



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ
UNIVERSITY OF WESTERN MACEDONIA

ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

**ΕΜΦΑΝΙΣΗ ΤΥΦΩΝΩΝ ΣΤΟΝ ΕΛΛΑΔΙΚΟ ΧΩΡΟ: Η
ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΤΟΥ ΤΥΦΩΝΑ ΖΟΡΜΠΑ**

ΤΥΡΠΕΝΟΥ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΣ

ΑΕΜ: 1585

ΕΠΙΒΛΕΠΟΥΣΑ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: ΡΑΦΑΕΛΛΑ – ΕΛΕΝΗ ΣΩΤΗΡΟΠΟΥΛΟΥ

ΚΟΖΑΝΗ, ΙΟΥΛΙΟΣ 2021

Περίληψη

Μια από τις σημαντικότερες συνέπειες της κλιματικής αλλαγής είναι η αυξανόμενη συχνότητα εμφάνισης και έντασης καιρικών φαινομένων που ήταν γνωστά, αλλά σπάνια. Χαρακτηριστική είναι η σημαντική αύξηση στην γένεση κυκλώνων και τυφώνων τόσο στο Βόρειο όσο και στο Νότιο ημισφαίριο. Αντίστοιχα φαινόμενα παρατηρούνται και στην Μεσόγειο, όπου η πιθανότητα κυκλογένεσης υπήρχε ανέκαθεν, ωστόσο τα τελευταία 15-20 χρόνια έχει ενταθεί. Ιδιαίτερα οι τελευταίες κυκλογενέσεις στην περιοχή έχουν οδηγήσει σε σχηματισμό κυκλώνων με τροπικά χαρακτηριστικά, ο οποίοι δημιουργούνται στην θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Λιβύης και κινούνται ανατολικά. Το αποτύπωμά τους στις πληττόμενες περιοχές είναι εμφανές καθώς προξενούν ακραίες βροχοπτώσεις και πλημμύρες, σοβαρές ζημιές σε κτίρια, δρόμους και καλλιέργειες ενώ είναι υπεύθυνοι για απώλειες ανθρώπινων ζωών και τραυματισμών. Η παρούσα εργασία εξετάζει βιβλιογραφικά την διαδικασία γένεσης των κυκλώνων, τα χαρακτηριστικά αυτών καθώς και την πορεία τους κατά την διάρκεια ζωής τους, εστιάζοντας έπειτα στην κυκλογένεση στην περιοχή της Μεσογείου, λόγω της αυξανόμενης συχνότητας εμφάνισης στην περιοχή αυτή, αλλά και της μεγάλης σημασίας για τον Ελλαδικό χώρο. Στο πλαίσιο αυτό, πραγματοποιείται προσομοίωση του πιο πρόσφατου και καταστροφικού τυφώνα που έπληξε την Ελλάδα, του τυφώνα Ζορμπά με το προγνωστικό μοντέλο μέσης κλίμακας WRF και πραγματοποιείται σύγκριση των αποτελεσμάτων του μοντέλου με πραγματικά δεδομένα ώστε να εκλεχθεί η ακρίβεια των προβλέψεων και να γίνουν οι απαραίτητες βελτιώσεις στις παραμετροποιήσεις του λογισμικού. Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης παρουσιάζουν πολύ καλή σύγκλιση με τα πραγματικά δεδομένα, και αποτυπώνουν με ορθότητα την δημιουργία, την πορεία αλλά και την ένταση του φαινομένου.

Λέξεις Κλειδιά: Μεσογειακοί κυκλώνες, κυκλογένεση, Ζορμπάς, WRF

Abstract

One of the most important consequences of climate change is the increasing incidence and intensity of weather events that were known but were very rare. Characteristic is the significant increase in the generation of cyclones and hurricanes in both the Northern and Southern Hemispheres. Similar phenomena are observed in the Mediterranean, where the possibility of cyclogenesis was very low, however in the last 15-20 years it has been intensified. Particularly recent cyclogenesis in the region has led to the formation of cyclones with tropical characteristics, which are formed in the sea area between Italy and Libya and move eastwards. Their footprint in the affected areas is evident as they cause extreme rainfall and floods, severe damage to buildings, roads and crops while is responsible for loss of human lives and injuries. The present work performs a literature review of the process of cyclogenesis, their characteristics as well as their course during their life. Particular emphasis is given on cyclogenesis in the Mediterranean region, due to the increasing frequency of occurrence of the phenomena in this region and the significance for the Greek region. In this context, the most recent and catastrophic hurricane that hit Greece, Hurricane Zorba, is simulated with the WRF mid-range forecasting model and a comparison of the model results with observations is performed in order to identify the accuracy of the forecasts and make the necessary improvements. in the software configurations. The results of the simulation present a very good convergence with observations, and the modelling setup selected accurately captures the creation, the course and the intensity of the phenomenon.

Keywords: Mediterranean cyclones, cyclogenesis, Zorbas, WRF

Ευχαριστίες

Στο σημείο αυτό, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλους όσους ήταν δίπλα μου στο σύνολο των φοιτητικών μου χρόνων. Πρωτίστως, την οικογένεια μου που μου πρόσφερε όλα τα απαραίτητα για να ολοκληρώσω τις σπουδές μου, έπειτα τους φίλους που περάσαμε όλα τα καλά αλλά και τα άσχημα όλα αυτά τα χρόνια και φυσικά την επιβλέπουσα καθηγήτρια μου, κυρία Ραφαέλλα – Ελένη Σωτηροπούλου, που με βοήθησε στην ολοκλήρωση της διπλωματικής μου εργασίας.

Περιεχόμενα

Περίληψη	3
Abstract.....	4
Ευχαριστίες.....	5
Περιεχόμενα	7
1. Εισαγωγή.....	9
2. Τυφώνες: Ανατομία, στάδια δημιουργίας	11
2.1 Τροπικά συστήματα.....	11
2.2 Η ανατομία ενός κυκλώνα	14
2.3 Σχηματισμός και εξασθένηση κυκλώνα.....	19
2.3.1 Τα στάδια σχηματισμού.....	28
3. Medicanes: Οι τυφώνες της Μεσογείου	47
3.1 Κυκλογένεση στην Μεσόγειο	48
3.1.1 Βαροκλιτικές διεργασίες	51
3.2 Τύποι εκρηκτικής κυκλογένεσης στην Μεσόγειο	53
3.2.1 Εκρηκτική Κυκλογένεση τύπου KF (Karacostas & Flocas 1983)	53
3.2.2 Εκρηκτική Κυκλογένεση τύπου CC (Capaldo et al. 1980)	54
3.3 Παλαιότεροι Medicanes	55
4. Μεθοδολογία Έρευνας	61
4.1 Λογισμικό προσομοίωσης	61
5. Αποτελέσματα	72
5.1 Θερμοκρασία επιφανείας.....	72
5.2 Πίεση επιφανείας	77
5.3 Οριζόντια και κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου.....	80
6. Συμπεράσματα.....	88
Βιβλιογραφία	90

1. Εισαγωγή

Η κλιματική αλλαγή έχει εν γένει εντείνει παγκοσμίως την εμφάνιση καιρικών φαινομένων που κατ' εξοχήν ήταν ιδιαίτερα σπάνια σε διάφορες περιοχές του πλανήτη. Μια τέτοια περιοχή αποτελεί η Μεσόγειος όπου εν γένει η εμφάνιση κυκλώνων που παρουσιάζουν τροπικά χαρακτηριστικά είναι μεν πιθανή αλλά εξαιρετικά σπάνια. Χαρακτηριστικό της μεταστροφής αυτής της σπανιότητας είναι η εμφάνιση δύο τέτοιων φαινομένων, με ιδιαίτερη ένταση, την τελευταία πενταετία. Τα φαινόμενα αυτά γεννούνται στην κεντρική και νοτιά περιοχή της Μεσογείου συνήθως (μεταξύ Σικελίας και Λιβύης), ως αποτέλεσμα των ιδιαίτερων καιρικών συνθηκών της περιοχής (υψηλές θερμοκρασίες εδάφους, σημαντική διαφορά βαρομετρικού που επιτρέπει την δημιουργία κατάλληλων ανέμων κ.α.). Οι δύο τελευταίες εμφανίσεις, γεννήθηκαν στην περιοχή αυτή και μετακινήθηκαν ανατολικά όπου έφτασαν στην ηπειρωτική και νησιωτική Ελλάδα προξενώντας πλήθος ζημιών και καταστροφών σε δίκτυα και περιουσίες ενώ υπήρξαν απώλειες ζωής και τραυματισμοί.

Η πρόβλεψη των φαινομένων αυτών, αλλά και η προσομοίωση τους με στόχο την ανάλυση των καιρικών και ατμοσφαιρικών συνθηκών είναι ιδιαίτερα σημαντική. Στόχος της παρούσας εργασίας είναι η προσομοίωση της γέννησης και διαδρομής μέχρι την εξασθένιση του κυκλώνα Ζορμπά, που αποτελεί μια περίπτωση ισχυρής κυκλογένεσης στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Η διαταραχή δημιουργήθηκε στον θαλάσσιο χώρο μεταξύ Ιταλίας και Λιβύης και κινήθηκε ανατολικά προς την Ελλάδα, ενώ κατά το διάστημα της πορείας του και μέχρι την στιγμή που βρέθηκε στον ελλαδικό χώρο εμφάνισε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Η δημιουργία του εξεταζόμενου συστήματος στην περιοχή που αναφέρθηκε έλαβε χώρα τις πρώτες ώρες της 27/9/2018. Η αρχική μετατόπιση του είχε βορειοδυτική κατεύθυνση προς τις νότιες ιταλικές ακτές, ενώ άλλαξε κατόπιν πορεία μετακινούμενο προς την κεντρική-δυτική Ελλάδα. Το χρονικό διάστημα που το σύστημα εμφάνισε τροπικά χαρακτηριστικά ήταν μεταξύ των πρώτων ωρών της 28/09/2018 και των πρώτων ωρών της 29/09/2018. Κατόπιν αυτών, το σύστημα μετέβη πάνω από την ξηρά στην νοτιοδυτική Πελοπόννησο όπου και παρουσίασε σημαντική εξασθένιση.

2. Τυφώνες: Ανατομία, στάδια δημιουργίας

Τον Αύγουστο του 2005, ο τυφώνας Κατρίνα εξαπέλυσε την καταστροφική οργή του στις ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών στον κόλπο του Μεξικό, με συνεχείς ανέμους ταχύτητας 127 μιλίων / ώρα και κύματα νερού με ύψος πάνω από 20 πόδια. Η καταιγίδα κόστισε περισσότερες από 1500 ζωές, προκάλεσε ζημιές σε ακίνητα άνω των 200 δισεκατομμυρίων δολαρίων και εκτόπισε πάνω από ένα εκατομμύριο ανθρώπους από τα σπίτια τους - μια ανθρωπιστική κρίση σε κλίμακα που είχε να φανεί μέχρι τότε στις Ηνωμένες Πολιτείες από την εποχή της Μεγάλης Ύφεσης.

Οι τυφώνες, όπως ο Κατρίνα, γεννιούνται πάνω από τροπικά νερά. Εκεί, το ζεστό νερό και η πλούσια παροχή υδρατμών παρέχουν επαρκή ενέργεια για την εξέλιξη του τυφώνα σε μια άγρια καταιγίδα, ικανή να δημιουργήσει τεράστια κύματα, δυνατή βροχή και ισχυρούς ανέμους. Για να κατανοηθεί καλύτερα το πώς οι τυφώνες και άλλα τροπικά συστήματα μπορούν να παράγουν τόσο ακραίες καιρικές συνθήκες, πρέπει να υπάρξει εστίαση στις τροπικές περιοχές, τη γενέτειρα του τυφώνα.

2.1 Τροπικά συστήματα

Στην ευρεία ζώνη που είναι γνωστή ως τροπικός - τη περιοχή μεταξύ $23\frac{1}{2}^{\circ}$ βόρεια και νότια του ισημερινού - ο καιρός είναι πολύ διαφορετικός από αυτόν των μεσαίων γεωγραφικών πλατών. Στις τροπικές περιοχές, ο ήλιος το μεσημέρι είναι πάντα ψηλά στον ουρανό και έτσι οι ημερήσιες και εποχικές αλλαγές στη θερμοκρασία είναι μικρές. Η καθημερινή θέρμανση της επιφάνειας και η υψηλή υγρασία ευνοούν την ανάπτυξη κορεσμένων νεφών και καταιγίδων μετά από το βράδυ. Οι περισσότερες από αυτές είναι μεμονωμένες καταιγίδες και δεν είναι σοβαρές από άποψη κινδύνου.

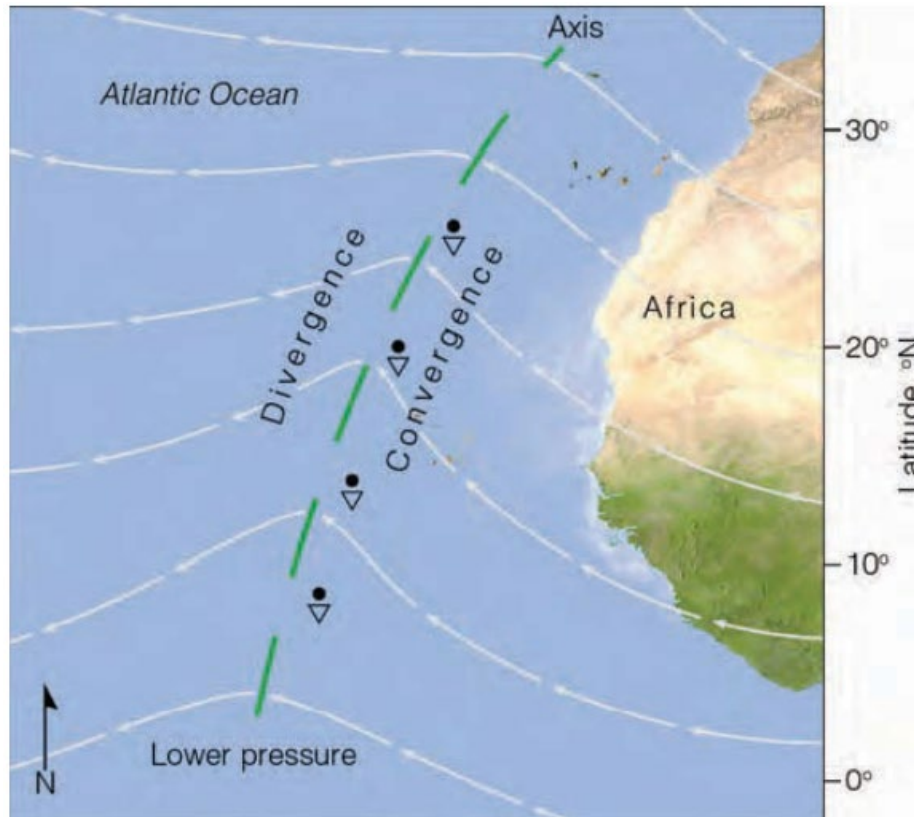
Μερικές φορές, ωστόσο, αυτές οι καταιγίδες ομαδοποιούνται σε χαλαρά οργανωμένα συστήματα που ονομάζονται *non-squallclusters*. Σε άλλες περιπτώσεις, οι καταιγίδες θα ευθυγραμμιστούν σε μια σειρά δυναμικών κυψελών που είναι γνωστά ως ένα τροπικά *squallclusters*, ή μια γραμμή *squall*. Το πέρασμα μιας γραμμής *squall* γίνεται αντιληπτό συνήθως από μια ξαφνική ριπή αέρα που ακολουθείται αμέσως από μια δυνατή βροχόπτωση που μπορεί να προκαλέσει περισσότερο από μία ίντσα βροχόπτωσης σε 30 λεπτά περίπου. Στη

συνέχεια, ακολουθείται από αρκετές ώρες βροχοπτώσεων σταθερού ρυθμού αλλά μικρότερης έντασης.

Καθώς οι τροπικές περιοχές είναι ιδιαίτερα θερμές όλο το έτος, ο καιρός δεν χαρακτηρίζεται από τέσσερις εποχές οι οποίες, ως επί το πλείστον, καθορίζονται από τις διακυμάνσεις της θερμοκρασίας. Αντίθετα, οι περισσότερες τροπικές περιοχές χαρακτηρίζονται από εποχιακές διαφορές στον υετό. Οι έντονες νεφώσεις και βροχοπτώσεις λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια της περιόδου υψηλής ηλιοφάνειας, όταν η ζώνη διατροπικής σύγκλισης κινείται εντός της περιοχής. Ακόμη και κατά τη διάρκεια της ξηρασίας, η βροχόπτωση μπορεί να είναι ακανόνιστη, καθώς περιόδοι έντονης βροχής, που διαρκούν αρκετές ημέρες, μπορεί να ακολουθήσουν μια ακραία ξηρή περίοδο.

Οι άνεμοι στις τροπικές περιοχές φυσούν γενικά από τα ανατολικά, βορειοανατολικά ή νοτιοανατολικά. Επειδή η διακύμανση της πίεσης στο επίπεδο της θάλασσας είναι συνήθως αρκετά μικρή, η σχεδίαση ισοβαρών σε έναν χάρτη καιρού παρέχει ελάχιστες χρήσιμες πληροφορίες.

Αντί για ισοβαρείς καμπύλες, σχεδιάζονται ροϊκές γραμμές που απεικονίζουν τη ροή του ανέμου. Οι ροϊκές γραμμές είναι χρήσιμες επειδή δείχνουν πού συγκλίνει και αποκλίνει ο επιφανειακός αέρας. Περιστασιακά, τα ρεύματα θα διαταραχθούν από μια ασθενή κοιλότητα χαμηλής πίεσης που ονομάζεται τροπικό κύμα ή ανατολικό κύμα, επειδή τείνει να κινείται από ανατολικά προς δυτικά (Εικ. 1).



Εικόνα 1 Ένα τροπικό κύμα (που ονομάζεται επίσης ανατολικό κύμα) που κινείται κοντά στις ακτές της Αφρικής στον Ατλαντικό. Το κύμα εμφανίζεται με την κάμψη των ροϊκών γραμμών που δείχνουν τα μοτίβα ροής ανέμου. (Η έντονη διακεκομμένη πράσινη γραμμή είναι ο άξονας της κοιλότητας.) Το κύμα κινείται αργά προς τα δυτικά, μεταφέροντας ήπιο καιρό στη δυτική του πλευρά και έντονες βροχοπτώσεις στην ανατολική του πλευρά (Emanuel, 2005)

Στην εικ. 1 μπορεί να παρατηρηθεί ότι, στη δυτική πλευρά της κοιλότητας (έντονη διακεκομμένη πράσινη γραμμή), όπου οι άνεμοι της ανατολικής και βορειοανατολικής επιφάνειας αποκλίνουν, ο βυθιζόμενος αέρας παράγει γενικά ήπιο καιρό. Στην ανατολική πλευρά του, συγκλίνουν νοτιοανατολικά επιφανειακοί άνεμοι. Ο συγκλίνων αέρας ανεβαίνει, κρυώνει και συχνά συμπυκνώνεται σε βροχοπτώσεις και καταιγίδες. Κατά συνέπεια, η κύρια περιοχή βροχόπτωσης σχηματίζεται πίσω από τη κοιλότητα. Περιστασιακά, ένα ανατολικό κύμα θα ενταθεί και θα εξελιχθεί σε έναν τυφώνα.

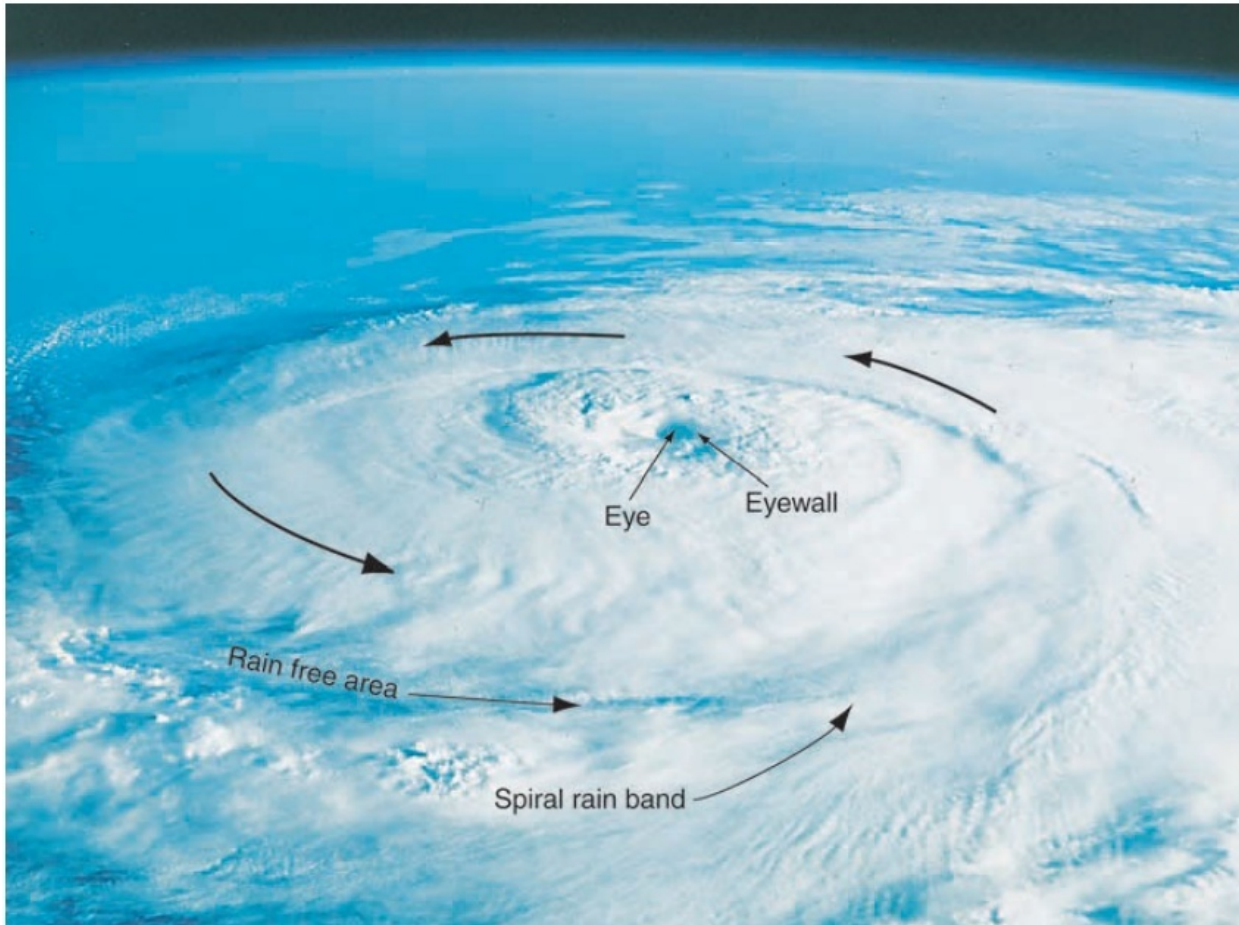
2.2 Η ανατομία ενός κυκλώνα

Ένας τυφώνας είναι μια έντονη καταιγίδα τροπικής προέλευσης, με ισχυρούς ανέμους που ξεπερνούν τα 74 μίλια / ώρα (64 κόμβοι), η οποία σχηματίζεται πάνω από το θερμό Βόρειο Ατλαντικό και τον Βορειοανατολικό Ειρηνικό Ωκεανό. Ο ίδιος τύπος καταιγίδας έχει διαφορετικά ονόματα σε διαφορετικές περιοχές του κόσμου. Στο δυτικό Βόρειο Ειρηνικό, ονομάζεται τυφώνας, στην Ινδία κυκλώνας και στην Αυστραλία τροπικός κυκλώνας. Με διεθνή συμφωνία, ο τροπικός κυκλώνας είναι ο γενικός όρος για όλες τις καταιγίδες τύπου τυφώνα που προέρχονται από τροπικά νερά. Για απλότητα, στην συνέχεια της εργασίας όλα αυτά τα φαινόμενα αναφέρονται ως τυφώνες¹.

Η εικόνα 2 παρουσιάζει μια φωτογραφία του τυφώνα Elena όταν βρισκόταν πάνω από τον κόλπο του Μεξικό. Η καταιγίδα είχε διάμετρο περίπου 300 μίλια (500 km), που είναι περίπου ο μέσος όρος για τους τυφώνες. Η περιοχή χαμηλής νέφωσης στο κέντρο είναι το μάτι της. Το μάτι του τυφώνα Elena είχε πλάτος σχεδόν 40 μίλια. Μέσα στο μάτι, οι άνεμοι είναι ασθενείς και οι νεφώσεις ελάχιστες ή και ανύπαρκτες. Η επιφανειακή πίεση του αέρα είναι πολύ χαμηλή, σχεδόν 955 mb (28,20 in.)². Παρατηρείται ότι τα σύννεφα ευθυγραμμίζονται σε σπειροειδείς ζώνες (που ονομάζονται σπειροειδείς ζώνες βροχής) που στροβιλίζονται προς το κέντρο της καταιγίδας, και «τυλίγονται» γύρω από το μάτι. Οι επιφανειακοί άνεμοι αυξάνουν σε ταχύτητα καθώς φυσούν αριστερόστροφα και προς τα μέσα προς αυτό το κέντρο. Στο Νότιο Ημισφαίριο, οι άνεμοι φυσούν δεξιόστροφα γύρω από το κέντρο.

¹ Η λέξη κυκλώνας (hurricane) προέρχεται από τη γλώσσα Ταϊνο της Κεντρικής Αμερικής. Η κυριολεκτική μετάφραση της λέξης *hurucan* στα Ταϊνο είναι «θεός του κακού». Η λέξη τυφώνας (typhoon) προέρχεται από την κινεζική λέξη *taifung*, που σημαίνει «μεγάλος άνεμος».

² Μια ακραία χαμηλή πίεση 870 mb (25,70 ίντσες) καταγράφηκε στο τυφώνα Tip πάνω από τον τροπικό ειρηνικό Ωκεανό τον Οκτώβριο του 1979 και ο τυφώνας Wilma είχε ένταση πίεσης 882 mb (26,04 in.) πάνω από τον Κόλπο του Μεξικό τον Οκτώβριο του 2005.



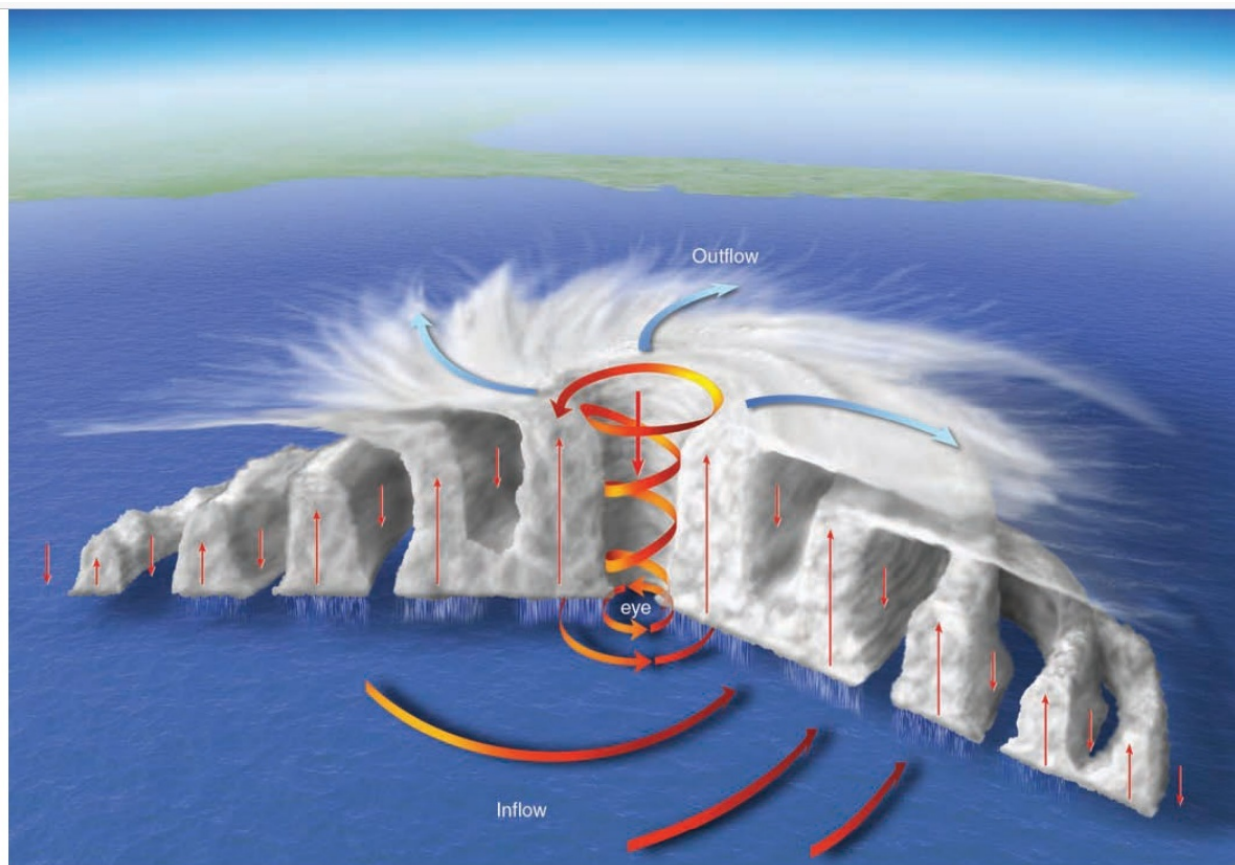
Εικόνα 2 Ο τυφώνας Elena πάνω από τον Κόλπο του Μεξικό περίπου 80 μίλια νοτιοδυτικά του Aralachicola της Φλόριντα, όπως φωτογραφήθηκε από το διαστημικό λεωφορείο Discovery τον Σεπτέμβριο του 1985 (Emanuel, 2005)

Δίπλα στο μάτι βρίσκεται ο τοίχος του ματιού, ένας δακτύλιος που χαρακτηρίζεται από έντονες καταιγίδες που περιστρέφονται γύρω από το κέντρο του κυκλώνα και μπορεί να εκτείνονται κατακόρυφα έως 59.000 πόδια (18 χλμ.) πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Μέσα στη περιοχή αυτή, σημειώνεται η εντονότερη βροχόπτωση και οι ισχυρότεροι άνεμοι, οι οποίοι, σε αυτήν την καταιγίδα, είχαν ταχύτητα 120 μίλια / ώρα, με ριπές αιχμής 135 μίλια / ώρα.

Κατά την κίνηση από τα δυτικά προς τα ανατολικά (αριστερά προς τα δεξιά) στην επιφάνεια μέσω της καταιγίδας στην εικ. 1 καθώς πλησιάζουμε στον τυφώνα, ο ουρανός γίνεται συννεφιασμένος με σύννεφα κηροστράτου, η βαρομετρική πίεση μειώνεται αργά αρχικά και μετά πιο γρήγορα καθώς πλησιάζουμε πιο κοντά στο κέντρο. Άνεμοι φυσούν βόρεια και βορειοδυτικά με συνεχώς αυξανόμενη ταχύτητα καθώς πλησιάζουμε στο μάτι. Οι ισχυροί άνεμοι, που δημιουργούν τεράστια κύματα ύψους άνω των 30 ποδιών, συνοδεύονται από βαριές

βροχοπτώσεις. Καθώς κινούμαστε στο μάτι, οι άνεμοι εξασθενούν, οι βροχοπτώσεις σταματούν και ο ουρανός καθαρίζει, καθώς τα σύννεφα σε μεσαία και μεγάλα ύψη είναι τα μόνα που εμφανίζονται. Η ατμοσφαιρική πίεση είναι στο χαμηλότερο σημείο (965 mb), περίπου 50 mb χαμηλότερη από την πίεση που μετράται στα όρια της καταιγίδας. Η σύντομη ανάπαυλα τελειώνει καθώς μπαίνουμε στην ανατολική περιοχή του τοίχου του ματιού. Στο σημείο αυτό εμφανίζονται η ισχυρή βροχόπτωση και οι δυνατοί νότιοι άνεμοι. Καθώς απομακρυνόμαστε από το τείχος του ματιού, η πίεση αυξάνεται, οι άνεμοι εξασθενούν, όπως και η βροχόπτωση και ο ουρανός αρχίζει να καθαρίζει.

Για να γίνει πιο κατανοητή η δομή του τυφώνα, εξετάζεται μια κατακόρυφη προβολή, ένα προφίλ, του κατά μήκος ενός επιπέδου που διασχίζει το κέντρο του. Ένα μοντέλο που περιγράφει ένα τέτοιο προφίλ δίνεται στην εικόνα 3.



Εικόνα 3 Τομή ενός τυπικού τυφώνα του βορείου ημισφαιρίου (Emanuel, 2005)

Το μοντέλο δείχνει ότι ο τυφώνας αποτελείται από μια οργανωμένη μάζα καταιγίδων³ που αποτελούν αναπόσπαστο μέρος της κυκλοφορίας του. Κοντά στην επιφάνεια, ο υγρός τροπικός αέρας κινείται προς το κέντρο του τυφώνα. Δίπλα στο μάτι, αυτός ο αέρας ανεβαίνει και συμπυκνώνεται σε τεράστια σύννεφα cumulonimbus που παράγουν έντονες βροχοπτώσεις, έως και 10 ίντσες ανά ώρα. Κοντά στην κορυφή των νεφών, ο σχετικά ξηρός αέρας, αφού έχει χάσει μεγάλο μέρος της υγρασίας του, αρχίζει να ρέει έξω από το κέντρο. Αυτός ο αποκλίνων αέρας στην πραγματικότητα παράγει δεξιόστροφη (αντικυκλωνική στο Βόρειο Ημισφαίριο) ροή αέρα περίπου 100 μίλια από το μάτι. Καθώς αυτή η εκροή φτάνει στην περιφέρεια της καταιγίδας, αρχίζει να βυθίζεται και να θερμαίνεται, προκαλώντας καθαρούς ουρανούς. Στα έντονα θερμαινόμενα σύννεφα του τοίχου του ματιού, ο αέρας θερμαίνεται λόγω της απελευθέρωσης μεγάλων ποσοτήτων λανθάνουσας θερμότητας. Αυτό παράγει ελαφρώς υψηλότερες πιέσεις, οι οποίες προκαλούν την κίνηση του αέρα προς τα κάτω μέσα στο μάτι. Καθώς κατεβαίνει ο αέρας, θερμαίνεται λόγω συμπίεσης. Αυτή είναι η διαδικασία βοηθά στην κατανόηση τη ύπαρξης του ζεστού αέρα και της απουσίας σύννεφων μεταφοράς στο μάτι της καταιγίδας (εικόνα 4).

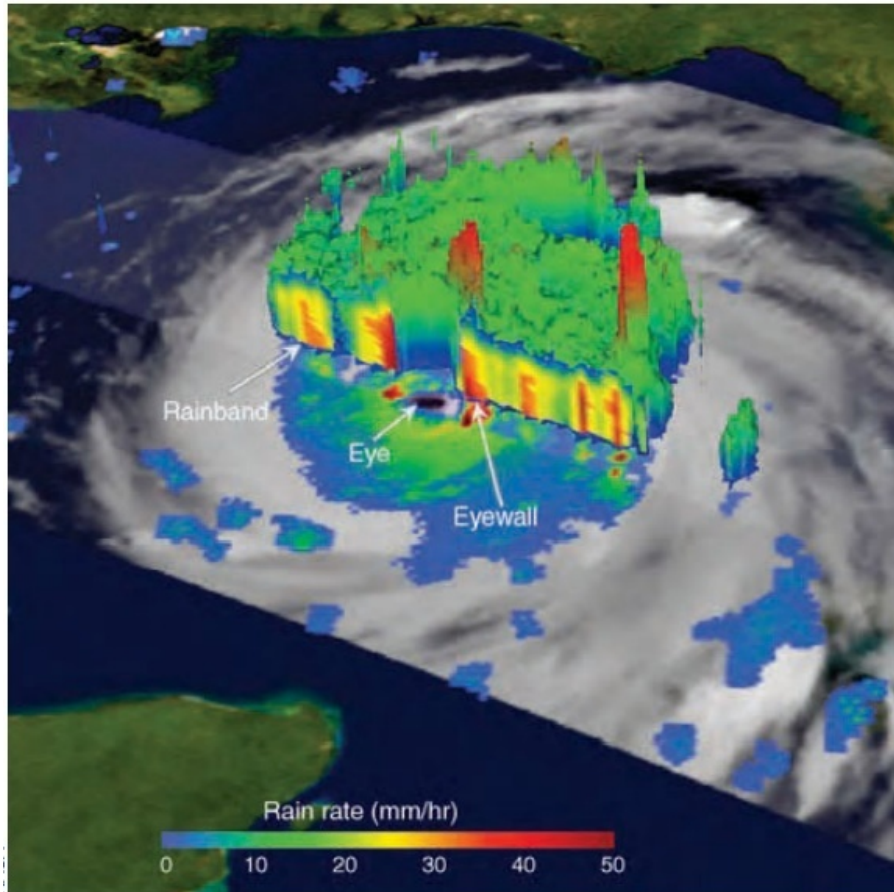
³ Αυτά τα τεράστια θερμαινόμενα σύννεφα cumulonimbus έχουν εκπληκτικά μικρό αριθμό αστραπών (και, ως εκ τούτου, βροντών).



