κατώτερη στρατόσφαιρα-ανώτερη τροπόσφαιρα και ενισχύθηκε η οποιαδήποτε προϋπάρχουσα θέρμη εισβολή στα κατώτερα στρώματα. Επίσης η ύπαρξη αεροχείμαρρου στα δυτικά και νότια της εξεταζόμενης περιοχής όχι μόνο στα 300hPa αλλά και στα 500hPa όπως διαφαίνεται από τη συγκεκριμένη trough τύπου απορροής, οι ενισχυμένες βαθμίδες της θερμοκρασίας στην επιφάνεια της θάλασσας που ανέδειξαν τη σημασία της θερμής θάλασσας της Μεσογείου, καθώς και οι ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας ήταν οι βασικοί συντελεστές της εξεταζόμενης κυκλογένεσης.

Στη συγκεκριμένη μελέτη παρουσιάστηκε η συνοπτική δομή και ορισμένα θεμελιώδη θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στην περιοχή της Αδριατικής στις 11 Φεβρουαρίου 2010 00UTC. Το συγκεκριμένο κυκλογενετικό επεισόδιο αποτέλεσε τμήμα μιας αντικειμενικής κλιματολογίας των εκρηκτικών χαμηλών στη Μεσόγειο με τη χρήση του αλγόριθμου ανίχνευσης των κυκλωνικών κέντρων και των τροχιών αυτών του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης.

Με τη χρήση του MATLAB έγινε εισαγωγή και ανάλυση των δεδομένων αρχείων τύπου NetCDF από το χρονοσειρά ERA INTERIM του ECMWF σε κανονικό πλέγμα $0.25^0 \times 0.25^0$ γεωγραφικού πλάτους-μήκους αλλά και οπτικοποίηση όσων από αυτά ήταν πρωτογενών παραμέτρων και μη. Το MATLAB αποδείχθηκε ιδιαίτερα εύχρηστο και γρήγορο όσον αφορά την επεξεργασία των αρχείων με βάση τον οδηγό που ακολουθήσαμε, καθώς το πείραμα μας χρειάστηκε να επαναληφθεί αρκετές φορές. Επειδή ακριβώς υπάρχει ολόκληρη θεωρία όσον αφορά τις εκρηκτικές κυκλογενέσεις ήταν απαραίτητη κάθε φορά και η ποιοτική ανάλυση των χαρτών για να βγαίνουν και τα αντίστοιχα συμπεράσματα αποδείχθηκε πολύ σημαντικός παράγοντας η ταχύτητα επεξεργασίας των δεδομένων μας.

Η συγκεκριμένη περίπτωση κυκλογένεσης αποτελεί μια από τις χαρακτηριστικές του τύπου CC εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο, όπου μια οργανωμένη ύφεση μεγάλης κλίμακας από την περιοχή του Ατλαντικού, εισέρχεται στη Μεσόγειο από τα Δ-ΒΔ και συνδυάζεται με την εισβολή ενός χαμηλού μικρότερης κλίμακας στη Μεσόγειο που κινείται Β-ΒΑ από τη Βόρεια Αφρική. Έχει βρεθεί ότι η διαδικασία αυτή ευνοεί ιδιαίτερα την εκρηκτική κυκλογένεση στην Κεντρική Μεσόγειο η οποία περιλαμβάνει την περιοχή εκρηκτικής βάθυνσης του συγκεκριμένου χαμηλού.

Ιδιαίτερα σημαντικό συμπέρασμα της συγκεκριμένης μελέτης είναι η σημασία της χρήσης πλεγματικών δεδομένων υψηλής χωρικής ανάλυσης και ενός αριθμητικού σχήματος για τον αντικειμενικό εντοπισμό των κέντρων κυκλωνικής κυκλοφορίας στη Μεσόγειο. Είναι γνωστό ότι η χρήση αντικειμένων μεθόδων και πλεγματικών δεδομένων από περιοχικά ή παγκόσμια αριθμητικά μοντέλα, έχει βοηθήσει σημαντικά στην οργάνωση της κλιματολογίας για την εκρηκτική κυκλογένεση σε εκτεταμένες περιοχές και για μεγάλες χρονικές περιόδους, σε ότι αφορά την κυκλογένεση των εξωτροπικών περιοχών και στα δυο Ημισφαίρια. Αυτό θα ήταν αδύνατο να γίνει, αν ο εντοπισμός των κέντρων κυκλωνικής κυκλοφορίας και των τροχιών αυτών γίνονταν με υποκειμενικές μεθόδους, όπως με τη χρήση συνοπτικών αναλύσεων επιφάνειας ή δορυφορικών φωτογραφιών. Φαίνεται λοιπόν ότι η χρήση του MATLAB για τον ακριβή υπολογισμό των παραμέτρων και του αλγόριθμου του Πανεπιστημίου της Μελβούρνης αποδείχθηκε πολύ καλός συνδυασμός για τη συγκεκριμένη μελέτη.

Η Μεσόγειος είναι σύνηθες μονοπάτι των διαταραχών της ανώτερης τροπόσφαιρας οι οποίες κινούνται N-NA από την περιοχή του Ατλαντικού ή της ΒΔ Ευρώπης. Δημιουργείται έτσι μια ιδανική θερμοδυναμική δομή καθ' ύψος για την εμφάνιση κυκλογένεσης στην επιφάνεια, με βάση το σχεδόν γεωστροφικό (quasi-geostrophic) μοντέλο ανάπτυξης των υποτροπικών χαμηλών.

Ωστόσο το ερώτημα το οποίο ανακύπτει σε κάθε περίπτωση εκρηκτικής κυκλογένεσης, είτε πάνω από τους ωκεανούς είτε πάνω από κλειστές θαλάσσιες επιφάνειες όπως η Μεσόγειος Θάλασσα, είναι η επίδραση της διαβατικής θέρμανσης και η συνύπαρξή της με τις αντίστοιχες βαροκλιτικές διεργασίες. Όπως φάνηκε από την ανάλυση των ροών αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας, την ανάλυση των μεταβολών της θερμοκρασίας επιφάνειας θάλασσας καθώς και της διαφοράς της από την αντίστοιχη θερμοκρασία αέρα, υπήρξε μεν θετική επίδραση όχι όμως αξιοσημείωτη ενίσχυση τη χρονική στιγμή της εκρηκτικής κυκλογένεσης. Η εμφάνιση όμως τοπικού μέγιστου του δυναμικού στροβιλισμού στα χαμηλά στρώματα αποτέλεσε μια επιπλέον χαρακτηριστική ένδειξη για την εμφάνιση πηγής διαβατικής θέρμανσης στην κατώτερη τροπόσφαιρα, πάνω από τη θερμή θάλασσα της Αδριατικής.

Επίσης η παρουσία του αεροχείμαρρου στα δυτικά και νότια της εξεταζόμενης περιοχής τόσο στα 300 hPa όσο και στα 500 hPa σαν Low Level Jet είναι

χαρακτηριστική των περιπτώσεων τύπου CC που σε συνδυασμό με τις υψηλές τιμές του δυναμικού στροβιλισμού της τάξεως των 2PVU κατέδειξε τη ροή στρατοσφαιρικού αέρα που είναι βασικό χαρακτηριστικό των εκρηκτικών κυκλογενέσεων και αποτέλεσε καθοριστικό παράγοντα στη δομή και την εξέλιξη της περίπτωσης που εξετάσαμε.

Τέλος, παρότι δεν απαιτήθηκε στη συγκεκριμένη εργασία, θα ήταν χρήσιμο για το χρήστη το map toolbox να υποστηρίζει μελλοντικά χάρτες και σε τρισδιάστατη απεικόνιση καθώς επίσης θα μπορούσε να γίνει μια προσπάθεια για εντοπισμό των κέντρων κυκλωνικής κυκλοφορίας και των τροχιών αυτών με τη χρήση του MATLAB.

