



ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΜΠΑΛΑΣΗΣ

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΜΕΤΑΒΑΣΗ
ΤΟΥΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ
ΩΚΕΑΝΟΥ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ



ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ
2020



[λευκή σελίδα]



ΒΑΣΙΛΕΙΟΣ ΜΠΑΛΑΣΗΣ
Φοιτητής Τμήματος Γεωλογίας, ΑΕΜ: 4942

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕΤΑΞΥ
ΤΟΥ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ ΩΚΕΑΝΟΥ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας, Τομέας Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας

Επιβλέπων

Ιωάννης Πυθαρούλης, Αναπληρωτής Καθηγητής

©Βασίλειος Μπαλάσης, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ., Τομέας Μετεωρολογίας, 2020



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος.

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΜΕΛΕΤΗ ΤΡΟΠΙΚΩΝ ΚΥΚΛΩΝΩΝ ΚΑΤΑ ΤΗ ΜΕΤΑΒΑΣΗ ΤΟΥΣ ΜΕΤΑΞΥ ΤΟΥ ΤΡΟΠΙΚΟΥ ΑΤΛΑΝΤΙΚΟΥ ΚΑΙ ΕΙΡΗΝΙΚΟΥ ΩΚΕΑΝΟΥ

– Διπλωματική Εργασία

©Vasileios Balasis, School of Geology, Dept. of Meteorology, 2020

All rights reserved.

SYNOPTIC STUDY OF TROPICAL CYCLONES DURING THEIR TRANSITION BETWEEN THE TROPICAL ATLANTIC AND PACIFIC OCEAN

– Bachelor Thesis

Απαγορεύεται η αντιγραφή, αποθήκευση και διανομή της παρούσας εργασίας, εξ ολοκλήρου ή τμήματος αυτής, για εμπορικό σκοπό. Επιτρέπεται η ανατύπωση, αποθήκευση και διανομή για σκοπό μη κερδοσκοπικό, εκπαιδευτικής ή ερευνητικής φύσης, υπό την προϋπόθεση να αναφέρεται η πηγή προέλευσης και να διατηρείται το παρόν μήνυμα. Ερωτήματα που αφορούν τη χρήση της εργασίας για κερδοσκοπικό σκοπό πρέπει να απευθύνονται προς το συγγραφέα.

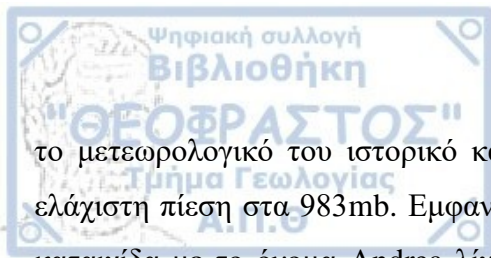
Οι απόψεις και τα συμπεράσματα που περιέχονται σε αυτό το έγγραφο εκφράζουν το συγγραφέα και δεν πρέπει να ερμηνευτεί ότι εκφράζουν τις επίσημες θέσεις του Α.Π.Θ.

Εικόνα Εξωφύλλου: Δορυφορική εικόνα που παρείχε η NASA ενός από τους πιο πολυσυζητημένους και καταστροφικούς τυφώνες των τελευταίων ετών. Ο τυφώνας Katrina στις 28 Αυγούστου 2005 κατά τη μέγιστη έντασή του πάνω από τον κόλπο του Μεξικού. (<https://www.weather.gov/jetstream/katrina>)