Εικόνα 4 Η μάζα σύννεφων στο τοίχο του ματιού του τυφώνα Κατρίνα και η καθαρή περιοχή του ματιού όπως φωτογραφήθηκε μέσα στο μάτι στις 28 Αυγούστου 2005, από αεροσκάφος αναγνώρισης NOAA (κνηγός τυφώνα)(Emanuel, 2005)

Καθώς ο επιφανειακός αέρας κινείται ταχέως προς την περιοχή πολύ χαμηλότερης επιφανειακής πίεσης, θα πρέπει να εκτονώνεται και να ψύχεται και θα ήταν αναμενόμενο να παρατηρείται πιο κρύος αέρας γύρω από το μάτι, με τον θερμότερο να κινείται πιο μακριά. Όμως, προφανώς, προστίθεται τόση θερμότητα στον αέρα από τη θερμή επιφάνεια του ωκεανού που η επιφανειακή θερμοκρασία του αέρα παραμένει αρκετά ομοιόμορφη σε όλο τον τυφώνα.

Η εικόνα 5 παρουσιάζει μια τρισδιάστατη σύνθεση των μετρήσεων με ραντάρ του τυφώνα Κατρίνα καθώς περνά πάνω από την κεντρική περιοχή του Κόλπου του Μεξικό. Παρατηρείται ότι οι ισχυρότερες ενδείξεις του ραντάρ (εντονότερη βροχή) κοντά στην επιφάνεια βρίσκονται στον τοίχο του ματιού, δίπλα στο μάτι.

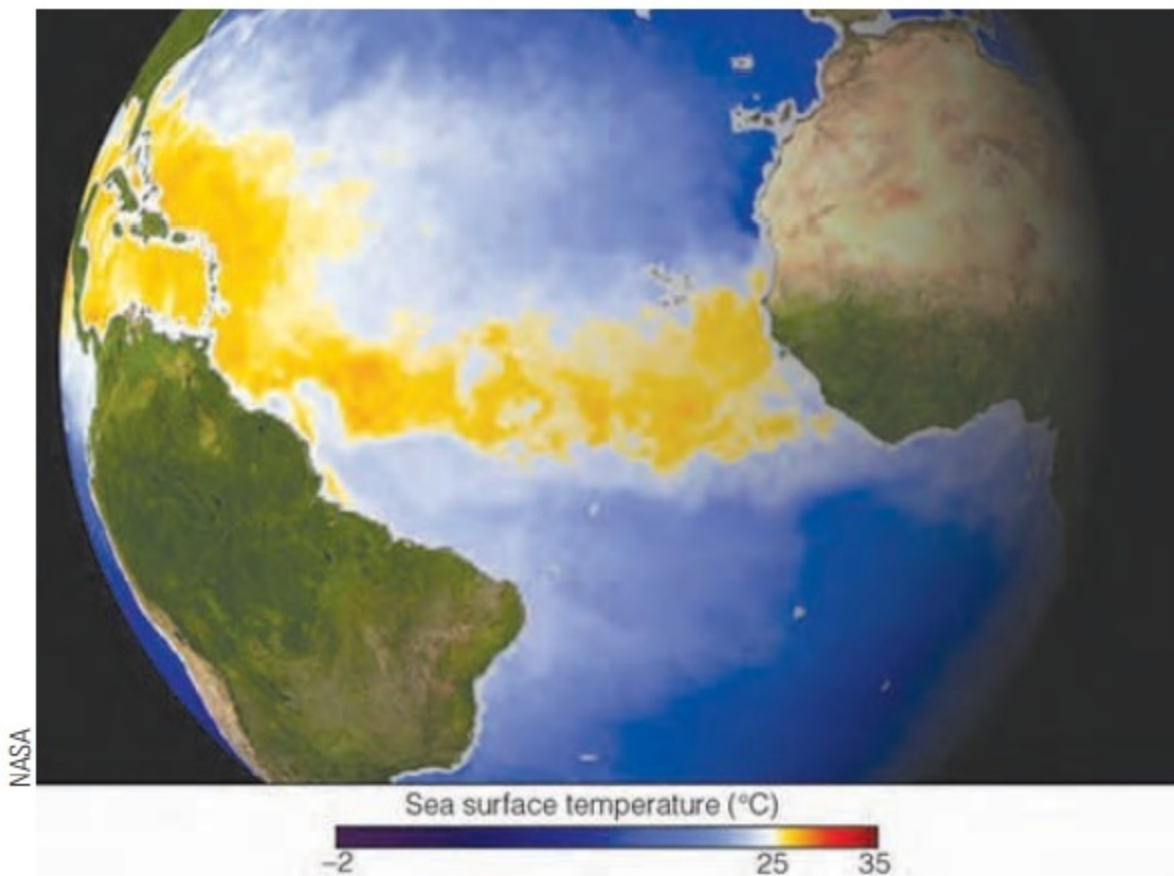


Εικόνα 5 Τρισδιάστατη σύνθεση των μετρήσεων με ραντάρ του κυκλώνα Κατρίνα. (Smith & Montgomery, 2016)

2.3 Σχηματισμός και εξασθένηση κυκλώνων

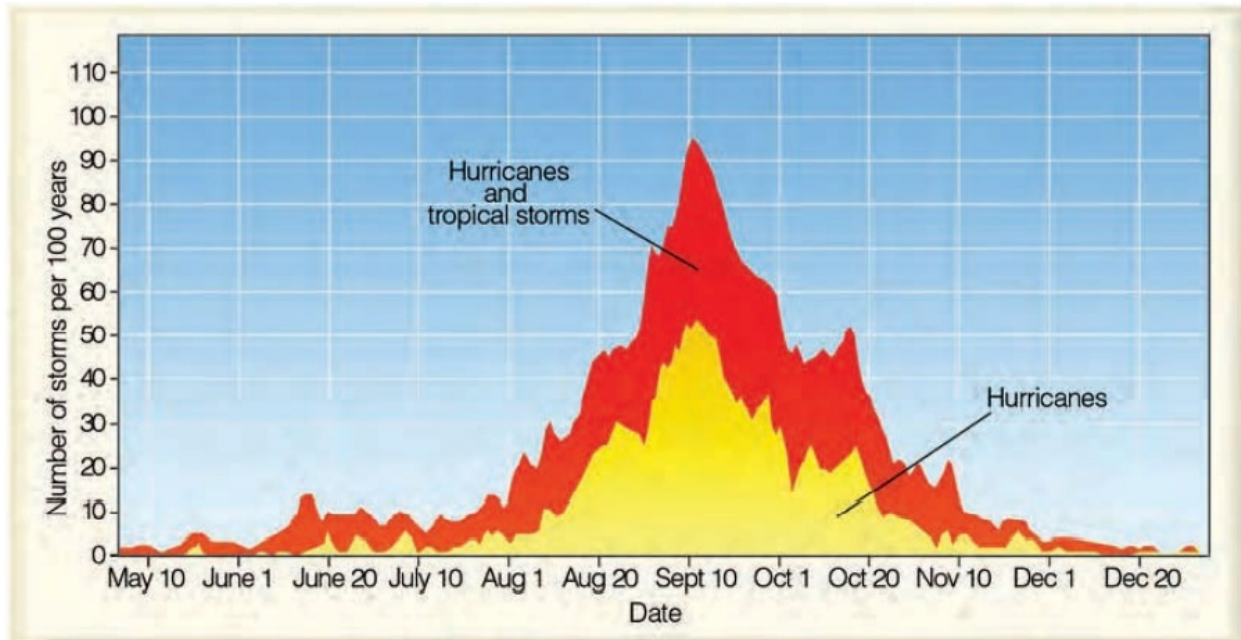
Οι τυφώνες σχηματίζονται πάνω από τροπικά νερά όπου οι άνεμοι είναι ασθενείς, η υγρασία είναι υψηλή σε ένα βαθύ στρώμα που εκτείνεται μέχρι την τροπόσφαιρα και η θερμοκρασία του επιφανειακού νερού είναι υψηλή, συνήθως 80°F ($26,5^{\circ}\text{C}$) ή περισσότερο, σε μια τεράστια περιοχή⁴ * (εικόνα 6). Αυτές οι συνθήκες συνήθως επικρατούν στο τροπικό και υποτροπικό Βόρειο Ατλαντικό και Βόρειο Ειρηνικό ωκεανό κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και στις αρχές του φθινοπώρου. Ως εκ τούτου, η εποχή των τυφώνων συνήθως διαρκεί από τον Ιούνιο έως τον Νοέμβριο.

⁴ Κάποτε υπήρχε η αντίληψη ότι για τον σχηματισμό τυφώνα, ο ωκεανός πρέπει να είναι αρκετά ζεστός σε βάθος περίπου 650 πόδια (200 m). Είναι πλέον γνωστό ότι οι τυφώνες μπορούν να σχηματιστούν στον ανατολικό Βόρειο Ειρηνικό όταν το θερμό στρώμα του ωκεανού νερού έχει βάθος μόνο περίπου 65 πόδια.



Εικόνα 6 Περιοχές όπου σχηματίζονται κυκλώνες πάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό (Smith & Montgomery, 2016)

Η Εικόνα 7 παρουσιάζει τον αριθμό των τροπικών καταιγίδων και των τυφώνων που σχηματίστηκαν στον τροπικό Ατλαντικό τα τελευταία 100 χρόνια. Παρατηρείται ότι η δραστηριότητα των τυφώνων αυξάνεται τον Αύγουστο, κορυφώνεται τον Σεπτέμβριο και μετά μειώνεται αισθητά.



Εικόνα 7 Συνολικός αριθμός κυκλώνων και τροπικών καταιγίδων που σχηματίστηκαν στην λεκάνη του Ατλαντικού (Ατλαντικός ωκεανός, θάλασσα της Καραϊβικής και κόλπος του Μεξικό) (Smith & Montgomery, 2016)

Για να αναπτυχθεί μια μάζα μη οργανωμένων καταιγίδων σε τυφώνα, οι επιφανειακοί άνεμοι πρέπει να συγκλίνουν. Στο Βόρειο Ημισφαίριο, ο συγκλίνων αέρας περιστρέφεται αριστερόστροφα γύρω από μια περιοχή χαμηλής πίεσης επιφάνειας. Επειδή αυτός ο τύπος περιστροφής δεν θα αναπτυχθεί στον ισημερινό όπου η δύναμη Coriolis είναι μηδέν, σχηματίζονται τυφώνες σε τροπικές περιοχές, συνήθως μεταξύ 5° και 20° γεωγραφικού πλάτους. (Στην πραγματικότητα, περίπου τα δύο τρίτα όλων των τροπικών κυκλώνων σχηματίζονται μεταξύ 10° και 20° από τον ισημερινό.)

Οι τυφώνες δεν σχηματίζονται αυθόρμητα, αλλά απαιτούν κάποιο είδος «έναυσης» για να ξεκινήσει η σύγκλιση του αέρα. Είναι γνωστό ότι οι επιφανειακοί άνεμοι συγκλίνουν κατά μήκος της διατροπικής ζώνης σύγκλισης (ITCZ). Περιστασιακά, όταν σχηματίζεται ένα κύμα κατά μήκος της ITCZ, αναπτύσσεται μια περιοχή χαμηλής πίεσης, η μεταφορά γίνεται οργανωμένη και το σύστημα αναπτύσσεται σε έναν τυφώνα. Αδύναμη σύγκλιση εμφανίζεται επίσης στην ανατολική πλευρά ενός τροπικού κύματος, όπου είναι γνωστό ότι σχηματίζονται τυφώνες. Στην πραγματικότητα, πολλοί αν όχι οι περισσότεροι τυφώνες του Ατλαντικού μπορούν να εντοπιστούν σε τροπικά κύματα που σχηματίζονται πάνω από την Αφρική. Ωστόσο, μόνο ένα μικρό κλάσμα όλων των τροπικών διαταραχών που σχηματίζονται κατά τη διάρκεια ενός έτους γίνονται τελικά τυφώνες. Μελέτες δείχνουν ότι οι μεγάλοι τυφώνες του Ατλαντικού

είναι πιο πολυάριθμοι όταν το δυτικό τμήμα της Αφρικής έχει υψηλά ποσοστά υγρασίας. Προφανώς, κατά τη διάρκεια των ετών με υψηλή υγρασία, τα τροπικά κύματα είναι ισχυρότερα, καλύτερα οργανωμένα και πιθανότερο να εξελιχθούν σε ισχυρούς τυφώνες του Ατλαντικού.

Η σύγκλιση των επιφανειακών ανέμων μπορεί επίσης να συμβεί σε προϋπάρχουσα ατμοσφαιρική διαταραχή, όπως ένα μέτωπο που έχει μετακινηθεί στις τροπικές περιοχές από μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Αν και η αντίθεση της θερμοκρασίας μεταξύ του αέρα και στις δύο πλευρές του μπροστινού μέρους έχει εξαφανιστεί, ενδέχεται να εξακολουθούν να υπάρχουν συγκλίνοντες άνεμοι, έτσι ώστε οι καταιγίδες να μπορούν να οργανωθούν.

Ακόμα και όταν όλες οι επιφανειακές συνθήκες εμφανίζονται σχεδόν τέλειες για το σχηματισμό ενός τυφώνα (για παράδειγμα, θερμό νερό, υγρός αέρας, συγκλίνοντες άνεμοι και ούτω καθεξής), η καταιγίδα μπορεί να μην αναπτυχθεί εάν οι καιρικές συνθήκες δεν είναι σωστές. Για παράδειγμα, στην περιοχή των μεταφερόμενων ανέμων, και ιδιαίτερα κοντά στο γεωγραφικό πλάτος 20 °, ο αέρας συχνά βυθίζεται σε συνδυασμό με το υποτροπικό υψηλό.

Ο βυθιζόμενος αέρας θερμαίνεται και δημιουργεί μια αντιστροφή πάνω από την επιφάνεια, γνωστή ως αναστροφή ανέμου⁵. Όταν η αντιστροφή είναι ισχυρή, μπορεί να εμποδίσει το σχηματισμό έντονης καταιγίδας και τυφώνων. Επίσης, οι τυφώνες δεν σχηματίζονται όπου οι άνεμοι ανώτερου επιπέδου είναι ισχυροί, δημιουργώντας ισχυρή διάτμηση ανέμου. Η ισχυρή διάτμηση του ανέμου τείνει να διαταράξει το οργανωμένο μοτίβο μεταφοράς και διασκορπίζει τη θερμότητα και την υγρασία, που είναι απαραίτητες για την ανάπτυξη της καταιγίδας.

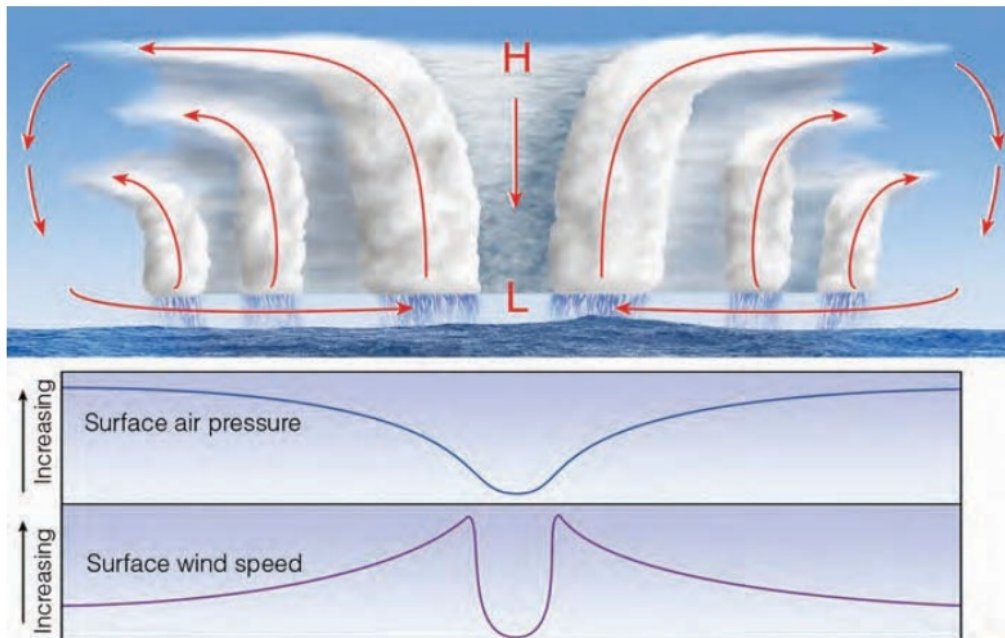
Η κατάσταση αυτή της ύπαρξης ισχυρών ανέμων σε μεγάλα ύψη εμφανίζεται συνήθως πάνω από τον τροπικό Ατλαντικό κατά τη διάρκεια ενός μεγάλου γεγονότος Ελ Νίνιο, μια κατάσταση όπου εκτεταμένη υπερθέρμανση του ωκεανού λαμβάνει χώρα πάνω από τον ανατολικό τροπικό Ωκεανό. Κατά συνέπεια, κατά τη διάρκεια του Ελ Νίνιο υπάρχουν συνήθως λιγότεροι τυφώνες στον Ατλαντικό από ότι συνηθίζεται. Ωστόσο, το ζεστό νερό του Ελ Νίνιο στο βόρειο τροπικό Ειρηνικό ευνοεί την ανάπτυξη τυφώνων σε αυτήν την περιοχή. Κατά τη διάρκεια του επεισοδίου κρύου νερού στον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό (γνωστό ως La Niña), οι άνεμοι ψηλά πάνω

⁵ Το ύψος της βάσης της αναστροφής ανέμου κυμαίνεται από περίπου 1600 πόδια (500 m) πάνω από το ανατολικό τμήμα του ωκεανού έως περίπου 6500 ft (2000 m) πάνω από το ακραίο δυτικό τμήμα.

από τον τροπικό Ατλαντικό συνήθως εξασθενούν και γίνονται ανατολικοί - μια κατάσταση που ευνοεί την ανάπτυξη του τυφώνα.

Η ενέργεια για έναν τυφώνα προέρχεται από την άμεση μεταφορά αισθητής θερμότητας και λανθάνουσας θερμότητας από τη θερμή επιφάνεια του ωκεανού. Για να σχηματιστεί ένας τυφώνας, πρέπει να οργανωθεί μια συστάδα καταιγίδων γύρω από μια κεντρική περιοχή επιφανειακής χαμηλής πίεσης. Δεν είναι απολύτως σαφές πώς συμβαίνει αυτή η διαδικασία. Μία θεωρία προτείνει το σχηματισμό του τυφώνα με τον ακόλουθο τρόπο: Υποτίθεται, για παράδειγμα, ότι η αναστροφή του επιφανειακού ανέμου είναι αδύναμη και ότι οι καταιγίδες αρχίζουν να οργανώνονται κατά μήκος του ITCZ, ή κατά μήκος ενός τροπικού κύματος. Στο βαθύ, με υψηλή υγρασία και ασταθές περιβάλλον, απελευθερώνεται τεράστια ποσότητα λανθάνουσας θερμότητας μέσα στα σύννεφα κατά τη συμπύκνωση.

Αυτή η διαδικασία θερμαίνει τον αέρα ψηλά, προκαλώντας τη θερμοκρασία κοντά στο σμήνος των καταιγίδων να είναι πολύ υψηλότερη από τη θερμοκρασία του αέρα στο ίδιο επίπεδο πιο μακριά. Αυτή η υπερθέρμανση του αέρα προκαλεί σχηματισμό περιοχής υψηλότερης πίεσης στην άνω τροπόσφαιρα (Εικόνα 8).



Εικόνα 8 Το πάνω διάγραμμα παρουσιάζει έναν εντεινόμενο τροπικό κυκλώνα. Καθώς η λανθάνουσα θερμότητα απελευθερώνεται μέσα στα σύννεφα, η αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα δημιουργεί μια περιοχή υψηλής πίεσης, η οποία προκαλεί τον αέρα να κινείται προς τα έξω, μακριά από την υψηλή πίεση. Η θέρμανση του αέρα μειώνει την πυκνότητά του, η οποία με τη σειρά της μειώνει την επιφανειακή πίεση του αέρα. Καθώς οι επιφανειακοί άνεμοι σπεύδουν προς την επιφάνεια

χαμηλά, εξάγουν αισθητή θερμότητα, λανθάνουσα θερμότητα και υγρασία από τον ζεστό ωκεανό. Καθώς ο ζεστός, υγρός αέρας ρέει προς το κέντρο της καταιγίδας, σαρώνεται προς τα πάνω στα σύννεφα του τοίχου του ματιού. Καθώς η θέρμανση συνεχίζεται, η επιφανειακή πίεση μειώνεται ακόμη περισσότερο, η καταιγίδα εντείνεται και οι άνεμοι φυσούν ακόμα πιο γρήγορα. Αυτή η κατάσταση αυξάνει τη μεταφορά θερμότητας και υγρασίας από την επιφάνεια του ωκεανού. Το μεσαίο διάγραμμα δείχνει πώς η πίεση του αέρα μειώνεται γρήγορα κοντά στο μάτι της καταιγίδας. Το κάτω διάγραμμα δείχνει πώς οι επιφανειακοί άνεμοι φθάνουν κανονικά στη μέγιστη ισχύ τους στην περιοχή του ματιού (Smith & Montgomery, 2016)

Αυτή είναι η κατάσταση προκαλεί μια οριζόντια κλίση πίεσης ψηλά που αναγκάζει τον αέρα να μετακινηθεί προς τα έξω, μακριά από την περιοχή υψηλότερης πίεσης στα άκρα των σύννεφων cumulonimbus. Αυτή η απόκλιση του αέρα σε μεγάλο ύψος, σε συνδυασμό με τη θέρμανση της κάθετης στήλης αέρα, προκαλεί την πτώση της επιφανειακής πίεσης και το σχηματισμό μιας μικρής περιοχής επιφανειακής χαμηλής πίεσης.

Ο αέρας τώρα αρχίζει να περιστρέφεται αριστερόστροφα (Βόρειο Ημισφαίριο) και προς την περιοχή της επιφάνειας χαμηλής πίεσης. Καθώς ο αέρας κινείται προς το εσωτερικό, η ταχύτητά του αυξάνεται, όπως οι παγοδρόμοι περιστρέφονται γρηγορότερα καθώς τα χέρια τους έρχονται κοντά στο σώμα τους (ένα φαινόμενο που ονομάζεται διατήρηση της στροφορμής).

Καθώς ο αέρας κινείται πάνω από το θερμό νερό, οι μικρές περιστροφές μεταφέρουν θερμική ενέργεια από την επιφάνεια του ωκεανού στον υπερκείμενο αέρα. Όσο πιο ζεστό είναι το νερό και όσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα του ανέμου, τόσο μεγαλύτερη είναι η μεταφορά αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας στον αέρα παραπάνω. Καθώς ο αέρας κινείται προς το κέντρο της χαμηλότερης πίεσης, ο ρυθμός μεταφοράς θερμότητας αυξάνεται επειδή αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου. Ομοίως, η υψηλότερη ταχύτητα ανέμου προκαλεί μεγαλύτερους ρυθμούς εξάτμισης και ο υπερκείμενος αέρας γίνεται σχεδόν κορεσμένος. Στη συνέχεια, οι στροβιλισμοί της τύρβης μεταφέρουν τον ζεστό, υγρό αέρα προς τα πάνω, όπου οι υδρατμοί συμπυκνώνονται για να τροφοδοτήσουν νέες καταιγίδες. Καθώς η επιφανειακή πίεση του αέρα μειώνεται, οι ταχύτητες του ανέμου αυξάνονται, συμβαίνει περισσότερη εξάτμιση στην επιφάνεια του ωκεανού και οι καταιγίδες γίνονται πιο οργανωμένες. Στην κορυφή των καταιγίδων, η θερμότητα χάνεται από τα σύννεφα που εκπέμπουν υπέρυθη ενέργεια στο διάστημα.

Η κινητήρια δύναμη πίσω από έναν τυφώνα είναι παρόμοια με εκείνη μιας θερμικής μηχανής. Σε μια θερμική μηχανή, η θερμότητα εισέρχεται σε υψηλή θερμοκρασία, μετατρέπεται σε έργο και στη συνέχεια αποβάλλεται σε χαμηλή θερμοκρασία. Σε έναν τυφώνα, η θερμότητα λαμβάνεται κοντά στη θερμή επιφάνεια του ωκεανού, μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια (ενέργεια κίνησης ή άνεμος) και χάνεται στην κορυφή του μέσω ακτινοβολίας ψύξης.

Σε μια θερμική μηχανή, το ποσό του έργου που παράγεται είναι ανάλογο με τη διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ της περιοχής εισόδου και εξόδου. Η μέγιστη ισχύς που μπορεί να επιτύχει ένας τυφώνας είναι ανάλογη με τη διαφορά της θερμοκρασίας του αέρα μεταξύ της τροπόπαυσης και της επιφάνειας, και με το δυναμικό εξάτμισης από την επιφάνεια της θάλασσας. Κατά συνέπεια, όσο πιο ζεστή είναι η επιφάνεια του ωκεανού, τόσο χαμηλότερη είναι η ελάχιστη πίεση της καταιγίδας και τόσο ισχυρότεροι είναι οι άνεμοι της. Επειδή υπάρχει ένα όριο στο πόσο έντονη μπορεί να γίνει η καταιγίδα, οι μέγιστες ριπές ανέμου σπάνια ξεπερνούν τα 200 μίλια / ώρα.

Αφού σχηματιστεί ένας τυφώνας, μπορεί να περάσει από έναν εσωτερικό κύκλο εντατικοποίησης. Σε ισχυρούς τυφώνες, για παράδειγμα, το μάτι μπορεί να περιβάλλεται από ένα δεύτερο μάτι, καθώς μια άλλη ζώνη ισχυρών καταιγίδων σχηματίζεται ίσως 3 έως 15 μίλια έξω από το αρχικό μάτι. Το αναπτυσσόμενο εξωτερικό μάτι διακόπτει την παροχή υγρασίας στο αρχικό μάτι, προκαλώντας την εξάλειψή του. Ο διασκορπισμός του αρχικού ματιού και ο σχηματισμός ενός νέου μακρύτερα από το αρχικό μάτι ονομάζεται αντικατάσταση ματιών. Καθώς γίνεται η αντικατάσταση του ματιού, η κεντρική πίεση της καταιγίδας μπορεί να αυξηθεί και οι μέγιστοι άνεμοι της να μειωθούν. Τελικά, ωστόσο, το νεοσχηματισμένο μάτι συνήθως συστέλλεται προς το κέντρο της καταιγίδας καθώς ο τυφώνας εντείνεται ξανά.

Εάν ο τυφώνας παραμείνει πάνω από θερμό νερό, μπορεί να επιβιώσει για μεγάλο χρονικό διάστημα. Για παράδειγμα, ο τυφώνας Tina (1992) παρέμεινε για αρκετές χιλιάδες μίλια πάνω από βαθιά, ζεστά, τροπικά νερά και διατήρησε ισχυρούς ανέμους για 24 ημέρες, καθιστώντας τον έναν από τους πιο μακροχρόνιους τυφώνες του Βόρειου Ειρηνικού. Ωστόσο, οι περισσότεροι τυφώνες διαρκούν λιγότερο από μία εβδομάδα.

Οι τυφώνες εξασθενούν γρήγορα όταν ταξιδεύουν πάνω από κρύο νερό και χάνουν την πηγή θερμότητάς τους. Μελέτες δείχνουν ότι εάν το νερό κάτω από το τείχος του ματιού της καταιγίδας (η περιοχή των καταιγίδων δίπλα στο μάτι) κρυώσει κατά 4,5 ° F (2,5 ° C), η πηγή ενέργειας της καταιγίδας διακόπτεται και η καταιγίδα θα εξαφανιστεί. Ακόμη και μια μικρή πτώση της θερμοκρασίας του νερού κάτω από το τείχος του ματιού θα εξασθενήσει αισθητά την καταιγίδα. Ένας κυκλώνας μπορεί επίσης να εξασθενήσει εάν το στρώμα θερμού νερού κάτω από την καταιγίδα είναι ρηχό. Σε αυτήν την περίπτωση, οι ισχυροί άνεμοι της καταιγίδας δημιουργούν ισχυρά κύματα που παράγουν αναταράξεις στο νερό του ωκεανού κάτω από την

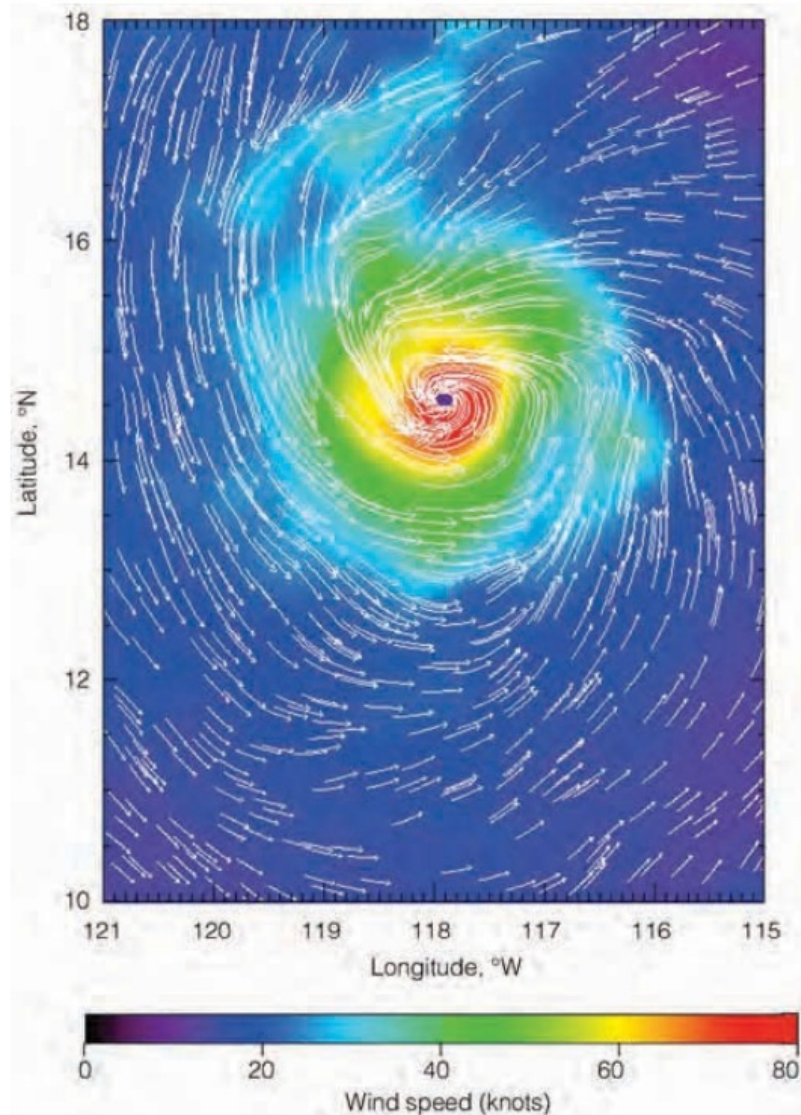
καταιγίδα. Αυτή η αναταραχή δημιουργεί ρεύματα που φέρνουν στην επιφάνεια πιο δροσερό νερό από κάτω. Εάν η καταιγίδα κινείται αργά, είναι πιο πιθανό να χάσει ένταση, καθώς το μάτι θα παραμείνει πάνω από το ψυχρότερο νερό για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα.

Οι τυφώνες εξαφανίζονται επίσης γρήγορα όταν κινούνται πάνω από την ξηρά. Εδώ, όχι μόνο χάνουν την πηγή ενέργειας τους, αλλά η τριβή με την επιφάνεια του εδάφους προκαλεί επίσης την επιφάνεια, τους ανέμους να μειώνουν ταχύτητα και να φυσούν πιο άμεσα στην καταιγίδα, ένα αποτέλεσμα που προκαλεί την αύξηση της κεντρικής πίεσης του τυφώνα. Κατά συνέπεια ένας τυφώνας, ή οποιοδήποτε τροπικό σύστημα, θα εξασθενήσει γρήγορα σε περίπτωση που μετακινηθεί σε μια περιοχή με ισχυρή κάθετη διάτμηση ανέμου.

Η κατανόησή μας για τη συμπεριφορά των τυφώνων απέχει πολύ από την ολοκλήρωση. Ωστόσο, με τη βοήθεια προσομοιώσεων μοντέλου υπολογιστή και ερευνητικών έργων όπως το RAINEX ⁶ (Rainband and Intensity Change Experiment), οι επιστήμονες αποκτούν νέα εικόνα για το πώς σχηματίζονται, εντατικοποιούνται και τελικά πεθαίνουν οι τροπικοί κυκλώνες.

Υπάρχουν διάφοροι τρόποι για να ληφθούν πληροφορίες σχετικά με έναν αναπτυσσόμενο τυφώνα και το περιβάλλον του. Ορατές, υπέρυθρες και βελτιωμένες δορυφορικές εικόνες παρέχουν όλες τις πανοραμικές εικόνες της καταιγίδας, ενώ τα εξελιγμένα όργανα ραντάρ επί σκαφών και δορυφόρων μπορούν πραγματικά να ρίξουν μια ματιά στην καταιγίδα και να αποκαλύψουν τα σύννεφα της ως τρισδιάστατη εικόνα (Εικ. 5) . Υπάρχουν ακόμη δορυφόροι εξοπλισμένοι με όργανα επί του σκάφους ικανά να λαμβάνουν πληροφορίες για τον επιφανειακό άνεμο μέσα και γύρω από την καταιγίδα (Εικ.9).

⁶ Το έργο RAINEX συναντάται σε αεροσκάφη αναγνώρισης που πετούσαν σε αρκετούς τυφώνες κατά τη διάρκεια της σεζόν του τυφώνα του 2005. Εξοπλισμένη με εξελιγμένα επιστημονικά όργανα, όπως το προηγμένο ραντάρ Doppler, η αποστολή έλαβε δεδομένα υψηλής ανάλυσης για τη δομή κάθε θύελλας, τη διαμόρφωση σύννεφων και τους ανέμους



Εικόνα 9 Τα βέλη δείχνουν επιφανειακούς ανέμους που περιστρέφονται αριστερόστροφα γύρω από τον τυφώνα Ντόρα που βρίσκεται πάνω από το ανατολικό τροπικό Ειρηνικό κατά τη διάρκεια του Αυγούστου του 1999. Τα χρώματα δείχνουν επιφανειακές ταχύτητες ανέμου. Παρατηρείται ότι οι άνεμοι των 80 κόμβων (92 mi / hr) περικυκλώνουν το μάτι (η σκοτεινή κουκκίδα στο κέντρο). Η ταχύτητα και κατεύθυνση ανέμου που λαμβάνεται από τον δορυφόρο Quik-SCAT. (NASA / JPL)

Μια ορατή δορυφορική εικόνα μπορεί να είναι σημαντική για να καθοριστεί εάν ένας αναπτυσσόμενος τυφώνας θα συνεχίσει να ενισχύεται. Για παράδειγμα, οι τεράστιες καταιγίδες στο τείχος του ματιού της καταιγίδας συχνά παράγουν μια πυκνή ασπίδα νεφών που εκτείνεται προς τα έξω μακριά από το μάτι, όπως φαίνεται στην εικ. 3. Εάν η καταιγίδα σε μια ορατή δορυφορική εικόνα έχει ένα καλά καθορισμένο μάτι και μια πυκνή ασπίδα νεφών όταν φτάσει στη δύναμη του τυφώνα, η καταιγίδα πιθανότατα θα συνεχίσει να ενισχύεται, καθώς φαίνεται να υπάρχει ανεπαρκής διάτμηση ανέμου για να την εξασθενήσει.

Λεπτομερείς πληροφορίες για έναν τυφώνα μπορούν επίσης να προέλθουν από αεροσκάφη που κατευθύνονται κατευθείαν στην καταιγίδα. Αυτοί οι λεγόμενοι κυνηγοί τυφώνα μεταφέρουν όργανα απευθείας στο αεροσκάφος, καθώς και όργανα, όπως το Drogonde, που πέφτουν από το αεροσκάφος στην καταιγίδα.

Στο δρόμο του προς την επιφάνεια του ωκεανού, το Drogonde μετρά τη θερμοκρασία του αέρα, την υγρασία και την ατμοσφαιρική πίεση, που μεταδίδονται πίσω στο αεροσκάφος. Επειδή το Drogonde είναι εξοπλισμένο με Παγκόσμιο Σύστημα Εντοπισμού (GPS) που παρακολουθεί συνεχώς τη μεταβαλλόμενη θέση του, έχει επίσης τη δυνατότητα να παρέχει πληροφορίες για τον άνεμο. Μια άλλη συσκευή μέτρησης της θερμοκρασίας που πέφτει από το αεροσκάφος είναι ο βαθυθερμογράφος, ο οποίος πέφτει στον ωκεανό όπου μετρά τη θερμοκρασία του νερού καθώς κατεβαίνει αργά κάτω από την επιφάνεια.