1. <http://www.mathworks.com/products/matlab/?requestedDomain=www.mathworks.com>
2. [M_Map: A mapping package for Matlab, https://www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html,](https://www.eoas.ubc.ca/~rich/map.html)
3. <https://en.wikipedia.org/wiki/NetCDF>
4. <http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>
5. http://www.public.asu.edu/~hhuang38/matlab_netcdf_guide.pdf
6. **Κουρουτζόγλου Ι. ,Φλόκα Ε.Α., Χατζάκη Μ. (2013)** Συνοπτική δομή και θερμοδυναμικές διεργασίες μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Τόμος στη μνήμη του Καθηγητή Α. Φλόκα.
7. **Φλόκα Ε. Α., 1993:** "Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος της κυκλογένεσης στο Αιγαίο Πέλαγος", Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 pp.
8. **Ahmadi-Givi F, Graig GC, Plant RS (2004)** The dynamics of midlatitude cyclone with very strong latent – heat release. Q.J.R. Meteorol.Soc. 130: 295-323.
9. **Anthes R.A., Y-H KuO and J.R. GyaKum, 1983:** Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, Ill, 1174-1188.
10. **"Applied Meteorology Course - Theory Notes", 1992:** Meteorological Office College.
11. **Bader MJ, Forbes GS, Grant JR, Liley RB, Waters AJ (1995)** Images in weather forecasting. A practical guide for interpreting satellite and radar imagery Cambridge University Press.
12. **Barras V, Simmonds I (2009)** Observation and modelling of stable water isotopes as diagnostics of rainfall dynamics over southeastern Australia. *J Geophys Reseach* 114, D23308. doi: 10.1029/2009JD012132.
13. **Barry RG, Carleton AM (2001)** Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge, 620pp.

14. **Bassani M., 1983:** Brevi considerazioni su un ciclone a mesoscala nell' area . mediterranea. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, XLIII, 4, 297-307.
15. **Billing, H., Hauff, I., and W. Tonn, 1983:** Evolution of a hurricane-like cyclone in the Mediterranean Sea. *Beitr. Phys. Atmos.*, 56, 508-510.
16. **Bjerknes, J., J. Holmboe, 1944:** ON THE THEORY OF CYCLONES. *J. Meteor.*, 1,1–22.
doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-469\(1944\)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-469(1944)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2)
17. **Blender R, Schubert M (2000)** Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Mon Wea Rev* 128: 377-384. ISSN: 1520-0493.
18. **Bluestein Howard B. :**" Synoptic - Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Observations and Theory of Weather Systems", Volume II.
19. **Blumen W., 1979:** On short wave baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1925-1933.
20. **Bosart LF (1981)** The Presidents' Day Snowstorm of 18–19 February 1979: A Subsynoptic-Scale Event. *Mon Wea Rev* 109: 1542–1566.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2)
21. **Bosart LF, Lin SC (1984)** A diagnostic analysis of the President's day storm of February 1979. *Mon Wea Rev* 112: 2148-2177.
22. **Bottger H., M. Eckardt and U. Katergiannakis, 1975:** Forecasting extratropical storms with hurricane intensity using satellite information. *J. Appl. Met.*, 14, 1259-1265.
23. **Boyle J. S. and L.F. Bosart, 1983:** A cyclone/anticyclone couplet over N. America: an example of anticyclone evolution. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 1025-1045.
24. **Capaldo M, Conte M, Finizio C, Todisco G (1980)** A detailed analysis of a severe storm in the central Mediterranean: the case of the Trapani flood. *Riv Meteorol Aeronaut* v.XL, n.2-3.
25. **Chang, C. P., R. H. Johnson, and D. C. Kriete, 1982:** Thermodynamic and circulation characteristics of winter monsoon tropical mesoscale convection, *Mon. Wea. Rev.*, 110(12), 1898–1911.
26. **Charney JG (1947)** The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J Meteorol* 4: 125-162.
27. **Chen, Shou-Jun, Ying-Hwa Kuo, Pai-Zhong Zhang, Qi-Feng Bai, 1992:** Climatology of Explosive Cyclones off the East Asian Coast. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 3029–3035.

28. **Chen Wu DX, Lu J (1997)** The effect of finite amplitude bottom topography in a continuously stratified tropical ocean-the governing equations. *J. of Ocean Univ. of Qingdao* 27: 17-22.
29. **Collucci S.J., 1985:** Explosive cyclogenesis and large scale circulation changes: implications for atmospheric blocking *J. Atmos. Sci.*, 42, 2701-2717.
30. **Conte M (1985)** The meteorological "bomb" in the Mediterranean: a synoptic climatology. Report of the Steering group meeting on the Mediterranean cyclones Study Project, PSPM Report Series No.20, WMO/TD No 128, 17-31.
31. **Conte M (1986)** The meteorological "bomb" in the Mediterranean: a synoptic climatology. *Riv Meteorol Aeronaut* 46:121-130.
32. **Conte M, Piervitali E, Colacino M (1997)** The meteorological bomb in the Mediterranean. INM/WMO International symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean MMA/UIB:283-287.
33. **Danard M.B., 1964:** On the influence of released latent heat on cyclone development. *J. Appl. Met.*, 3, 27-37.
34. **Danard M.B. and G.E. Ellenton, 1980:** Physical influences on east coast cyclogenesis. *Atm. Ocean.*, 18, 65-82.
35. **Danielsen EF (1974)** The relationship between severe weather, major dust storms and rapid cyclogenesis. *Synoptic Extratropical Weather Systems*, M. Shapiro, Ed., National Centre for Atmospheric Research, 215-241.
36. **Davis CA, Emmanuel KA (1988)** Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 116: 2649-2659.
37. **Davis CA, Emmanuel KA (1991)** Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 119: 1929-1953.
38. **Davis CA, Stoelinga MT, Kuo YH (1993)** The intergraded effect of condensation in numerical simulations of extratropical cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 121: 2309-2330.
39. **Dee DP and co-authors (2011)** The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 115: 553-597. doi:[10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828).
40. **Eady ET (1949)** Long Waves and Cyclone Waves. *Tellus* 1: 33-52. doi: 10.1111/j.2153-3490.1949.tb01265.x.

41. **Emanuel K.A., KM. Fantini and A.J. Thorpe, 1987:** Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection Part I: Two dimensional models. / *Atmos. Set.*, 44, 1559-1573.
42. **Emanuel K.A., (2005)** Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv Geosci* 2: 217-220. SRef-ID: 1680-7359/adgeo/2005-2-217.
43. **Fink AH, Pohle S, Pinto JG, Knippertz P (2012)** Diagnostic the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical cyclones. *Geophys Research Letters* **39 (L07803)**.
doi:10.1029/2012GL051025.
44. **Fita LJ, Romero R, Ramis C (2006)** Intercomparison of intense cyclogenesis events over the Mediterranean basin based on baroclinic and diabatic influences. *Adv Geosci* 7: 333-342.SRef-ID:1680-7359/adgeo/2006-7-333.
45. **Flocas HA, Simmonds I, Kouroutzoglou J, Kevin K, Hatzaki M, Bricolas V, Asimakopoulos D (2010)** On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *J Clim* 23:5243-5257.
doi:10.1175/2010Jcli3426.1.
46. **Fuelburg HE, Loring RO, Watson MV, Sinha MC, Pickering KE, Thomson AM, Sachse GW, Blade DR, Schoeberl MR (1996)** TRACE: A trajectory intercomparison 2. Isentropic and kinematic methods. *J Geophysical Research* 101: 23927-23939.
47. **Golding B. 1984.** A study of the structure of mid-latitude depressions in a numerical model using trajectory techniques. I: Development of ideal baroclinic waves in dry and moist atmospheres. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 110: 847–879.
48. **Gyakum JR (1983)** On the evolution of the QEII Stor. Part II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon Wea Rev* 111: 1156-1173.
49. **Gyakum JR and E.S. Barker, 1988:** A case study of explosive subsynoptic scale cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2225-2253.
50. **Gyakum JR, Danielson RE (2000)** Analysis of Meteorological Precursors to Ordinary and Explosive Cyclogenesis in the Western North Pacific *Mon Wea Rev* 128: 851–863.
51. **Hedley, M., and M. K. Yau, 1991:** Anelastic modeling of explosive cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*,48, 711–727.
52. **HMSO (1962)** Weather in the Mediterranean. Vol 1, 2nd ed, Meteorological Office.