Πίνακας Περιεχομένων

Περίληψη.....	6
Κεφάλαιο 1 ^ο Τροπικοί Κυκλώνες	9
1.1 Εισαγωγή.....	9
1.2 Ο κύκλος ζωής των τροπικών κυκλώνων	12
1.2.1 Τροπικός καιρός.....	16
1.2.2 Ανατομία τροπικού κυκλώνα.....	18
1.2.3 Το κατάλληλο περιβάλλον δημιουργίας	24
1.2.4 Στάδια ανάπτυξης.....	27
1.2.5 Η διάλυση του τροπικού κυκλώνα.....	31
1.3 Η μελέτη ενός τροπικού κυκλώνα.....	33
1.4 Η Κίνηση των τροπικών κυκλώνων.....	34
1.4.1 Ανατολικός Ειρηνικός.....	37
1.4.2 Βόρειος Ατλαντικός	39
1.5 Κατεύθυνση ανέμων και πρόκληση πλημμυρών	42
1.6 Ονοματολογία τροπικών κυκλώνων	46
1.7 Ταξινόμηση της ισχύος των τροπικών κυκλώνων	47
1.8 Σκοπός εργασίας	48
Κεφάλαιο 2 ^ο Τροπικός κυκλώνας Cesar – Douglas (1996)	49
2.1 Συνοπτική ανάλυση.....	49
2.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου.....	51
2.3 Συνέπειες και καταστροφές.....	57
Κεφάλαιο 3 ^ο Τροπικός κυκλώνας Iris – Τροπική καταιγίδα Manuel (2001).....	58
3.1 Συνοπτική ανάλυση.....	58
3.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου.....	62
3.3 Συνέπειες και καταστροφές.....	69
Κεφάλαιο 4 ^ο Τροπικός κυκλώνας Barbara – Τροπική Καταιγίδα Andreas (2013)	70
4.1 Συνοπτική ανάλυση.....	70
4.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου.....	77
4.3 Συνέπειες και καταστροφές.....	80
Κεφάλαιο 5 ^ο Συμπεράσματα	82
5. Συμπεράσματα και σχόλια	82
Κεφάλαιο 6 ^ο Βιβλιογραφία	85
6.1 Ξένη βιβλιογραφία	85
6.2 Διαδίκτυο.....	89

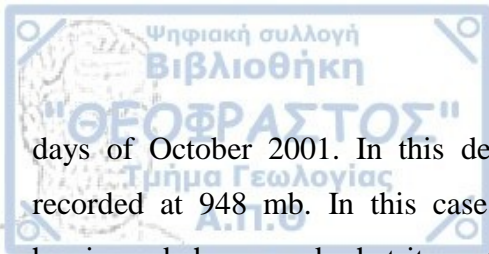
Σε αυτή την εργασία μελετάται η διαδικασία γέννησης και δράσης των τροπικών κυκλώνων ή τυφώνων στην ατμόσφαιρα της γης. Αναλύονται οι συνθήκες αστάθειας που επιδρούν στη δημιουργία του συστήματος και καθορίζουν την εξέλιξή του σε τροπικό κυκλώνα. Ταυτόχρονα περιγράφονται οι καιρικές συνθήκες που συνοδεύουν ένα τέτοιο σύστημα, η ανατομία του, η περίοδος δημιουργίας, καθώς επίσης και η γεωγραφική τοποθέτηση και κίνηση αυτού. Λαμβάνοντας υπόψιν τα στοιχεία που μας παρέχονται από τα μετεωρολογικά δεδομένα των δορυφόρων και τα ιστορικά στοιχεία, μπορούμε να συνθέσουμε το παζλ αυτού του ακραίου καιρικού φαινομένου και να το μελετήσουμε καθ' όλη τη διάρκεια της δράσης του. Έτσι, η μελέτη της εργασίας επικεντρώνεται κυρίως σε αυτούς τους τυφώνες που κινήθηκαν στον Ατλαντικό ωκεανό και έφτασαν ως τα παράλια της ανατολικής ακτής της κεντρικής Αμερικής. Σε εκείνο το σημείο και συγκεκριμένα πάνω από τον θερμό κόλπο του Μεξικού, εντοπίζουμε σε ορισμένες περιπτώσεις μία λεγόμενη ανατροφοδότηση του συστήματος. Καθώς λοιπόν ο τυφώνας φαινόταν να εξασθενεί, κάποιες ιδιαίτερες συνθήκες αστάθειας, τον ώθησαν να μετατραπεί σε τροπική καταιγίδα. Αυτές οι τροπικές καταιγίδες συνέχιζαν την πορεία τους εξασθενώντας τελικά στον Ειρηνικό ωκεανό. Τρεις τέτοιες περιπτώσεις διέλευσης αναλύονται σε αυτή την εργασία. Πρόκειται για τους τυφώνες Cesar, Iris και Barbara. Ο Cesar εκδηλώθηκε στα τέλη του Ιουλίου του 1996 και το βαρομετρικό χαμηλό του παρουσίασε ελάχιστη πίεση 942mb. Αργότερα μετονομάστηκε από τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό σε Douglas και τα τελευταία του απομεινάρια βρέθηκαν στον Ειρηνικό ωκεανό. Σύμφωνα με τα δεδομένα που καταγράφηκαν από δορυφόρους, μελετάται η πορεία και η δράση του συγκεκριμένου συστήματος, οι ατμοσφαιρικές συνθήκες κατά τις μέρες και ώρες δράσης του, αλλά και ο καιρός που παρατηρήθηκε στις πληγείσες περιοχές. Ακόμη παρουσιάζονται οι επιπτώσεις στην οικονομία των περιοχών, η κοστολόγηση των ζημιών αλλά και οι απώλειες σε ανθρώπινες ζωές. Στη συνέχεια μελετάται ο τυφώνας Iris που εμφανίστηκε τις πρώτες μέρες του Οκτωβρίου του 2001. Σε αυτόν τον καταστροφικό τυφώνα η ελάχιστη πίεση της ατμόσφαιρας καταγράφηκε στα 948mb. Και σε αυτή την περίπτωση η εργασία επικεντρώνεται σε εκείνα τα στοιχεία που αναδεικνύουν το πώς συμπεριφέρθηκε ο τυφώνας και ποια είναι τα μετεωρολογικά του χαρακτηριστικά. Ο Iris μετατράπηκε στην τροπική καταιγίδα Manuel που διήρκησε ακόμα για δέκα μέρες δυτικά της ηπείρου της Αμερικής εντός του Ειρηνικού ωκεανού. Τέλος, παρουσιάζεται ο τυφώνας Barbara με