Άλλοι ανιχνευτές που πέφτουν στη θάλασσα μετρούν την ταχύτητα των ωκεάνιων ρευμάτων και την αλατότητα (αλμυρότητα) του νερού, ένα σημαντικό παράγοντα για τον προσδιορισμό της πυκνότητας του νερού

2.3.1 Τα στάδια σχηματισμού

Οι τυφώνες περνούν από μια σειρά από στάδια, από τη γέννηση έως το θάνατο. Αρχικά, μια τροπική διαταραχή εμφανίζεται ως μια μάζα καταιγίδων με ελάχιστη κυκλοφορία ανέμου. Η τροπική διαταραχή γίνεται τροπική κατάθλιψη όταν αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου μεταξύ 23 και 39 μίλια / ώρα και αρκετά κλειστές ισοβαρείς εμφανίζονται γύρω από το κέντρο του σε έναν χάρτη επιφανειακού καιρού. Όταν οι ισοβαρείς συμπιέζονται κοντά η μία στην άλλη και οι άνεμοι κυμαίνονται μεταξύ 40 και 74 mi / hr, η τροπική κατάθλιψη γίνεται τροπική καταιγίδα. (Σε αυτό το σημείο, η καταιγίδα συνήθως παίρνει ένα όνομα.) Η τροπική καταιγίδα ταξινομείται ως τυφώνας μόνο όταν οι άνεμοι της ξεπερνούν τα 74 μίλια / ώρα (64 κόμβοι).

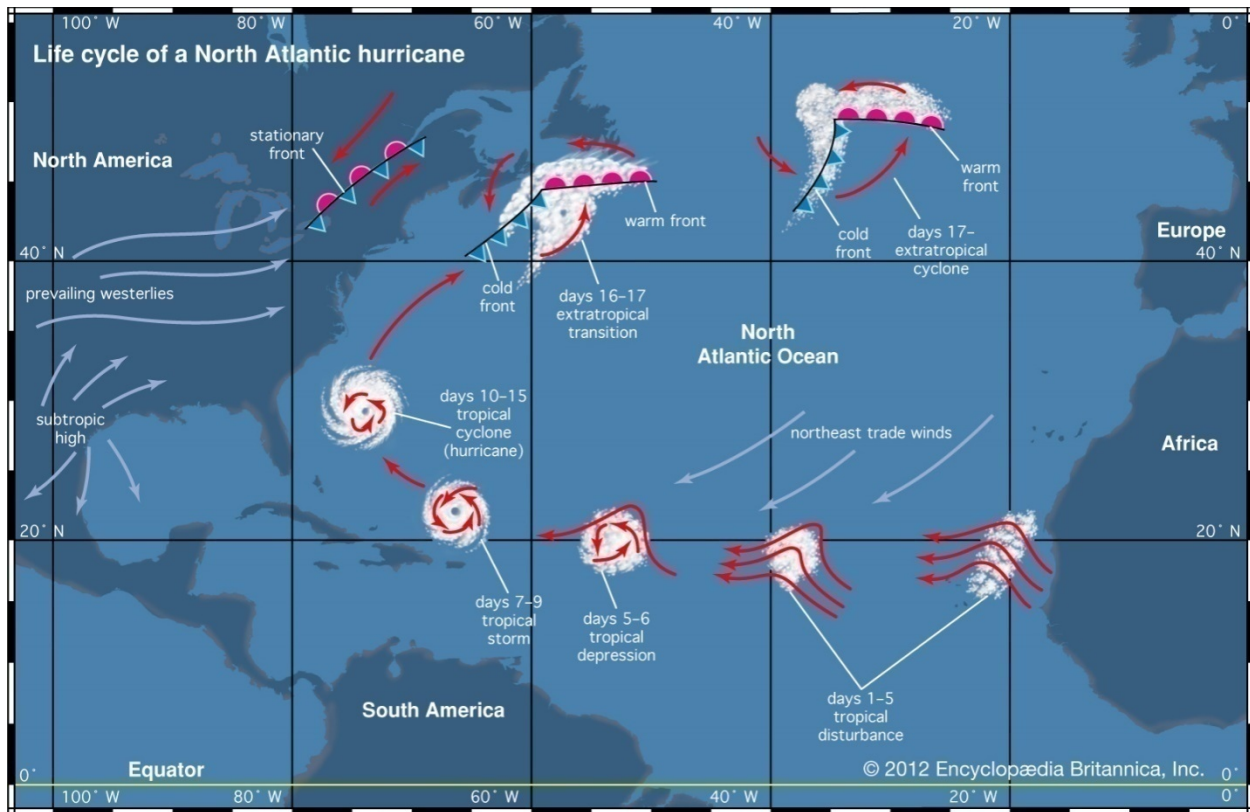
Η εικόνα 10 παρουσιάζει τέσσερα τροπικά συστήματα σε διάφορα στάδια ανάπτυξης. Κινούμενοι από ανατολικά προς δυτικά, παρατηρούμε μια αδύναμη τροπική διαταραχή (ένα τροπικό κύμα) να διασχίζει τον Παναμά. Πιο δυτικά, μια τροπική κατάθλιψη οργανώνεται γύρω από ένα αναπτυσσόμενο κέντρο με ανέμους ταχύτητας μικρότερης από 30 μίλια / ώρα. Σε λίγες μέρες, αυτό το σύστημα θα εξελιχθεί σε τυφώνα. Το πιο μακρινό δυτικό σύστημα είναι ένας

τυφώνας με μέγιστες ταχύτητες ανέμου πάνω από 125 μίλια / ώρα. Η στροβιλισμένη ζώνη των νεφών στα βορειοδυτικά είναι ένας τυφώνας (αλλά τώρα με ανέμους ταχύτητας μικρότερης από 45 μίλια / ώρα), που αποδυναμώνεται γρήγορα καθώς κινείται πάνω από το κρύο νερό.



Εικόνα 10 Δορυφορική εικόνα που παρουσιάζει τέσσερα τροπικά συστήματα σε διάφορα στάδια του κύκλου ζωής τους (Smith & Montgomery, 2016)

Ο σχηματισμός ενός τυφώνα λαμβάνει χώρα σε δύο διαφορετικές φάσεις. Η πρώτη φάση ονομάζεται στάδιο γένεσης και περιλαμβάνει τροπικές διαταραχές και τροπικές καταθλίψεις. Η δεύτερη φάση περιλαμβάνει τις τροπικές καταιγίδες και τους τυφώνες και ονομάζεται *στάδιο εντατικοποίησης*. Αυτές οι φάσεις διαχωρίζονται επειδή οι περισσότερες διαταραχές και μερικές καταθλίψεις δεν φτάνουν ποτέ στην ένταση της τροπικής καταιγίδας και εξαφανίζονται. Τελικά όλες οι καταιγίδες θα εξασθενίσουν στο *στάδιο της αποδυνάμωσης*. Οι περισσότερες διαλύονται σε αυτό το στάδιο. Ωστόσο, ένας αποσυντιθέμενος τυφώνας μπορεί να εξελιχθεί σε μια μη τροπική καταιγίδα και ενδεχομένως ακόμη και να επανενταχθεί στο *εξωτροπικό στάδιο*.



Εικόνα 11 Ο κύκλος ζωής ενός τυφώνα (Smith & Montgomery, 2016)

1. Στάδιο γένεσης

Οι τροπικές διαταραχές σχηματίζονται σε περιοχές όπου υπάρχει καθαρή εισροή αέρα στην επιφάνεια, γνωστή ως *σύγκλιση*. Όταν λαμβάνει χώρα η σύγκλιση στην επιφάνεια, πρέπει να ανέλθει για να εξισορροπήσει αυτήν τη συσσώρευση αέρα. Καθώς ανεβαίνει ο αέρας, θα κορεστεί και θα σχηματίσει τη βάση ενός νέφους. Μόλις ο αέρας κορεστεί, η ανάβαση μπορεί να ενισχυθεί όταν η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε κατάσταση *στατικής αστάθειας*. Σε μια στατικά ασταθή ατμόσφαιρα, ο κορεσμένος αέρας που πιέζεται προς τα πάνω από τη σύγκλιση είναι λιγότερο πυκνός από τον περιβάλλοντα ακόρεστο αέρα. Ως αποτέλεσμα, επιταχύνεται προς τα πάνω επειδή ο αέρας είναι πλευστός σε σχέση με το περιβάλλον του, σχηματίζοντας πανύψηλα διογκωμένα σύννεφα.

Ενώ η σύγκλιση σε μια στατικά ασταθή ατμόσφαιρα αποτελεί ένα πρώτο κριτήριο, ο σχηματισμός καταιγίδας είναι συχνός στις τροπικές περιοχές, και πολλά από τα ζεστά, υγρά τροπικά συστήματα βρίσκονται ήδη σε κατάσταση στατικής αστάθειας. Επομένως, αυτές οι δύο καταστάσεις, αν και είναι απαραίτητες, αποτελούν μόνο προϋπόθεση. Πολλές συνθήκες πρέπει

ταυτόχρονα να υπάρχουν ώστε μια τροπική διαταραχή να αναπτύξει πλήρη περιστροφή και να μετατραπεί σε τροπική κατάθλιψη. Πρώτον, η διαταραχή πρέπει να βρίσκεται σε μια *κοιλότητα*, που ορίζεται ως μια επιμήκης περιοχή σχετικά χαμηλής *ατμοσφαιρικής πίεσης*. Η ατμοσφαιρική πίεση είναι το βάρος μιας στήλης αέρα σε μια δεδομένη επιφάνεια της γης, συνήθως 1 τετραγωνικό μέτρο ή 1 τετραγωνικό εκατοστό. Η πιο συχνή μονάδα πίεσης είναι το millibar ή mb, αν και μετριέται επίσης ως το ύψος μιας στήλης υδραργύρου που υποστηρίζεται από το βάρος της ατμόσφαιρας. Οι κοιλότητες εμπίπτουν σε τέσσερις γενικές κατηγορίες: ισημερινές κοιλότητες, κοιλότητες μουσώνων, μετωπικές κοιλότητες και επιφανειακές κοιλότητες.

Για να εμφανιστεί η γένεση, οι κοιλότητες πρέπει να περιέχουν μια αδύναμη, μερική κυκλική περιστροφή. Ωστόσο, όλες οι κοιλότητες σε γεωγραφικά πλάτη τουλάχιστον 5 μοίρες από τον ισημερινό θα λάβουν μια μερική κυκλική περιστροφή λόγω της δύναμης Coriolis. Η δύναμη Coriolis προκύπτει από μια προφανή συστροφή του συστήματος συντεταγμένων βορρά-ανατολής-δύσης καθώς περιστρέφεται η γη. Εάν η γη δεν περιστρεφόταν, ο αέρας που κινούταν βόρεια, νότια, ανατολικά ή δυτικά θα συνέχιζε σε αυτές τις κατευθύνσεις χωρίς μεταβολή (γνωστό ως αδρανειακό ή απόλυτο σύστημα συντεταγμένων). Ωστόσο, δεδομένου ότι η γη περιστρέφεται, η κίνηση του αέρα βιώνει μια φαινομενική παραμόρφωση καθώς το σύστημα συντεταγμένων αλλάζει σε σχέση με τη γη (γνωστό ως μη αδρανειακό ή σχετικό σύστημα συντεταγμένων). Αυτό το φαινόμενο γίνεται όλο και πιο σημαντικό μακριά από τον ισημερινό όπου αυξάνεται η καμπυλότητα της γης. Σε κάποιον που ζει στη γη, φαίνεται ότι ο άνεμος εκτρέπεται προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο νότιο ημισφαίριο. Αυτό είναι σημαντικό, διότι χωρίς τη δύναμη Coriolis, περιοχές χαμηλής πίεσης όπως μια κοιλότητα θα «γέμιζαν» καθώς ο αέρας θα έρεε προς αυτήν σε μια προσπάθεια να αντισταθμίσει τις διαφορές πίεσης. Αντ' αυτού, ο αέρας εκτρέπεται γύρω από τη κοιλότητα από τη δύναμη Coriolis και αναπτύσσεται μια ισορροπία μεταξύ των διαφορών πίεσης και της δύναμης Coriolis, διατηρώντας την ύπαρξη της κοιλότητας. Το αποτέλεσμα είναι ότι οι κοιλότητες μακριά από τον ισημερινό θα έχουν μερική κυκλική περιστροφή λόγω της δύναμης Coriolis. Αυτό εξηγεί επίσης γιατί οι τυφώνες δεν σχηματίζονται πάνω ή κοντά στον ισημερινό.

Ωστόσο, κοιλότητες εμφανίζονται επίσης κοντά στον ισημερινό. Σε ορισμένα μέρη γύρω από τη γη, οι θερμότερες ωκεάνιες περιοχές διασχίζουν τον ισημερινό. Ως αποτέλεσμα, ο αέρας συγκλίνει κοντά στον ισημερινό όπου συναντώνται διαρκείς άνεμοι στο Νότιο Ημισφαίριο και

το Βόρειο Ημισφαίριο (συχνά ονομάζονται *tradewinds*), οδηγώντας συχνά σε ιδιαίτερα ισχυρές καταιγίδες – μια περιοχή που είναι γνωστή ως *ισημερινή κοιλότητα* (και καλείται επίσης ως *ΕνδοΤροπική Ζώνη Σύγκλισης - Inter Tropical Convergence Zone (ITCZ)*). Ωστόσο, επειδή η δύναμη Coriolis είναι πολύ αδύναμη, η ισημερινή κοιλότητα δεν έχει κυκλική περιστροφή. Ως εκ τούτου, η γένεση δεν συμβαίνει στην περιοχή του ισημερινού παρόλο που η δραστηριότητα καταιγίδων σε αυτή είναι ανεξέλεγκτη.

Σε καταστάσεις όπου η θερμοκρασία του αέρα αυξάνεται μακριά από τον ισημερινό, εμφανίζονται κοιλότητες μουσώνων. Στις κοιλότητες των μουσώνων, ο αέρας του Νότιου Ημισφαιρίου και του Βόρειου Ημισφαιρίου συγκλίνει σε γεωγραφικό πλάτος 10-20 μοιρών, και η δύναμη Coriolis προκαλεί τη μερική κυκλική περιστροφή που απαιτείται για τη γένεση. Μερικές κοιλότητες μουσώνων εμφανίζονται όταν υπάρχει μεγάλη μάζα εδάφους μπροστά από μια ωκεάνια λεκάνη. Εμφανίζονται επειδή η γη είναι πιο θερμή από τον ωκεανό κατά τους ζεστούς μήνες. Παραδείγματα περιλαμβάνουν τον ινδικό μουσώνα, τον αυστραλιανό μουσώνα και τον μουσώνα στον ανατολικό Ειρηνικό. Ωστόσο, μπορούν επίσης να εμφανιστούν χωρίς καμία επίδραση από τη γη όταν το νερό είναι πιο ζεστό μακριά από τον ισημερινό, όπως στον δυτικό Βόρειο Ειρηνικό Ωκεανό. Ομοίως, οι κοιλότητες των μουσώνων μπορούν να σχηματιστούν εντελώς πάνω από τις μάζες της γης χωρίς την κοντινή παρουσία νερού. Το πιο αξιοσημείωτο παράδειγμα είναι η έρημος της Βόρειας Αφρικής, όπου η Σαχάρα έχει ως αποτέλεσμα πολύ θερμότερες θερμοκρασίες από την Κεντρική Αφρική το καλοκαίρι.

Η συντριπτική πλειοψηφία των περιπτώσεων γένεσης σχετίζεται με τις κοιλότητες των μουσώνων. Ωστόσο, η δυναμική μπορεί να είναι περίπλοκη και δεν είναι ακόμη καλά κατανοητή. Ορισμένες διαταραχές υφίστανται τη μετάβαση στην τροπική κατάθλιψη απευθείας μέσα στις κοιλότητες μουσώνων. Άλλες βιώνουν αυτήν τη μετάβαση ως *τροπικά κύματα* (που ονομάζονται *ανατολικά κύματα* στις Ηνωμένες Πολιτείες) που σχηματίζονται όταν μια κοιλότητα μουσώνων «σπάει» σε ένα κυκλωνικό μοτίβο κύματος στο πεδίο του ανέμου και ταξιδεύει δυτικά από τη κοιλότητα των μουσώνων. Αυτή η ανάλυση σχετίζεται με ένα άλλο είδος αστάθειας που ονομάζεται *δυναμική αστάθεια*, η οποία εμφανίζεται υπό ορισμένες διαμορφώσεις ροής ή / και μοτίβα θερμοκρασίας. Αυτή η αστάθεια προκύπτει επειδή μια διαταραχή στην κοιλότητα των μουσώνων αποκτά κινητική ενέργεια από άλλη πηγή και μεγαλώνει με το χρόνο. Αυτή η πηγή μπορεί να προέρχεται από την κινητική ενέργεια της ροής ανέμου μεγάλης

κλίμακας ή από πιθανή ενέργεια (αποθηκευμένη ενέργεια) λόγω ορισμένων προτύπων θερμοκρασίας. Συχνά, και οι δύο πηγές ενδέχεται να είναι διαθέσιμες.

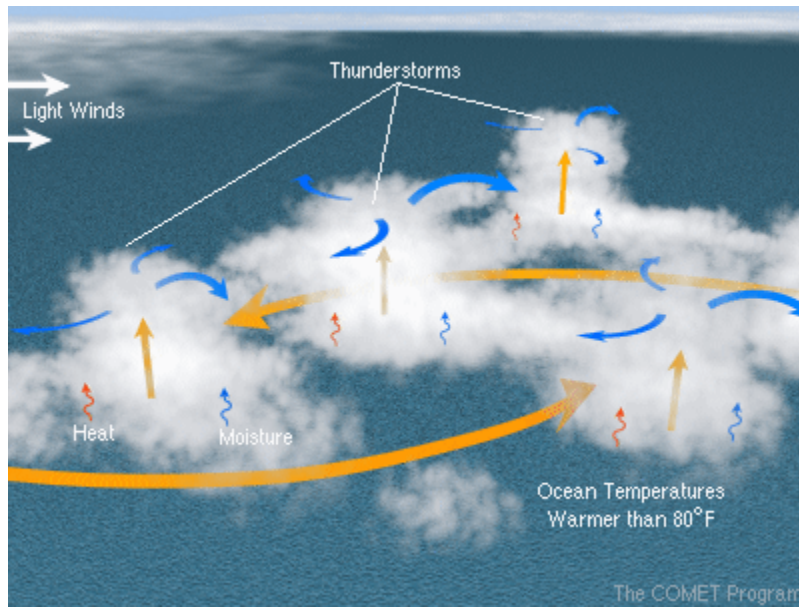
Για παράδειγμα, ο αφρικανικός μουσώνας βρίσκεται κοντά σε έναν ισχυρό ανατολικό άνεμο. Αυτός ο ανατολικός άνεμος μπορεί να συσσωρεύσει υπερβολική κινητική ενέργεια, να διαλυθεί και να μεταφέρει την ενέργειά του σε σχηματισμό κυμάτων. Τα κύματα μετά διαδίδονται προς τα κάτω στο ανατολικό ρεύμα. Καθώς τα κύματα κινούνται προς τα δυτικά, εισέρχονται σε μια περιοχή όπου υπάρχει πιθανή ενέργεια λόγω του μοναδικού μοτίβου θερμοκρασίας στη Βόρεια Αφρική. Ο αέρας της ερήμου βόρεια του κύματος είναι θερμότερος από ό, τι στην Κεντρική Αφρική. Ο ζεστός αέρας ανεβαίνει καθώς ρέει προς τη δυτική άκρη του κύματος, ενώ ο ψυχρότερος νότιος αέρας βυθίζεται στην ανατολική άκρη. Αυτό χαμηλώνει το κέντρο μάζας του κύματος, απελευθερώνοντας αποθηκευμένη ενέργεια που αυξάνει την περιστροφή του.

Σε αυτό το παράδειγμα, η δυναμική αστάθεια συμβαίνει με τη μεταφορά κινητικής ενέργειας από τον ανατολικό άνεμο σε ανάπτυξη κυμάτων και τη μετατροπή δυναμικής ενέργειας (από το πεδίο θερμοκρασίας) σε κινητική ενέργεια για την ανάπτυξη κυμάτων. Ενώ μπορεί να κυριαρχήσει ένας μηχανισμός ανάπτυξης κυμάτων, οι διεργασίες δεν είναι πάντα αποκλειστικές αλλά μπορούν να συμβούν ταυτόχρονα. Παρομοίως, η μία διαδικασία μπορεί να ξεκινήσει την ανάπτυξη μιας μικρής διαταραχής στη κοιλότητα των μουσώνων και η άλλη μπορεί να την βοηθήσει να ενισχυθεί μετά, όπως συμβαίνει στην Αφρική.

Περίπου το 60% των τυφώνων που αντιμετωπίζουν οι ΗΠΑ προέρχονται από τροπικά κύματα που διασπώνται από την αφρικανική κοιλότητα των μουσώνων και διαδίδονται στον Ατλαντικό. Τα τροπικά κύματα είναι αρκετά επίμονα χαρακτηριστικά και μπορούν να μεταδίδονται σε μεγάλες αποστάσεις. Μερικοί τυφώνες του Ανατολικού Ειρηνικού μπορούν ακόμη και να συνδεθούν με ανατολικά κύματα που προέρχονται από την Αφρική. Η δυναμική αστάθεια μπορεί επίσης να ξεκινήσει στις κοιλότητες των μουσώνων όταν η έντονη καταιγίδα δημιουργεί τις απαραίτητες πιθανές ενεργειακές συνθήκες. Τα τροπικά κύματα δεν είναι μοναδικά στον αφρικανικό μουσώνα, αλλά σχηματίζονται σε πολλές άλλες περιοχές του Ατλαντικού, όπως η Καραϊβική Θάλασσα (Fitzpatrick, 2006), καθώς και σε άλλες ωκεάνιες όταν υπάρχει δυναμική αστάθεια.

Οι υπόλοιπες περιπτώσεις γένεσης σχετίζονται με *μετωπικές κοιλότητες* και *επιφανειακές κοιλότητες* μακριά από τον ισημερινό. Μία μετωπική κοιλότητα είναι το υπόλοιπο ενός μετώπου που έχει χάσει το χαρακτηριστικό της αντίθεσης της θερμοκρασίας και έχει εισέλθει στις τροπικές περιοχές. Μια επιφανειακή κοιλότητα περιλαμβάνει όλα τα άλλα είδη κοιλοτήτων, όπως εκείνα που σχετίζονται με μια περιοχή αντίθεσης υγρασίας ή ευρεία συμπλέγματα καταιγίδων. Ορισμένες επιφανειακές κοιλότητες προκαλούνται ακόμη και από χαρακτηριστικά καιρού σε ύψος 40.000 μέτρων.

Συνοπτικά, μια προϋπόθεση για τη γένεση είναι μια κοιλότητα σε γεωγραφικά πλάτη τουλάχιστον 5 μοίρων από τον ισημερινό, όπου η δύναμη Coriolis μπορεί να προκαλέσει μερική κυκλική περιστροφή και αυτές οι κοιλότητες εμπίπτουν σε τρεις κατηγορίες: μια κοιλότητα μουσώνων, μετωπική κοιλότητα και επιφανειακή κοιλότητα. Τα τροπικά (ανατολικά) κύματα διακόπτονται μερικές φορές από τις κοιλότητες των μουσώνων λόγω της δυναμικής αστάθειας και αποτελούν επίσης πηγή γένεσης. Ο ρόλος της δυναμικής αστάθειας για τη γένεση μέσα στις κοιλότητες είναι ακόμα ασαφής, αλλά φαίνεται να παίζει σημαντικό ρόλο σε ορισμένες περιπτώσεις. Στον Ατλαντικό παρατηρούνται περίπου πενήντα πέντε έως εβδομήντα πέντε τροπικά κύματα ετησίως, αλλά μόνο το 10-25 τοις εκατό αυτών εξελίσσεται σε τροπική κατάθλιψη ή πέραν αυτής. Μόνο ένα μικρό ποσοστό μετωπιαίων και επιφανειακών κοιλοτήτων γίνονται επίσης τροπικές καταθλίψεις ή ισχυρότερες. Για την σύγκλιση, τη μερική κυκλωνική περιστροφή και μερικές φορές τη δυναμική αστάθεια είναι απαραίτητη μια κοιλότητα σε γεωγραφικά πλάτη τουλάχιστον 5 μοιρών και άνω από τον ισημερινό.



Εικόνα 12 Η γέννηση ενός τροπικού κυκλώνα. Αυτή η εικόνα δείχνει μια χαλαρά οργανωμένη ομάδα καταιγίδων, και σε κάθε καταιγίδα, τα βέλη δείχνουν τη θερμότητα και την υγρασία να ανεβαίνει στην ατμόσφαιρα πάνω από τον ωκεανό. Τα μεγάλα πορτοκαλί βέλη δείχνουν γενική αριστερόστροφη (κυκλική) περιστροφή, ενώ τα μπλε βέλη δείχνουν απόκλιση του ανέμου στην άνω τροπόσφαιρα. Η θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας είναι θερμότερη από 80 ° Fahrenheit και οι περιβαλλοντικοί άνεμοι είναι ελαφροί με χαμηλή κάθετη διάτμηση (Smith & Montgomery, 2016)

Η δεύτερη προϋπόθεση που απαιτείται για τη γένεση είναι θερμοκρασία νερού τουλάχιστον στους 80 ° F. Η θερμότητα που μεταφέρεται από τον ωκεανό στον αέρα δημιουργεί και διατηρεί την στατική αστάθεια (και επομένως καταιγίδες) στην διαταραχή. Η τρίτη προϋπόθεση που απαιτείται για τη γένεση είναι η μειωμένη κάθετη διάτμηση ανέμου, που ορίζεται ως η διαφορά μεταξύ ταχύτητας και κατεύθυνσης ανέμου στα 40.000 πόδια ψηλά και στην επιφάνεια. Με άλλα λόγια, για να προκύψει γένεση, ο άνεμος πρέπει να έχει περίπου την ίδια ταχύτητα και να φυσά από την ίδια κατεύθυνση σε όλα τα επίπεδα ύψους στην ατμόσφαιρα. Αυτό επιτρέπει στις καταιγίδες και τη δομή του ανέμου να αναπτυχθούν ανεμπόδιστα.

Οι τρεις συνθήκες (θερμό νερό, επιφανειακή κοιλότητα και μειωμένη κάθετη διάτμηση ανέμου) είναι προφανώς απαραίτητες αλλά ανεπαρκείς συνθήκες για την ανάπτυξη πλήρους περιστροφής (και, εξ ορισμού, μιας τροπικής κατάθλιψης). Στον Ατλαντικό, ακόμη και όταν όλες αυτές οι καταστάσεις φαίνονται ευνοϊκές, μερικές φορές η γένεση δεν συμβαίνει και η πρόβλεψη για το πότε θα σχηματιστεί μια τροπική κατάθλιψη παραμένει ένα ανησυχητικό και σημαντικό πρόβλημα.

Υπάρχουν πολλές εικασίες σχετικά με το ποιος μπορεί να είναι ο «σύνδεσμος που λείπει» (ή οι σύνδεσμοι). Μελέτες έχουν δείξει ότι η καθίζηση, η οποία καταστέλλει το σχηματισμό νεφών μέσω: (1) αφαίρεσης της υγρασίας της ατμόσφαιρας (2) της εμπόδισης του ανερχόμενου αέρα και (3) μέσω της εξάτμισης των σταγονιδίων των νεφών, καταστέλλει τη γένεση (Fitzpatrick, 2006). Πράγματι, ένας γενικός κανόνας που χρησιμοποιείται από τους μετεωρολόγους για την πρόβλεψη είναι ότι η γένεση δεν συμβαίνει έως ότου η επιφανειακή πίεση πέσει κάτω από 1010 mb στον Ατλαντικό. Η ύπαρξη πίεσης πάνω από αυτό το όριο υποδηλώνει καθίζηση. Οι καταιγίδες σκόνης συνοδεύουν τον αφρικανικό μουσώνα και εξαπλώνονται μακριά στον Ατλαντικό, και ορισμένοι μετεωρολόγοι υποθέτουν ότι η συνοδευτική σκόνη, ο ξηρός αέρας και η διάτμηση του ανέμου εμποδίζουν τη γένεση (Fitzpatrick, 2006). Μερικοί ερευνητές θεωρούν ότι ορισμένα τροπικά κύματα χρειάζονται ένα επιπλέον «λάκτισμα» μέσω της διάδοσης σε μια άλλη δυναμικά ασταθή περιοχή (Fitzpatrick, 2006), μια άλλη κοιλότητα μουσώνων (Fitzpatrick, 2006) ή μια περιοχή ενισχυμένης σύγκλισης (Fitzpatrick, 2006)) για την επιπρόσθετη ανάπτυξη που απαιτείται για την επίτευξη τροπικής κατάθλιψης. Σε ορισμένες περιπτώσεις, οι μεταβολές του ανέμου από το Νότιο Ημισφαίριο σε μια διαταραχή έχουν συσχετιστεί με τη γένεση, δημιουργώντας ίσως αυτές τις ευνοϊκές συνθήκες (Fitzpatrick, 2006).

Μια ενδιαφέρουσα παρατήρηση είναι ότι η γένεση τείνει να συσσωρεύεται με το χρόνο στις παγκόσμιες λεκάνες (Fitzpatrick, 2006). Μερικές φορές, η γένεση μπορεί να μην συμβεί για αρκετές εβδομάδες, και ξαφνικά σχηματίζονται πολλές τροπικές καταιγίδες και τυφώνες. Η έρευνα δείχνει ότι αυτή η ομαδοποίηση οφείλεται εν μέρει σε μια κυματοειδή κίνηση που ταξιδεύει ανατολικά από την Ινδία προς τη Βόρεια Αμερική και ονομάζεται *Madden-Julian Oscillation*. Αυτή η ταλάντωση, με χρόνο επανάληψης τριάντα έως εξήντα ημερών, τείνει να ευνοεί τη γένεση όταν ο ανερχόμενος κλάδος εμφανίζεται παρουσία μιας κοιλότητας μουσώνων ή τροπικού κύματος. Ο ανερχόμενος κλάδος είναι ευνοϊκός για την ανάπτυξη σύννεφων σε διαταραχές και για την αύξηση του αριθμού των διαταραχών, ενώ ο φθίνων κλάδος καταστέλλει τα σύννεφα. Αυτό το φαινόμενο σχηματίζεται στον Ινδικό Ωκεανό κοντά στον ισημερινό και διαδίδεται ανατολικά. Η επιρροή του είναι ισχυρότερη στον Ινδικό Ωκεανό και στο δυτικό Ειρηνικό Ωκεανό, και καθίσταται λιγότερο σημαντική καθώς διαδίδεται προς τα ανατολικά. Έχει επίσης μικρότερο αντίκτυπο μακριά από τον ισημερινό. Ωστόσο, η έρευνα δείχνει ότι επηρεάζει τη γένεση στον ανατολικό Ειρηνικό (Emanuel, 2005), τον Ατλαντικό (Fitzpatrick, 2006) και άλλες ωκεάνιες λεκάνες όπως της Αυστραλίας (Emanuel 2005). Έτσι, η τροπική

γένεση είναι πιο πιθανή στην ευνοϊκή φάση των δεκαπέντε έως τριάντα ημερών της ταλάντωσης Madden-Julian. Ωστόσο, το μεγαλύτερο μέρος της συσσώρευσης στον Ατλαντικό πιθανότατα οφείλεται στην αντιπαραβολή ευνοϊκών συνθηκών, με την ταλάντευση Madden-Julian να παίζει μικρό ρόλο.

Μόλις σχηματιστεί μια τροπική κατάθλιψη, οι ευνοϊκές συνθήκες μειωμένης διάτμησης του ανέμου, θερμού νερού και πλήρους κυκλικής περιστροφής παρέχουν τη διαδικασία «ανάφλεξης» για την περαιτέρω ανάπτυξη. Ο ανερχόμενος αέρας στην κατάθλιψη διεγείρει εισροή από τα χαμηλά στρώματα προς το κέντρο. Αυτή η εισροή αυξάνει αργά την κυκλική κυκλοφορία της διαταραχής. Το σύστημα αρχίζει να αναπτύσσει ένα μοτίβο θερμοκρασίας θερμού πυρήνα, το οποίο μειώνει την επιφανειακή πίεση. Όσο η κατάθλιψη παραμένει πάνω από ζεστό νερό με μειωμένη κατακόρυφη διάτμηση ανέμου και διατηρεί μια δραστηριότητα καταιγίδας κοντά στο κέντρο, το σύστημα πιθανότατα θα αναπτυχθεί. Η μειωμένη διάτμηση του ανέμου είναι ένας κρίσιμος παράγοντας, επειδή επιτρέπει τον κατακόρυφο προσανατολισμό των καταιγίδων, διατηρεί τη δομή του συστήματος και διατηρεί την εισροή από τα χαμηλά στρώματα. Εάν η διαταραχή μετακινηθεί σε περιβάλλον όπου η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται δραματικά με το ύψος (ή η κατεύθυνση του ανέμου αλλάζει δραματικά με το ύψος), οι καταιγίδες γέρνουν προς τα κάτω και περιστρέφονται κυκλικά προς τα αριστερά (Fitzpatrick, 2006), και ο θερμός πυρήνας διαβρώνεται (Emanuel, 2005). Ως αποτέλεσμα, η ισχυρή διάτμηση ανέμου διαταράσσει την κατακόρυφη δομή του συστήματος και η εισροή στα χαμηλά στρώματα εξασθενεί. Ομοίως, η εισβολή ξηρού αέρα, η κίνηση πάνω από ψυχρότερο νερό ή η κίνηση πάνω από τη γη είναι επιζήμια. Εάν εμφανιστούν δυσμενείς καταστάσεις, η κατάθλιψη εξασθενεί και τελικά εξαφανίζεται. Συνήθως, το χρονικό πλαίσιο της γένεσης τόσο της διαταραχής όσο και της κατάθλιψης διαρκεί αρκετές ημέρες ή περισσότερο. Ωστόσο, υπό ιδανικές συνθήκες, μια διαταραχή ή κατάθλιψη μπορεί να εξελιχθεί πολύ πιο γρήγορα. Όταν οι κυκλωνικοί άνεμοι αυξάνουν την ταχύτητα τους στα 39 mph σε ορισμένα σημεία στην κατάθλιψη, το σύστημα αναβαθμίζεται σε τροπική καταιγίδα. Σε αυτό το σημείο, ξεκινά το στάδιο εντατικοποίησης.

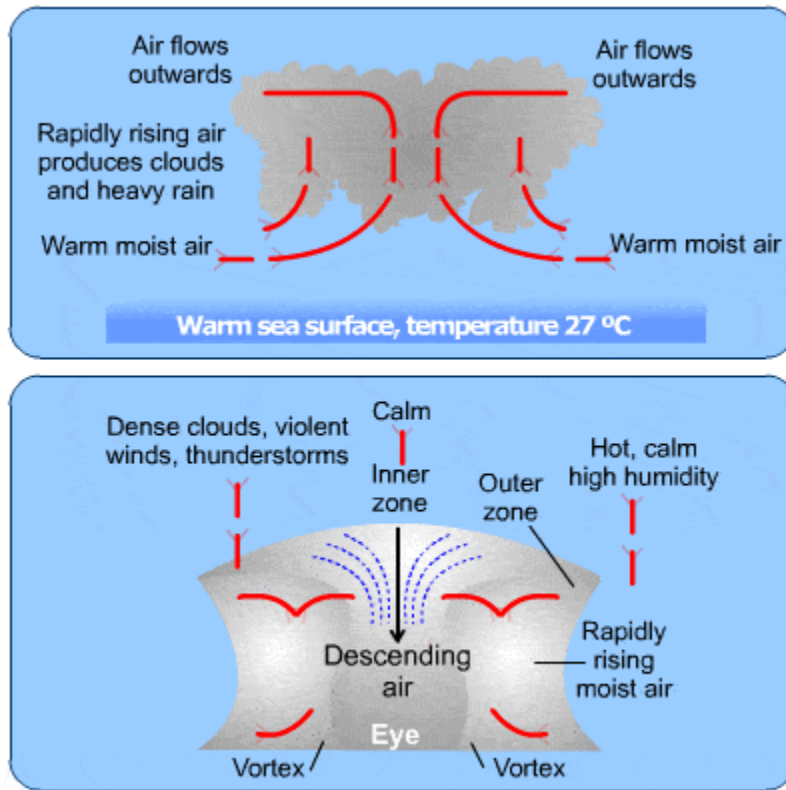
2. Στάδιο έντασης - η σημασία της θερμοκρασίας του νερού

Για την εντατικοποίηση των τροπικών καταιγίδων σε έναν τυφώνα, πρέπει να συνεχιστούν οι ίδιες συνθήκες που επέτρεψαν την αρχική ανάπτυξή του (θερμό νερό, υγρός αέρας και μειωμένη διάτμηση ανέμου). Όταν παραμένουν οι ευνοϊκοί περιβαλλοντικοί παράγοντες, ο ρυθμός

ανάπτυξης αυξάνεται σε σύγκριση με το στάδιο της γένεσης. Αυτό συμβαίνει επειδή καθώς ο άνεμος αυξάνει τη ταχύτητα του, περισσότερη υγρασία μεταφέρεται από τον ωκεανό στον αέρα και όταν αυτή η υγρασία αλλάζει από ένα αέριο σε υγρό στάδιο κατά τη διάρκεια του σχηματισμού νέφους, η λανθάνουσα θερμότητα που σχετίζεται με αυτήν την αλλαγή φάσης απελευθερώνεται στην περιδίηση. Επιπλέον, επειδή το σύστημα έχει πλήρη περιστροφή, ένα μεγαλύτερο ποσοστό αυτής της λανθάνουσας θερμότητας διατηρείται στην καταιγίδα (σε αντίθεση με μια καταιγίδα που δεν περιστρέφεται, όπου όλη η λανθάνουσα θερμότητα που απελευθερώνεται από τα σύννεφα απλώς εξαπλώνεται). Η στήλη του αέρα αρχίζει να θερμαίνεται, γεγονός που μειώνει την επιφανειακή πίεση. Περισσότερος αέρας θα ρέει προς την χαμηλότερη επιφανειακή πίεση, προσπαθώντας να ανακαταστεί το βάρος της ατμόσφαιρας, με αποτέλεσμα ταχύτερους ανέμους. Οι ταχύτεροι κυκλωνικοί άνεμοι ενισχύουν επίσης τη σύγκλιση. Και οι δύο παράγοντες αυξάνουν την παραγωγή καταιγίδας και την εισροή στο χαμηλό επίπεδο. Εμφανίζεται τώρα ένας μηχανισμός ανατροφοδότησης όπου οι γρηγορότεροι κυκλωνικοί άνεμοι παράγουν πιο ισχυρές καταιγίδες, μειώνοντας την πίεση της κεντρικής επιφάνειας και δημιουργώντας ισχυρότερη εισροή, η οποία δημιουργεί γρηγορότερους κυκλωνικούς ανέμους κ.λπ. Υπό ευνοϊκές περιβαλλοντικές συνθήκες, μια τροπική καταιγίδα μπορεί να «περιστραφεί» αρκετά γρήγορα, με τους ανέμους να αυξάνονται σε ταχύτητα έως και 50 mph ή περισσότερο σε μια μέρα. Όταν οι άνεμοι φτάνουν στα 74 mph σε κάποιο σημείο στη θύελλα, αυτή ταξινομείται ως τυφώνας.