53. **Holton J.R., 1979:** " An introduction to Dynamic Meteorology", Academic Press, New York and London.
54. **Holton J.R., (1992)** An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition, Academic Press, San Diego.
55. **Homar V, Ramis C, Alonso S (2002)** A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Ann Geophys* 20:93-106. doi:10.5194/angeo-20-93-2002.
56. **Horvath K, Fita I, Romero R, Ivancan-Picek B, Stiperski I (2006)** Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study. *Adv Geosci* 7: 327-331. Sref-ID:1680-7359/adgeo/2006-7-327.
57. **Horvath K, Fita I, Ivančan-Picek B (2009)** A numerical analysis of a deep Mediterranean lee cyclone: sensitivity to mesoscale potential vorticity anomalies. *Meteorol Atmos Phys* 103: 161-171. doi: 10.1007/s00703-008-0324-5.
58. **Hoskins BJ, 1980:** Effect of diabatic processes on transient midlatitude waves. Workshop on diagnostics of diabatic processes. *E.C.M.W.F.* Sept.1980,85-99.
59. **Hoskins BJ and I. Draghici, 1977:** The forcing of ageostrophic motion according to the semigeostrophic equations and in an isentropic coordinate model. *J. Atmos. Set.*, 34, 1859-1867.
60. **Hoskins BJ, 1978:** The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quart. J. Roy: Met. Soc.*, 100, 480-481.
61. **Hoskins BJ, Berrisford P (1988)** A Potential Vorticity Perspective of the Storm of 15-16 October 1987. *Weather* 43: 122-129. doi: 10.1002/j.1477-8696.1988.tb03890.x.
62. **Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW (1985)** On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q J R Meteorol Soc* 111: 877-946. doi: 10.1002/qj.49711147002.
63. **Huo Z, Zhang DL, Gyakum JR (1999)** Interaction of Potential Vorticity Anomalies in Extratropical Cyclogenesis. Part 1: Static Piecewise Inversion. *Mon Wea Rev* 127: 2546-2562.
64. **Iribarne JV, Godson WL (1973)** Atmospheric thermodynamics. Geophysics and Astrophysics Monographs, Volume 6, 222pp.
65. **Karacostas TS, Flocas AA (1983)** The development of the "bomb" over the Mediterranean area. *La Meteorologie, Actes de la conference "eau verte"* 34:351-358.

66. **Jansa A., 1983:** Non Alpine Mediterranean cyclogenesis Algerian sea cyclogenesis.'.Symposium "Eau verte, eau bleue" Marseille.
67. **Keable M, Simmonds I, Keay K (2002)** Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology* 22: 131–150, DOI: 10.1002/joc.728.
68. **Keyser DA, Shapiro MA (1986)** A review of the Structure and Dynamics of Upper-Level Frontal Zones. *Mon Wea Rev* 114: 452-499.
69. **Keyser DA, Johnson DR (1984)** Effects of diabatic heating on the ageostrophic circulation of an upper tropospheric jet streak. *Mon Wea Rev* 112:1709-1724.
70. **Konrad C.E. and S.J. Collucci, 1988:** Synoptic climatology of 500 mb circulation changes during explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1431-1443.
71. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Simmonds I, Keay K, Hatzaki M (2011a)** Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean. *Int J Climatol* 31:1785-1802. doi:10.1002/joc.2203.
72. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Simmonds I, Keay K, Hatzaki M (2011b)** Assessing characteristics of Mediterranean explosive cyclones for different data resolution. *Theor Appl Climatol* 105:263-275. doi:10.1007/s00704-010-0390-8.
73. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, Simmonds I, Hatzaki M (2012)** On the vertical structure of Mediterranean explosive cyclones. *Theor Appl Climatol* 110: 155-176. doi: 10.1007/s00704-012-0620-3.
74. **Kouroutzoglou J, H.A Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, I. Simmonds, and A. Mavroudis, 2013:** Identification of the development mechanisms of an explosive cyclone in Central Mediterranean with the aid of the MSG satellite images. *First International Conference on Remote Sensing and Geoinformation 2013*, 8-10 April 2013, Paphos, Cyprus.
75. **Kouroutzoglou J, J., H.A. Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, and I. Simmonds, 2013:** A high-resolution climatological study on the comparison between surface explosive and ordinary cyclones in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, DOI 10.1007/s10113-013-0461-3, online
76. **Kuo, Y.-H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991a:** Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 457–476.

77. **Kuo, Y.-H., M. A. Shapiro, and E. G. Donall, 1991b:** The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 368–384.
78. **Kuo, Y.-H., Reed RJ (1988)** Numerical simulation of an explosively deepening cyclones in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev* 116: 2081-2105.
79. **Kuo, Y.-H. and S. Low-Nam, 1990:** Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic ocean with a Regional Model. *Mon. Wea. Rev.*, 118(1), 3-25.
80. **Kurz M (1998)** Synoptic meteorology. Training guidelines of the German Meteorological Service, Deutscher Wetterdienst.
81. **Lackmann, G. M., L. F. Bosart, and D. Keyser, 1996:** Planetary- and synoptic-scale characteristics of explosive wintertime cyclogenesis over the western North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2672-2702.
82. **Lagouvardos K, Kotroni V, Defer E (2006)** Synoptic environment related to rapid cyclogenesis in the Eastern Mediterranean. *Adv Geosci* 7:115-119. doi:10.5194/adgeo-7-115-2006.
83. **Law RM (1993)** Modelling the global transport of atmospheric constituents. PhD thesis, School of Earth Sciences, The University of Melbourne.
84. **Leonard SR, Turner J, Van Der Wal A (1999)** An assessment of three automatic depression tracking schemes. *Meteorol Appl* 6:173-183. doi: 10.1017/S135048279900119X.
85. **Lim EP, Simmonds I (2002)** Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Mon Weather Rev* 130:2188-2209. doi:10.1175/1520-0493.
86. **Lim EP, Simmonds I (2007)** Southern hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979-2001. *J Clim* 20:2675-2690. doi:10.1175/JCLI4135.1.
87. **Lionello P., A.Sanna, E.Elvini, R.Mufato (2006)** A data assimilation procedure for operational prediction of storm surge in the northern Adriatic Sea *Cont. Shelf Res*, 26, 539-553
88. **Liou C. nad R.L. Elsberry, 1987:** Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1809-1824.

89. **Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD (2004)** Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. *Int J Clim* 24:1803-1816. doi:10.1002/joc.1112.
90. **Mac Donald B.C. and E.R. Reiter, 1988:** Explosive cyclogenesis over the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1568-1586.
91. **Maheras P, Flocas HA, Patricas I, Anagnostopoulou C (2001)** A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *Int J Climatol* 21:109-130. doi:10.1002/joc.599.
92. **Mailhot J. and C. Chauinord, 1989:** Numerical forecasts of explosive winter storms sensitivity experiments with a meso-a-scale model. *Mon. . Wea. Rev.*, 117, 1311-1343.
93. **Manobianco, John, 1989:** Explosive East Coast Cyclogenesis over the West-Central North Atlantic Ocean: A Composite Study Derived from ECMWF Operational Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2365–2383.
94. **Mayencon R., 1983:** Cyclone in Mediterranean-January 1982. *Mariners Weather Log*, 27 (3), 141-143.
95. **Mayencon R., 1984:** Warm core cyclones in Mediterranean. *Mariners Weather Log*, 28 (1).
96. **Millán, M., M. J. Estrela, and V. Caselles, 1995:** Torrential precipitations on the Spanish East coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36, 1–16.
97. **Mullen and D.P. Baumhefner, 1988:** The sensitivity of numerical simulations of explosive oceanic cyclogenesis to changes in physical parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2289-2329.
98. **Murray RJ, Simmonds I (1991a)** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust Meteorol Mag* 39:155-166.
99. **Murray RJ, Simmonds I (1991b)** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Aust Meteorol Mag* 39: 167-180.
100. **Musk LF (1988)** Weather Systems. Cambridge Topics in Geography Ser. Cambridge University Press, pp 160.
101. **Namias J., 1987:** Factors relating to the explosive north Atlantic cyclone of December 1986. *Weather*, 42 (10), 322-325.