το μετεωρολογικό του ιστορικό και τα χαρακτηριστικά στοιχεία που τον συνοδεύουν, όπως η ελάχιστη πίεση στα 983mb. Εμφανίστηκε στα τέλη Μαΐου του 2013 και μεταπήδησε σε τροπική καταιγίδα με το όνομα Andrea λίγες μέρες αργότερα. Αναλύεται και σε αυτή την περίπτωση η πορεία της τροπικής ύφεσης διαμέσω των δύο ωκεανών και οι συνολικές επιπτώσεις στην επιφάνεια της γης.

Abstract

This project studies the process of birth and action of tropical cyclones or hurricanes in the Earth's atmosphere. The instability conditions that affect the creation of the system are analyzed and its evolution into a tropical cyclone, too. At the same time, the project describes the weather conditions, its anatomy, the period of creation, as well as its geographical location and movement that accompany such a system. Taking into account the elements that are provided by satellite meteorological data and historical data, we can compose the puzzle of this extreme weather phenomenon and study it throughout its operation. Thus, the study of the work focuses mainly on these hurricanes that moved in the Atlantic Ocean and reached the coast of the east America. At this point, and specifically above the warm Gulf of Mexico, we find in some cases a so-called feedback system. Therefore, as the hurricane appears to be weakening, some conditions of instability boosted it to turn into a tropical storm. These tropical storms continued their course, eventually weakening in the Pacific Ocean. Three of such cases are analyzed in this article. These are hurricanes Cesar, Iris and Barbara. The Cesar appeared at the end of July 1996 and the barometric low showed a minimum pressure of 942mb. Douglas was later renamed by the World Meteorological Organization and his last bodies were found in the Pacific Ocean. According to the data recorded by satellites, we can study the course and the action of the specific system, the atmospheric conditions during the days and hours of its operation and also the weather that is observed in the affected areas. The effects on the economies of the regions, the cost of damage and the loss of human lives are also presented. Then we meet hurricane Iris, which appeared in the first



days of October 2001. In this destructive hurricane, the minimum atmospheric pressure was recorded at 948 mb. In this case, the project focuses on those elements that show how the hurricane behaves and what its meteorological characteristics are. Iris transformed to the tropical storm Manuel that lasted another ten days west of the American continent in the Pacific Ocean. Finally, hurricane Barbara is introduced. We analyze its meteorological history and the features that accompany it, such as the minimum pressure at 983mb. It appeared in late May 2013 and changed into a tropical storm called Andrea a few days later. In this case, too, it is analyzed the route of the tropical depression in the two oceans and the overall impact on the earth's surface.