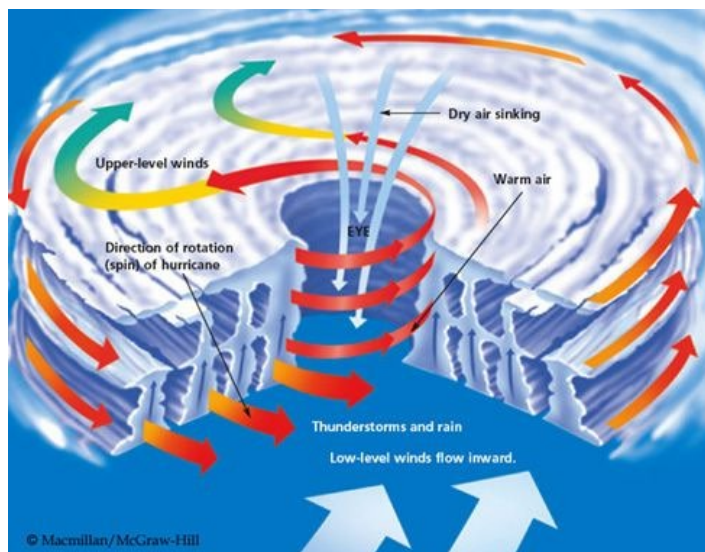
Η θερμοκρασία του νερού συνδέεται αναμφισβήτητα με την ανάπτυξη αυτών των καταιγίδων. Οι τυφώνες σπάνια σχηματίζονται πάνω από νερό πιο ψυχρό από τους 80 ° F (παρόλο που συμβαίνουν εξαιρέσεις). Αποδυναμώνονται επίσης δραματικά εάν ένα ώριμο σύστημα κινείται πάνω από νερό πιο ψυχρό από τους 80 ° F ή εάν κινηθούν πάνω από την ξηρά, καθώς η πηγή θερμότητας και υγρασίας έχει αφαιρεθεί. Προκειμένου ένας τυφώνας να διατηρήσει τις καταιγίδες μέσω στατικής αστάθειας, απαιτείται θερμός, υγρός επιφανειακός αέρας κοντά στο κέντρο χαμηλής πίεσης. Αυτή η θερμότητα παρέχεται από λογική μεταφορά θερμότητας από το θερμό νερό του ωκεανού, γιατί διαφορετικά ο αέρας που ρέει προς τη χαμηλότερη πίεση θα εκτονωθεί και θα κρυώσει. Με άλλα λόγια, η λογική ροή θερμότητας από το θερμό νερό αντισταθμίζει την εκτεταμένη ψύξη λόγω της χαμηλότερης πίεσης, διατηρώντας τον θερμό επιφανειακό αέρα κοντά στο κέντρο της καταιγίδας όπου απαιτείται για τη διατήρηση των

καταιγίδων. Αυτή η λογική ροή θερμότητας στην επιφάνεια αυξάνεται επίσης με την ταχύτητα του ανέμου, παρέχοντας μια άλλη θετική ανατροφοδότηση.



Εικόνα 13 Ο ρόλος της θερμοκρασίας του νερού (Smith & Montgomery, 2016)

Όσο πιο θερμό είναι το νερό, τόσο μεγαλύτερες είναι οι πιθανότητες για γένεση, τόσο πιο γρήγορος είναι ο ρυθμός ανάπτυξης και τόσο ισχυρότερες είναι αυτές οι καταιγίδες. Υπό συνθήκες παρατεταμένης μειωμένης διάτμησης ανέμου και θερμοκρασίας νερού μεγαλύτερη από 85 ° F, οι διερκείς άνεμοι μπορεί να φτάσουν σχεδόν τα 200 mph. Ο Πίνακας 1 δείχνει την πιθανή ένταση που μπορεί να επιτύχει μια τροπική καταιγίδα ή ένας τυφώνας για μια δεδομένη θερμοκρασία νερού (Fitzpatrick, 2006).



Εικόνα 14 Η ροή και η θερμοκρασία του αέρα σε έναν τυφώνα σε εξέλιξη (Smith & Montgomery, 2016)

Πίνακας 1 Πιθανή ένταση σε έναν ώριμο τυφώνα για δεδομένες θερμοκρασίες νερού (Smith & Montgomery, 2016)

Θερμοκρασία νερού (°F)

Πιθανή ταχύτητα διαρκών ανέμων σε τροπική καταιγίδα ή τυφώνα μετά το πέρας του σταδίου γένεσης (mph)

70	101
71	104
72	107
73	110
74	114
75	118
76	122
77	127
78	132
79	138
80	145
81	152
82	160
83	169
84	178
85	189
86	201

3. Στάδιο αποδυνάμωσης και διάλυση

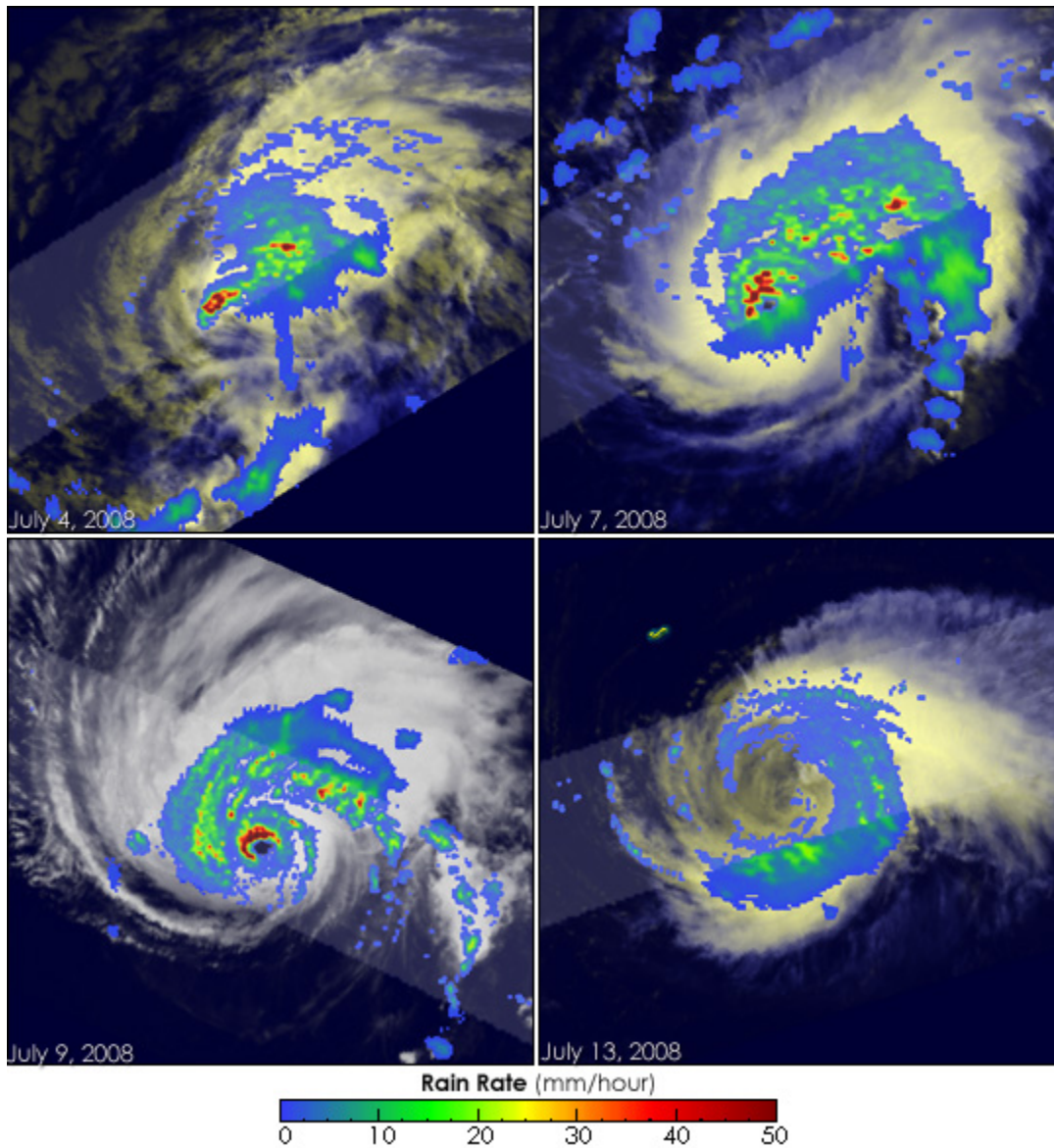
Ευτυχώς, λόγω κάποιου ανασταλτικού παράγοντα, πολύ λίγοι τυφώνες φτάνουν στο μέγιστο δυναμικό τους. Συνθήκες που σταματούν την εντατικοποίηση περιλαμβάνουν την διάτμηση του ανέμου, την κίνηση πάνω από την ξηρά, την εισβολή ξηρού αέρα, την ψύξη των ωκεανών που προκαλείται από καταιγίδες με ανάμιξη ψυχρότερου νερού κάτω από τα ζεστά επιφανειακά ύδατα και μετακίνηση πάνω από κρύο νερό. Προσωρινή εμφάνιση οποιασδήποτε (ή συνδυασμού) αυτών των επιδράσεων θα σταματήσει την ανάπτυξη ή θα προκαλέσει εξασθένηση.

Όταν οι τυφώνες εξασθενούν σημαντικά πάνω από το θερμό νερό, υπάρχουν δύο πιθανοί ένοχοι. Η κύρια αιτία είναι συνήθως κάθετη διάτμηση ανέμου. Η διάτμηση του ανέμου είναι το αποτέλεσμα της περιβαλλοντικής κατεύθυνσης του ανέμου να αλλάζει με το ύψος, ο περιβαλλοντικός άνεμος να αυξηθεί κατά 20 mph ή περισσότερο με το ύψος ή ένας συνδυασμός και των δύο. Η διάτμηση ανέμου διαταράσσει την κατακόρυφη δομή του τυφώνα. Οι μεγάλοι τυφώνες μπορούν να αντέξουν τη διάτμηση του ανέμου καλύτερα από τους μικρούς τυφώνες (London, 2019), καθιστώντας μερικές φορές δύσκολη την πρόβλεψη της επίδρασης της διάτμησης του ανέμου στους τυφώνες. Ο άλλος παράγοντας αποδυνάμωσης είναι μερικές φορές η εισβολή ξηρού αέρα στον εσωτερικό πυρήνα του τυφώνα, που διαταράσσει τις καταιγίδες του εσωτερικού πυρήνα.

Ακόμα και όταν δεν είναι εμφανείς ανασταλτικοί παράγοντες σε σχέση με το θερμό νερό, οι τυφώνες που φτάνουν στη δυνητική τους ένταση σπάνια τη διατηρούν για οποιαδήποτε σημαντική περίοδο. Προφανώς, η εσωτερική φυσική ενός τυφώνα αποκλείει μια καταιγίδα σε σταθερή κατάσταση. Αντίθετα, οι ισχυρές συνθήκες ανέμου προωθούν εσωτερικές ρυθμίσεις κοντά στο κέντρο της καταιγίδας.

Η επίμονη εμφάνιση οποιασδήποτε ή περισσότερων ανασταλτικών παραγόντων θα προκαλέσει αποσύνθεση του τυφώνα. Από αυτές τις δυνατότητες, οι περισσότερες περιπτώσεις αποσύνθεσης συμβαίνουν λόγω της κίνησης πάνω από την ξηρά ή της μετακίνησης πάνω σε ψυχρότερο νερό. Όταν ένας τυφώνας κινείται πάνω από ψυχρό νερό, κυριαρχεί η εκτεταμένη ψύξη που σταθεροποιεί την ατμόσφαιρα, διαλύει τις καταιγίδες και αποδυναμώνει τον τυφώνα. Επιπλέον, ενώ το θερμό νερό είναι σημαντικό, είναι εξίσου σημαντικό αυτό να έχει βάθος τουλάχιστον 100 πόδια. Το ανώτερο ωκεάνιο στρώμα κάτω από έναν τυφώνα μπορεί να κρυώσει λόγω των

βελτιωμένων ανταλλαγών θερμότητας αέρα-θάλασσας, την ανάμιξη του στρώματος με την αολική δύναμη και την ανάμιξη από τα ωκεάνια ρεύματα (Fitzpatrick, 2006). Απαιτείται ένα παχύ στρώμα θερμού νερού για τη μείωση ή την αντιστάθμιση αυτών των επιπτώσεων. Σε γενικές γραμμές, η ανάμιξη έχει ως αποτέλεσμα την ψύξη του ωκεανού στους 1-3 ° F κάτω από έναν τυφώνα (Fitzpatrick, 2006). Επιπλέον, μια αργή διαδικασία συμβαίνει σε αργά κινούμενους τυφώνες όπου το ωκεάνιο νερό μεταφέρεται μακριά από το κέντρο της καταιγίδας, φαινόμενο γνωστό ως upwelling (London, 2019). Απαιτείται νερό από κάτω για την αναπλήρωση του χαμένου επιφανειακού νερού. Εάν το θερμό ωκεάνιο στρώμα είναι πολύ λεπτό, κρύο νερό από κάτω από το στρώμα θα ανυψωθεί στην επιφάνεια, διακόπτοντας την παροχή ενέργειας του θερμού νερού της καταιγίδας, εξασθενίζοντας την. Στην πραγματικότητα, μερικές φορές ένας τυφώνας θα αποσυντεθεί όταν σταματήσει για μεγάλο χρονικό διάστημα. Σε περίπτωση που ένας τυφώνας σταματήσει να κινείται για αρκετές ημέρες, μπορεί να αναμίξει και σημαντικά τον ωκεανό, αντικαθιστώντας όλο το ζεστό νερό με κρύο νερό και ο τυφώνας θα εξαφανιστεί. Ένα παράδειγμα είναι ο τυφώνας Roxanne το 1995 όταν έγινε στάσιμος στον κόλπο της Campeche.



Εικόνα 15 αποδυνάμωση τυφώνα πάνω από το ψυχρό νερό (Smith & Montgomery, 2016)

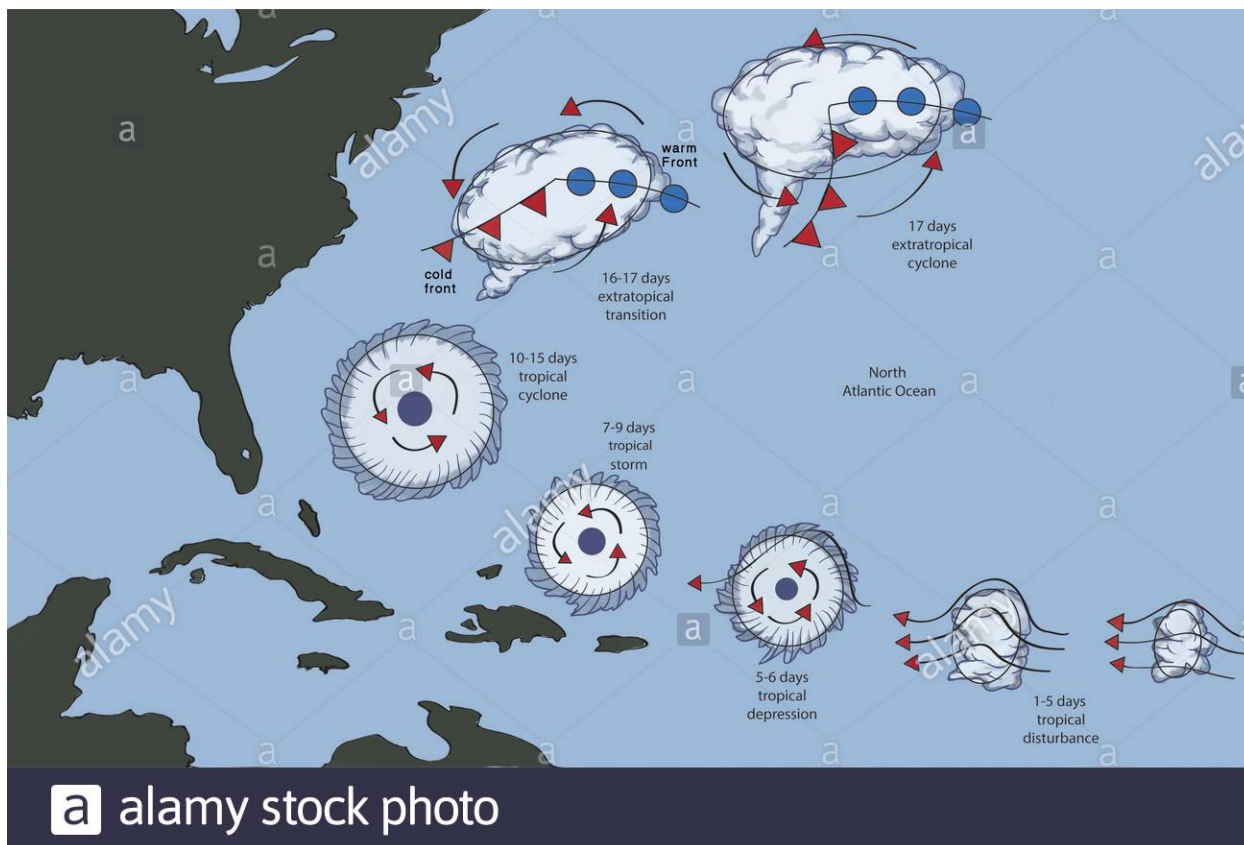
Όταν ένας τυφώνας κινείται πάνω από στεριά, η αποδυνάμωση συμβαίνει ακόμη πιο γρήγορα επειδή όχι μόνο έχει χαθεί η επιφανειακή ροή θερμότητας αλλά και η πηγή υγρασίας για σχηματισμό νεφών. Δεδομένου ότι η στεριά παρουσιάζει μεγαλύτερη τριβή από το νερό, αυτό αποδυναμώνει επίσης τους τυφώνες που κινούνται πάνω από την ξηρά, αλλά είναι μια ελάχιστη επίδραση σε σύγκριση με την απώλεια αισθητής ροής θερμότητας και υγρασίας. Ως αποτέλεσμα, οι τυφώνες που κινούνται πάνω από την ξηρά αντιμετωπίζουν ταχεία αποσύνθεση. Εάν η καταιγίδα παραμείνει στην ξηρά, οι μέγιστοι παρατεταμένοι άνεμοι της θα μειωθούν κατά μέσο όρο 45 mph ανά ημέρα και ο ρυθμός διάλυσης είναι ακόμη πιο γρήγορος για αρχικά ισχυρές

καταιγίδες (London, 2019). Τριάντα έξι ώρες μετά την έναρξη της κίνησης πάνω από την ξηρά, οι καταιγίδες στην ενδοχώρα σπάνια περιέχουν ανέμους με ταχύτητες πάνω από αυτές που απαντώνται στην τροπική κατάθλιψη.

4. Εξωτροπική μετάβαση

Συχνά, το δημόσιο ενδιαφέρον για έναν τυφώνα μειώνεται όταν ένας τυφώνας κινείται σε υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη ή πάνω από την ξηρά, εξασθενεί και αρχίζει να χάνει τα τροπικά του χαρακτηριστικά. Ωστόσο, μια αποσυντιθέμενη καταιγίδα μπορεί να εξελιχθεί σε έναν ταχέως κινούμενο και περιστασιακά ταχέως αναπτυσσόμενο εξωτροπικό κυκλώνα που παράγει έντονες βροχοπτώσεις, πολύ μεγάλα κύματα, ακόμη και ανέμους ισχύς παρεμφερής με έναν ισχυρό τυφώνα. Μια τέτοια κατάσταση ενέχει σημαντικό κίνδυνο για τοποθεσίες μεσαίου γεωγραφικού πλάτους κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και του φθινοπώρου, απαιτώντας την προσοχή του κοινού.

Η εξωτροπική μετάβαση είναι μια σταδιακή διαδικασία κατά την οποία ένας τυφώνας κινείται βόρεια προς ένα μη τροπικό περιβάλλον με σημαντικές αντιθέσεις θερμοκρασίας και υγρασίας, διάτμηση ανέμου και ψυχρότερη θερμοκρασία νερού. Όπως συζητήθηκε παραπάνω, αυτές οι καταστάσεις είναι καταστροφικές για τα τροπικά συστήματα και περίπου το ήμισυ αποσυντίθενται πλήρως. Ωστόσο, τα εξωτροπικά συστήματα χαμηλής πίεσης (αυτά με κρύα και ζεστά μέτωπα που επηρεάζουν τις ΗΠΑ όλο το χρόνο) ευδοκιμούν σε ένα τέτοιο περιβάλλον και το υπόλοιπο 50 τοις εκατό των εξασθενημένων τυφώνων βιώνει μια εξωτροπική μετάβαση (Fitzpatrick, 2006). Ειδικότερα, εάν τα υπολείμματα του τυφώνα αλληλοεπιδράσουν με κοιλότητα ανώτερου επίπεδου, έναν προϋπάρχοντα εξωτροπικό κυκλώνα ή μια περιοχή με μεγάλες αντιθέσεις θερμοκρασίας, μπορεί να μετατραπεί σε εξωτροπικό σύστημα.



Εικόνα 16 Εξωτροπικός μετασχηματισμός τυφώνα (Smith & Montgomery, 2016)

Κατά τη διάρκεια του εξωτροπικού μετασχηματισμού, ο εσωτερικός πυρήνας του τυφώνα χάνει την συμμετρική του εμφάνιση νέφους με μειωμένη δραστηριότητα καταιγίδας. Οι σχεδόν συμμετρικές κατανομές ανέμου και βροχής εξελίσσονται περί τον άξονα περιστροφής μετατρέπονται σε ευρεία ασύμμετρα μοτίβα που επεκτείνονται σε μεγάλο βαθμό στην περιοχή (Fitzpatrick, 2006). Ένα κρύο μέτωπο προς τα νότια και ένα ζεστό μέτωπο προς τα ανατολικά σχηματίζεται στο σύστημα, που μοιάζει με μοτίβο νέφους. Η κίνηση της καταιγίδας αυξάνεται δραματικά, με ταχύτητες ανέμου μεγαλύτερες από 45 mph, συμβάλλοντας περαιτέρω στην ασύμμετρη δομή της καταιγίδας, επεκτείνοντας την περιοχή των ανέμων με σημαντική δύναμη και δημιουργώντας σοβαρές δυσκολίες πρόβλεψης.

Εάν η καταιγίδα είναι πάνω από τον ωκεανό, η γρήγορη κίνηση και οι διευρυμένοι άνεμοι δημιουργούν μεγάλα κύματα. Ο ίδιος ο εξωτροπικός κυκλώνας μπορεί σταδιακά να αποσυντεθεί, αλλά περίπου το ήμισυ επαναπροσδιορίζεται, με μερικούς να βιώνουν ταχεία ανάπτυξη με ανέμους μέχρι την ένταση αυτών του τυφώνα (Fitzpatrick, 2006). Και στις δύο περιπτώσεις (αποσύνθεση ή επανεντοπισμός), μπορεί να λάβει χώρα σημαντική βροχόπτωση, με

αποτέλεσμα σοβαρές πνευμονίες. Κατά τη διάρκεια της εξωτροπικής μετάβασης, η βροχόπτωση επεκτείνεται μακριά από το κέντρο της καταιγίδας, με τη μέγιστη βροχόπτωση να εμφανίζεται στα αριστερά της τροχιάς (Fitzpatrick, 2006).

3. Medicanes: Οι τυφώνες της Μεσογείου

Η λέξη *Medicane* είναι ένα αρκτικόλεξο του μεσογειακού τυφώνα (*Mediterranean hurricane*). Παρόλο που δεν είναι γνωστό από ποιόν, πότε ή πού υιοθετήθηκε ο όρος για πρώτη φορά, χρησιμοποιήθηκε περιστασιακά κατά τη διάρκεια των πρώτων ετών αυτού του αιώνα. Από τότε, αυτή η λέξη έχει κερδίσει σιγά σιγά έδαφος σε ερευνητικές μελέτες.

Ο όρος *Medicane* δεν αναφέρεται σε έναν πραγματικό τυφώνα στην περιοχή της Μεσογείου, αλλά σε έναν τύπο κυκλώνα που, όταν έχει αναπτυχθεί πλήρως, έχει παρόμοια χαρακτηριστικά με τους τροπικούς κυκλώνες. Λόγω των μεγάλων γεωγραφικών διαφορών μεταξύ της Μεσογείου και των τροπικών ωκεανών, οι *Medicanes* είναι μικρότεροι και ασθενέστεροι από τους τροπικούς κυκλώνες, αλλά θέτουν επίσης σε κίνδυνο τα νησιά και τις παράκτιες περιοχές.

Η μεσογειακή λεκάνη αναγνωρίζεται ως μία εκ των κύριων κυκλογενετικών περιοχών στον κόσμο (Pettersen, 1956; Hoskins & Hodges, 2002; Wernli & Schwerz, 2006), και μεγάλο μέρος του καιρού με υψηλές επιπτώσεις που επηρεάζει τις μεσογειακές χώρες (ιδίως ισχυροί άνεμοι και έντονες βροχοπτώσεις) έχουν συσχετιστεί στατιστικά με την σχεδόν παρουσία μιας διακριτής κυκλονικής υπογραφής (π.χ. Jansà et al., 2001). Οι κυκλώνες μπορεί να κυμαίνονται από συνοπτική έως μεσαία κλίμακα και από καθαρά βαροκλιτικά συστήματα έως διαταραχές που ρυθμίζονται ορογραφικά ή διαβατικά. Τα πολύ έντονα περιστατικά και οι συνέπειές τους έχουν σαφώς συνδεθεί με την παρουσία διακεκριμένων ορογραφικών συστημάτων που περιβάλλουν τη Μεσόγειο Θάλασσα (Reiter, 1975; Buzzi & Tibaldi, 1978; Speranza et al., 1985; Genonés & Jansà, 1991; Martín et al. 2007). Οι περισσότεροι από αυτούς τους τύπους τυφώνων είναι καλά κατανοητοί, και συνήθως είναι βαροκλιτικές διαταραχές. Η χωρική κατανομή αυτών των τυφώνων δεν είναι ομοιόμορφη και υπάρχουν δύο προτιμώμενες περιοχές για κυκλογένεση: η περιοχή της Κύπρου και ο κόλπος της Γένοβας (Alpert et al., 1990; Campins et al., 2011). Παρά την υψηλή συχνότητα κυκλώνων στη Μεσόγειο Θάλασσα και τον μεγάλο αριθμό μελετών που αφιερώθηκαν σε αυτούς, οι μικροί κυκλώνες ως *medicanes* γενικά δεν αντιπροσωπεύονται καλά και δεν ανιχνεύονται με συνήθεις μεθοδολογίες.

Οι *medicanes* αναπτύσσονται πάνω από τη θάλασσα. Αυτό το γεγονός περιπλέκει το έργο της απόκτησης δεδομένων παρατήρησης κατά την ανάπτυξή τους. Η πυκνότητα των σημαντήρων

πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα είναι πολύ αραιή και τα πλοία αποφεύγουν να διασχίσουν αυτές τις καταιγίδες για λόγους ασφαλείας. Οι δορυφορικές εικόνες και τα δεδομένα ανάλυσης είναι το μόνο διαθέσιμο υλικό για τη μελέτη αυτών των γεγονότων, αλλά τείνουν να εμπίπτουν στα χωρικά και χρονικά κενά του δικτύου παρατήρησης. Εκτός από αυτό, ο μικρός αριθμός medicanes ανά έτος καθιστά την ανάλυσή τους δύσκολη, ειδικά από στατιστική άποψη. Ωστόσο, λόγω του παραλληλισμού τους, μπορούμε να βασιστούμε σε μελέτες τροπικών κυκλώνων. Είναι γνωστό ότι η διαδικασία γένεσης του medicane ξεκινά με εισβολή κρύου αέρα σε υψόμετρο που επικαλύπτεται με σχετικά θερμό ωκεανό στον πυθμένα. Αυτή η αντίθεση καθιστά το ιδανικό σενάριο για το περιβάλλον σε μια λειτουργία σαν κινητήρας Carnot, παρόμοια με την προτεινόμενη θεωρία για να εξηγήσει πώς οι τροπικοί κυκλώνες διατηρούνται από την επιφάνεια της θερμότητας.

3.1 Κυκλογένεση στην Μεσόγειο

Ο ορισμός της εκρηκτικής κυκλογένεσης αφορά στην κατηγορία κυκλογενέσεων ενός βαρομετρικού συστήματος που παρουσιάζει ιδιαίτερα σημαντικές πτώσεις πίεσης στο κέντρο του. Εστιάζοντας στην Μεσόγειο, οι κυκλογενέσεις αυτού του τύπου που είναι ισχυρότερες εν γένει εντοπίζονται κυρίως και συχνότερα πάνω από την θάλασσα παρά την ξηρά (Radionis 1965). Η λαπλασιανή του πεδίου πίεσης αξιοποιείται στην ποσοτικοποίηση της έντασης του χαμηλού σε αυτές τις περιπτώσεις. Κατά τον Bergeron (1954), στην περίπτωση που ο ρυθμός αυτής της πτώσης στο κέντρο του βαρομετρικού συστήματος κατά την κυκλογένεση παρουσιάζει διαφορές τουλάχιστον κατά 1hPa/hr κατά μέσο όρο εντός ενός εικοσιτετράωρου, αυτή μπορεί πλέον να χαρακτηριστεί ως εκρηκτική. Ως προς αυτό απαιτείται μια γεωγραφική προσαρμογή που αφορά στην κανονικοποίηση του ρυθμού της πτώσης, δεδομένου ότι ο ορισμός του Bergeron δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή του φαινομένου σε όλα τα γεωγραφικά πλάτη (προσαρμογή στις 60°N). Κατά τους Sanders και Gyakum (1980), εξετάζεται η σχέση 1:

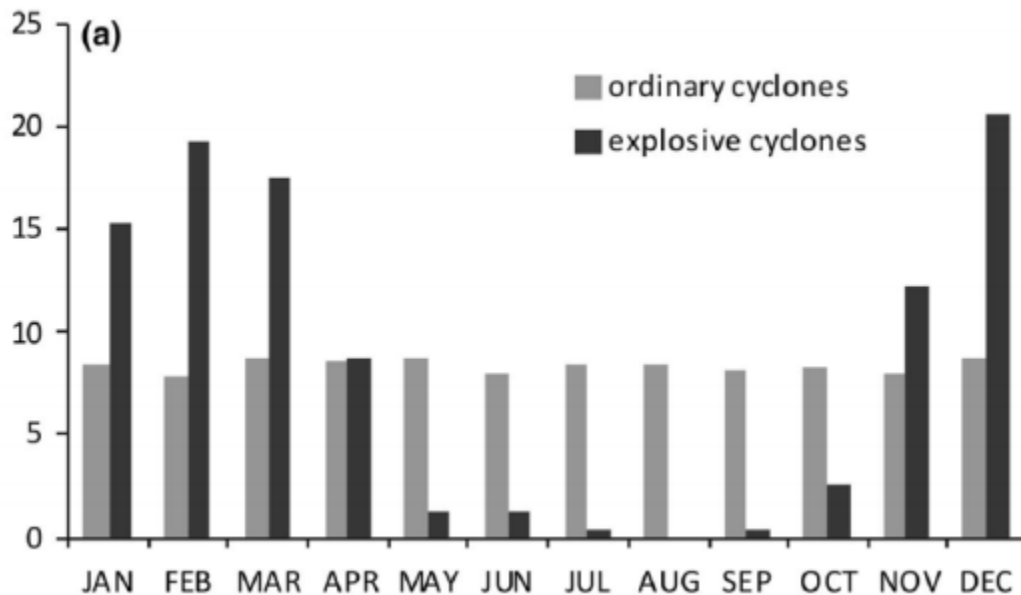
$$NDRc = \left| \frac{\Delta P}{24} \cdot \frac{\sin 60^\circ}{\sin \varphi} \right| \geq 1 \quad (1)$$

όπου:

ΔP η διαφορά πίεσης εντός του εικοσιτετράωρου, ϕ το γεωγραφικό πλάτος, και το NDR_c αντιστοιχεί στο Normalized Deepening Rate of central pressure

Εάν η εξίσωση (1) ισχύει, τότε στο σύστημα μπορεί να αποδοθεί ο χαρακτηρισμός του εκρηκτικού ή της μετεωρολογικής βόμβας.

Εν γένει τέτοια φαινόμενα αναφέρονται να κάνουν την εμφάνιση τους κατά προτίμηση πάνω από θαλάσσιες περιοχές τους ψυχρούς μήνες (Radionις 1965b; Conte 1986). Εξετάζοντας την αντίστοιχη κατανομή ανά μήνα (εικόνα 17) για τα εκρηκτικά χαμηλά εντός της μεσογείου προκύπτει ότι η μέγιστη συχνότητα εμφάνισης αυτών καλύπτει το χρονικό εύρος μεταξύ Νοεμβρίου και Απριλίου με την κορύφωση των εμφανίσεων να λαμβάνει χώρα το Δεκέμβριο. Αυτού του είδους οι διαταραχές παρουσιάζουν σημαντικές ομοιότητες και χαρακτηριστικά με τους τροπικούς κυκλώνες που παρουσιάστηκαν στο προηγούμενο κεφάλαιο, τόσο κατά την λειτουργία τους όσο και σε σχέση με την δομή τους (Böttger et al. 1975; Bosart 1981; Gyakum 1983b ; Mayencon 1983).



Εικόνα 17 Καταγραφή των κανονικών και εκρηκτικών χαμηλών στην μεσόγειο ανά έτος για το διάστημα 1962 – 2001 (Kouroutzoglou et al. 2014)

Οι περισσότερες μελέτες θεωρούν την δυναμική της τροπόσφαιρας και την ατμοσφαιρική κυκλοφορία εν γένει ως φαινόμενα συνοπτικής κλίμακας. (Manobianco 1989; Sanders 1986; Wash et al. 1992; Konrad & Collucci 1988; Wang & Rogers 2001; Lackmann et al. 1996;). Οι Wash et al. (1992), Sanders (1986), και Gyakum & Danielson (2000), εξέτασαν την διάκριση μεταξύ των δυναμικών και θερμοδυναμικών διεργασιών κατά τις εκρηκτικές κυκλογενέσεις σε αντιπαράβολή με την τυπική κυκλογένεση. Η έρευνα τους κατέληξε στο ότι οι συνθήκες για την έναρξη της πρώτης είναι ευνοϊκές όταν:

- Υφίσταται μια ενισχυμένη βαροκλινικότητα μεταξύ των χαμηλών στρωμάτων της τροπόσφαιρας (Rogers & Bosart 1991)
- Εκλύεται λανθάνουσα θερμότητα (Gyakum 1983b; Kuo et al. 1991)
- Η θερμότητα της θάλασσας επιτρέπει την θέρμανση των κατωτέρων στρωμάτων σε υψηλότερες θερμοκρασίες από τα υπερκείμενα στρώματα του αέρα (Hedley & Yau 1991; Davis & Emanuel 1988)
- Υφίστανται συνθήκες ασθενούς στατικής ευστάθειας (Gyakum & Barker 1988; Reed & Albright 1986).