102. **Nielsen NW, Sass BH (2003)** A numerical, high resolution study of the life cycle of the severe storm over Denmark on 3 December 1999. *Tellus* 55A: 338-351. doi: 10.1034/j.1600-0870.2003.00022.x.
103. **Nielsen NW, -Gammon JW (1995)** Dynamical conceptual models of upper-level mobile trough formation: comparison and application. *Tellus* 47A:705-721. doi: 10.1034/j.1600-0870.1995.00114.x.
104. **Noone D, Simmonds I (1999)** A three – dimensional spherical trajectory algorithm. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Report No.28, WMO/TD-No. 942. H. Ritchie, Ed., World Meteorological Organization, 3.26-3.27.
105. **Nuss W.A. and R.A. Anthes, 1987:** A numerical investigation of low level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2728-2743.
106. **Orlanski and Sheldon 1995.** Stages in the energetics of baroclinic systems. *Tellus*, 47A: 605–628.
107. **Palmun, E., 1951:** The aerology of extratropical disturbances. *Compendium of Meteorology*, T. F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., 599–620.
108. **Palmun, E., Newton CW (1969)** Atmospheric circulation systems. Their structure and Physical Interpretation. Academic Press, New York.
109. **Papadopoulos VP, Kontoyiannis H, Ruiz S, Zarokanellos N (2012)** Influence of atmospheric circulation on turbulent air-sea heat fluxes over the Mediterranean Sea during winter. *J Geophys Res* 117 (C03044). doi: 10.1029/2011JC007455.
110. **Pastor F, Estrela MJ, Peñarrocha D, Millán MM, (2001)** Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast: Mod-eling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1180–1195.
111. **Perrin G, Simmonds I (1995)** The origins and characteristics of cold air outbreaks over Melbourne. *Aus Meteorol Magazine*, 44: 41-59.
112. **Petterssen S., 1940:** "Weather Analysis And Forecasting", McGraw-Hill Book Company, Inc., New York and London.
113. **Petterssen S., and S.J. Smebye, 1971:** On the development of extratropical cyclones. *Quart J. Roy. Met. Soc.*, 97, 457-482.

114. **Petterssen S., (1956)** Weather Analysis and Forecasting. Mc Graw Hill BOOK Company-Second edition Volume 1: 269pp.
115. **Pinto JG, Spangehl T, Ulbrich U, Speth P (2005)** Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteor Z* 14:823-838. doi: <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2005/0068>.
116. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, 1989:** A composite diagnosis in sigma coordinates of the atmospheric energy balance during intense cyclonic activity. *Quart. J. Roy. Met Soc*, 115. 463-486.
117. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, (1985)** The northwest African depressions affecting the south Balkans. *J Climatol* 5: 643-654.
118. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA (1996)** The formation of a dynamically unstable ridge at 500hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorol Appl* 3:101-111. doi: 10.1002/met.5060030201.
119. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA, Michaelides SC (1996)** Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis. *Atmosphere-Ocean* 35: 65-91. doi: 10.1080/07055900.1997.9649585
120. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA, Michaelides SC (1999)** Upper tropospheric downstream development leading to surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorol Appl* 6:1-10. doi: 10.1017/S1350482799001218.
121. **Radinovic, 1965(b):** Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. A*, 14 391-408.
122. **Reed R. J., 1955:** A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12, 226-237.
123. **Reed R. J., and M.D. Albright, 1986:** A case study of explosive cyclogenesis in the east Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2297-2319.
124. **Rogers E, Bosart LF (1986)** An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon Wea Rev* 114: 702-718.
125. **Rogers, E., and L. F. Bosart, 1991:** A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965-996.

126. **Roebber PJ (1984)** Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon Wea Rev* 112: 1577-1589.
127. **Roebber PJ 1989a:** The role of surface heat and moisture fluxes associated with large-scale ocean current meanders in maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1676-1694.
128. **Roebber PJ 1989b:** On the statistical analysis of cyclone deepening rates. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2293-2298.
129. **Roebber PJ 1993:** A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 976-1006.
130. **Sanders F (1986)** Explosive cyclogenesis in the west-central north Atlantic Ocean, 1981-84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Mon Wea Rev* 108: 1589-1606.
131. **Sanders F and C.A. Davis, 1988:** Patterns of thickness anomaly for explosive cyclogenesis over the West-Central North Atlantic ocean. *Mon, Wea. Rev.*, 116, 2725-2730.
132. **Sanders F Gyakum JR (1980)** Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon Weather Rev* 108:1589-1606. doi:10.1175/1520-0493.
133. **Schultz DM, Vaughan G (2011)** Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92: 443-466. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3057.1>
134. **Shapiro MA, Keyser D (1990)** Fronts, Jet Streams and the Tropopause (Article in "Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume," C.W. Newton and E.O. Holopainen, editors.) *Am Meteorol Soc*, 167-191.
135. **Shay-El Y, Alpert P. 1991.** A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. *Q J R Meteorol Soc* 117: 715-747. doi:[10.1256/smsqj.50003](https://doi.org/10.1256/smsqj.50003).
136. **Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD. 2004.** Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. *Int J Climatol* 24: 1803-1816. DOI:10.1002/joc.1112.
137. **Simmonds I, Murray RJ (1999)** Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST special observing periods. *Weather Forecast* 14:878-891. doi:10.1175/1520-0434.

138. **Simmonds I, Keay K (2000)** Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate* 13: 873-885.
139. **Simmonds I, Murray RJ, Leighton RM (1999)** A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. *Aust Meteorol Mag, Special Ed* 35-49.
140. **Smith PJ, Tsou CH (1988)** Static Stability Variations during the Development of an Intense Extratropical Cyclone. *Mon Wea Rev* 116: 1245 – 1250.
141. **Schultz DM, Sanders F (2002)** Upper – Level Frontogenesis Associated with the Birth of Mobile Troughs in Northwesterly Flow . *Mon Wea Rev* 130: 2593-2610.
142. **Sortais JL, Cammas JP, Yu XD, Richard E, Rosset R (1993)** A Case Study of Coupling between Low- and Upper-Level Jet-Front Systems: Investigation of Dynamical and Diabatic Processes. *Mon Wea Rev* 121: 2239-2253.
143. **Staley DO, Gall RL (1977)** On the wavelength of maximum baroclinic instability. *J Atmos Sci* 34: 1679 1688.
144. **Strahl, J.L.S., and P.J. Smith, (2001):** A Diagnostic Study of an Explosively Developing Extratropical Cy-clone and an Associated 500 hPa Trough Merger. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2310-2328.
145. **Sutcliffe, R. C., 1939:** Cyclonic and anticyclonic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 65, 518–524.
146. **Sutcliffe, R. C., (1960)** Depression, front and air mass modification in the Mediterranean. UNESCO/WMO Seminar on Mediterranean Synoptic Meteorology. *Meteorologische Abhandlungen Band IX:* 13-143.
147. **Thorncroft CD, McIntyre ME (1993)** Two paradigms of baroclinic – wave life - cycle behaviour. *Quart J Roy Meteor Soc* 119: 17-55.
148. **Thorncroft CD, Flocas HA (1997)** A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 125: 1147–1165. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2).
149. **Thorncroft CD, Flocas HA (1997)** A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 125: 1147–1165. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2).
150. **Thorpe A.J., 1985:** Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 42, 397-406.