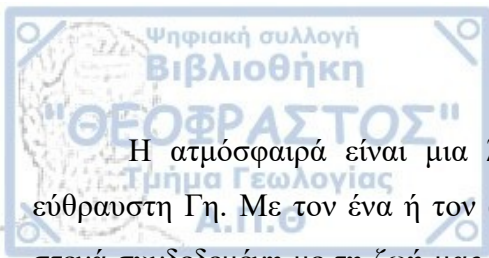
Κεφάλαιο 1^ο Τροπικοί Κυκλώνες

1.1 Εισαγωγή

Ο κόσμος είναι μια διαρκώς μεταβαλλόμενη εικόνα των φυσικών γεγονότων. Από την ξηρασία και την πείνα στις καταστροφικές πλημμύρες, μερικές από τις μεγαλύτερες προκλήσεις που αντιμετωπίζουμε είναι υπό τη μορφή φυσικών καταστροφών που δημιουργούνται από τις καιρικές συνθήκες. Ωστόσο, η αντιμετώπιση του καιρού και του κλίματος είναι αναπόφευκτο μέρος της ζωής μας. Μερικές φορές είναι τόσο μικρής σημασίας όσο για να αποφασίσουμε τι θα φορέσουμε για την ημέρα ή πώς να σχεδιάσουμε διακοπές. Αλλά μπορεί επίσης να έχει συνέπειες που διαταράσσουν τη ζωή, ειδικά για εκείνους που είναι θύματα τυφώνων ή ανεμοστρόβιλων. Ο καιρός ήταν πάντα στα πρωτοσέλιδα, αλλά τα τελευταία χρόνια, τα ακραία καιρικά φαινόμενα φαίνεται να λαμβάνουν συνεχώς μεγαλύτερη κάλυψη.

Από την καταστροφή που προκλήθηκε από ακραίες καταιγίδες στις σιωπηλές, αλλά όχι λιγότερο καταστροφικές, επιπτώσεις της σοβαρής ξηρασίας, ο καιρός έχει τεράστιες επιπτώσεις στη ζωή μας. Οι μακροπρόθεσμες προκλήσεις ενός εξελισσόμενου κλίματος απαιτούν επίσης την προσοχή μας, είτε πρόκειται για την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, για την καταγραφή των παγκόσμιων θερμοκρασιών, για τις εντονότερες βροχοπτώσεις, είτε για την υποχώρηση των πάγων της Αρκτικής.

Χάρη εν μέρει στην άνοδο των κοινωνικών μέσων ενημέρωσης, όλο και περισσότεροι από ποτέ άνθρωποι μοιράζονται τις παρατηρήσεις, τις εντυπώσεις και φωτογραφίες που σχετίζονται με τον καιρό στον πλανήτη γενικότερα. Για αυτούς και πολλούς άλλους λόγους, το ενδιαφέρον για τη μετεωρολογία (η μελέτη της ατμόσφαιρας) συνεχίζει να αυξάνεται. Ένας από τους λόγους για τους οποίους η μετεωρολογία είναι μια τόσο ενδιαφέρουσα επιστήμη για μελέτη είναι ότι η ατμόσφαιρα είναι ένα παγκοσμίως προσβάσιμο εργαστήριο για όλους. Αν και η ατμόσφαιρα πάντα θα αποτελεί πρόκληση για τους ανθρώπους, καθώς η έρευνα και η τεχνολογική πρόοδος προχωρά, βελτιώνεται επίσης η ικανότητά μας να κατανοούμε και να προβλέπουμε την ατμόσφαιρα μας.