Περαιτέρω, σημαντικό παράγοντα που συνεισφέρει αποτελεί η δυναμική των τροποσφαιρικών στρωμάτων (ανωτέρων) εξαιτίας των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην μεταξύ τους αλληλεπίδραση. (Rogers & Bosart 1986; Colucci 1985; Roebber 1993; Zehnder & Keyser 1991; Strahl & Smith 2001). Οι Rogers & Bosart (1986), ως προς αυτό στην εργασία τους καθόρισαν τα ακόλουθα στάδια για την εκρηκτική κυκλογένεση:

Αρχικό Στάδιο: Υφίσταται ο σχηματισμός μιας περιοχής χαμηλής πίεσης που οδηγεί στην ταχεία βάρυνση.

Εκρηκτικό Στάδιο: Καθορίζεται η περίοδος όπου εμφανίζεται ο εκρηκτικός ρυθμός για την πτώση πίεσης που ορίστηκε στην εξίσωση (1)

Στάδιο Ωρίμανσης: Παύει η γρήγορη πτώση πιέσεων στο κέντρο του χαμηλού ενώ η διάσταση του (χωρικά) δεν μεταβάλλεται πλέον.

Στάδιο διάλυσης: Παρουσιάζεται αρχικά μια μείωση στον ρυθμό ανάπτυξης (εξίσωση (1) πλέον <1) ενώ σε μετέπειτα στάδιο η πίεση αυξάνει, η ένταση μειώνεται στο χαμηλό και ακολουθεί η κυκλοδιάλυση.

Οι κατηγορίες κατάταξης των εκρηκτικών χαμηλών είναι κατά τον (Sanders 1986):

α) ασθενή (1 - 1.2 Bergerons),

β) μέτρια (1.3 - 1.8 Bergerons) και

γ) ισχυρά (πάνω από 1.8 Bergerons).

Τα θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά των κατηγοριών με εστίαση στην χρονική διαφορά που αφορά στις επιφανειακές κυκλογενέσεις και των κινήσεων στροβιλισμού (μέγιστου) μεταξύ των ανωτέρων στρωμάτων που βρίσκονται άνω της ύψους της επιφάνειας αποτελούν τις κύριες διαφοροποιήσεις μεταξύ των κατηγοριών. Εν γένει, υφίστανται δύο βασικοί τύπου κυκλοφορίας στην ατμόσφαιρα, οι κυκλωνικές και οι αντικυκλωνικές. Βάση αυτού οι Konrad & Colucci (1988), κατέληξαν στον διαχωρισμό των περιπτώσεων των επιφανειακών εκρηκτικών κυκλογενέσεων αναλόγως της κυκλοφορίας εντός της ισοβαρικής στάθμης των 500hPa, εντός χρονικού διαστήματος 48 ωρών περί μια από τις μέσες θέσεις των επιφανειακών χαμηλών για την διάρκεια εξέλιξης της βάθυνσης ως εξής:

α) Οι κυκλογενέσεις που συνοδεύονται από δραστηριότητα στα 500hPa

β) Οι κυκλογενέσεις που σχετίζονται με την ύπαρξη αντικυκλώνων σε μεγάλη κλίμακα στα 500hPa, που ενέχει ρόλου ασταθούς δυναμικά έξαρσης με την ανάπτυξη ανώτερων διαταραχών στα ανατολικά του κράσπεδα

γ) Οι κυκλογενέσεις που δεν ανήκουν στις ανωτέρω.

3.1.1 Βαροκλιτικές διεργασίες

Οι ζώνες αυτές αφορούν σε περιοχές που δρουν υποστηρικτικά παράλληλα με άλλες φυσικές διεργασίες στην ανάπτυξη και στην βάθυνση ενός κοινού χαμηλού. Εν γένει, σε μια ατμόσφαιρα με βαροκλιτικά χαρακτηριστικά εμφανίζονται μια μεταβολή της θερμοκρασίας οριζόντια και αντίστοιχα μεταβολή του ανέμου κατακόρυφα. Στην περίπτωση ύπαρξης αεροχειμάρου, οι

ενδείξεις είναι ιδιαίτερα ισχυρές ως προς αυτό, ιδιαίτερα αν αυτός υφίσταται άνω από την περιοχή που λαμβάνει χώρα η κυκλογένεση και εμφανίζεται πριν λάβει χώρα η βύθιση του χαμηλού.

Οι παράγοντες που εξετάζονται σε σχέση με το ρόλο που έχει η βαροκλιτικότητα σε σχέση με την βύθιση των χαμηλών εξωτροπικά αφορούν στη ροή θερμότητας, στις διεργασίες του οριακού ατμοσφαιρικού στρώματος και στον αεροχείμαρρο. Παράλληλα, διαδικασίες που επίσης εξετάζονται αφορούν στην έκλυση θερμότητας (λανθάνουσας), των αλληλεπιδράσεων με την θάλασσα του αέρα και της δυναμικής των ανώτερων στρωμάτων.

Εν γενεί οι διαδικασίες των ανώτερων στρωμάτων και ο τρόπος απόκριση της κατώτερης ατμόσφαιρας σε αυτά τα ανώτερα δυναμικά αίτια αποτελούν ιδιαίτερα ισχυρούς παράγοντες στην περίπτωση της εκρηκτικής κυκλογένεσης (Sanders & Gyakum, 1980). Εν γένει απαιτείται ο διαχωρισμός των οριζόντιων από τις κατακόρυφες κινήσεις των μεταβλητών που εξετάζονται στην περίπτωση μιας βαροκλιτικής ατμόσφαιρας, και ως προς αυτό αξιοποιείται η κατανομή σε ισηντροπικές επιφάνειες του δυναμικού στροβιλισμού. Η χρήση ισηντροπικής ανάλυσης αποτελεί ένα εύχρηστο εργαλείο, καθώς μεταφράζει τη συμπεριφορά της αέριας μάζας καθ' ύψος, χωρίς να είναι απαραίτητη η γνώση του πεδίου των κατακόρυφων ταχυτήτων.

Αυτή η συμπεριφορά από τον σχετικό στροβιλισμό στα ανώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα μπορεί να αποτελέσει ένα εργαλείο διάγνωσης της εμφάνισης αλλά και της βύθισης του χαμηλού με σημαντική αξιοπιστία. Συγκεκριμένα, εξετάζεται η μεταφορά του σχετικού στροβιλισμού ατμοσφαιρικά ώστε να προκύψει ο εντοπισμός της θέσης και της έντασης για το αντίστοιχο σύστημα επιφανειακά.

Περαιτέρω, ένα εργαλείο επίσης ιδιαίτερης χρησιμότητας αποτελεί ο δυναμικός στροβιλισμός που επιτρέπει να εξεταστούν οι μηχανισμοί που συντελούν στην κυκλογένεση, ιδιαίτερα την εκρηκτική. Μελετώντας τον άνω σε επιφάνειες ισηντροπικός, αποδίδεται μια καλύτερη κατανόηση του φαινομένου. Παράλληλα ο δυναμικός στροβιλισμός μπορεί να συνδεθεί με την εκρηκτική κυκλογένεση δεδομένου ότι στην περίπτωση ύπαρξης μιας περιοχής θετικής μεταφοράς στροβιλισμού πλησίον της τροπόπαυσης με ταυτόχρονη κίνηση προς περιοχές ενισχυμένων βαθμίδων δυναμικής θερμοκρασίας επί των κατωτέρων στρωμάτων τότε, η περιοχή

αυτή μπορεί να χαρακτηριστεί ως ενισχυτική για την επιφανειακή κυκλογένεση (Hoskins et al. 1985).

Οι Petterssen και Smebye (1971), διαχώρισαν την εκρηκτική κυκλογένεση σε δυο μεγάλες κατηγορίες:

Τύπος Α: Η βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα κυκλογένεσης

Τύπος Β: Η οριζόντια μεταφορά στροβιλισμού στα ανώτερα στρώματα αποτελεί τον πρωταρχικό παράγοντα κυκλογένεσης.

3.2 Τύποι εκρηκτικής κυκλογένεσης στην Μεσόγειο

Εξετάζοντας και εστιάζοντας στην μεσογειακή λεκάνη, οι μηχανισμοί των εκρηκτικών κυκλογενέσεων μπορούν να καταταχθούν σε 2 βασικές κατηγορίες, σύμφωνα με την βιβλιογραφία, αναλόγως των θερμοδυναμικών χαρακτηριστικών και της δομής που παρουσιάζουν τα ανώτερα στρώματα τους (Conte et al., 1997).

3.2.1 Εκρηκτική Κυκλογένεση τύπου KF (Karacostas & Flocas 1983)

Στον τύπο εκρηκτικών κυκλογενέσεων KF, παρουσιάζεται η αλληλεπίδραση μιας ασταθούς διαταραχής με μικρό μήκος με μια αντίστοιχα κινούμενη διαταραχή με μεγάλο μήκος κινούμενη άνωθεν μιας βαροκλιτικής ζώνης που προϋπήρχε. Ισχυρός θετικός στροβιλισμός και έντονες ψυχρές μεταφορές χαρακτηρίζουν τα στρώματα στην ανώτερη ατμόσφαιρα, ενώ αντίστοιχα τα στρώματα στην κατώτερη ατμόσφαιρα χαρακτηρίζονται από σειρά διεργασιών, κυρίως διαβατικών, γεγονός που οδηγεί σε έντονες και ταχείες πτώσεις πίεσης στο επιφανειακό χαμηλό. Περαιτέρω, ο αεροχειμαρρος που δρα ως τροφοδότης τυρβώδους κινητικής ενέργειας στην διαταραχή με το μεγάλο μήκος κύματος αποτελεί σημαντικό παράγοντα (Orlanski & Sheldon, 1995), συμβάλλοντας στην βάθυνση, καθώς συνδυάζεται με την ροή λανθάνουσας και αισθητής θερμότητας.

Ως επί το πλείστον τον καθοριστικό ρόλο στην περίπτωση αυτή διαδραματίζουν οι Άλπεις, καθώς υπήνεμα υπάρχει η δημιουργία της διαταραχής με το μικρό μήκος, ιδιαίτερα στις ψυχρές

περιόδους του έτους. (Conte et al., 1997). Αυτό αιτιολογείται από το γεγονός ότι κατά τους ψυχρούς μήνες (ιδίως τον Ιανουάριο), το μοτίβο της συνοπτικής κυκλοφορίας στη Μεσόγειο, ευνοεί τη δημιουργία κυκλογένεσης στα υπήνεμα των Άλπεων και των Πυρηναίων Όρων (Trigo et al., 2002). Παράλληλα, κατά την εισβολή υφέσεων από την βορειοδυτική Ευρώπη ή τον Βόρειο Ατλαντικό στην λεκάνη της μεσογείου αυτές απαντούν τις ευρωπαϊκές οροσειρές κάθετα και κατά συνέπεια υπάρχει η δημιουργία του υπήνεμου χαμηλού. Αυτό με τη σειρά του αλληλεπιδρά με την προαναφερθείσα μεγάλου μήκους κύματος διαταραχή η οποία εμφανίζεται σαν μια ανώτερη trough ή σαν ένα επιφανειακό ψυχρό μέτωπο.

3.2.2 Εκρηκτική Κυκλογένεση τύπου CC (Capaldo et al. 1980)

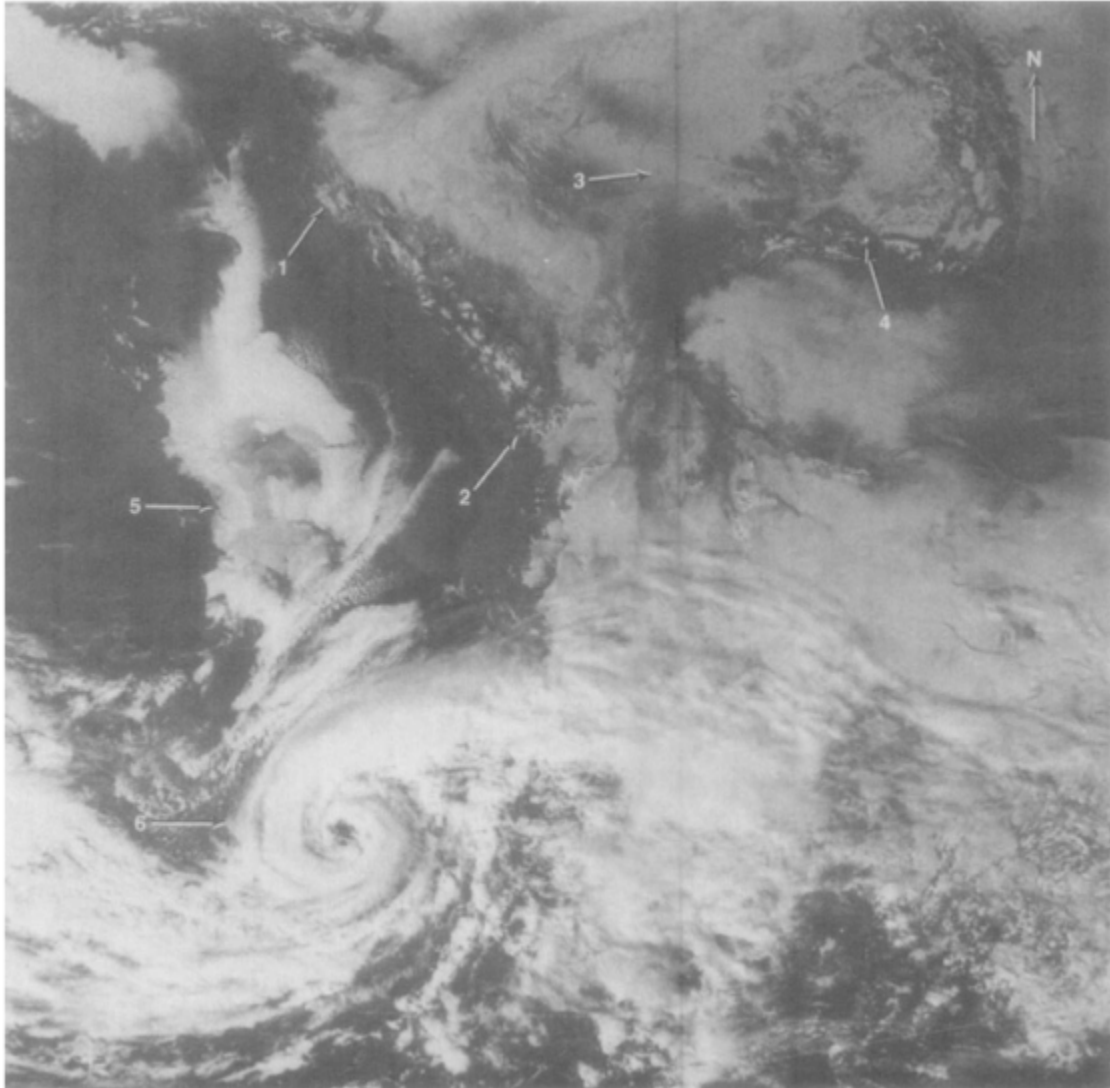
Σε σχέση με τον έτερο τύπο για την εκρηκτική κυκλογένεση εντός της Μεσογείου, αυτός υφίσταται κατά την αλληλεπίδραση μιας μικρής κλίμακας ύφεσης από την βόρεια Αφρική (προερχόμενη από την οροσειρά του Άτλαντα) με μια αντίστοιχη διαταραχή η οποία εισβάλλει στην λεκάνη από τον Βορρά. Πλέον κατά την περίπτωση αυτή, ο αεροχείμαρρος στα χαμηλά ύψη διαδραματίζει σημαντικότατο ρόλο, παράλληλα με την βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα που είναι πολύ ισχυρή, λόγω της έντονης θερμοκρασιακής διαφοράς που έχουν οι δύο αέριες μάζες. Περαιτέρω, εντός των αρχικών σταδίων της ανάπτυξης για αυτό το τύπο, οι τιμές του στροβιλισμού των ανωτέρων στρωμάτων είναι σημαντικά μεγάλες λόγω της διάτμησης των ανέμων από την προσέγγιση των κλάδων του υποτροπικού αεροχείμαρρου (STJ) με τον πολικό αεροχείμαρρο (PFJ). Ο τελευταίος συνοδεύει την ύφεση από τα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ενώ ο πρώτος κινείται βορειότερα μέσα στη Μεσόγειο (Prezerakos et al., 2006).

Οι περιπτώσεις αυτές παρουσιάζουν το μέγιστο της συχνότητας εμφάνισής τους κατά τη διάρκεια του Μαρτίου-Απριλίου, στη δυτική Μεσόγειο. Αυτό το χρονικό διάστημα, οι Σαχαριανές υφέσεις, έχουν μεγαλύτερη συχνότητα εμφάνισης στη Μεσόγειο (Prezerakos 1985; Maheras et al 2001). Ένας από τους λόγους που συμβαίνει αυτό, είναι η ενισχυμένη βαροκλιτικότητα στα χαμηλά στρώματα στη βόρεια Αφρική (Prezerakos et al 1990).

3.3 Παλαιότεροι Medicanes

Από τη δεκαετία του 1960, όταν έγιναν διαθέσιμες ορισμένες δορυφορικές εικόνες, ήταν δυνατό να εντοπιστούν στροβιλισμοί στη λεκάνη της Μεσογείου με παρόμοια χαρακτηριστικά με τροπικού κυκλώνες. Τα προειδοποιητικά σημάδια αυτών των πιθανών συμβάντων βασίζονταν συνήθως σε μητρώα απότομων πτώσεων πίεσης και υψηλές τιμές ταχύτητας ανέμου.

Ο Ernest και ο Matson (1983) μελέτησαν έναν κυκλώνα στις 26 Ιανουαρίου 1982 (Εικ. 18). Ήταν η πρώτη μεσογειακή τροπική καταιγίδα που εντοπίστηκε στη Μεσόγειο Θάλασσα, κοντά στα νερά της Λιβύης. Ο κυκλώνας έφτασε το μέγιστο της έντασης του στα 1800 UTC διατηρώντας ατμοσφαιρική πίεση 992 mbar και έπειτα από μια περίοδο σταδιακής εξασθένισης, με την πίεση του συστήματος εν τέλει να ανεβαίνει στα 1009 mbar. Ωστόσο, ο κυκλώνας επαναπροσδιορίστηκε ελαφρώς για περίοδο έξι ωρών. Οι αναφορές σκαφών έδειξαν ότι υπήρχαν άνεμοι 93 km / h, δηλαδή τροπικοί άνεμοι στην κλίμακα ανέμου Saffir-Simpson, πιθανότατα κοντά στο τείχος του ματιού του κυκλώνα, όπου εμφανίζονται οι υψηλότερης ταχύτητας άνεμοι σε έναν τροπικό κυκλώνα.



Εικόνα 18 Η ορατή ζώνη δορυφορικής εικόνας NOAA-7 της περιοχής της Ανατολικής Μεσογείου λήφθηκε στις 26 Ιανουαρίου 1982 στις 1236 GMT. Η ανάλυση είναι 1,1 χλμ. (Ernest και Matson 1983)

Τα αποκτηθέντα χαρακτηριστικά του τροπικού κυκλώνα έκαναν τους συγγραφείς να θέσουν τίτλο στο άρθρο τους «A Mediterranean Tropical Storm?». Λίγο αργότερα, οι Businger και Reed (1989), των οποίων η μελέτη επικεντρώθηκε σε πολικά χαμηλά επίπεδα, δέχτηκαν κάποιες βίαιες κυκλωνικές καταιγίδες πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα, με κάποια τροπικά χαρακτηριστικά κυκλώνων, ως υποκατηγορία πολικών χαμηλών επιπέδων. Αυτοί οι υποσυνοπτικοί στροβιλισμοί με θερμούς πυρήνες είναι πολύ διαβόητες για την πρόκληση ξαφνικών

αλλαγών στην πίεση και τον άνεμο στις πληγείσες περιοχές, αν και οι άνεμοι συνήθως δεν επιτυγχάνουν ένταση τυφώνα.

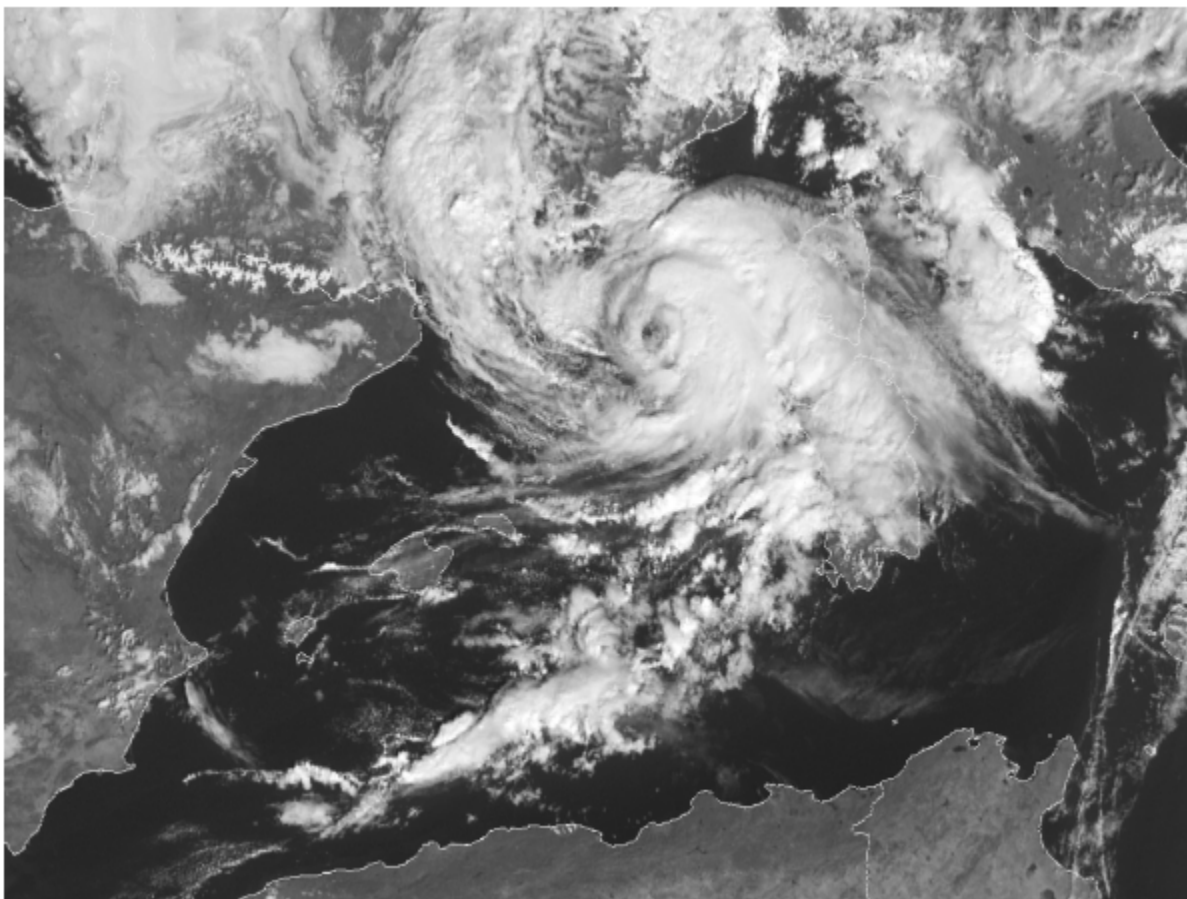
Στη συνέχεια, έγινε αποδεκτός ο φυσικός και δομικός παραλληλισμός μεταξύ τροπικού κυκλώνα και αυτού του είδους κυκλώνων στη Μεσόγειο Θάλασσα. Περισσότερα παραδείγματα είναι οι Pytharoulis et al. (1999) που παρουσίασαν μια «Μελέτη Κυκλώνα της Μεσογείου που μοιάζει με τυφώνα τον Ιανουάριο του 1995» και των Homar et al. (2003), με τη μελέτη ενός άλλου αξιόλογου medicane τον Σεπτέμβριο του 1996.

Στην πρώτη, μια αριθμητική προσομοίωση που χρησιμοποιεί τη μεσοσκόπηση έκδοση του Unified μοντέλου σε μια ειδική διαδρομή πάνω από την κεντρική και ανατολική Μεσόγειο αναπαράγει με επιτυχία πολλά από τα παρατηρούμενα χαρακτηριστικά του κυκλώνα. Η υπόθεση ότι το σύστημα μοιάζει με τυφώνα υποστηρίχθηκε από την παρουσία μιας θερμής δομής πυρήνα και την επίδραση ισχυρών επιφανειακών ροών θερμότητας και υγρασίας στην ανάπτυξή του. Στο δεύτερο, ο ρόλος της δραστηκής δραστηκότητας σε αυτή τη γένεση κυκλώνων αποδείχθηκε επίσης σε αντίθεση με την ανάπτυξη βαροκλινών χρησιμοποιώντας μια τεχνική διαχωρισμού παραγόντων.

Τον Νοέμβριο του 2011, η Εθνική Ωκεάνια και Ατμοσφαιρική Διοίκηση (NOAA) ορίζει επίσημα τον πρώτο τροπικό κυκλώνα της Μεσογείου (Εικ. 19) Αυτή η εκδήλωση ονομάστηκε με δύο διαφορετικά ονόματα: 01M από το NOAA Satellite Analysis Branch και Rolf από το Free University of Berlin (FU Berlin). Στις 7 Νοεμβρίου στις 12 UTC, οι υπηρεσίες της NOAA προειδοποίησαν για τροπικές διαταραχές στη Μεσόγειο Θάλασσα. Μετά από αυτό, η διαταραχή μετατράπηκε και ενισχύθηκε σε τροπική κατάθλιψη από τον Κόλπο των Λεόντων και αναβαθμίστηκε σε τροπική καταιγίδα. Σε μέγιστη ένταση, η καταιγίδα βρισκόταν κοντά στις ακτές της Γαλλίας. Είχε μια ελάχιστη χαμηλή πίεση 991 Pa και οι εκτιμώμενες ταχύτητες ανέμου έφτασαν τους 45 κόμβους σύμφωνα με διάφορες τεχνικές δορυφορικής ανάλυσης. Προκάλεσε οικονομικές ζημιές και δύο θανάτους.

Πιο πρόσφατα ένα επίσης τελευταίος κυκλώνας που θεωρήθηκε ως medicane από την EUMETSAT σημειώθηκε στις 7 Νοεμβρίου 2014. Αυτή η καταιγίδα έπληξε πρώτα τη Λαμπεντούσα στο νησί Linosa, μετά τη Μάλτα και τελικά την ανατολική ακτή της Σικελίας πριν

εξαφανιστεί στα ανατολικά. Ριπές 135 χλμ / ώρα καταγράφηκαν στη Λαμπεντούσα και έως και 154 χλμ / ώρα στη Μάλτα.



Εικόνα 19 Απεικόνιση HRV από τον Meteosat-8 στις 8 Νοεμβρίου 2011

Ακόμα πιο πρόσφατα, δύο medicanes αναγνωρίστηκαν και παρακολουθήθηκαν στην Μεσόγειο ο ονομαζόμενος Ζορμπάς το 2018, και ο Ιανός το 2020.

Ο κυκλώνας Zorbas, ή το Medicane Zorbas, ήταν ο πρώτος επίσημος τεκμηριωμένος μεσογειακός τροπικός κυκλώνας ή medicane, μετά από τον κυκλώνα Numa το 2017. Ο Zorbas προήλθε ως εξωτροπικός κυκλώνας στην ανατολική Μεσόγειο Θάλασσα. Οι υψηλές θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας επέτρεψαν στο σύστημα να εμβαθύνει γρήγορα και να μετατραπεί σε τροπικό κυκλώνα. Ο Ζορμπάς εντατικοποιήθηκε καθώς κατευθύνθηκε προς τα βόρεια προς την Ελλάδα, φτάνοντας στην μέγιστη ένταση με μέγιστους δυνατούς ανέμους 120

km / h (75 mph) και ελάχιστη κεντρική πίεση 987 mbar (29,15 inHg) στις 29 Σεπτεμβρίου. Η δυνατή βροχή και οι πλημμύρες από το Zorbas σκότωσαν 5 άτομα στην Τυνησία. Ένα άτομο σκοτώθηκε και δύο κηρύχθηκαν αγνοούμενα στην Ελλάδα. Η καταιγίδα εκτιμάται ότι προκάλεσε ζημιές εκατομμυρίων δολαρίων. Μια πρώτη προοπτική για την πιθανή ανάπτυξη ενός ρηχού κυκλώνα θερμού πυρήνα στη Μεσόγειο εκδόθηκε από το ESTOFEX στις 25 Σεπτεμβρίου 2018 και μια δεύτερη εκτεταμένη προοπτική εκδόθηκε στις 26 Σεπτεμβρίου 2018. Στις 27 Σεπτεμβρίου 2018, αναπτύχθηκε μια εξωτροπική καταιγίδα στην ανατολική Μεσόγειο Θάλασσα. Θερμοκρασίες νερού περίπου 27° C (81° F) υποστήριξαν τη μετάβαση της καταιγίδας σε υβριδικό κυκλώνα, με θερμό πυρήνα στο κέντρο. Η καταιγίδα κινήθηκε βορειοανατολικά προς την Ελλάδα, με σταδιακή αύξηση της έντασης και ανάπτυξη χαρακτηριστικών ενός τροπικού κυκλώνα. Στις 29 Σεπτεμβρίου, η καταιγίδα έφτασε στη ξηρά σε μέγιστη ένταση στην Πελοπόννησο, δυτικά της Καλαμάτας, όπου αναφέρθηκε μια ελάχιστη κεντρική πίεση 989,3 mbar (29,21 inHg). Η ESTOFEX ανέφερε το Zorbas ως «Μεσογειακό Κυκλώνα 2018M02», με την ίδια πίεση 989 mbar (29,2 inHg) στην Καλαμάτα, εκτιμώντας περαιτέρω ότι η ελάχιστη κεντρική πίεση του κυκλώνα ήταν 987 mbar (29,1 inHg), με μέγιστο σταθερό άνεμο ενός λεπτού ταχύτητας 120 χιλιομέτρων ανά ώρα (75 μίλια / ώρα) και αριθμό Dvorak T4.0, τα οποία όλα μεταφράζονται σε περιθωριακά χαρακτηριστικά τυφώνα κατηγορίας 1. Στις αρχές Οκτωβρίου, ο Ζορμπάς εμφανίστηκε στο Αιγαίο Πέλαγος, ενώ επιταχύνθηκε προς τα βορειοανατολικά. Στις 2 Οκτωβρίου, ο Ζορμπάς μετακόμισε στη βορειοδυτική Τουρκία και διαλύθηκε.

Ο κυκλώνας Ianos, επίσης γνωστός ως Medicane Ianos, επηρέασε την Ελλάδα στις 17 και 18 Σεπτεμβρίου 2020. Ο Ianos αναπτύχθηκε από μια περιοχή χαμηλής πίεσης στον Κόλπο της Σίδρας που ξεκίνησε γρήγορα την τροπική κυκλογένεση ενώ κινούταν πάνω από ζεστά νερά. Αφού έλαβε διάφορα ονόματα από διάφορα μετεωρολογικά κέντρα, η καταιγίδα, ονομάστηκε Ίανός από την ελληνική κυβέρνηση, εντατικοποιήθηκε γρήγορα ενώ κινήθηκε βορειοανατολικά. Μετά από μια οριακή επαφή με τα όρια της ιταλικής χερσονήσου, η καταιγίδα συνέχισε να χτυπά τη Μάλτα και την Κρήτη με τροπικούς ανέμους. Παρά την αλληλεπίδραση του εδάφους, ο μικρός κυκλώνας έφτασε στην μέγιστη ένταση των 120 km / h (75 mph) στις 18 Σεπτεμβρίου, αμέσως πριν από την προσγείωση στη νοτιοδυτική Ελλάδα. Μετά την προσγείωση, ο Ιανός γύρισε πίσω στη θάλασσα και μετακινήθηκε νότια-νοτιοανατολικά, πριν εξαφανιστεί στις 21 Σεπτεμβρίου.

Οι ζημιές ήταν σοβαρές στην Ελλάδα, με πόλεις στο κεντρικό τμήμα της χώρας να πλήττονται από τις επιπτώσεις της καταιγίδας. Πόλεις όπως η Καρδίτσα και το Μουζάκι πλημμύρισαν για αρκετές ημέρες. Έχουν αναφερθεί μεγάλες γεωργικές ζημιές σε αγροτικές περιοχές βόρεια της Αθήνας. Κηρύχθηκε κατάσταση έκτακτης ανάγκης για τα νησιά Ιθάκη, Κεφαλονιά και Ζάκυνθο. Τέσσερα άτομα σκοτώθηκαν και ένα άτομο κρίθηκε αγνοούμενο. Ο Ιανος προκάλεσε ζημιές τουλάχιστον 100 εκατομμυρίων δολαρίων (2020 USD).

Ένα ανώτερο επίπεδο χαμηλό μετακινήθηκε ανατολικά στη νότια Μεσόγειο Θάλασσα έως τις 14 Σεπτεμβρίου. Εκείνη την ημέρα, μια περιοχή χαμηλής πίεσης άρχισε να αναπτύσσεται πάνω από τον κόλπο της Σίδρας, ξεκινώντας τροπική κυκλογένεση σχηματίζοντας έναν θερμό πυρήνα στην επιφάνεια. Ο κυκλώνας αναπτύχθηκε γρήγορα τις επόμενες ώρες ενώ κινείται αργά βορειοδυτικά με ταχύτητα ανέμου περίπου 50 km / h (31 mph). Μέχρι τις 15 Σεπτεμβρίου, είχε ενταθεί στα 65 km / h (40 mph), με ελάχιστη πίεση 1.010 hPa (30 inHg), με περαιτέρω ανάπτυξη να προβλέπεται τις επόμενες ημέρες. Ο κυκλώνας είχε ισχυρές δυνατότητες να γίνει τροπικός τις επόμενες ημέρες λόγω των υψηλών θερμοκρασιών της θάλασσας από 27 έως 28 ° C (81 έως 82 ° F) στην περιοχή. Τα καιρικά μοντέλα προέβλεπαν ότι θα έπληττε πιθανώς τη δυτική ακτή της Ελλάδας στις 17 ή 18 Σεπτεμβρίου. Ο Ιανός σταδιακά εντάθηκε πάνω από τη Μεσόγειο Θάλασσα, αποκτώντας ένα χαρακτηριστικό που μοιάζει με μάτι κυκλώνα. Έφτασε στην Ελλάδα με μέγιστη ένταση στις 03:00 UTC στις 18 Σεπτεμβρίου, με ανέμους να κορυφώνονται κοντά στα 120 km / h (65 kn; 75 mph) και η ελάχιστη κεντρική πίεση εκτημήθηκε στα 995 hPa (29,4 inHg), που ισοδυναμεί με το ελάχιστο Τυφώνα κατηγορίας 1. Αφού βρέθηκε στην ξηρά, ο Ιανός γύρισε νότια-νοτιοανατολικά στις 19 Σεπτεμβρίου, επιστρέφοντας στη θάλασσα, όπου η καταιγίδα κατάφερε να αναδιοργανωθεί κάπως. Ο Ίανος συνέχισε να κινείται νότια-νοτιοανατολικά για άλλες δυο μέρες πριν εξαφανιστεί στις 21 Σεπτεμβρίου, στα ανοικτά των ακτών της Κυρηναϊκής.

4. Μεθοδολογία Έρευνας

Η παρούσα εργασία εξετάζει υπό το πρίσμα του θεωρητικού υποβάθρου που παρουσιάστηκε την προσομοίωση της ανάπτυξης του κυκλώνα Ζορμπά που παρουσιάστηκε στην νοτιοανατολική λεκάνη της Μεσογείου το 2018. Στο παρόν κεφάλαιο θα παρουσιαστεί συνοπτικά η διαδικασία που ακολουθήθηκε για την παραγωγή της προσομοίωσης του φαινομένου.

4.1 Λογισμικό προσομοίωσης

Για την εκτέλεση της προσομοίωσης αξιοποιήθηκε το WRF (Weather Research and Forecasting Model). Το λογισμικό αξιοποιείται εν γένει τόσο για την έρευνα όσο και την προσομοίωση μετεωρολογικών φαινομένων. Αποτελεί ένα ελεύθερο λογισμικό σε «community model» δόμηση, έχοντας κοινόχρηστους πόρους, διανεμητές, αναβαθμίσεις και κεντρική υποστήριξη. Η ανάπτυξή του καθοδηγείται από την NCAR, NOAA/ESRL και την NOAA/NCEP/EMC με συνεργασίες των AFWA, FAA, DOE/PNNL καθώς και πανεπιστημίων και άλλων οργανισμών.