151. **Tibaldi S (1979)** Lee cyclogenesis and its numerical simulation, with special attention to the alpine region: a review. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* 13: 25–49, DOI: 10.1080/03091927908243759.
152. **Trigo IF, Davies TD, Bigg GR (1999)** Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J Clim* 12:1685-1696. doi:10.1175/1520-0442.
153. **Trigo IF, Bigg GR, Davies TD (2002)** Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Mon Weather Rev* 130:549-569. doi:10.1175/1520-0493.
154. **Uccellini L.W, D. Keyser, K.F. Brill and C.H. Wash, 1985:** The Presidents Day Cyclone of 18-19 Feb. 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
155. **Uccellini L.W, D. Keyser, P.J. Kosin, R.A. Petersen, C.H. Wash and K.F. Brill, 1984:** The Presidents Day cyclone of 18-19 Feb. 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet stream influencing the precyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, *Ill*, 31-55.
156. **Wallace J. and Hobbs P., 1997:** "Atmospheric Science", Academic Press.
157. **Wang, C.-C., and J.C. Rogers, 2001:** A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 129(6), 1481-1499.
158. **Wash C.H. J.E. Peak, W.E. Calland and W.A. Cook, 1988:** Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 431-451.
159. **Wash C.H. J.E. Peak, R. A. Hale, P. H. Dobos, and E. J. Wright, 1992:** Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 40–51.
160. **"Weather in the Mediterranean", 1962:** Air Ministry-Meteorological Office
161. **Weng H.Y. and A. Barcilon, 1987:** Favorable environments for explosive cyclogenesis in a modified two layer Eady model. *Tellus* , 39 A, 202-214.
162. **Weldon RB (1986)** Synoptic Scale Cloud Systems. In P.S Parke (ed.), *Satellite Imagery Interpretation for Forecasters*, Temple Hills, Md., National Weather Association. *Meteorological Monographs* 2-86,1, pp 2.A.1-35.
163. **Winston J.S., 1955:** Physical aspects of rapid cyclogenesis in the Gulf of Alaska. *Tellus* , 7, 481-500.

164. **Yau MK, Jean M (1993)** Synoptic aspects and physical processes in the rapidly intensifying cyclone of 6-8 March 1986. *Atmosphere-Ocean* 27: 59-86.
165. **Zehnder, J., and D. Keyser, 1991:** The influence of interior gradients of potential vorticity on rapid cyclogenesis. *Tellus*,43A, 198–212.
166. **Κουρουτζόγλου Ι. ,Φλόκα Ε.Α., Χατζάκη Μ. (2013)** Συνοπτική δομή και θερμοδυναμικές διεργασίες μιας περίπτωσης εκρηκτικής κυκλογένεσης στη Μεσόγειο. Τόμος στη μνήμη του Καθηγητή Α. Φλόκα, υπό έκδοση.
167. **Φλόκα Ε. Α., 1993:** "Συμβολή στη μελέτη του προβλήματος της κυκλογένεσης στο Αιγαίο Πέλαγος", Διδακτορική Διατριβή, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200 pp.
168. **Ahmadi-Givi F, Graig GC, Plant RS (2004)** The dynamics of midlatitude cyclone with very strong latent – heat release. *Q.J.R. Meteorol.Soc.* 130: 295-323.
169. **Anthes R.A., Y-H KuO and J.R. GyaKum, 1983:** Numerical simulations of a case of explosive marine cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, Ill, 1174-1188.
170. **"Applied Meteorology Course - Theory Notes", 1992:** Meteorological Office College.
171. **Bader MJ, Forbes GS, Grant JR, Liley RB, Waters AJ (1995)** Images in weather forecasting. A practical guide for interpreting satellite and radar imagery Cambridge University Press.
172. **Barras V, Simmonds I (2009)** Observation and modelling of stable water isotopes as diagnostics of rainfall dynamics over southeastern Australia. *J Geophys Reseach* 114, D23308. doi: 10.1029/2009JD012132.
173. **Barry RG, Carleton AM (2001)** Synoptic and Dynamic Climatology. Routledge, 620pp.
174. **Bassani M., 1983:** Brevi considerazioni su un ciclone a mesoscala nell' area . meciiterranea. *Rivista di Meteorologia Aeronautica*, XLIII, 4, 297-307.
175. **Billing, H., Hauff, I., and W. Tonn, 1983:** Evolution of a hurricane-like cyclone in the Mediterranean Sea. *Beitr. Phys. Atmos.*, 56, 508-510.
176. **Bjerknes, J., J. Holmboe, 1944:** ON THE THEORY OF CYCLONES. *J. Meteor.*, 1, 1–22. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1944\)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1944)001<0001:OTTOC>2.0.CO;2)
177. **Blender R, Schubert M (2000)** Cyclone Tracking in Different Spatial and Temporal Resolutions. *Mon Wea Rev* 128: 377-384. ISSN: 1520-0493.

178. **Bluestein Howard B. :** " **Synoptic - Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Observations and Theory of Weather Systems**", Volume II.
179. **Blumen W., 1979:** On short wave baroclinic instability. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1925-1933.
180. **Bosart LF (1981)** The Presidents' Day Snowstorm of 18–19 February 1979: A Subsynoptic-Scale Event. *Mon Wea Rev* 109: 1542–1566.doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1981\)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109<1542:TPDSOF>2.0.CO;2).
181. **Bosart LF, Lin SC (1984)** A diagnostic analysis of the President's day storm of February 1979. *Mon Wea Rev* 112: 2148-2177.
182. **Bottger H., M. Eckardt and U. Katergiannakis, 1975:** Forecasting extratropical storms with hurricane intensity using satellite information. *J. Appl. Met.*, 14, 1259-1265.
183. **Boyle J. S. and L.F. Bosart, 1983:** A cyclone/anticyclone couplet over N. America: an example of anticyclone evolution. *Mon. Wea. P, ev., Ill*, 1025-1045.
184. **Capaldo M, Conte M, Finizio C, Todisco G (1980)** A detailed analysis of a severe storm in the central Mediterranean: the case of the Trapani flood. *Riv Meteorol Aeronaut v.XL*, n.2-3.
185. **Chang, C. P., R. H. Johnson, and D. C. Kriete, 1982:** Thermodynamic and circulation characteristics of winter monsoon tropical mesoscale convection, *Mon. Wea. Rev.*, 110(12), 1898–1911.
186. **Charney JG (1947)** The dynamics of long waves in a baroclinic westerly current. *J Meteorol* 4: 125-162.
187. **Chen, Shou-Jun, Ying-Hwa Kuo, Pai-Zhong Zhang, Qi-Feng Bai, 1992:** Climatology of Explosive Cyclones off the East Asian Coast. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 3029–3035.
188. **Chen Wu DX, Lu J (1997)** The effect of finite amplitude bottom topography in a continuously stratified tropical ocean-the governing equations. *J. of Ocean Univ. of Qingdao* 27: 17-22.
189. **Collucci S.J., 1985:** Explosive cyclogenesis and large scale circulation changes: implications for atmospheric blocking *J. Atmos. Sri.*, 42, 2701-2717.
190. **Conte M (1985)** The meteorological "bomb" in the Mediterranean: a synoptic climatology. Report of the Steering group meeting on the Mediterranean cyclones Study Project, PSPM Report Series No.20, WMO/TD No 128, 17-31.

191. **Conte M (1986)** The meteorological “bomb” in the Mediterranean: a synoptic climatology. *Riv Meteorol Aeronaut* 46:121-130.
192. **Conte M, Piervitali E, Colacino M (1997)** The meteorological bomb in the Mediterranean. INM/WMO International symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean MMA/UIB:283-287.
193. **Danard M.B., 1964:** On the influence of released latent heat on cyclone development. /. *Appl. Met.*, 3, 27-37.
194. **Danard M.B. and G.E. Ellenton, 1980:** Physical influences on east coast cyclogenesis. *Atm. Ocean.*, 18, 65-82.
195. **Danielsen EF (1974)** The relationship between severe weather, major dust storms and rapid cyclogenesis. *Synoptic Extratropical Weather Systems*, M. Shapiro, Ed., National Centre for Atmospheric Research, 215-241.
196. **Davis CA, Emanuel KA (1988)** Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.* 116: 2649-2659.
197. **Davis CA, Emanuel KA (1991)** Potential vorticity diagnostics of cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 119: 1929-1953.
198. **Davis CA, Stoelinga MT, Kuo YH (1993)** The intergraded effect of condensation in numerical simulations of extratropical cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 121: 2309-2330.
199. **Dee DP and co-authors (2011)** The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 115: 553-597. doi:[10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828).
200. **Eady ET (1949)** Long Waves and Cyclone Waves. *Tellus* 1: 33-52. doi: 10.1111/j.2153-3490.1949.tb01265.x.
201. **Emanuel K.A., KM. Fantini and A.J. Thorpe, 1987:** Baroclinic instability in an environment of small stability to slantwise moist convection Part I: Two dimensional models. /. *Atmos. Set.*, 44, 1559-1573.
202. **Emanuel K.A., (2005)** Genesis and maintenance of "Mediterranean hurricanes". *Adv Geosci* 2: 217-220. SRef-ID: 1680-7359/adgeo/2005-2-217.