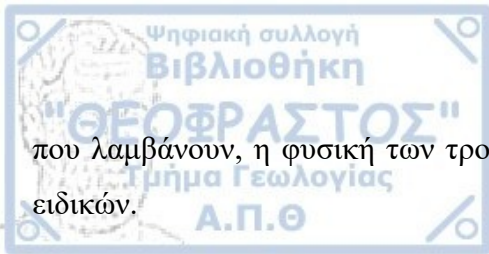


Η ατμόσφαιρά είναι μια λεπτή ζωτικής σημασίας ασπίδα αέρα που περιβάλλει την εύθραυστη Γη. Με τον ένα ή τον άλλο τρόπο, επηρεάζει όλα όσα βλέπουμε και ακούμε - είναι στενά συνδεδεμένη με τη ζωή μας. Ο αέρας είναι μαζί μας από τη γέννηση και δεν μπορούμε να αποσυνδεθούμε από την παρουσία του. Στην ύπαιθρο μπορούμε να ταξιδέψουμε για χιλιάδες χιλιόμετρα σε οποιαδήποτε οριζόντια κατεύθυνση, αλλά αν θα έπρεπε να κινηθούμε μόνο 8 χιλιόμετρα πάνω από την επιφάνεια της γης, θα ασφυκτιούσαμε. Μπορεί να είμαστε σε θέση να επιβιώσουμε χωρίς φαγητό για μερικές εβδομάδες ή χωρίς νερό για λίγες μέρες, αλλά χωρίς την ατμόσφαιρά μας δεν θα επιβιώσουμε περισσότερο από μερικά λεπτά. Ακριβώς όπως τα ψάρια περιορίζονται σε ένα περιβάλλον νερού, έτσι είμαστε περιορισμένοι σε έναν ωκεανό αέρα. Οπουδήποτε κι αν πάμε, ο αέρας πρέπει να πάει μαζί μας.

Η γη χωρίς ατμόσφαιρα δεν θα είχε λίμνες ή ωκεανούς. Δεν θα υπήρχαν ήχοι, ούτε σύννεφα, ούτε κόκκινα ηλιοβασιλέματα. Η όμορφη γοητεία του ουρανού δε θα υπήρχε. Θα επικρατούσε αδιανόητο κρύο το βράδυ και αφόρητη ζέστη κατά τη διάρκεια της ημέρας. Όλα τα πράγματα στη Γη θα είναι στο έλεος ενός έντονου ήλιου.

Ζώντας στην επιφάνεια της Γης, προσαρμοστήκαμε πλήρως στο περιβάλλον του αέρα που ξεχνάμε μερικές φορές πόσο ζωτικής σημασίας είναι η παρουσία του. Παρόλο που ο αέρας είναι άγευστος, άοσμος και αόρατος, μας προστατεύει από τις καυτές ακτίνες του ήλιου και μας παρέχει ένα μίγμα αερίων που επιτρέπει τη ζωή να ανθίσει και να αναπτυχθεί. Επειδή δεν μπορούμε να δούμε, να μυρίσουμε ή να δοκιμάσουμε τον αέρα, μπορεί να φαίνεται περίεργο το γεγονός ότι μεταξύ μας υπάρχουν τρισεκατομμύρια μόρια αέρα. Κάποια από αυτά μπορεί να ήταν σε σύννεφο χθες ή σε άλλη ήπειρο την περασμένη εβδομάδα ή ίσως μέρος της ζωηρής αναπνοής ενός ατόμου που έζησε εκατοντάδες χρόνια πριν.

Οι τροπικοί κυκλώνες, επίσης ευρέως γνωστοί ως τυφώνες, είναι από τα πιο θεαματικά και θανατηφόρα γεωφυσικά φαινόμενα. Τόσο οι πιο θανατηφόρες όσο και οι πιο ακριβές φυσικές καταστροφές στην ιστορία των ΗΠΑ ήταν τροπικοί κυκλώνες: Ο τυφώνας Galveston το 1900 σκότωσε σχεδόν 8000 ανθρώπους και ο τυφώνας Andrew το 1992 προκάλεσε καταστροφές άνω των 35 δισεκατομμυρίων δολαρίων. Συνολικά, οι τροπικοί κυκλώνες ταξινομούνται με τις πλημμύρες ως οι πιο θανατηφόροι γεωφυσικοί κίνδυνοι. Μία καταιγίδα στο Μπαγκλαντές το 1970 σκότωσε σχεδόν μισό εκατομμύριο ανθρώπους. Παρά τη σπουδαιότητά τους και τη δημοσιότητα



που λαμβάνουν, η φυσική των τροπικών κυκλώνων δεν είναι γνωστή εκτός μιας μικρής ομάδας ειδικών.