Το WRF κατ' ουσία περιλαμβάνει ένα μοντέλο αριθμητικής πρόγνωσης μετεωρολογικών φαινομένων NWP (Numerical Weather Prediction, κατά την ιδέα της πρόβλεψης του καιρού με αριθμητικές διαδικασίες χρησιμοποιώντας μοντέλα βασισμένα στην φυσική που προτάθηκε για πρώτη φορά από τον Lewis Fry Richardson (1881 –1953). Εν γένει, η μέθοδος NWP αξιοποιεί ένα σύνολο εξισώσεων που περιγράφουν τη ροή των ρευστών που έχουν μεταφραστεί σε υπολογιστικό κώδικα. Οι εξισώσεις αυτές συνδυάζονται με παραμετροποιήσεις των λοιπών διεργασιών που αφορούν στην γένεση και εξέλιξη των καιρικών φαινομένων. Το σύνολο των εξισώσεων εφαρμόζεται σε ένα συγκεκριμένο τομέα του χάρτη που ορίζει ο χρήστης, και ακολουθεί η ολοκλήρωσης τους με βάση τις αρχικές συνθήκες και τις συνοριακές συνθήκες της επιλεγμένης περιοχής.

Οι εξισώσεις που περιλαμβάνει η μέθοδος είναι οι εξισώσεις ροής του Euler. Διαμορφώνονται σύμφωνα με μια κατακόρυφη συντεταγμένη που αντιπροσωπεύει την μάζα και ακολουθεί το έδαφος. Οι εξισώσεις ροής του Euler περιλαμβάνουν:

- την εξίσωση διατήρησης της ορμής (κατ' ουσία του νόμου του Νεύτωνα) που αντιστοιχεί σε τρεις εξισώσεις για την επιτάχυνση του ανέμου στις τρεις διαστάσεις:

$$a = \frac{DV}{Dt} = \frac{\partial V}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V$$

- Τις εξισώσεις διατήρησης μάζας που αφορούν σε μια εξίσωση για το ισοζύγιο του αέρα και μια εξίσωση για το ισοζύγιο του νερού:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{u}) = 0$$

όπου ρ η πυκνότητα

- την εξίσωση διατήρησης της ενέργειας που αφορά στον πρώτο θερμοδυναμικό νόμο:

$$dq = c_u dT + p du$$

όπου dq είναι το στοιχειώδες ποσό θερμότητας ανά μονάδα μάζας (J/kg), $c_u dT$ η μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας και du η μεταβολή του ειδικού όγκου,

- και την καταστατική εξίσωση των αερίων:

$$PV = nRT$$

όπου P η πίεση, V ο όγκος, n ο γραμμομοριακός αριθμός, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων και T η θερμοκρασία.

Εν γένει η σειρά των εξισώσεων που αξιοποιούνται σε κάθε μοντέλο που δημιουργείται στο NWP παρουσιάζουν ελαφρές διαφορές καθώς το μαθηματικό μοντέλο προσαρμόζεται στις συνθήκες και ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του μέρους του κόσμου όπου επιλέγεται προς εφαρμογή. Κατά συνέπεια αυτές οι διαφοροποιήσεις είναι απαραίτητες για να δοθεί έμφαση στις διαφορετικές ατμοσφαιρικές διεργασίες στην περιοχή μελέτης (σε σχέση με άλλες σε άλλα σημεία του κόσμου), αλλά και για την κάλυψη αλλαγών που προέρχονται από την εφαρμογή και σε διαφορετικές χωρικές κλίμακες. Παράλληλα, η προσαρμογή του μοντέλου αφορά και στην αντιμετώπιση της ασάφειας και πιθανής αβεβαιότητας στους σχηματισμούς αλλά και στις πιθανές διαφορετικές του χρήσεις.

Το βασικό ζήτημα στο μοντέλο είναι το γεγονός ότι κατ' ουσία όλες οι εξισώσεις που αξιοποιούνται είναι διαφορικές εξισώσεις και κατά συνέπεια η αναλυτική τους επίλυση

υπολογιστικά είναι από πολύ δύσκολη έως και αδύνατη. Κατά συνέπεια το σύστημα αξιοποιεί για την επίλυση των εξισώσεων που συνθέτουν το μαθηματικό μοντέλο του καιρικού φαινομένου που εξετάζεται ή προσομοιώνεται αριθμητικές μεθόδους που στοχεύουν στην μετατροπή χωρικών και χρονικών παραγώγων σε αλγεβρικές εξισώσεις που να είναι σε θέση να λύσουν οι υπολογιστές. Εν προκειμένω, αξιοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών, ή σειρά Taylor.

Περαιτέρω, βασικό ζήτημα που επιλύεται με την χρήση του συστήματος NWP είναι κατάλληλη παραμετροποίηση των μεγθών που εξετάζονται. Ιδιαίτερα σε σχέση με τα καιρικά φαινόμενα, η παραμετροποίηση αφορά στην προσέγγιση των συνεπειών των φυσικών διεργασιών ώστε αυτές να εκπροσωπηθούν λεπτομερώς που εν γένει έχουν τα εξής βασικά χαρακτηριστικά:

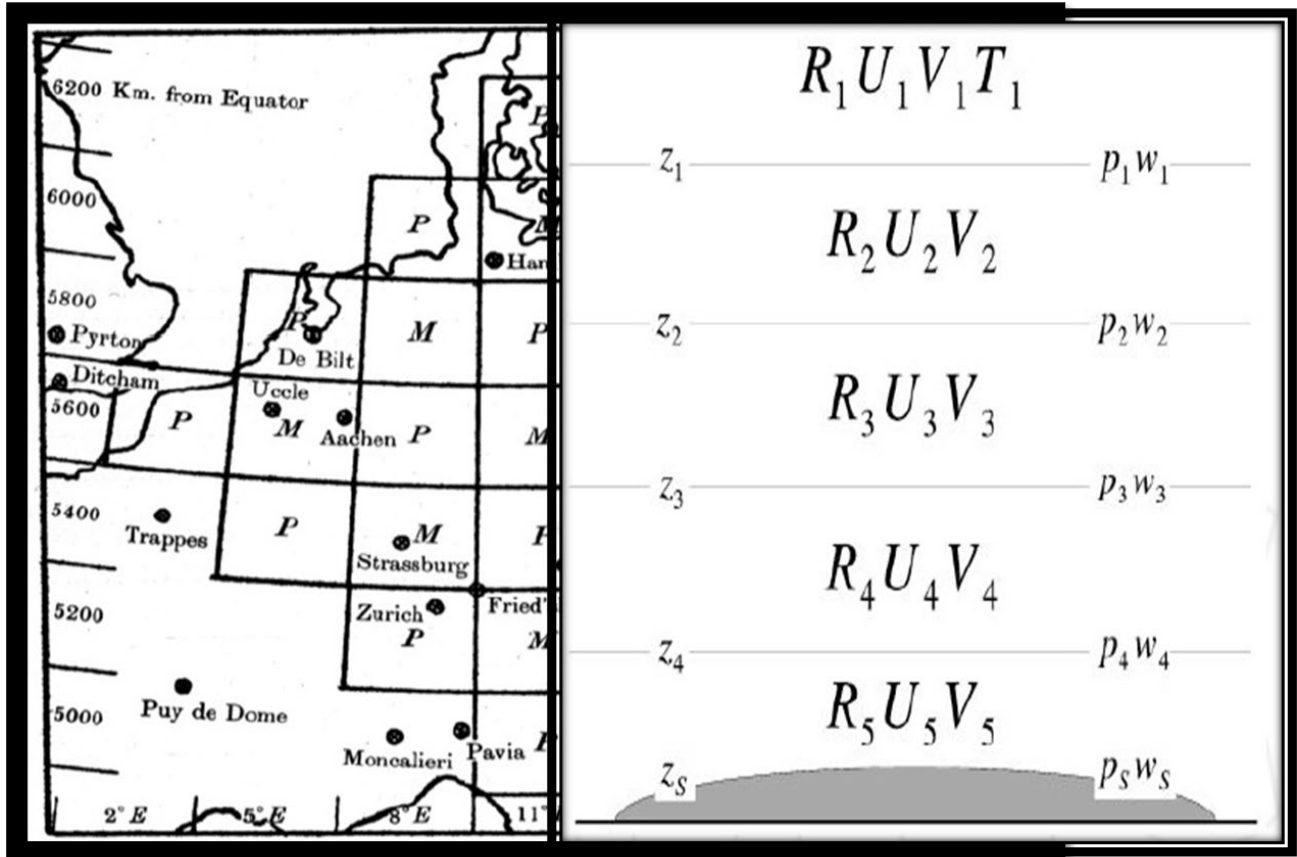
- Είναι πάρα πολύ μικρές,
- Είναι πάρα πολύ σύντομες,
- Είναι ιδιαίτερα περίπλοκες,
- Είναι ελάχιστα κατανοητές

Εν γένει οι προσομοιώσεις του μοντέλου παρουσιάζονται στην παρακάτω εικόνα.



Εικόνα 20 Παραμετροποιήσεις που λαμβάνουν χώρα στο NWP

Η επίλυση των εξισώσεων μετά την κατάστρωση του μαθηματικού μοντέλου, γίνεται με την χρήση πλέγματος. Ο Richardson πρότεινε την διαίρεση της επιφάνειας της γης σε ένα πλέγμα, με κάθε πλεγματοειδές κελί να είναι η βάση μιας κατακόρυφης στήλης της ατμόσφαιρας. Κάθε κατακόρυφη στήλη κατόπιν να διαιρείται σε πολλά επίπεδα, με αποτέλεσμα ένα τρισδιάστατο πλέγμα ατμοσφαιρικών κουτιών. Ένα παράδειγμα της διαδικασίας παρουσιάζεται στην εικόνα 21.



Εικόνα 21 Πλέγμα που χρησιμοποιήθηκε από τον Richardson το 1922 για τον υπολογισμό της αλλαγής της πίεσης στην κεντρική Γερμανία. Ο Χ-άξονας δείχνει το γεωγραφικό μήκος και ο Υ-άξονας δείχνει την απόσταση (σε km) από τον ισημερινό. Κάθε κουτί πλέγμα είναι 3 ° κατά τη $E \rightarrow W$ διεύθυνση και 200 χιλιόμετρα $S \rightarrow N$.

Το πλέγμα μπορεί να είναι Ορθογώνιο (εικ. 22), Τριγωνικό (εικ. 23) ή εξαγωνικό (εικ. 24). Για παράδειγμα, το μοντέλο GFS έχει ένα σχεδόν τετράγωνο πλέγμα κοντά στον ισημερινό, ένα πιο ορθογώνιο στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και τριγωνικό πλέγμα κοντά στους πόλους, συγκλίνοντας τελικά σε ένα σημείο στους πόλους.



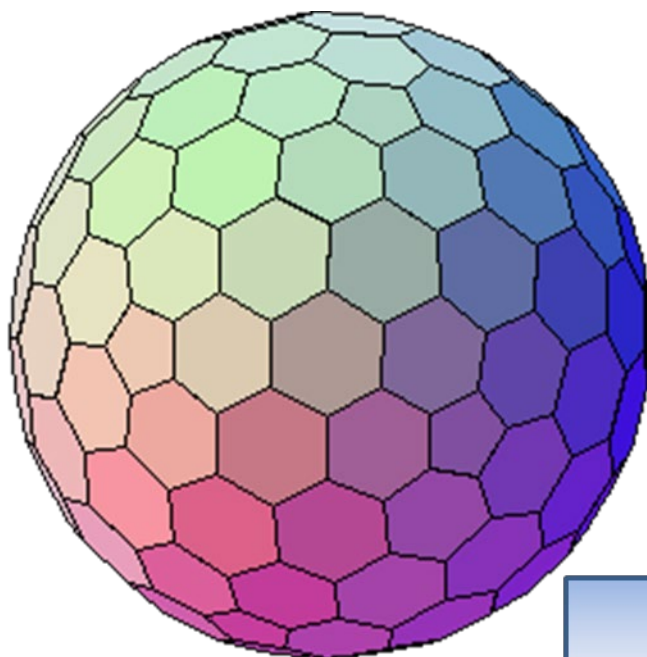
Ορθογώνιο

Εικόνα 22 Ορθογώνιο πλέγμα



Τριγωνικό

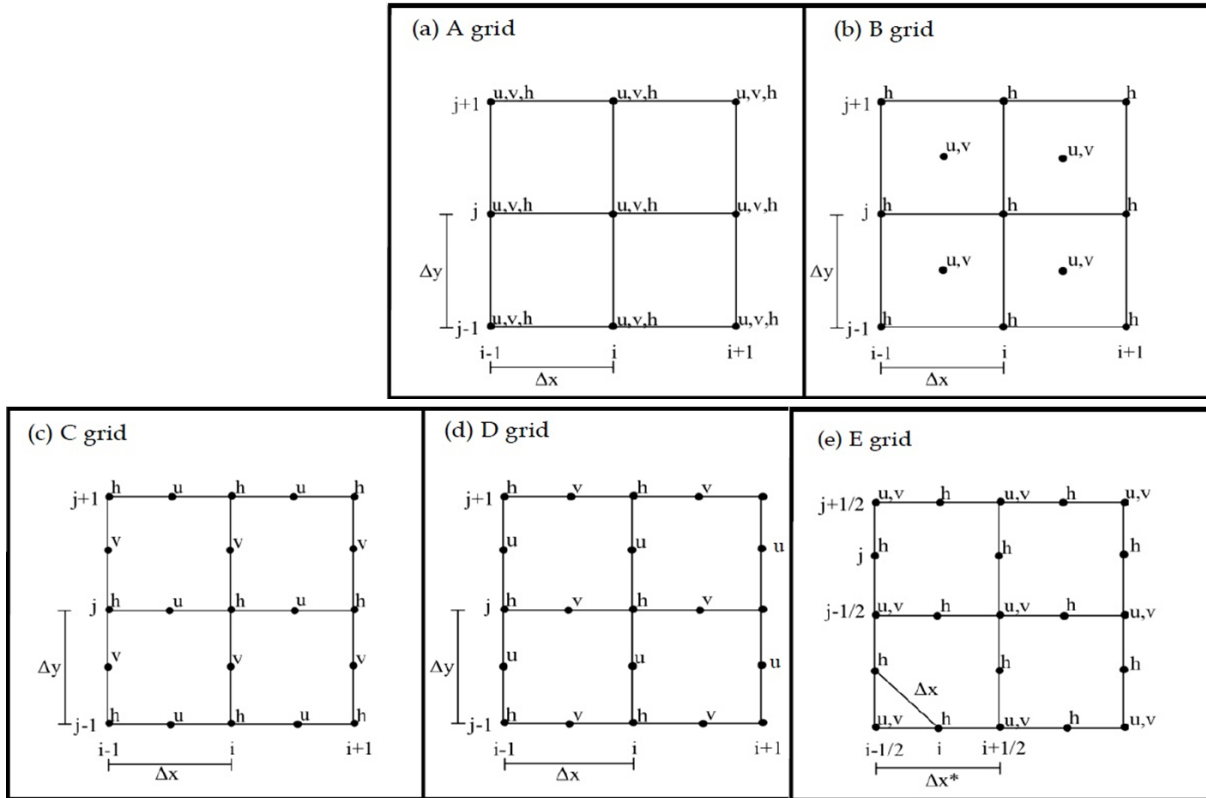
Εικόνα 23 Τριγωνικό πλέγμα



Εξαγωνικό

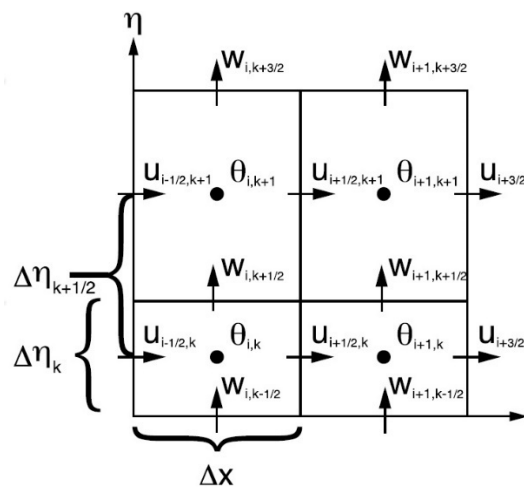
Εικόνα 24 Εξαγωνικό πλέγμα

Η κλιμάκωση του πλέγματος που αξιοποιείται αφορά στους πέντε τύπους που ορίστηκαν από τους Arakawa και Lamb (εικ. 25). Στο WRF, αξιοποιείται ο τύπος C.



Εικόνα 25 Πέντε τύποι πλεγμάτων των Arakawa και Lamb

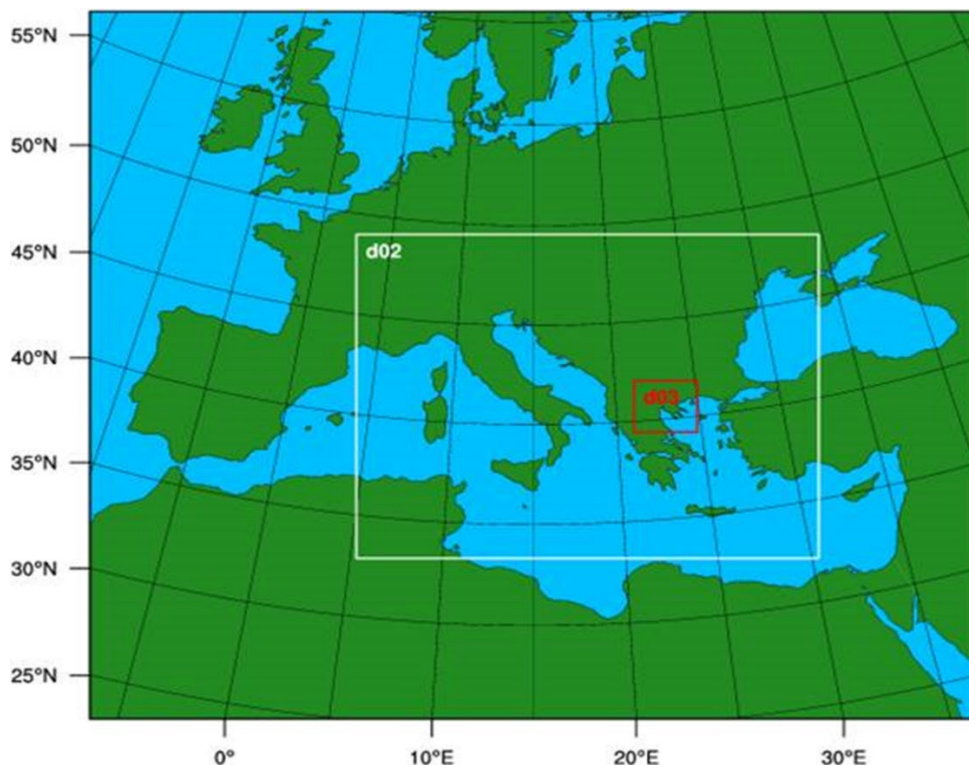
Τα περισσότερα από τα σημερινά αριθμητικά μοντέλα έχουν κλιμακωτά πλέγματα κατά την κατακόρυφη διεύθυνση με προγνωστικές μεταβλητές στο κέντρο του στρώματος και την κατακόρυφη ταχύτητα στο όριο των στρωμάτων.



Εικόνα 26 Κατακόρυφη κλιμάκωση πλέγματος

Παράλληλα στο WRF αξιοποιούνται τα ένθετα πλέγματα, που αποτελούν πλέγματα υψηλότερης ανάλυσης, ένθετα στο εσωτερικό πλεγμάτων χονδροειδούς ανάλυσης. Χρησιμοποιούνται όταν οι υπολογιστικοί περιορισμοί απαγορεύουν στα πολύ υψηλής ανάλυσης πλέγματα να καλύψουν το σύνολο του τομέα. Η αλληλεπίδραση των ένθετων πλεγμάτων μπορεί να είναι μονόδρομη ή αμφίδρομη (εικ. 27). Η πρόγνωση του χονδροειδούς-πλέγματος παρέχει τις οριακές συνθήκες για το περιβάλλον της «φωλιάς» προς χρήση στην πρόγνωση του λεπτού-πλέγματος μέσα αυτή.

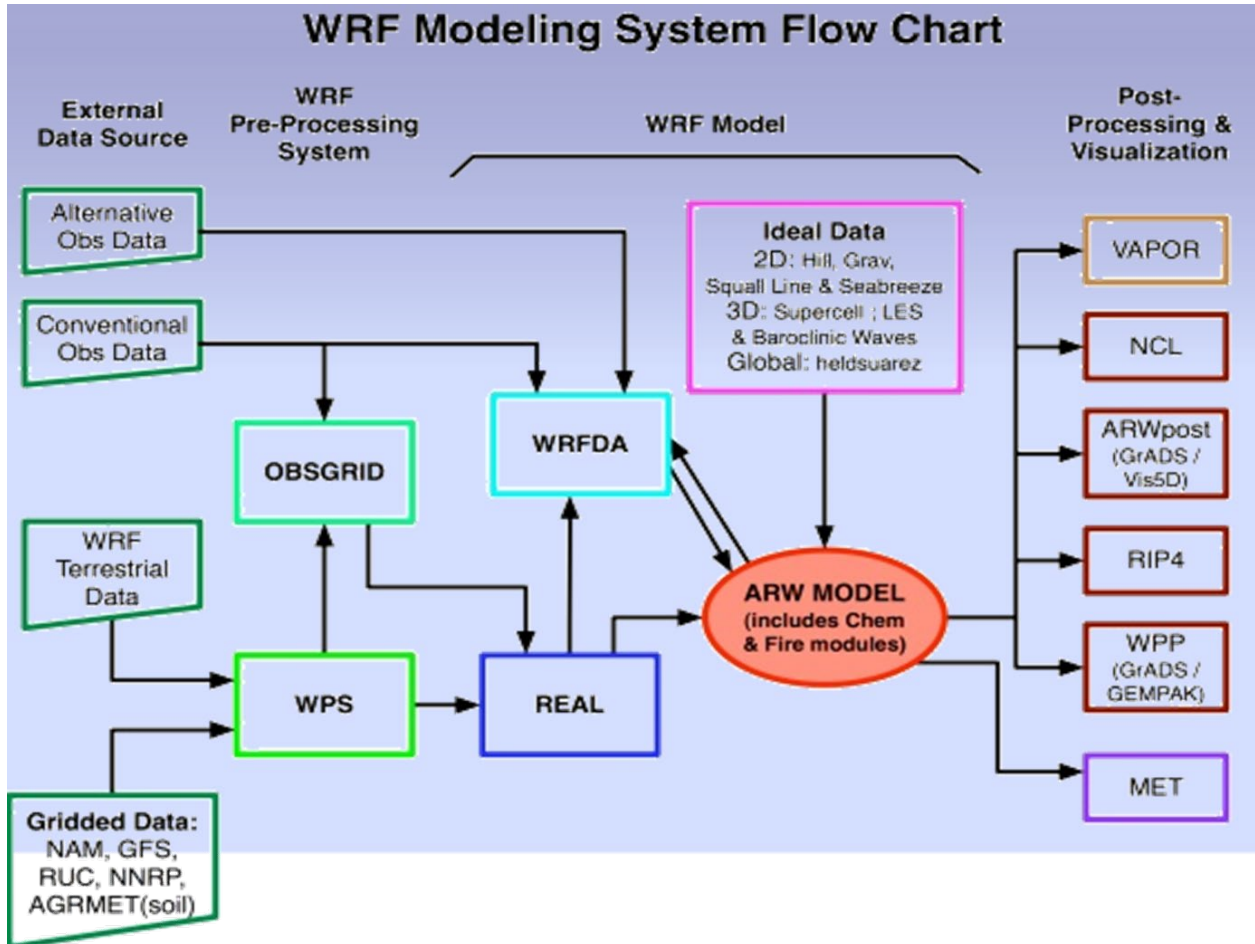
Το πλεονέκτημα των αμφίδρομων ένθετων πλεγμάτων είναι ότι οι διαδικασίες μικρής κλίμακας που επιλύονται στο υψηλής χωρικής ανάλυσης πλέγμα επιτρέπεται να επηρεάσουν τις αντίστοιχες διαδικασίες μεγάλης κλίμακας στο χονδροειδές πλέγμα. Παράλληλα υπάρχει η δυνατότητα μετακινήσιμων φωλιών όπου η υψηλής ανάλυσης φωλιά μπορεί να κινηθεί μαζί με το φαινόμενο ενδιαφέροντος (π.χ. τυφώνας) ώστε να παρέχει λεπτομέρειες που δεν θα ήταν δυνατές σε μια χαμηλής ανάλυσης προσομοίωση.



Εικόνα 27 Παράδειγμα ένθετου πλέγματος

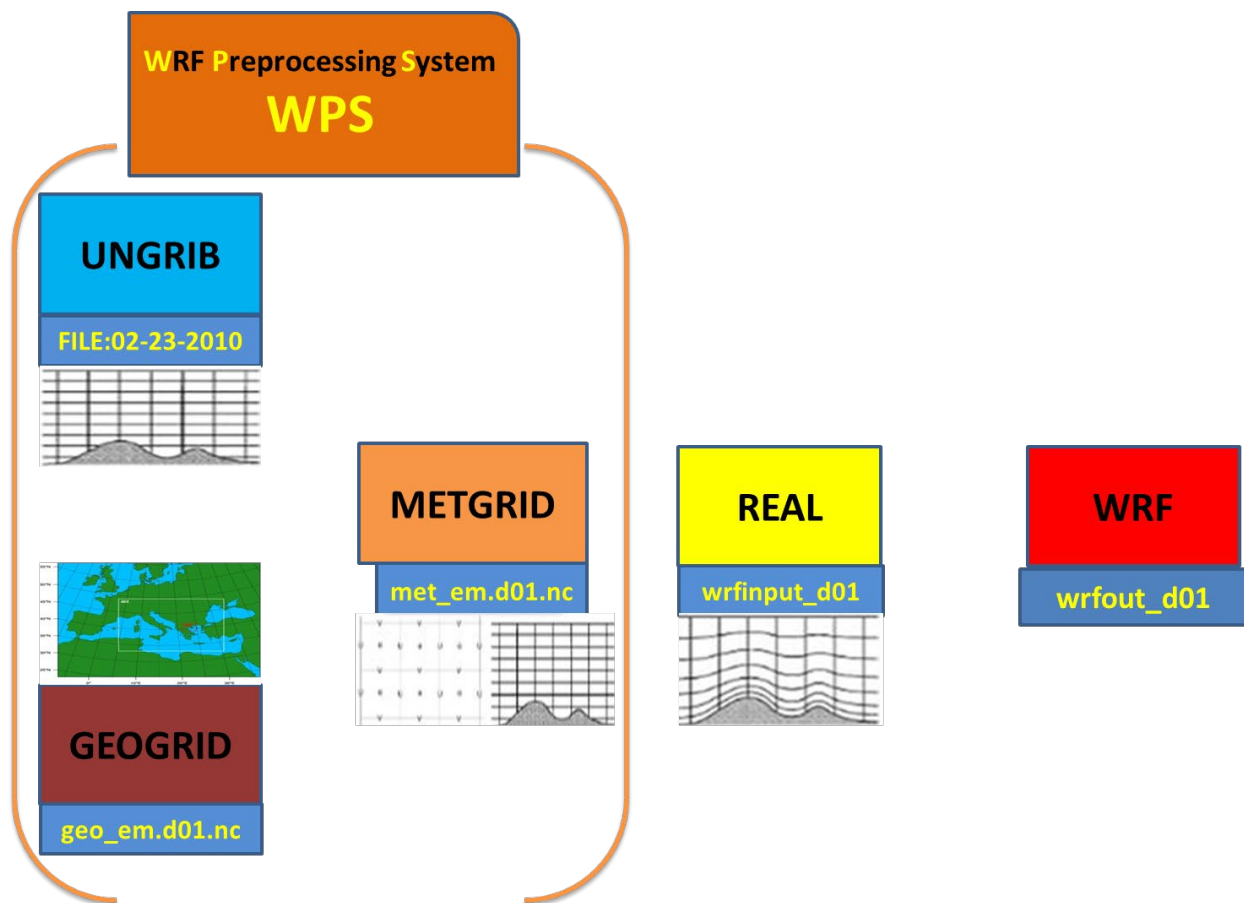
Το WRF έχει δύο δυναμικούς πυρήνες: τον Advanced Research WRF (ARW) και τον Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM). Ο Δυναμικός πυρήνας περιλαμβάνει τη μεταφορά, τις βαθμίδες πίεσης, την φαινόμενη δύναμη (Coriolis), την άνωση, τα φίλτρα, την διάχυση και τον

χρονικό βηματισμό (time stepping) του μοντέλου. Και οι δύο είναι πυρήνες είναι Eulerian με κατακόρυφες συντεταγμένες που ακολουθούν το έδαφος. Εν γένει, η λειτουργία του WRF παρουσιάζεται στην εικόνα 28.



Εικόνα 28 Διάγραμμα ροής της λειτουργίας του WRF

Αντίστοιχα, η ροή των προγραμμάτων του WRF που αξιοποιήθηκαν για την προσομοίωση της εργασίας παρουσιάζεται στην εικόνα 29.



Εικόνα 29 Ροή της διαδικασίας που αξιοποιήθηκε στην εργασία.

Οι λειτουργίες που έλαβαν χώρα στο Geogrid ήταν οι ακόλουθες:

- Καθορισμός των τομέων (domains) της προσομοίωσης και παρεμβολή των διάφορων επίγειων συνόλων δεδομένων στα πλέγματα του μοντέλου.
- Υπολογισμός του γεωγραφικού πλάτους, μήκους και των παραγόντων κλίμακας του χάρτη σε κάθε σημείο του πλέγματος.
- Παρεμβολή των κατηγοριών των εδαφών,
 - της κατηγορίας χρήσης γης,
 - του εδαφικού ύψους,
 - της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας εδάφους
 - του μηνιαίου λόγου βλάστησης
 - της μηνιαίας λευκαύγειας
 - της μέγιστη λευκαύγεια λόγω χιονιού και

- της κατηγορίας κλίσης στα πλέγματα του μοντέλου

Το GRIB (General Regularly-distributed Information in Binary) είναι ένα τύπος αρχείου που έχει προταθεί από τον WMO για την αποθήκευση πεδίων σε κανονικό πλέγμα. Τα πεδία μέσα σε ένα αρχείο GRIB είναι συμπιεσμένα μέσω ενός αλγόριθμου συμπίεσης. Αποκόπτονται αριθμοί σε συγκεκριμένο αριθμό ψηφίων. Τα πεδία αναγνωρίζονται μόνο από κωδικούς αριθμούς και για την αντιστοίχιση πεδίων μέσα στο αρχείο με πεδία μεταβλητών χρησιμοποιούνται εξωτερικοί πίνακες αντιστοίχισης οι V Tables. Τα αρχεία GRIB περιέχουν **χρονικά μεταβαλλόμενα μετεωρολογικά** πεδία και προέρχονται συνήθως από κάποιο άλλο παγκόσμιο μοντέλο, όπως το NAM του NCEP ή GFS μοντέλα. Το ungrib μπορεί να διαβάσει GRIB Edition 1 και, εφόσον έχει γίνει compile με επιλογή "GRIB2", αρχεία GRIB Έκδοση 2

Το METGRID παρεμβάλλει οριζόντια τα ενδιάμεσου format μετεωρολογικά δεδομένα που εξάγονται από το ungrib, στα πεδία προσομοίωσης που έχουν καθοριστεί από το geogrid. Η ολοκλήρωσή του αποτελεί και το τέλος των εργασιών του συστήματος προεργασίας του WRF

Τέλος, η διαδικασία που ακολουθείται με το REAL ή IDEAL case περιλαμβάνει:

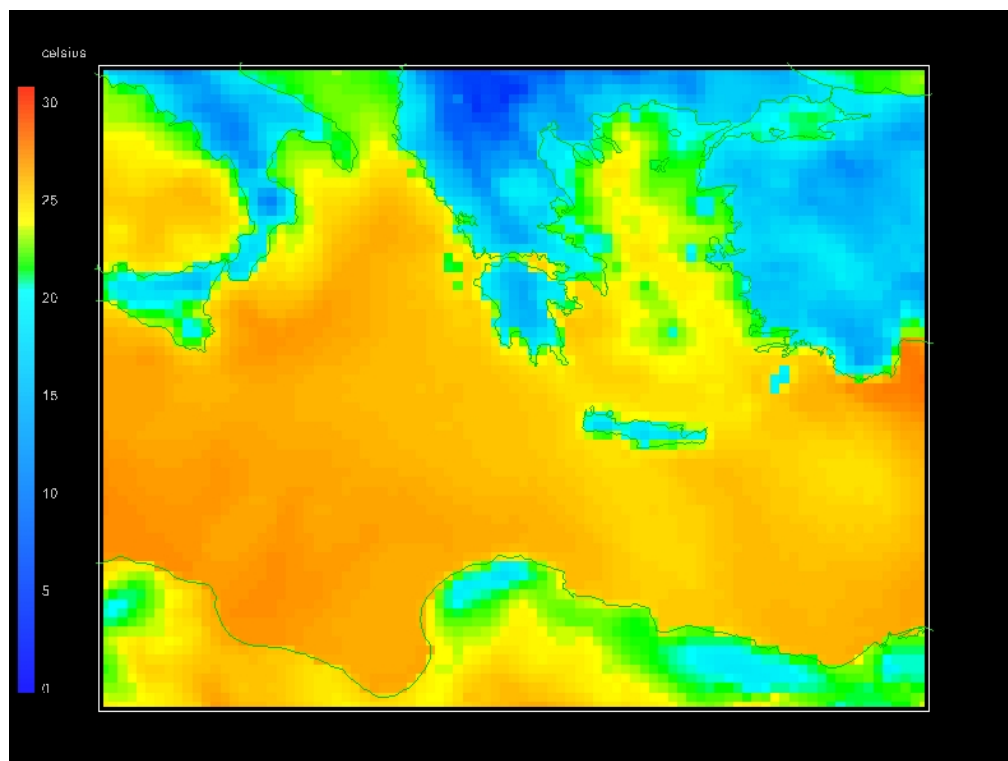
- υπολογισμό μια κατάστασης βάσης/αναφοράς για το γεωδυναμικό και την στήλη πίεσης.
- υπολογισμό των διαταραχών/διακυμάνσεων από την κατάσταση αναφοράς για το γεωδυναμικό και τη στήλη πίεσης
- προετοιμασία των μετεωρολογικών μεταβλητών: u, v, δυνητική θερμοκρασία, λόγος ανάμειξης υδρατμών
- ορισμό της κατακόρυφης συντεταγμένης
- παρεμβολή δεδομένων στην κατακόρυφη συντεταγμένη του μοντέλου
- προετοιμασία των στατικών πεδίων για την προβολή του χάρτη που χρησιμοποιούμε (Mercator, Lambert) και της φυσικής επιφάνειας. (Για τις ideal περιπτώσεις, αυτές οι διεργασίες είναι απλουστευμένες, π.χ. οι παράγοντες χάρτη έχουν ρυθμιστεί σε τιμή 1, και την ανύψωση της τοπογραφίας στο μηδέν).

5. Αποτελέσματα

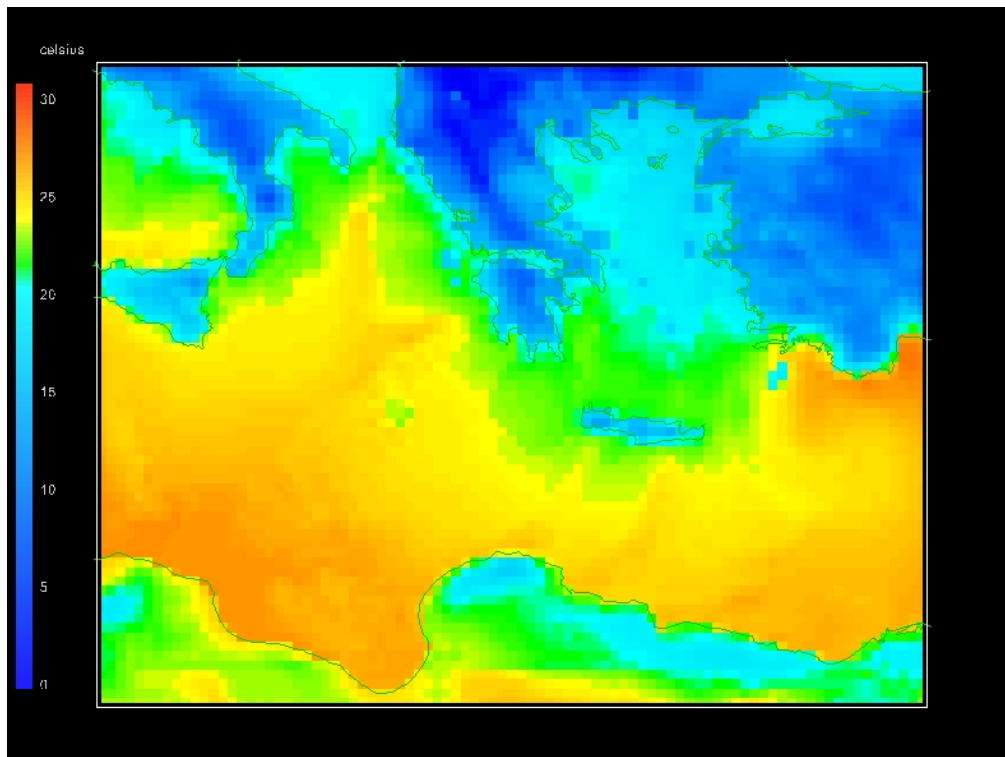
Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της προσομοίωσης και η σύγκριση τους με τα πραγματικά δεδομένα που αφορούν στον κυκλώνα Ζορμπά.