203. **Fink AH, Pohle S, Pinto JG, Knippertz P (2012)** Diagnostic the influence of diabatic processes on the explosive deepening of extratropical cyclones. *Geophys Research Letters* **39 (L07803)**.
doi:10.1029/2012GL051025.
204. **Fita LJ, Romero R, Ramis C (2006)** Intercomparison of intense cyclogenesis events over the Mediterranean basin based on baroclinic and diabatic influences. *Adv Geosci* 7: 333-342.SRef-ID:1680-7359/adgeo/2006-7-333.
205. **Flocas HA, Simmonds I, Kouroutzoglou J, Kevin K, Hatzaki M, Bricolas V, Asimakopoulos D (2010)** On cyclonic tracks over the eastern Mediterranean. *J Clim* 23:5243-5257.
doi:10.1175/2010Jcli3426.1.
206. **Fuelburg HE, Loring RO, Watson MV, Sinha MC, Pickering KE, Thomson AM, Sachse GW, Blade DR, Schoeberl MR (1996)** TRACE: A trajectory intercomparison 2. Isentropic and kinematic methods. *J Geophysical Research* 101: 23927-23939.
207. **Golding B. 1984.** A study of the structure of mid-latitude depressions in a numerical model using trajectory techniques. I: Development of ideal baroclinic waves in dry and moist atmospheres. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 110: 847–879.
208. **Gyakum JR (1983)** On the evolution of the QEII Stor. Part II: Dynamic and thermodynamic structure. *Mon Wea Rev* 111: 1156-1173.
209. **Gyakum JR and E.S. Barker, 1988:** A case study of explosive subsynoptic scale cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2225-2253.
210. **Gyakum JR, Danielson RE (2000)** Analysis of Meteorological Precursors to Ordinary and Explosive Cyclogenesis in the Western North Pacific *Mon Wea Rev* 128: 851–863.
211. **Hedley, M., and M. K. Yau, 1991:** Anelastic modeling of explosive cyclogenesis. *J. Atmos. Sci.*,48, 711–727.
212. **HMSO (1962)** Weather in the Mediterranean. Vol 1, 2nd ed, Meteorological Office.
213. **Holton J.R., 1979:** " An introduction to Dynamic Meteorology", Academic Press, New York and London.
214. **Holton J.R., (1992)** An Introduction to Dynamic Meteorology, Third Edition, Academic Press, San Diego.

215. **Homar V, Ramis C, Alonso S (2002)** A deep cyclone of African origin over the Western Mediterranean: diagnosis and numerical simulation. *Ann Geophys* 20:93-106. doi:10.5194/angeo-20-93-2002.
216. **Horvath K, Fita I, Romero R, Ivancan-Picek B, Stiperski I (2006)** Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study. *Adv Geosci* 7: 327-331. Sref-ID:1680-7359/adgeo/2006-7-327.
217. **Horvath K, Fita I, Ivančan-Picek B (2009)** A numerical analysis of a deep Mediterranean lee cyclone: sensitivity to mesoscale potential vorticity anomalies. *Meteorol Atmos Phys* 103: 161-171. doi: 10.1007/s00703-008-0324-5.
218. **Hoskins BJ, 1980:** Effect of diabatic processes on transient midlatitude waves. Workshop on diagnostics of diabatic processes. *E.C.M.W.F.* Sept.1980,85-99
219. **Hoskins BJ and I. Draghici, 1977:** The forcing of ageostrophic motion according to the semigeostrophic equations and in an isentropic coordinate model. *J. Atmos. Set.*, 34, 1859-1867.
220. **Hoskins BJ, 1978:** The role of potential vorticity in symmetric stability and instability. *Quart. J. Roy: Met. Soc.*, 100, 480-481
221. **Hoskins BJ, Berrisford P (1988)** A Potential Vorticity Perspective of the Storm of 15-16 October 1987. *Weather* 43: 122-129. doi: 10.1002/j.1477-8696.1988.tb03890.x.
222. **Hoskins BJ, McIntyre ME, Robertson AW (1985)** On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q J R Meteorol Soc* 111: 877-946. doi: 10.1002/qj.49711147002.
223. **Huo Z, Zhang DL, Gyakum JR (1999)** Interaction of Potential Vorticity Anomalies in Extratropical Cyclogenesis. Part 1: Static Piecewise Inversion. *Mon Wea Rev* 127: 2546-2562.
224. **Iribarne JV, Godson WL (1973)** Atmospheric thermodynamics. Geophysics and Astrophysics Monographs, Volume 6, 222pp.
225. **Karacostas TS, Flocas AA (1983)** The development of the “bomb” over the Mediterranean area. *La Meteorologie, Actes de la conference “eau verte”* 34:351-358.
226. **Jansa A., 1983:** Non Alpine Mediterranean cyclogenesis Algerian sea cyclogenesis.'.Symposium "Eau verte, eau bleue" Marseille.

227. **Keable M, Simmonds I, Keay K (2002)** Distribution and temporal variability of 500 hPa cyclone characteristics in the Southern Hemisphere. *International Journal of Climatology* 22: 131–150, DOI: 10.1002/joc.728.
228. **Keyser DA, Shapiro MA (1986)** A review of the Structure and Dynamics of Upper-Level Frontal Zones. *Mon Wea Rev* 114: 452-499.
229. **Keyser DA, Johnson DR (1984)** Effects of diabatic heating on the ageostrophic circulation of an upper tropospheric jet streak. *Mon Wea Rev* 112:1709-1724.
230. **Konrad C.E. and S.J. Collucci, 1988:** Synoptic climatology of 500 mb circulation changes during explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1431-1443.
231. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Simmonds I, Keay K, Hatzaki M (2011a)** Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean. *Int J Climatol* 31:1785-1802. doi:10.1002/joc.2203.
232. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Simmonds I, Keay K, Hatzaki M (2011b)** Assessing characteristics of Mediterranean explosive cyclones for different data resolution. *Theor Appl Climatol* 105:263-275. doi:10.1007/s00704-010-0390-8.
233. **Kouroutzoglou J, Flocas HA, Keay K, Simmonds I, Hatzaki M (2012)** On the vertical structure of Mediterranean explosive cyclones. *Theor Appl Climatol* 110: 155-176. doi: 10.1007/s00704-012-0620-3.
234. **Kouroutzoglou J, H.A Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, I. Simmonds, and A. Mavroudis, 2013:** Identification of the development mechanisms of an explosive cyclone in Central Mediterranean with the aid of the MSG satellite images. *First International Conference on Remote Sensing and Geoinformation 2013*, 8-10 April 2013, Paphos, Cyprus.
235. **Kouroutzoglou J, J., H.A. Flocas, M. Hatzaki, K. Keay, and I. Simmonds, 2013:** A high-resolution climatological study on the comparison between surface explosive and ordinary cyclones in the Mediterranean. *Regional Environmental Change*, DOI 10.1007/s10113-013-0461-3, online
236. **Kuo, Y.-H., R. J. Reed, and S. Low-Nam, 1991a:** Effects of surface energy fluxes during the early development and rapid intensification stages of seven explosive cyclones in the western Atlantic. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 457–476.