Οι τροπικοί κυκλώνες είναι μία από τις καταστροφικές φυσικές καταστροφές που πλήττουν πολλές χώρες σε όλο τον κόσμο, προκαλώντας σημαντική απώλεια ανθρώπινων ζωών, γλωρίδας και πανίδας και καταστροφές σε παράκτιες κατασκευές. Η διάρκεια ζωής των τροπικών κυκλώνων μετράται σε ημέρες ή εβδομάδες. Καμία άλλη ατμοσφαιρική διαταραχή δεν συνδυάζει τη διάρκεια, το μέγεθος και τη βία πιο καταστροφικά από τους τροπικούς κυκλώνες. Ένας τροπικός κυκλώνας απαιτεί τις υψηλές θερμοκρασίες του ωκεανού, τουλάχιστον 26 °C για το σχηματισμό του (*Palmen, 1948*).

Οι τροπικοί κυκλώνες μπορούν να συγκριθούν με τον θερμικό κινητήρα, καθώς αντλούν ενέργεια από τον ωκεανό για το σχηματισμό τους. Ψηλοί συμπαγείς πύργοι σύννεφων σχηματίζονται μέσα στη θύελλα καθώς το θερμό ωκεάνιο νερό εξατμίζεται. Καθώς ο αέρας ανεβαίνει ψηλότερα, ψύχεται και συμπυκνώνεται απελευθερώνοντας λανθάνουσα θερμότητα που δημιουργεί ακόμα περισσότερα νέφη για να σχηματίσει και να τροφοδοτήσει την καταιγίδα. Η περιστροφή των τροπικών κυκλώνων στο βόρειο ημισφαίριο είναι αντίθετα προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού και προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού στο νότιο ημισφαίριο, λόγω της δύναμης Coriolis (Coriolis Effect).

Η λέξη κυκλώνας προέρχεται από την ελληνική λέξη «cyclos» που σημαίνει την περιέλιξη ενός φιδιού. Η λέξη κυκλώνας χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά από τον Henry Piddington (President of the marine courts) στη Καλκούτα κατά τη διάρκεια της βρετανικής κυριαρχίας το 1848. Για αυτόν, η ροή του αέρα σε συνδυασμό με κυκλώνα, έμοιαζε με τη περιέλιξη ενός φιδιού, εικόνα που υποστηρίζεται πολύ από τις σημερινές εικόνες δορυφορικών σύννεφων και τις ηχούς του ραντάρ, με τις σπειροειδείς ταινίες του διασκορπισμένες με κενά (*Piddington, 1848*).