5.1 Θερμοκρασία επιφανείας

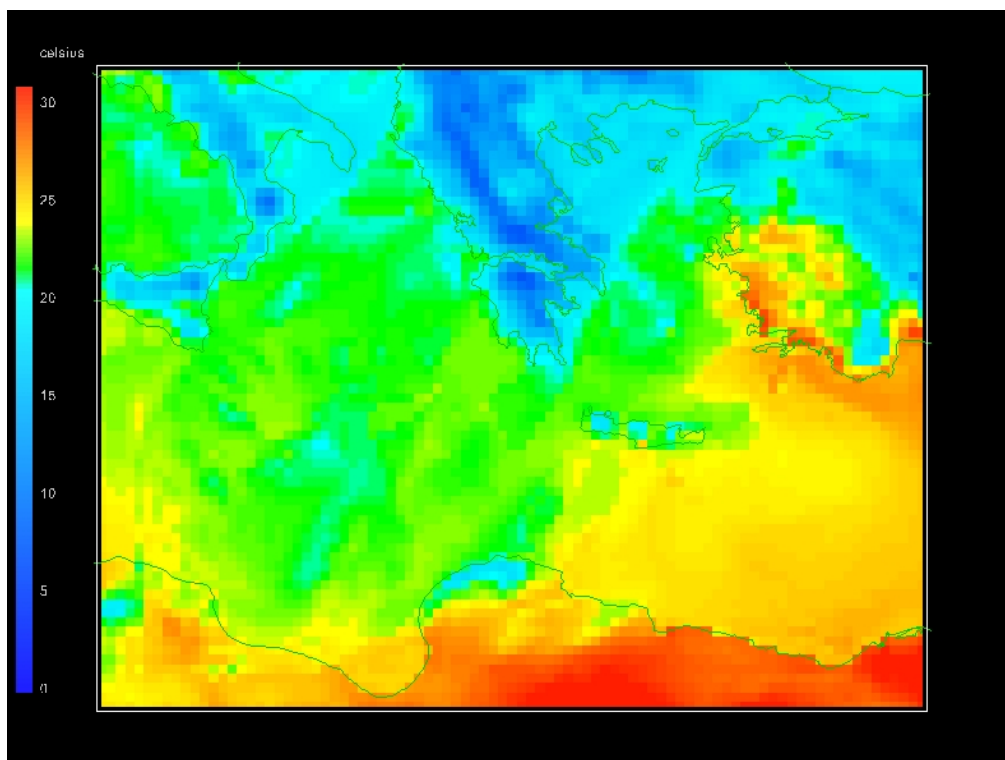
Στις εικόνες 30-35 που ακολουθούν παρουσιάζεται η μεταβολή της θερμοκρασίας επιφανείας κατά την γέννηση και εξέλιξη του κυκλώνα (κάθε εικόνα περιλαμβάνει το αντίστοιχο time stamp).



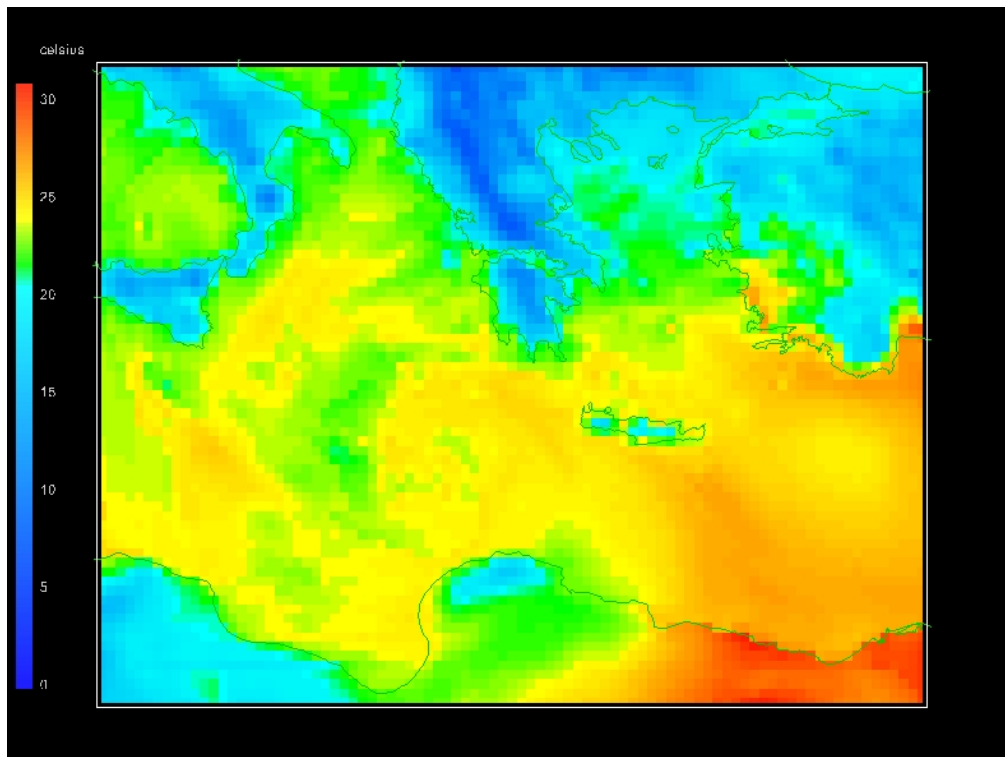
Εικόνα 30 Θερμοκρασία επιφανείας 25/9/2018 01:00:00



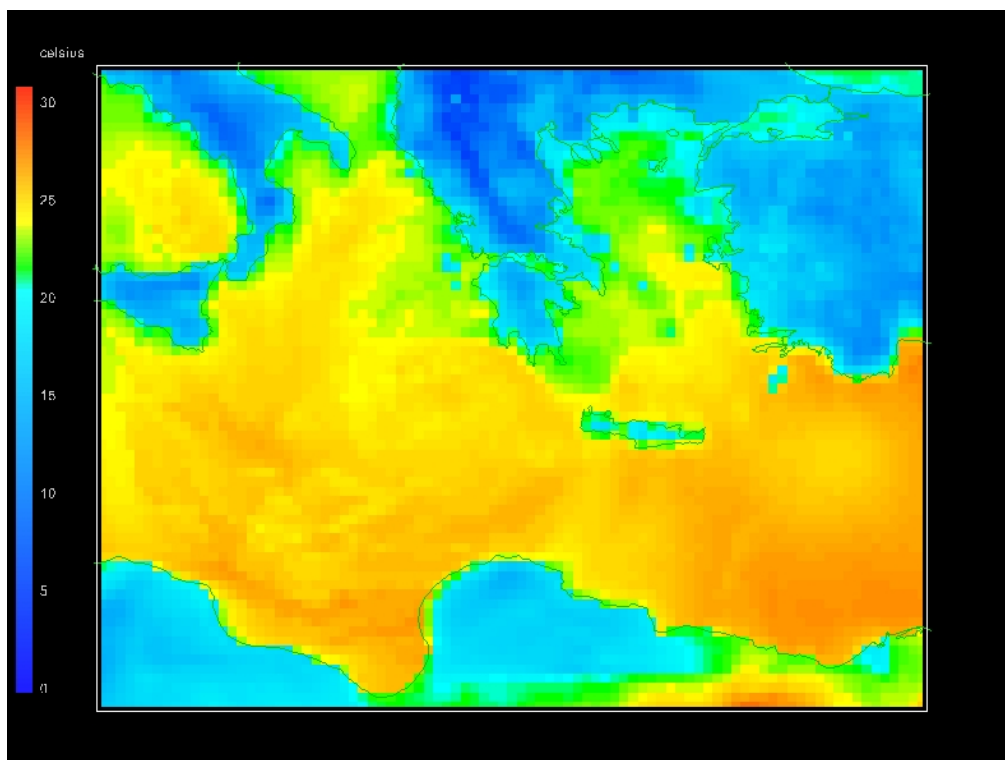
Εικόνα 31 Θερμοκρασία επιφανείας 26/9/2018 01:00:00



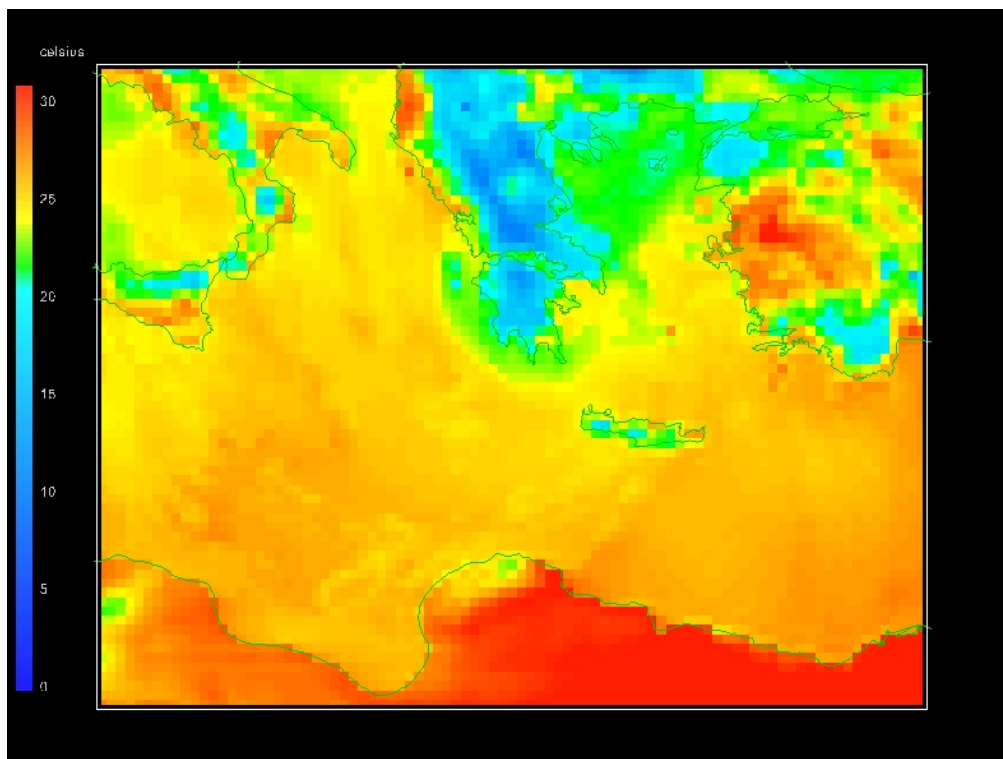
Εικόνα 32 Θερμοκρασία επιφανείας 27/9/2018 10:00:00



Εικόνα 33 Θερμοκρασία επιφανείας 28/9/2018 07:00:00



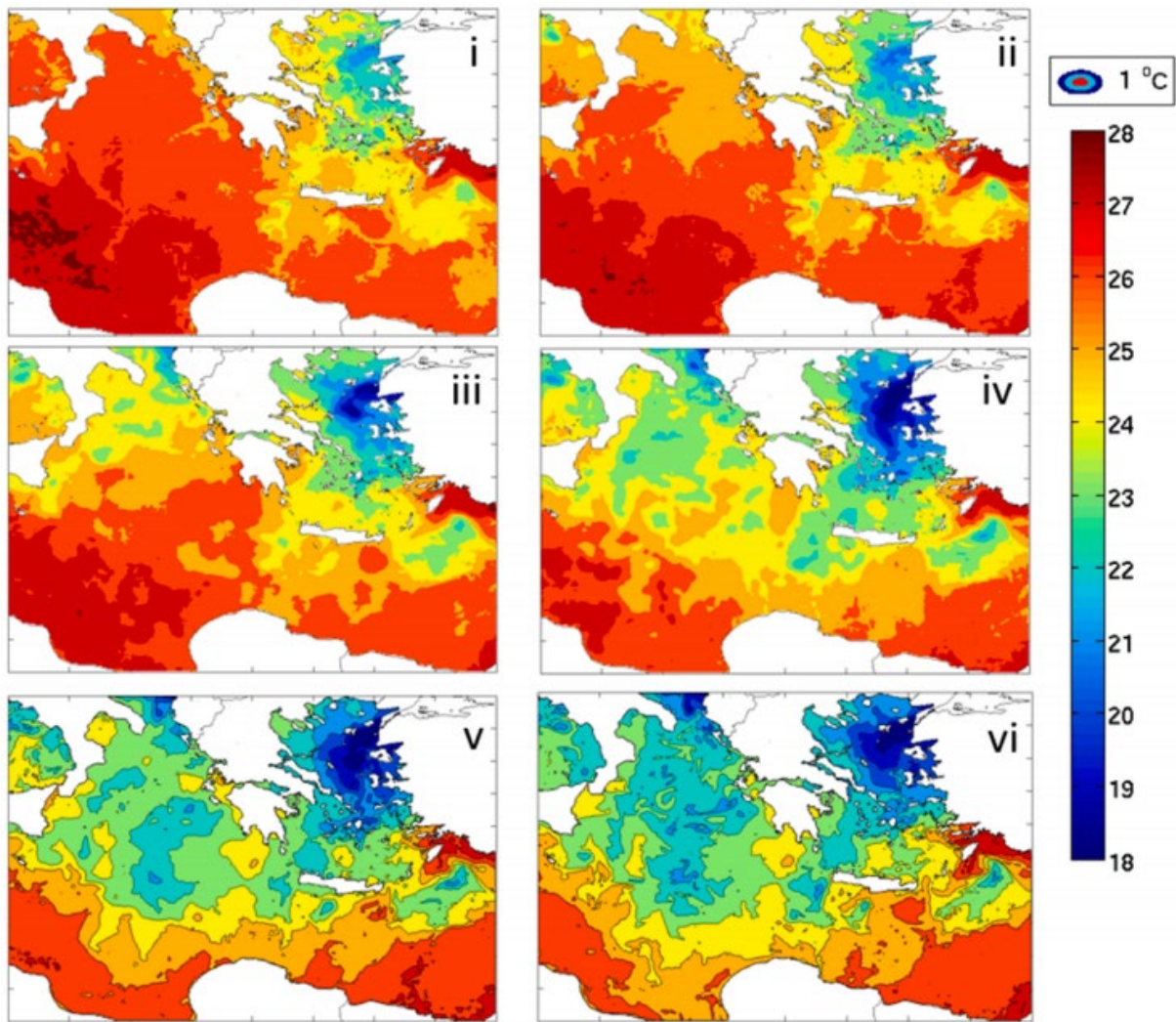
Εικόνα 34 Θερμοκρασία επιφανείας 29/9/2018 02:00:00



Εικόνα 35 Θερμοκρασία επιφανείας 29/9/2018 13:00:00

Από τις εικόνες 30-35 είναι εμφανές ότι η θερμοκρασία επιφανείας πάνω από τον υδάτινο όγκο της μεσογείου στην περίοδο ήταν αρκετά υψηλή (μεταξύ 18-27°C). Είναι σαφές ότι ως προς την θερμοκρασία επιφανείας η προσομοίωση συμφωνεί με το σχετικό θεωρητικό υπόβαθρο καθώς πληρούνται οι σχετικές προϋποθέσεις για την γέννηση όσο και τον σχηματισμό και την μεταφορά του κυκλώνα. Ο κυκλώνας άρχισε να εξασθενεί όταν βρέθηκε πλησίον της δυτικής ακτής της Πελοποννήσου και μετακινήθηκε κατά μήκος αυτής κινούμενος εν τέλει μεταξύ αυτής και της Κρήτης. Στο διάστημα αυτό εξασθένησε δεδομένης της μειωμένης θερμοκρασίας επιφάνειας που συνάντησε.

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης είναι αρκετά κοντά στα αντίστοιχα πραγματικά δεδομένα που παρατηρήθηκαν σε σχέση με τον κυκλώνα. Η θερμοκρασία επιφανείας που μετρήθηκε στην περίοδο αυτή παρουσιάζεται στην εικόνα 36.

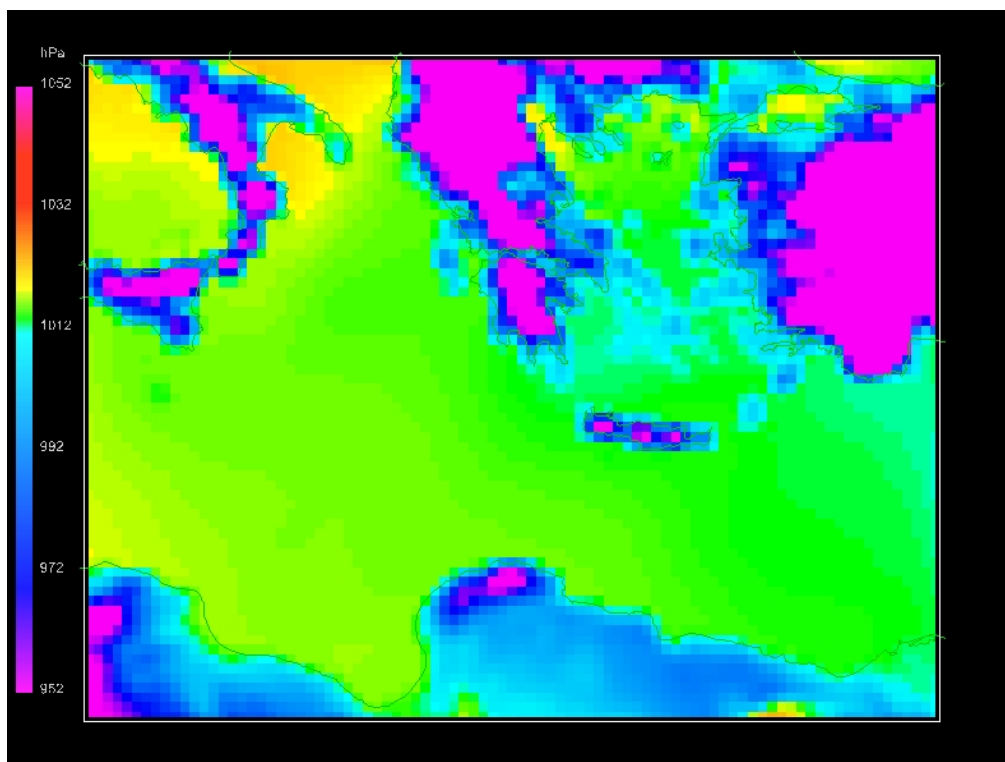


Εικόνα 36 Ημερήσια εξέλιξη μέσης θερμοκρασίας επιφανείας για: i) 25 Σεπτεμβρίου, ii) 26 Σεπτεμβρίου, iii) 27 Σεπτεμβρίου, iv) 28 Σεπτεμβρίου, v) 29 Σεπτεμβρίου, vi) 30 Σεπτεμβρίου (Kassis & Varlas, 2021)

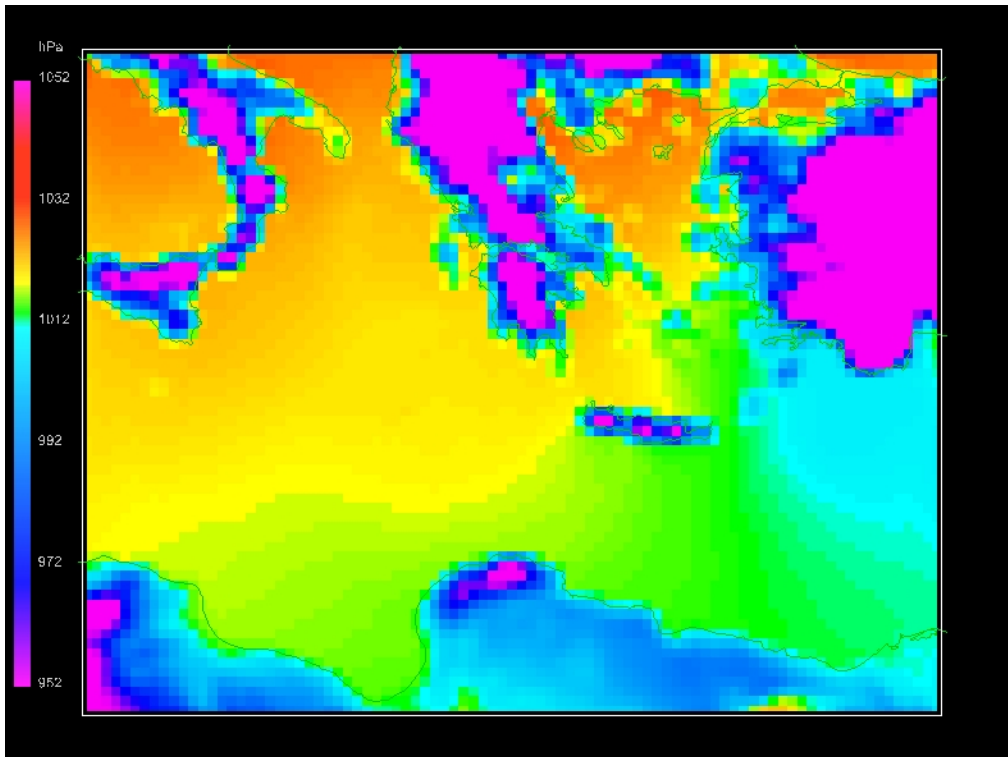
Εξετάζοντας την εικ. 36 σε αντιπαραβολή με τις εικόνες 30-35 είναι εμφανές ότι η προσομοίωση πλησίασε αρκετά κοντά στην υπολογιζόμενη θερμοκρασία επιφανείας στην περιοχή για το διάστημα δημιουργίας και διάρκειας του φαινομένου. Διαφορές παρατηρούν κυρίως στις ημερομηνίες όπου το φαινόμενο έφτασε στις δυτικές ακτές της Ελλάδας και άρχισε να φθίνει, όπου η προσομοίωση παρουσιάζει εν γένει μεγαλύτερες θερμοκρασίες επιφανείας σε σχέση με τις πραγματικές, ιδιαίτερα στην θαλάσσια περιοχή μεταξύ Ιταλίας και Λιβύης.

5.2 Πίεση επιφανείας

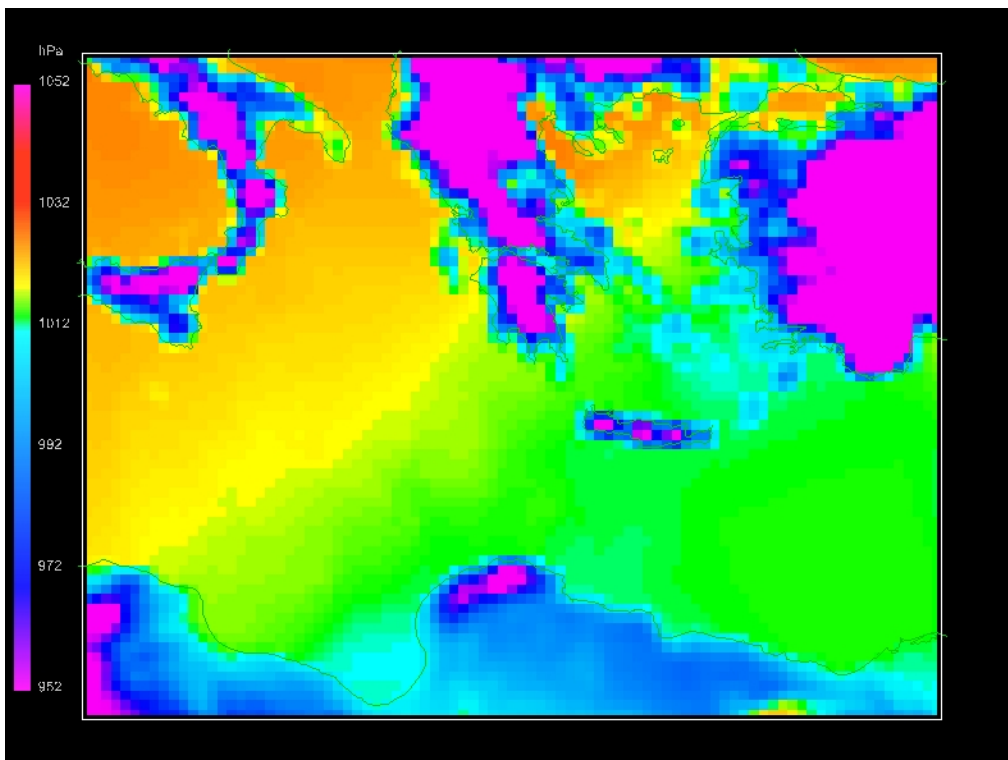
Στις εικόνες 37-42 που ακολουθούν παρουσιάζεται η μεταβολή της πίεσης επιφανείας κατά την γέννηση και εξέλιξη του κυκλώνα (κάθε εικόνα περιλαμβάνει το αντίστοιχο time stamp).



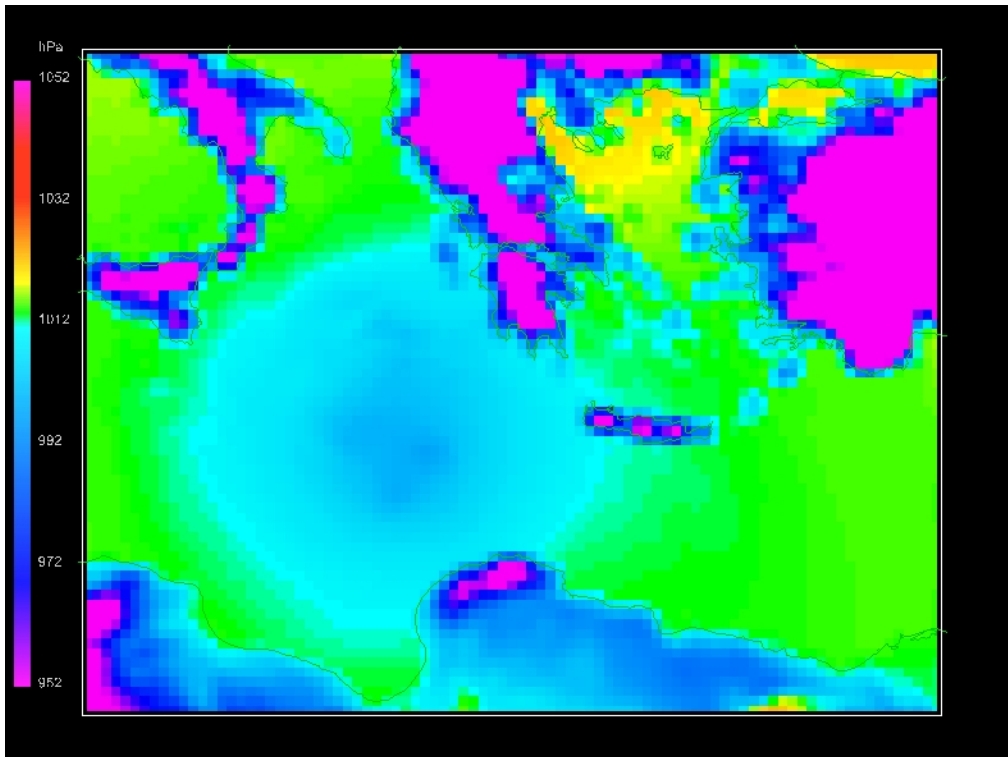
Εικόνα 37 Πίεση επιφανείας 25/9/2018 01:00:00



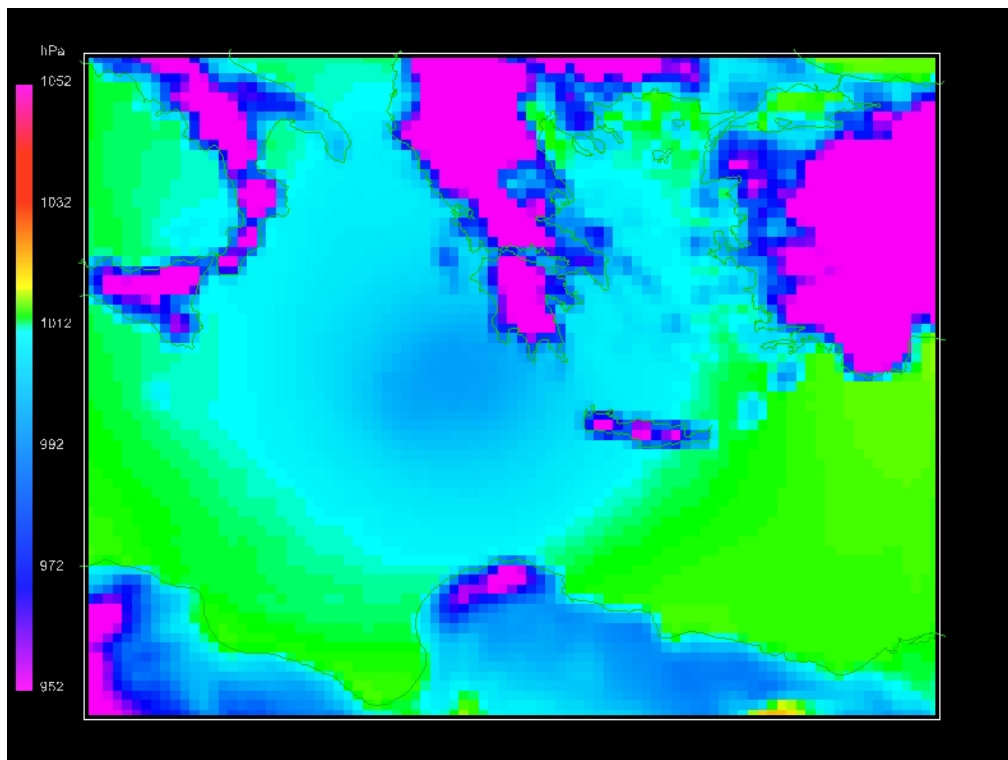
Εικόνα 38 Πίεση επιφανείας 26/9/2018 01:00:00



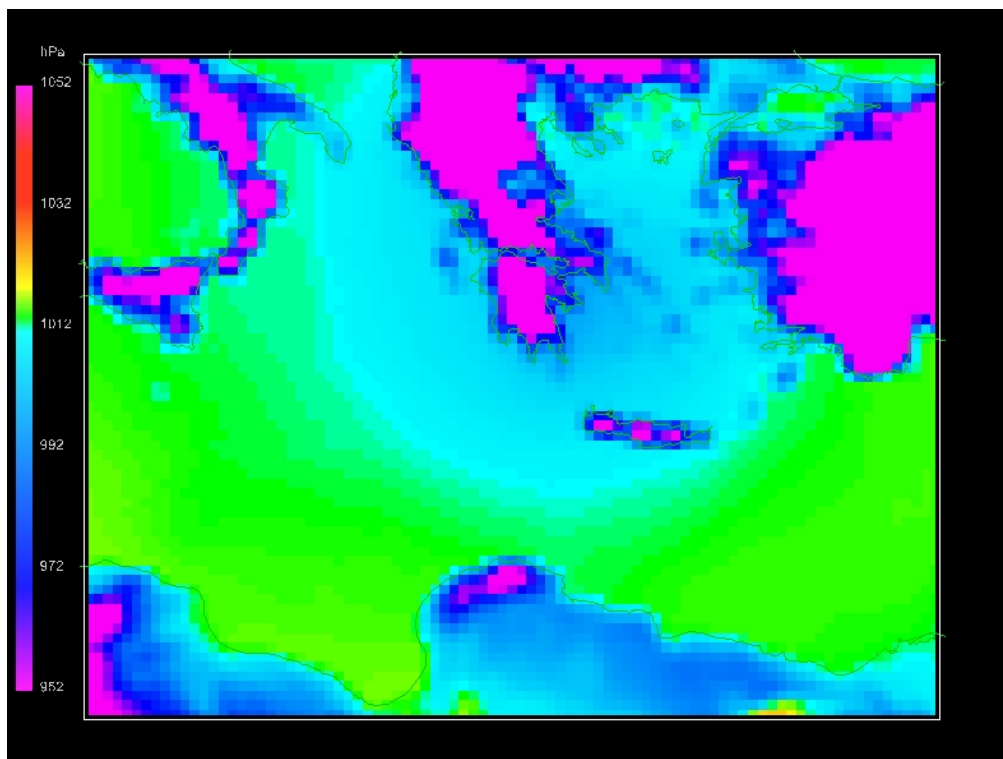
Εικόνα 39 Πίεση επιφανείας 27/9/2018 10:00:00



Εικόνα 40 Πίεση επιφανείας 28/9/2018 07:00:00



Εικόνα 41 Πίεση επιφανείας 29/9/2018 02:00:00

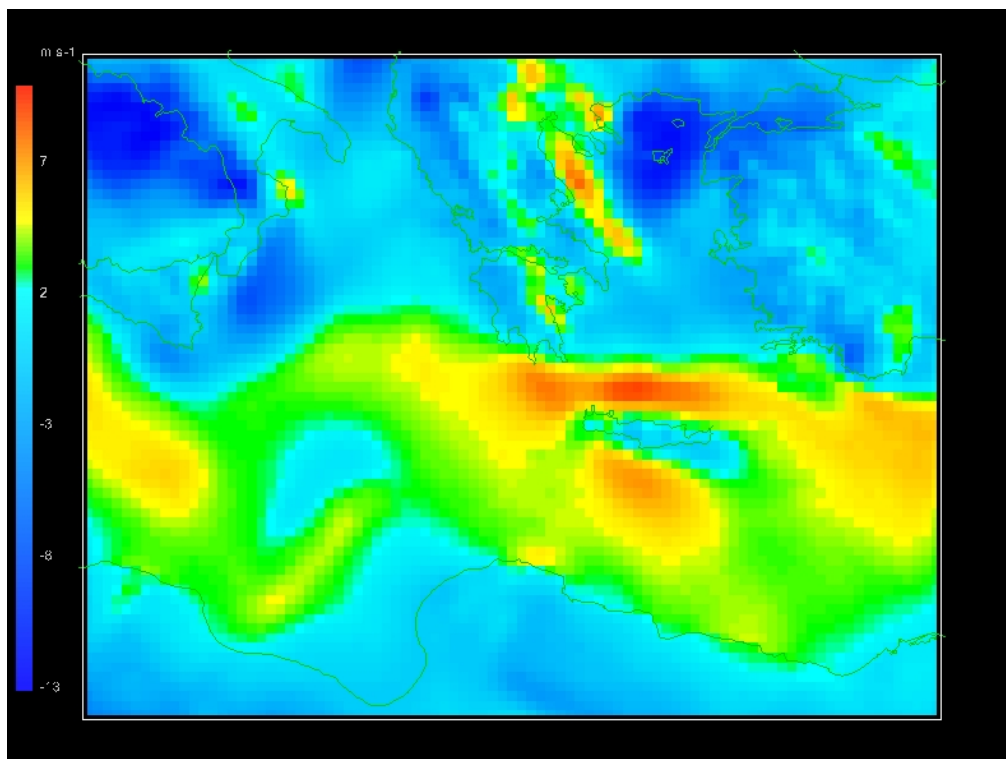


Εικόνα 42 Πίεση επιφανείας 29/9/2018 13:00:00

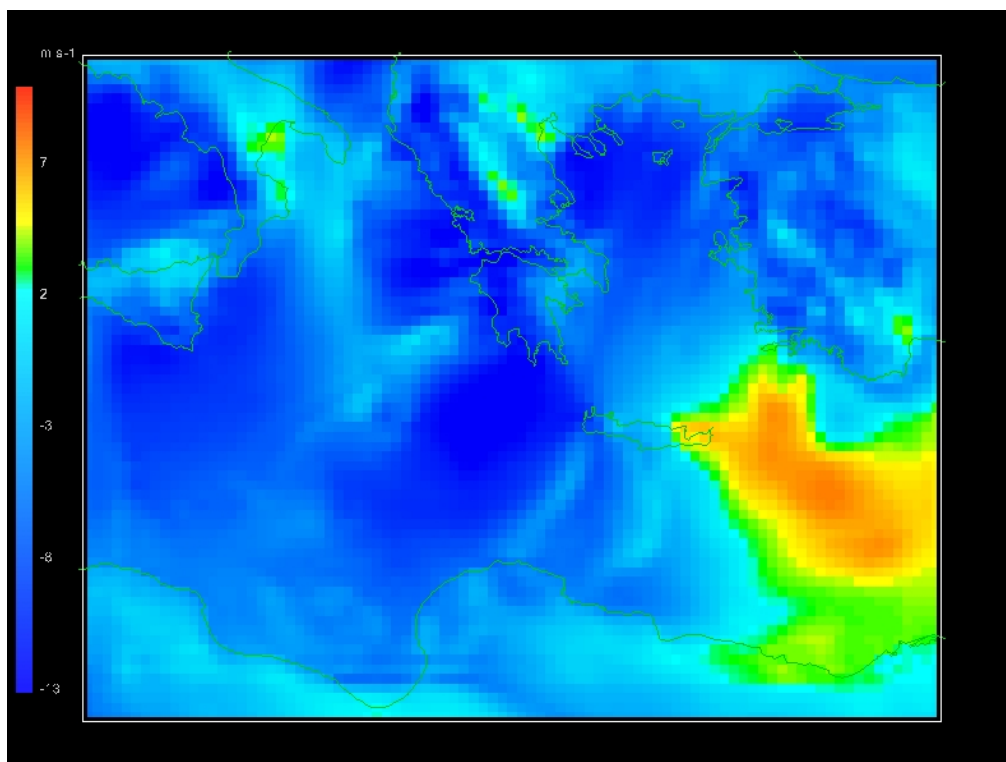
Από τις εικόνες 37-42 είναι εμφανές ότι υπήρξε κατά την γέννηση του κυκλώνα μια διαφορά βαρομετρικών στην επιφάνεια (είσοδος ενός υψηλού βαρομετρικού από βορειοανατολικά). Ο σχηματισμός του κυκλώνα με την χαμηλή πίεση επιφανείας φαίνεται καθαρά στις εικόνες 39-40, ενώ στις εικόνες 41-42 φαίνεται η μεταφορά του χαμηλού βαρομετρικού του τυφώνα πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα αφού έφτασε στην Πελοπόννησο και άρχισε να εξασθενεί.