237. **Kuo, Y.-H., M. A. Shapiro, and E. G. Donall, 1991b:** The interaction between baroclinic and diabatic processes in a numerical simulation of a rapidly intensifying extratropical marine cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 368–384.
238. **Kuo, Y.-H., Reed RJ (1988)** Numerical simulation of an explosively deepening cyclones in the Eastern Pacific. *Mon Wea Rev* 116: 2081-2105.
239. **Kuo, Y.-H. and S. Low-Nam, 1990:** Prediction of nine explosive cyclones over the western Atlantic ocean with a Regional Model. *Mon. Wea. Rev.*, 118(1), 3-25.
240. **Kurz M (1998)** Synoptic meteorology. Training guidelines of the German Meteorological Service, Deutscher Wetterdienst.
241. **Lackmann, G. M., L. F. Bosart, and D. Keyser, 1996:** Planetary- and synoptic-scale characteristics of explosive wintertime cyclogenesis over the western North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2672-2702.
242. **Lagouvardos K, Kotroni V, Defer E (2006)** Synoptic environment related to rapid cyclogenesis in the Eastern Mediterranean. *Adv Geosci* 7:115-119. doi:10.5194/adgeo-7-115-2006.
243. **Law RM (1993)** Modelling the global transport of atmospheric constituents. PhD thesis, School of Earth Sciences, The University of Melbourne.
244. **Leonard SR, Turner J, Van Der Wal A (1999)** An assessment of three automatic depression tracking schemes. *Meteorol Appl* 6:173-183. doi: 10.1017/S135048279900119X.
245. **Lim EP, Simmonds I (2002)** Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. *Mon Weather Rev* 130:2188-2209. doi:10.1175/1520-0493.
246. **Lim EP, Simmonds I (2007)** Southern hemisphere winter extratropical cyclone characteristics and vertical organization observed with the ERA-40 data in 1979-2001. *J Clim* 20:2675-2690. doi:10.1175/JCLI4135.1.
247. **Lionello P., A.Sanna, E.Elvini, R.Mufato (2006)** A data assimilation procedure for operational prediction of storm surge in the northern Adriatic Sea *Cont. Shelf Res*, 26, 539-553
248. **Liou C. nad R.L. Elsberry, 1987:** Heat budgets of analyses and forecasts of an explosively deepening maritime cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1809-1824.

249. **Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD (2004)** Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. *Int J Clim* 24:1803-1816. doi:10.1002/joc.1112.
250. **Mac Donald B.C. and E.R. Reiter, 1988:** Explosive cyclogenesis over the Eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1568-1586.
251. **Maheras P, Flocas HA, Patricas I, Anagnostopoulou C (2001)** A 40 year objective climatology of surface cyclones in the Mediterranean region: spatial and temporal distribution. *Int J Climatol* 21:109-130. doi:10.1002/joc.599.
252. **Mailhot J. and C. Chauinord, 1989:** Numerical forecasts of explosive winter storms sensitivity experiments with a meso-a-scale model. *Mon. . Wea. Rev.*, 117, 1311-1343.
253. **Manobianco, John, 1989:** Explosive East Coast Cyclogenesis over the West-Central North Atlantic Ocean: A Composite Study Derived from ECMWF Operational Analyses. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2365–2383.
254. **Mayencon R., 1983:** Cyclone in Mediterranean-January 1982. *Mariners Weather Log*, 27 (3), 141-143.
255. **Mayencon R., 1984:** Warm core cyclones in Mediterranean. *Mariners Weather Log*, 28 (1).
256. **Millán, M., M. J. Estrela, and V. Caselles, 1995:** Torrential precipitations on the Spanish East coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmos. Res.*, 36, 1–16.
257. **Mullen and D.P. Baumhefner, 1988:** The sensitivity of numerical simulations of explosive oceanic cyclogenesis to changes in physical parameterizations. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2289-2329.
258. **Murray RJ, Simmonds I (1991a)** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: Development and operation of the scheme. *Aust Meteorol Mag* 39:155-166.
259. **Murray RJ, Simmonds I (1991b)** A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part II: Application to January and July general circulation model simulations. *Aust Meteorol Mag* 39: 167-180.
260. **Musk LF (1988)** Weather Systems. Cambridge Topics in Geography Ser. Cambridge University Press, pp 160.
261. **Namias J., 1987:** Factors relating to the explosive north Atlantic cyclone of December 1986. *Weather*, 42 (10), 322-325.

262. **Nielsen NW, Sass BH (2003)** A numerical, high resolution study of the life cycle of the severe storm over Denmark on 3 December 1999. *Tellus* 55A: 338-351. doi: 10.1034/j.1600-0870.2003.00022.x.
263. **Nielsen NW, -Gammon JW (1995)** Dynamical conceptual models of upper-level mobile trough formation: comparison and application. *Tellus* 47A:705-721. doi: 10.1034/j.1600-0870.1995.00114.x.
264. **Noone D, Simmonds I (1999)** A three – dimensional spherical trajectory algorithm. Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling, Report No.28, WMO/TD-No. 942. H. Ritchie, Ed., World Meteorological Organization, 3.26-3.27.
265. **Nuss W.A. and R.A. Anthes, 1987:** A numerical investigation of low level processes in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 2728-2743.
266. **Orlanski and Sheldon 1995.** Stages in the energetics of baroclinic systems. *Tellus*, 47A: 605–628.
267. **Palmun, E., 1951:** The aerology of extratropical disturbances. *Compendium of Meteorology*, T. F. Malone, Ed., Amer. Meteor. Soc., 599–620.
268. **Palmun, E., Newton CW (1969)** Atmospheric circulation systems. Their structure and Physical Interpretation. Academic Press, New York.
269. **Papadopoulos VP, Kontoyiannis H, Ruiz S, Zarokanellos N (2012)** Influence of atmospheric circulation on turbulent air-sea heat fluxes over the Mediterranean Sea during winter. *J Geophys Res* 117 (C03044). doi: 10.1029/2011JC007455.
270. **Pastor F, Estrela MJ, Peñarrocha D, Millán MM, (2001)** Torrential rains on the Spanish Mediterranean coast: Mod-eling the effects of the sea surface temperature. *J. Appl. Meteor.*, 40, 1180–1195.
271. **Perrin G, Simmonds I (1995)** The origins and characteristics of cold air outbreaks over Melbourne. *Aus Meteorol Magazine*, 44: 41-59.
272. **Petterssen S., 1940:** "Weather Analysis And Forecasting", McGraw-Hill Book Company, Inc., New York and London.
273. **Petterssen S., and S.J. Smebye, 1971:** On the development of extratropical cyclones. *Quart J. Roy. Met. Soc.*, 97, 457-482.

274. **Pettersen S., (1956)** Weather Analysis and Forecasting. Mc Graw Hill BOOK Company-Second edition Volume 1: 269pp.
275. **Pinto JG, Spangehl T, Ulbrich U, Speth P (2005)** Sensitivities of a cyclone detection and tracking algorithm: individual tracks and climatology. *Meteor Z* 14:823-838. doi: <http://dx.doi.org/10.1127/0941-2948/2005/0068>.
276. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, 1989:** A composite diagnosis in sigma coordinates of the atmospheric energy balance during intense cyclonic activity. *Quart. J. Roy. Met Soc*, 115. 463-486.
277. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, (1985)** The northwest African depressions affecting the south Balkans. *J Climatol* 5: 643-654.
278. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA (1996)** The formation of a dynamically unstable ridge at 500hPa as a precursor of surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorol Appl* 3:101-111. doi: 10.1002/met.5060030201.
279. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA, Michaelides SC (1996)** Absolute Vorticity Advection and Potential Vorticity of the Free Troposphere as Synthetic Tools for the Diagnosis and Forecasting of Cyclogenesis. *Atmosphere-Ocean* 35: 65-91. doi: 10.1080/07055900.1997.9649585
280. **Prezerakos N. G. and S.C. Michaelides, Flocas HA, Michaelides SC (1999)** Upper tropospheric downstream development leading to surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorol Appl* 6:1-10. doi: 10.1017/S1350482799001218.
281. **Radinovic, 1965(b):** Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. A*, 14 391-408.
282. **Reed R. J., 1955:** A study of a characteristic type of upper level frontogenesis. *J. Meteor.*, 12, 226-237.
283. **Reed R. J., and M.D. Albright, 1986:** A case study of explosive cyclogenesis in the east Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2297-2319.
284. **Rogers E, Bosart LF (1986)** An investigation of explosively deepening oceanic cyclones. *Mon Wea Rev* 114: 702-718.
285. **Rogers, E., and L. F. Bosart, 1991:** A diagnostic study of two intense oceanic cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965-996.