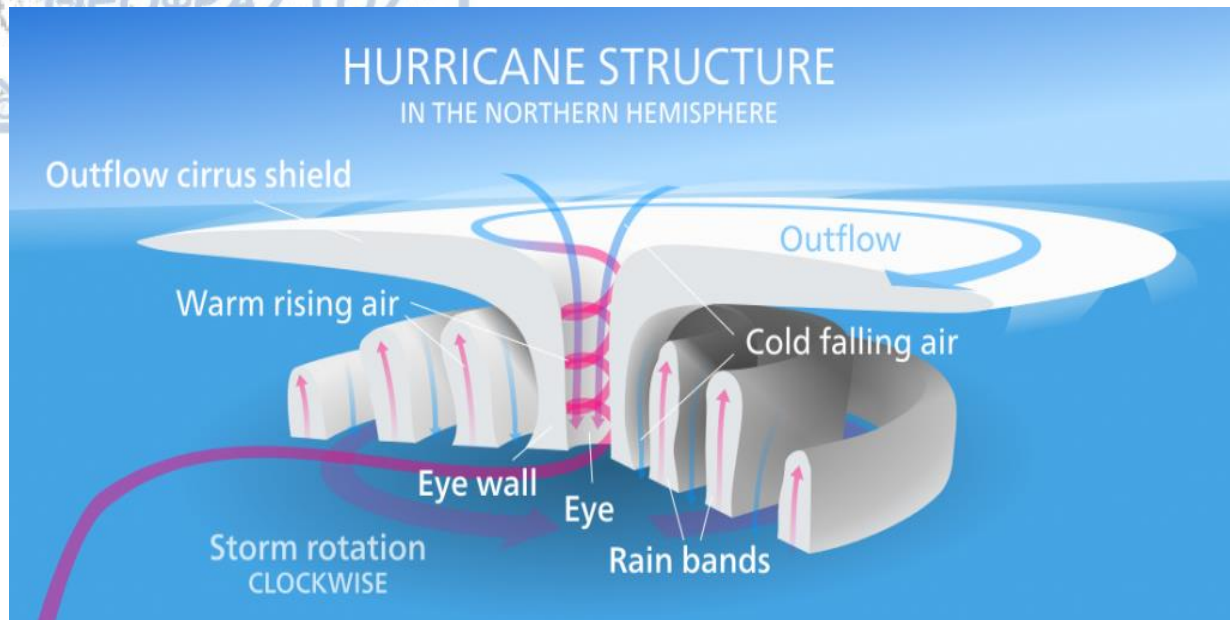
1.2 Ο κύκλος ζωής των τροπικών κυκλώνων

Τα πιο χαρακτηριστικά παραδείγματα συστημάτων χαμηλής πίεσης ή βαρομετρικού χαμηλού που έχουν ως αποτέλεσμα έντονες βροχές και καταιγίδες είναι οι τροπικοί κυκλώνες. Σε διάφορα μέρη ανά την υφήλιο, όπου παρατηρούνται αυτά τα φαινόμενα, χρησιμοποιούνται και διαφορετικά ονόματα για να προσδιορίσουν ένα σύστημα τροπικού κυκλώνα. Έτσι για παράδειγμα στον Βορειοανατολικό Ειρηνικό και στον Ατλαντικό, οι καταιγίδες αυτές ονομάζονται hurricanes, ενώ στον Ινδικό, στον κόλπο της Βεγγάλης και τον Νότιο Ειρηνικό αναφέρονται στη βιβλιογραφία απλά ως τροπικοί κυκλώνες. Από την άλλη πλευρά, στον Βορειοδυτικό Ειρηνικό συναντώνται ως typhoons.

(<https://www.metoffice.gov.uk/weather/learn-about/weather/types-of-weather/hurricanes/location>)

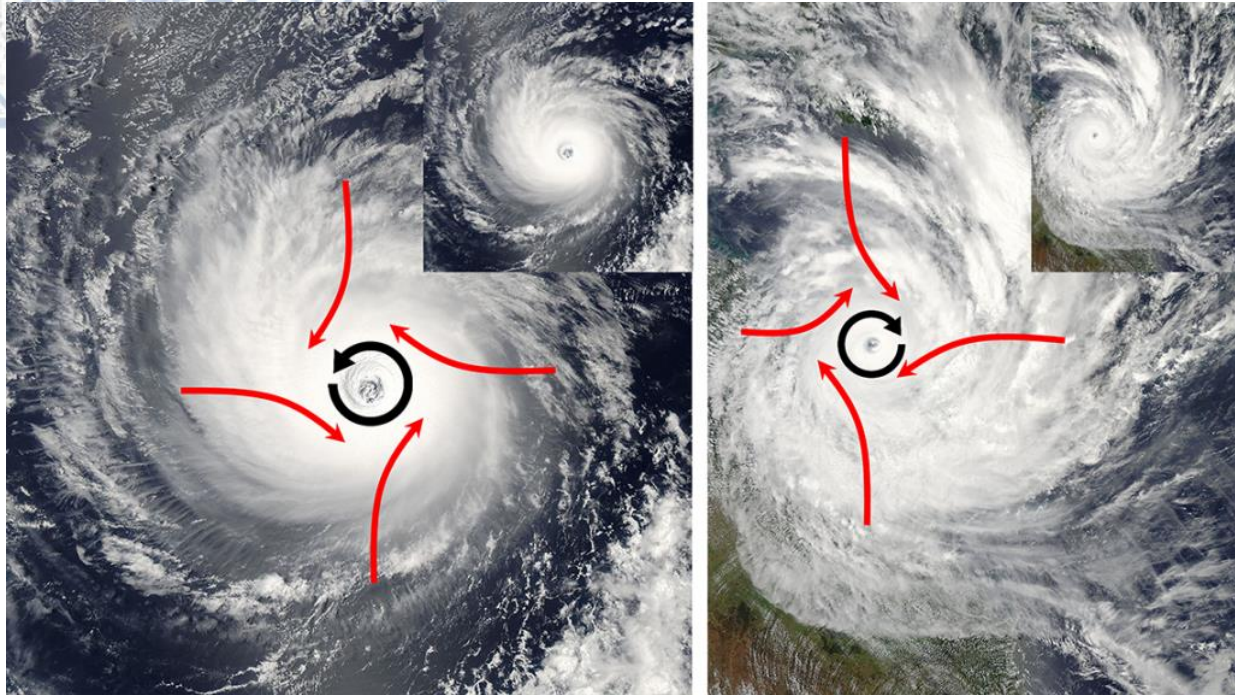
Η αρχή της δημιουργίας των τυφώνων παρατηρείται όταν ένα βαρομετρικό χαμηλό σχηματίζεται πάνω από θερμό, τροπικό νερό. Η θερμότητα που προέρχεται από το ζεστό νερό των τροπικών περιοχών είναι αναγκαία αφού παρέχει στο σύστημα τη δύναμη που χρειάζεται για να αναπτυχθεί. Η μετεωρολογική διαδικασία που εξελίσσεται περιλαμβάνει την άνοδο του ζεστού και υγρού αέρα, ενώ στη συνέχεια αυτός ο αέρας ψύχεται και συμπυκνώνεται, σχηματίζοντας βροχή και απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας στην ατμόσφαιρα. Ως αποτέλεσμα παρατηρείται η διαρκής τροφοδοσία της καταιγίδας, καθώς η θερμότητα συνεχίζει να προκαλεί συμπύκνωση μεγαλύτερης ποσότητας αέρα (Ooyama, 1969).