5.3 Οριζόντια και κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου

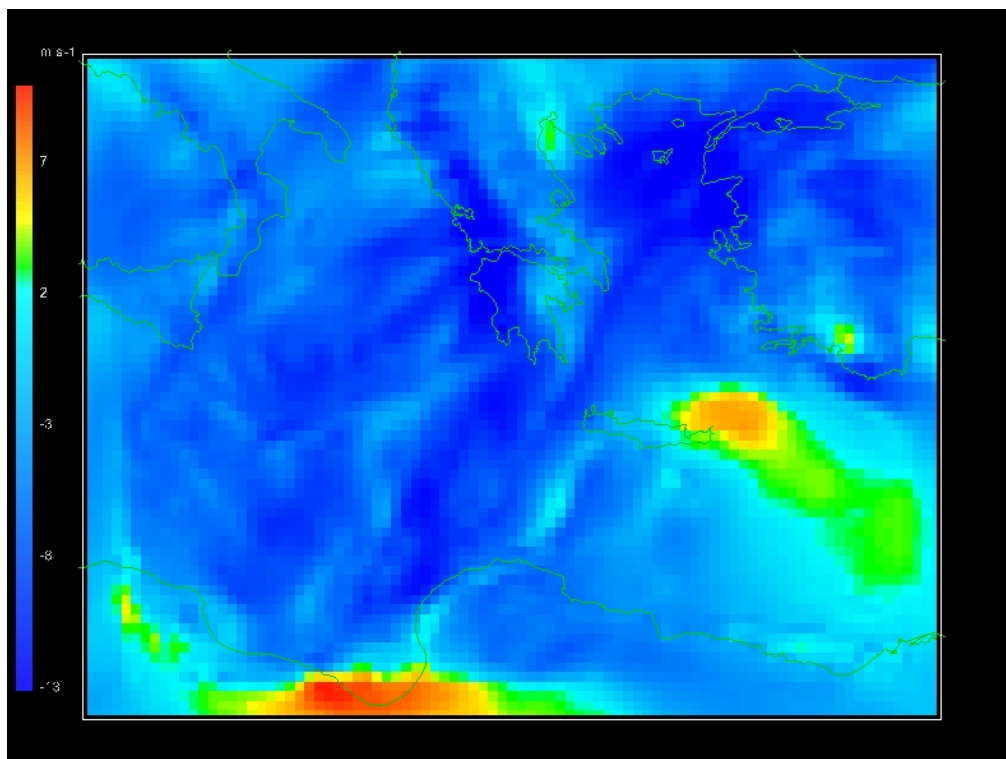
Στις εικόνες 43-48 που ακολουθούν παρουσιάζεται η μεταβολή της οριζόντιας ταχύτητας του ανέμου κατά την γέννηση και εξέλιξη του κυκλώνα (κάθε εικόνα περιλαμβάνει το αντίστοιχο time stamp).



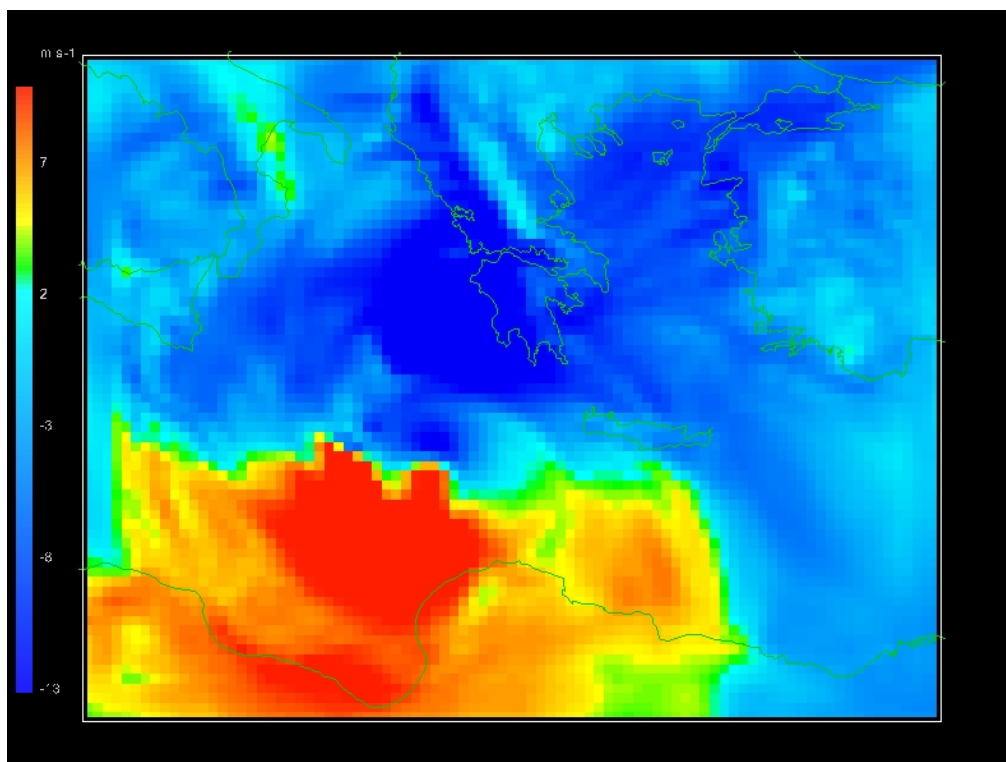
Εικόνα 43 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 25/9/2018 01:00:00



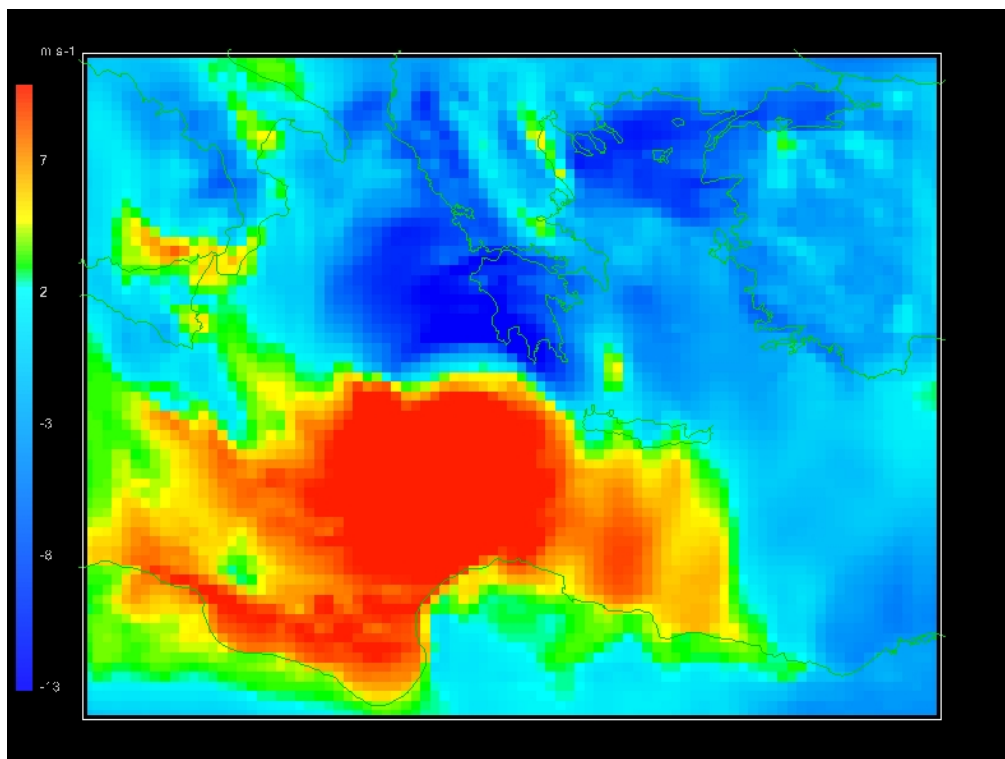
Εικόνα 44 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 26/9/2018 01:00:00



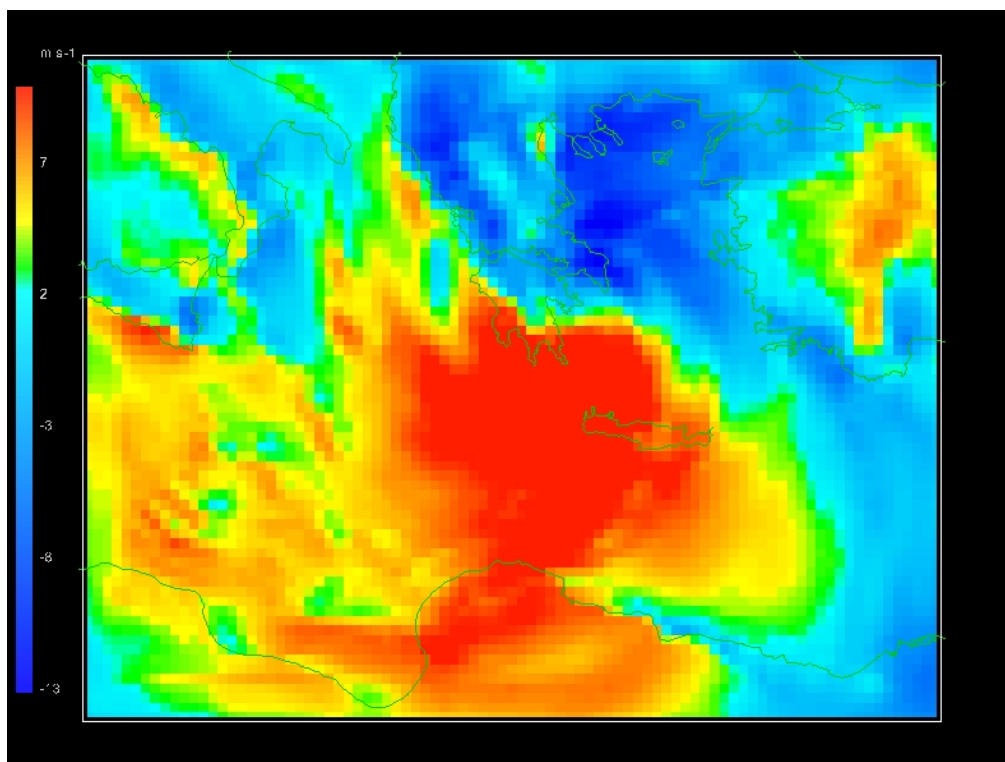
Εικόνα 45 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 27/9/2018 10:00:00



Εικόνα 46 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 28/9/2018 07:00:00



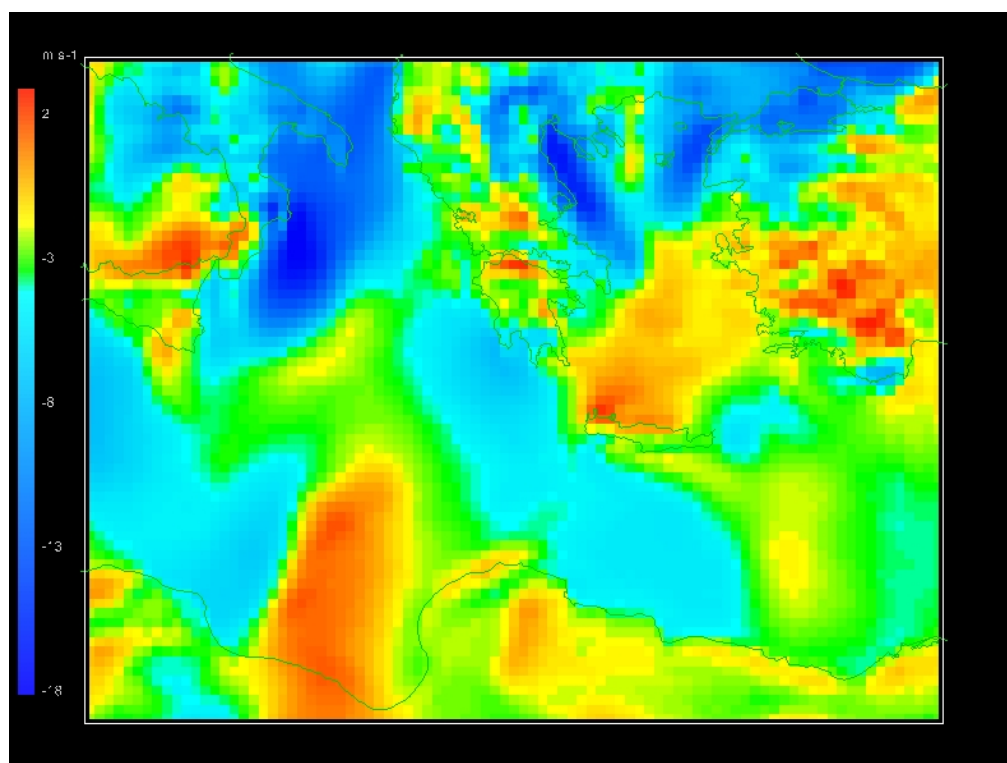
Εικόνα 47 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 29/9/2018 02:00:00



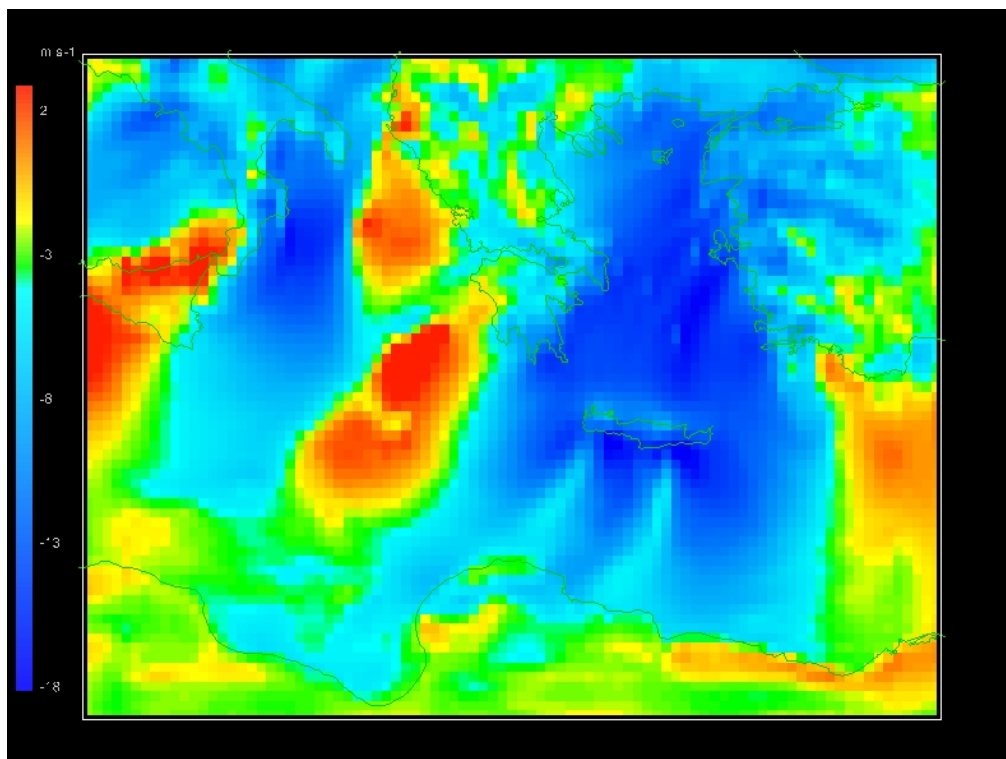
Εικόνα 48 Οριζόντια ταχύτητα ανέμου 29/9/2018 13:00:00

Από τις εικόνες 43-48 η εξέλιξη του φαινομένου ακολουθεί εν γένει την διαδικασία που αναφέρθηκε και στην βιβλιογραφία. Η διαφορά της πίεσης και η θερμοκρασία επιφανείας μειώνουν εν γένει την ταχύτητα του ανέμου (οριζόντια) στο σημείο που γεννάται το φαινόμενο (εικ. 43-45). Με την γέννηση του αρχίζει περιμετρικά ο στροβιλισμός με υψηλή ταχύτητα οριζόντια ενώ στο κέντρο η αντίστοιχη ταχύτητα είναι σχεδόν μηδενική (εικ. 46-47). Κατά την εξασθένηση το μάτι καταρρέει αλλά απομένουν οι υψηλές ταχύτητες του ανέμου που είχαν δημιουργηθεί περιμετρικά και είχαν σαν αποτέλεσμα τις σημαντικές ζημιές που προκλήθηκαν στην ηπειρωτική Ελλάδα και την Κρήτη.

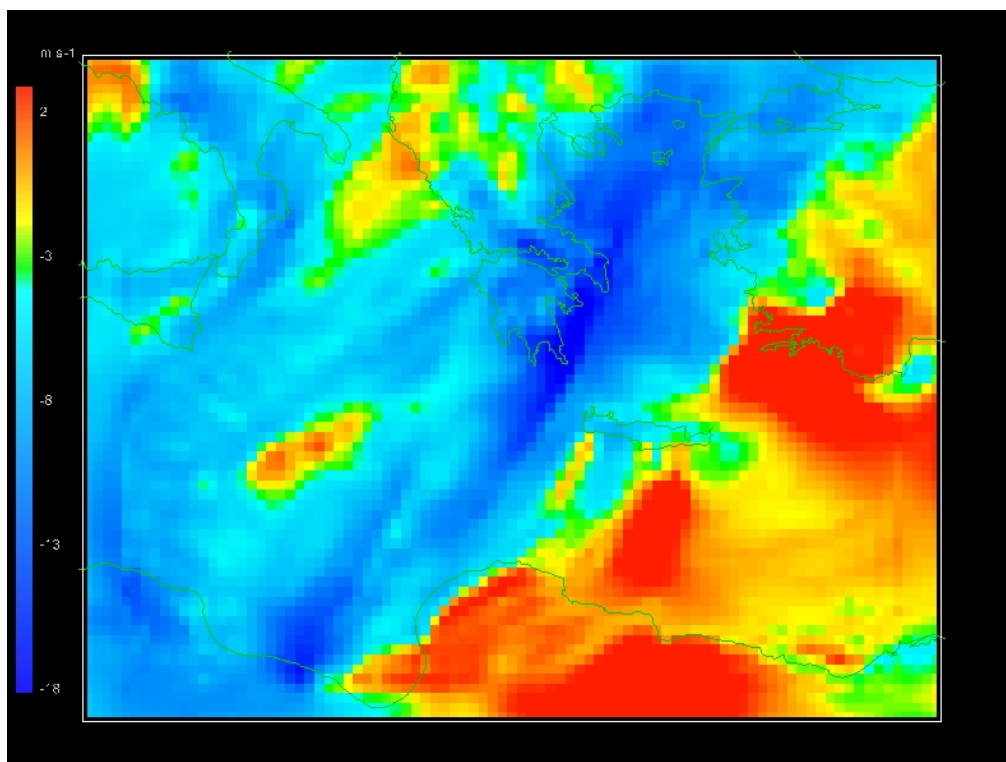
Στις εικόνες 49-54 που ακολουθούν παρουσιάζεται η μεταβολή της κατακόρυφης ταχύτητας του ανέμου κατά την γέννηση και εξέλιξη του κυκλώνα (κάθε εικόνα περιλαμβάνει το αντίστοιχο time stamp).



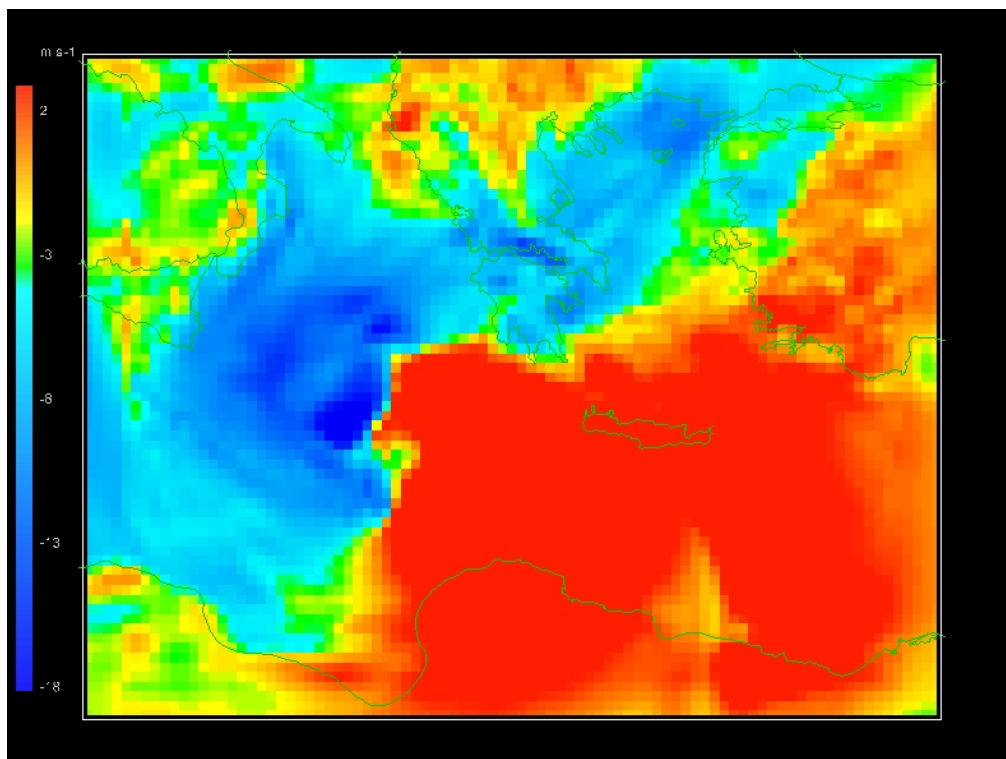
Εικόνα 49 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 25/9/2018 01:00:00



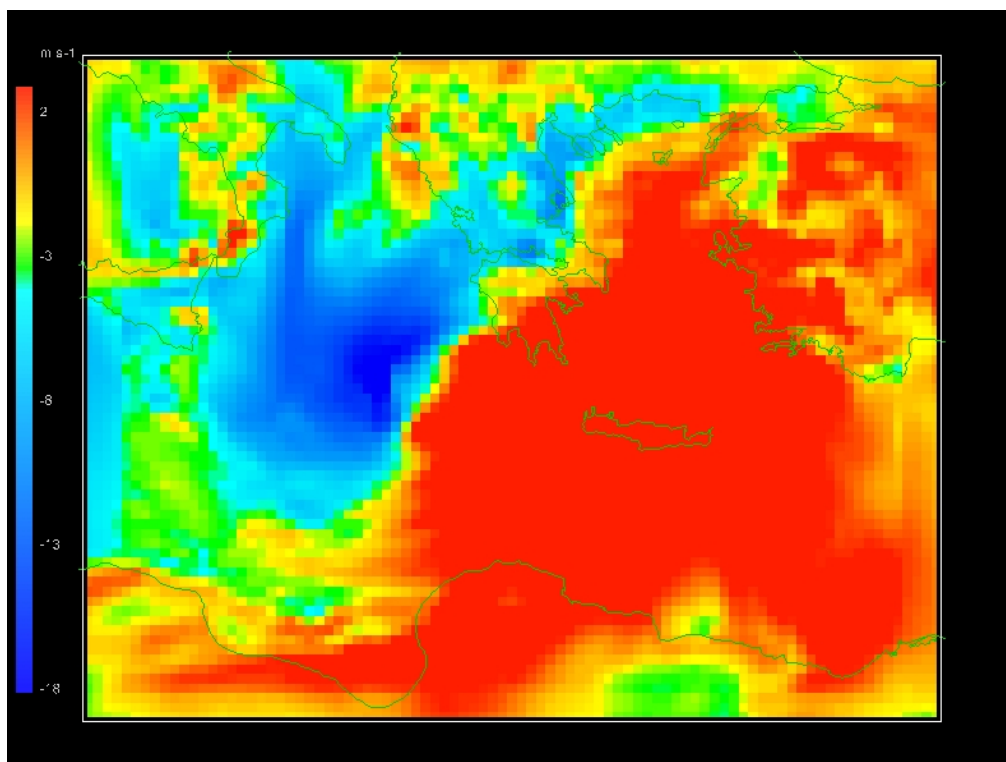
Εικόνα 50 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 26/9/2018 01:00:00



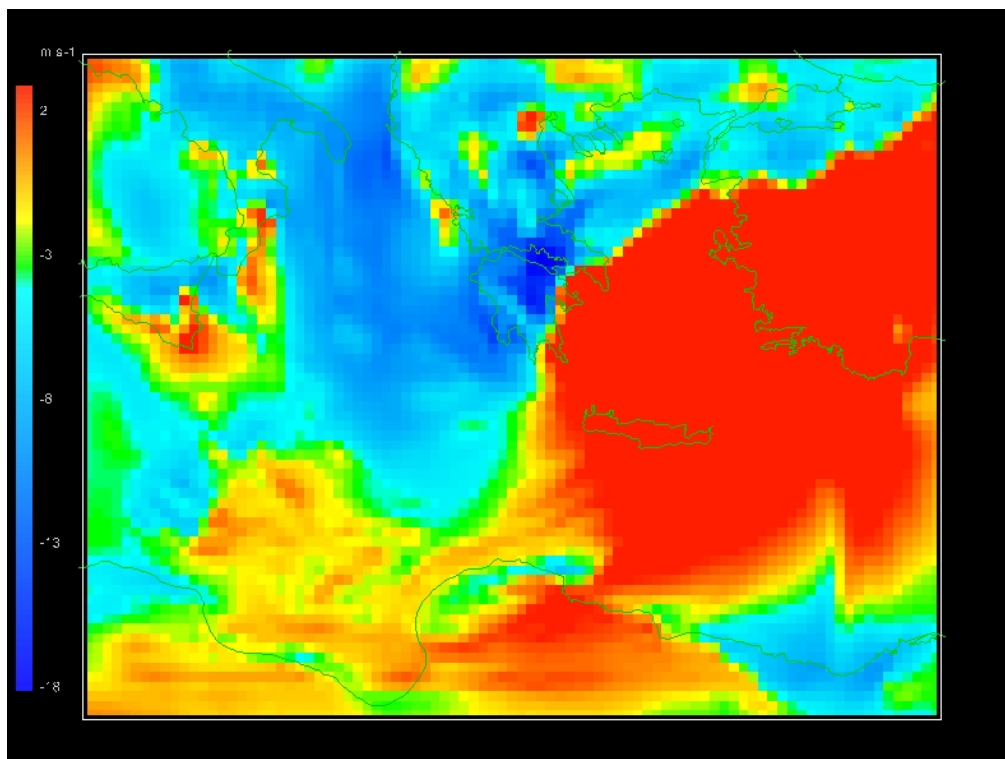
Εικόνα 51 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 27/9/2018 10:00:00



Εικόνα 52 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 28/9/2018 07:00:00



Εικόνα 53 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 29/9/2018 02:00:00



Εικόνα 54 Κατακόρυφη ταχύτητα ανέμου 29/9/2018 13:00:00

Αντίστοιχα συμπεράσματα προκύπτουν και από την ανάλυση των εικόνων 43-48 για την κατακόρυφη ταχύτητα του ανέμου. Εν γένει και σε αυτή την περίπτωση το μοντέλο προσομοιώνει ικανοποιητικά το φαινόμενο.

6. Συμπεράσματα

Στην παρούσα εργασία παρουσιάστηκαν τα αποτελέσματα της προσομοίωσης με το προγνωστικό μετεωρολογικό μοντέλο μέσης κλίμακας WRF, του κυκλώνα Ζορμπά, που αποτελεί μια ισχυρή περίπτωση κυκλογένεσης στην περιοχή της ανατολικής Μεσογείου. Η διαταραχή δημιουργήθηκε, ως εξωτροπική καταιγίδα που αναπτύχθηκε στην ανατολική Μεσόγειο και συγκεκριμένα στον θαλάσσιο χώρο μεταξύ Ιταλίας και Λιβύης και κινήθηκε ανατολικά προς την Ελλάδα, ενώ την διάρκεια της πορείας του και μέχρι την στιγμή που βρέθηκε στον ελλαδικό χώρο εμφάνισε χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Η δημιουργία του εξεταζόμενου συστήματος στην περιοχή που αναφέρθηκε έλαβε χώρα τις πρώτες ώρες της 27/9/2018. Οι θερμοκρασίες νερού γύρω στους 27 °C ευνόησαν τη μετάβαση της καταιγίδας σε υβριδικό κυκλώνα, με θερμό θερμικό πυρήνα στο κέντρο (κοινώς, μάτι του κυκλώνα). Η αρχική μετατόπιση του είχε βορειοδυτική κατεύθυνση προς τις νότιες ιταλικές ακτές, ενώ άλλαξε κατόπιν πορεία μετακινούμενο προς την κεντρική-δυτική Ελλάδα ενώ γινόταν βαθμιαία εντονότερη και αναπτύσσοντας χαρακτηριστικά τροπικού κυκλώνα. Το χρονικό διάστημα που το σύστημα εμφάνισε τροπικά χαρακτηριστικά ήταν μεταξύ των πρώτων ωρών της 28/09/2018 και των πρώτων ωρών της 29/09/2018. Κατόπιν αυτών, το σύστημα μετέβη πάνω από την ξηρά στην νοτιοδυτική Πελοπόννησο όπου αναφέρθηκε ελάχιστη κεντρική πίεση 989.3 mbar και παρουσίασε σημαντική εξασθένιση.

Τα αποτελέσματα της προσομοίωσης όσον αφορά στην μελέτη βασικών στοιχείων της ατμόσφαιρας που συνάδουν με την Κυκλογένεση, αποδείχθηκε ότι συγκλίνουν με την πραγματική γένεση και διαδρομή του φαινομένου μέχρι και την εξασθένιση του πάνω από την ηπειρωτική Ελλάδα.

Βιβλιογραφία

Ahrens, C. D., & Samson, P. J. (2010). *Extreme weather and climate*. Cengage Learning

Bosart, 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](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1981)109)

Bottger et al., 1975: “Forecasting extratropical storms with hurricane intensity using satellite information.” *J. Appl. Met.*, 14, 1259-1265.

Businger, S., Reed, R., 1989. Cyclogenesis in cold air masses. *Wea. Forecasting* 20, 133-156

Capaldo et al., 1980: “A detailed analysis of a severe storm in the central Mediterranean: the case of the Trapani flood.” *RivMeteorol Aeronaut v.XL*, n.2-3.

Collucci, 1985: “Explosive cyclogenesis and large scale circulation changes: implications for atmospheric blocking” *J. Atmos. Sci.*, 42, 2701-2717.

Conte, 1986: “The meteorological “bomb” in the Mediterranean: a synoptic climatology.” *RivMeteorol Aeronaut* 46:121-130

Danard and Ellenton, 1980: “Physical influences on east coast cyclogenesis.” *Atm. Ocean.*, 18, 65-82

Davis and Emmanuel, 1988: “Observational evidence for the influence of surface heat fluxes on rapid maritime cyclogenesis.” *Mon. Wea. Rev.* 116: 2649-2659.

Emanuel, K. (2005). *Divine wind: the history and science of hurricanes*. Oxford university press.

Ernest, J., Matson, M., 1983. A Mediterranean tropical storm? *Weather* 38, 332-337

Fitzpatrick, P. J. (2006). *Hurricanes: A reference handbook*. Abc-clio.

Gyakum and Barker, 1988: “A case study of explosive subsynoptic scale cyclogenesis.” *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2225-2253.

Gyakum and Danielson, 2000: “Analysis of Meteorological Precursors to Ordinary and Explosive Cyclogenesis in the Western North Pacific” *Mon Wea Rev* 128: 851–863.

Gyakum, 1983b: “On the evolution of the QEII Stor. Part II: Dynamic and thermodynamic structure.” *Mon Wea Rev* 111: 1156-1173.

Hedley and Yau, 1991: “Anelastic modeling of explosive cyclogenesis.” *J. Atmos. Sci.*,48, 711–727. HMSO (1962) *Weather in the Mediterranean*. Vol 1, 2nd ed, Meteorological Office.

Homar, V., Romero, R., Stensrud, D., Ramis, C., Alonso, S., 2003. Numerical diagnosis of a small, quasi-tropical cyclone over the western Mediterranean: dynamical vs. boundary factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 129, 1469-1490.

Hoskins, 1980: “Effect of diabatic processes on transient midlatitude waves. Workshop on diagnostics of diabatic processes.” *E.C.M.W.F.* Sept.1980,85-99.

Karacostas and Flocas (1983): “The development of the “bomb” over the Mediterranean area.” *La Meteorologie, Actes de la conference “eauverte”* 34:351- 358.

Konrad and Collucci, 1988: “Synoptic climatology of 500 mb circulation changes during explosive cyclogenesis.” *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1431-1443.

Kouroutzoglou et al. 2015: “On the dynamics of a case study of explosive cyclogenesis in the Mediterranean.” *Meteorol Atmos Phys* (2015) 127:49–73 doi 10.1007/s00703-014-0357-x

Kuo et al., 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

Lackmann et al., 1996: “Planetary – and synoptic – scale characteristics of explosive wintertime cyclogenesis over the western North Atlantic Ocean.” *Mon. Wea. Rev.*, 124, 2672-2702.

Lagouvardos et al., 2007: “The 21–22 January 2004 explosive cyclogenesis over the Aegean Sea: Observations and model analysis.” *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133: 1519–1531.

Lew, K. (2018). *Hurricanes*. Britannica Educational Publishing.

London, M. (2019). *Hurricanes*. Discoverroo.

Mac Donald B.C. and E.R. Reiter, 1988: "Explosive cyclogenesis over the Eastern United States." *Mon. Wea. Rev.*, 116, 1568-1586

Maheras et al., 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.

Manobianco, 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

Mayencon, 1983: "Cyclone in Mediterranean-January 1982." *Mariners Weather Log*, 27 (3), 141-143.

Murnane, R. J., & Liu, K. B. (Eds.). (2004). *Hurricanes and typhoons: past, present, and future*. Columbia University Press.

Petterssen and Smebye, 1971: "On the development of extratropical cyclones." *Quart J. Roy. Met. Soc.*, 97, 457-482.

Prezerakos N. G. et al., 1999: Upper tropospheric downstream development leading to surface cyclogenesis in the central Mediterranean. *Meteorol Appl* 6:1- 10. doi: 10.1017/S1350482799001218

Prezerakos N. G., 1985: "The northwest African depressions affecting the south Balkans." *J Climatol* 5: 643-654.

Pytharoulis, I., Craig, G., Ballard, S., 2000. The hurricane-like Mediterranean cyclone of January 1995. *Meteorol. Appl.* 7, 261-279.

Radinović, 1965(b): "Cyclonic activity in Yugoslavia and surrounding areas." *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim., Ser. A*, 14 391-408.

Reed and Albright, 1986: "A case study of explosive cyclogenesis in the east Pacific." *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2297-2319

Reed, 1955: "A study of a characteristic type of upper level frontogenesis." *J. Meteor.*, 12, 226-237.

Reed, 1955: "A study of a characteristic type of upper level frontogenesis." *J. Meteor.*, 12, 226-237

Roebber, 1993: "A diagnostic case study of self-development as an antecedent conditioning process in explosive cyclogenesis." *Mon. Wea. Rev.*, 121, 976-1006

Rogers and Bosart, 1991: "A diagnostic study of two intense oceanic cyclones." *Mon. Wea. Rev.*, 119, 965 – 996.

Sanders and Gyakum, 1980: "Synoptic-dynamic climatology of the "Bomb"". *Mon Weather Rev* 108:1589-1606. doi:10.1175/1520-0493

Sanders, 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

Staley and Gall, 1977: "On the wavelength of maximum baroclinic instability." *J Atmos Sci* 34: 1679 1688

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

Trigo et al., 2002: "Climatology of cyclogenesis mechanisms in the Mediterranean." *Mon Weather Rev* 130:549-569. doi:10.1175/1520-0493.

Wang and 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

Wash et al., 1988: "Diagnostic study of explosive cyclogenesis during FGGE." *Mon. Wea. Rev.*, 116, 431-451

Winston, 1955: "Physical aspects of rapid cyclogenesis in the Gulf of Alaska." *Tellus* , 7, 481-500.

Zehnder and Keyser, 1991: "The influence of interior gradients of potential vorticity on rapid cyclogenesis." *Tellus*,43A, 198–212