286. **Roebber PJ (1984)** Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones. *Mon Wea Rev* 112: 1577-1589.
287. **Roebber PJ 1989a:** The role of surface heat and moisture fluxes associated with large-scale ocean current meanders in maritime cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1676-1694.
288. **Roebber PJ 1989b:** On the statistical analysis of cyclone deepening rates. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2293-2298.
289. **Roebber PJ 1993:** A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 121, 976-1006.
290. **Sanders F (1986)** Explosive cyclogenesis in the west-central north Atlantic Ocean, 1981-84. Part I: Composite structure and mean behavior. *Mon Wea Rev* 108: 1589-1606.
291. **Sanders F and C.A. Davis, 1988:** Patterns of thickness anomaly for explosive cyclogenesis over the West-Central North Atlantic ocean. *Mon, Wea. Rev.*, 116, 2725-2730.
292. **Sanders F Gyakum JR (1980)** Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb". *Mon Weather Rev* 108:1589-1606. doi:10.1175/1520-0493.
293. **Schultz DM, Vaughan G (2011)** Occluded fronts and the occlusion process: A fresh look at conventional wisdom. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92: 443-466. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS3057.1>
294. **Shapiro MA, Keyser D (1990)** Fronts, Jet Streams and the Tropopause (Article in "Extratropical Cyclones, The Erik Palmén Memorial Volume," C.W. Newton and E.O. Holopainen, editors.) *Am Meteorol Soc*, 167-191.
295. **Shay-El Y, Alpert P. 1991.** A diagnostic study of winter diabatic heating in the Mediterranean in relation to cyclones. *Q J R Meteorol Soc* 117: 715-747. doi:[10.1256/smsqj.50003](https://doi.org/10.1256/smsqj.50003).
296. **Lolis CJ, Bartzokas A, Katsoulis BD. 2004.** Relation between sensible and latent heat fluxes in the Mediterranean and precipitation in the Greek area during winter. *Int J Climatol* 24: 1803-1816. DOI:10.1002/joc.1112.
297. **Simmonds I, Murray RJ (1999)** Southern extratropical cyclone behavior in ECMWF analyses during the FROST special observing periods. *Weather Forecast* 14:878-891. doi:10.1175/1520-0434.

298. **Simmonds I, Keay K (2000)** Mean Southern Hemisphere Extratropical Cyclone Behavior in the 40-Year NCEP–NCAR Reanalysis. *J. Climate* 13: 873-885.
299. **Simmonds I, Murray RJ, Leighton RM (1999)** A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. *Aust Meteorol Mag, Special Ed* 35-49.
300. **Smith PJ, Tsou CH (1988)** Static Stability Variations during the Development of an Intense Extratropical Cyclone. *Mon Wea Rev* 116: 1245 – 1250.
301. **Schultz DM, Sanders F (2002)** Upper – Level Frontogenesis Associated with the Birth of Mobile Troughs in Northwesterly Flow . *Mon Wea Rev* 130: 2593-2610.
302. **Sortais JL, Cammas JP, Yu XD, Richard E, Rosset R (1993)** A Case Study of Coupling between Low- and Upper-Level Jet-Front Systems: Investigation of Dynamical and Diabatic Processes. *Mon Wea Rev* 121: 2239-2253.
303. **Staley DO, Gall RL (1977)** On the wavelength of maximum baroclinic instability. *J Atmos Sci* 34: 1679 1688.
304. **Strahl, J.L.S., and P.J. Smith, (2001):** A Diagnostic Study of an Explosively Developing Extratropical Cy-clone and an Associated 500 hPa Trough Merger. *Mon. Wea. Rev.*, 129, 2310-2328.
305. **Sutcliffe, R. C., 1939:** Cyclonic and anticyclonic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 65, 518–524.
306. **Sutcliffe, R. C., (1960)** Depression, front and air mass modification in the Mediterranean. UNESCO/WMO Seminar on Mediterranean Synoptic Meteorology. *Meteorologische Abhandlungen Band IX:* 13-143.
307. **Thorncroft CD, McIntyre ME (1993)** Two paradigms of baroclinic – wave life - cycle behaviour. *Quart J Roy Meteor Soc* 119: 17-55.
308. **Thorncroft CD, Flocas HA (1997)** A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 125: 1147–1165. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2).
309. **Thorncroft CD, Flocas HA (1997)** A Case Study of Saharan Cyclogenesis. *Mon Wea Rev* 125: 1147–1165. doi:[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1997\)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1997)125<1147:ACSOSC>2.0.CO;2).
310. **Thorpe A.J., 1985:** Diagnosis of balanced vortex structure using potential vorticity. *J. Atmos. Sci.*, 42, 397-406.

311. **Tibaldi S (1979)** Lee cyclogenesis and its numerical simulation, with special attention to the alpine region: a review. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics* 13: 25–49, DOI: 10.1080/03091927908243759.
312. **Trigo IF, Davies TD, Bigg GR (1999)** Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *J Clim* 12:1685-1696. doi:10.1175/1520-0442.
313. **Trigo IF, Bigg GR, Davies TD (2002)** Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean. *Mon Weather Rev* 130:549-569. doi:10.1175/1520-0493.
314. **Uccellini L.W, D. Keyser, K.F. Brill and C.H. Wash, 1985:** The Presidents Day Cyclone of 18-19 Feb. 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding in rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
315. **Uccellini L.W, D. Keyser, P.J. Kosin, R.A. Petersen, C.H. Wash and K.F. Brill, 1984:** The Presidents Day cyclone of 18-19 Feb. 1979: Synoptic overview and analysis of the subtropical jet stream influencing the precyclogenetic period. *Mon. Wea. Rev.*, *Ill*, 31-55.
316. **Wallace J. and Hobbs P., 1997:** "Atmospheric Science", Academic Press.
317. **Wang, C.-C., and J.C. Rogers, 2001:** A composite study of explosive cyclogenesis in different sectors of the North Atlantic. Part I: Cyclone structure and evolution. *Monthly Weather Review*, 129(6), 1481-1499.
318. **Wash C.H. J.E. Peak, W.E. Calland and W.A. Cook, 1988:** Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 431-451.
319. **Wash C.H. J.E. Peak, R. A. Hale, P. H. Dobos, and E. J. Wright, 1992:** Study of explosive and nonexplosive cyclogenesis during FGGE. *Mon. Wea. Rev.*, 120, 40–51.
320. **"Weather in the Mediterranean", 1962:** Air Ministry-Meteorological Office
321. **Weng H.Y. and A. Barcilon, 1987:** Favorable environments for explosive cyclogenesis in a modified two layer Eady model. *Tellus* , 39 A, 202-214.
322. **Weldon RB (1986)** Synoptic Scale Cloud Systems. In P.S Parke (ed.), *Satellite Imagery Interpretation for Forecasters*, Temple Hills, Md., National Weather Association. *Meteorological Monographs* 2-86,1, pp 2.A.1-35.
323. **Winston J.S., 1955:** Physical aspects of rapid cyclogenesis in the Gulf of Alaska. *Tellus* , 7, 481-500.

324. **Yau MK, Jean M (1993)** Synoptic aspects and physical processes in the rapidly intensifying cyclone of 6-8 March 1986. *Atmosphere-Ocean* 27: 59-86.
325. **Zehnder, J., and D. Keyser, 1991:** The influence of interior gradients of potential vorticity on rapid cyclogenesis. *Tellus*,43A, 198–212.