Παράλληλα με την άνοδο του αέρα προς το κέντρο της καταιγίδας, πραγματοποιείται ταυτόχρονη αντικατάστασή του από θερμό τροπικό αέρα, ο οποίος προκαλεί ισχυρούς ανέμους (Emanuel, 2003). Ωστόσο, λόγω της μεγάλης έκτασης των τροπικών κυκλώνων, ο αέρας που κινείται προς το κέντρο δεν ακολουθεί κάθετη άνοδο αλλά εκτρέπεται από τη δύναμη Coriolis, προκαλώντας την περιστροφή ολόκληρης της καταιγίδας, όπως φαίνεται στο **Σχήμα 1**. Έτσι, στο Βόρειο Ημισφαίριο αυτή η εκτροπή γίνεται προς τα δεξιά, με αποτέλεσμα οι τροπικοί κυκλώνες να περιστρέφονται αριστερόστροφα. Από την άλλη πλευρά, στο Νότιο Ημισφαίριο συμβαίνει το ακριβώς αντίθετο, δηλαδή οι άνεμοι εκτρέπονται προς τα αριστερά, προκαλώντας στον κυκλώνα δεξιόστροφη περιστροφή (NOAA). (**Σχήμα 2**).



Σχήμα 1. Δομή τυφώνα. Ο αέρας που ανέρχεται στο κέντρο του τυφώνα αντικαθίσταται από θερμό αέρα που κινείται προς τα μέσα, ενώ παράλληλα το φαινόμενο Coriolis εκτρέπει τους ανέμους, προκαλώντας την περιστροφή της καταιγίδας. Στο μάτι του τυφώνα, η εξαιρετικά χαμηλή πίεση που υπάρχει προκαλεί βύθιση ψυχρού, ξηρού αέρα, δημιουργώντας ήρεμες, συνθήκες μέσα στο λεγόμενο «μάτι». (By Kelvinsong (Own work) [CC BY 3.0], via Wikimedia Commons).

(https://commons.wikimedia.org/wiki/Commons:Featured_picture_candidates/File:Hurricane-en.svg)



Σχήμα 2. Οι τυφώνες στο Βόρειο Ημισφαίριο περιστρέφονται αριστερόστροφα (αριστερά, τυφώνας Daniel, 2006), καθώς ο αέρας κινείται προς το κέντρο και εκτρέπεται προς τα δεξιά από το Coriolis Effect. Στο Νότιο Ημισφαίριο, οι τυφώνες περιστρέφονται δεξιόστροφα καθώς η εκτροπή πραγματοποιείται προς τα αριστερά (δεξιά, κυκλώνας Yasi, 2011)

(Modified by Paul Webb, Daniel image by NASA image courtesy Jeff Schmaltz, MODIS Land Rapid Response Team at NASA GSFC; Yasi image by NASA; MODIS [Public domain], via Wikimedia Commons). (<https://rwu.pressbooks.pub/webboceanography/chapter/8-4-hurricanes/>)

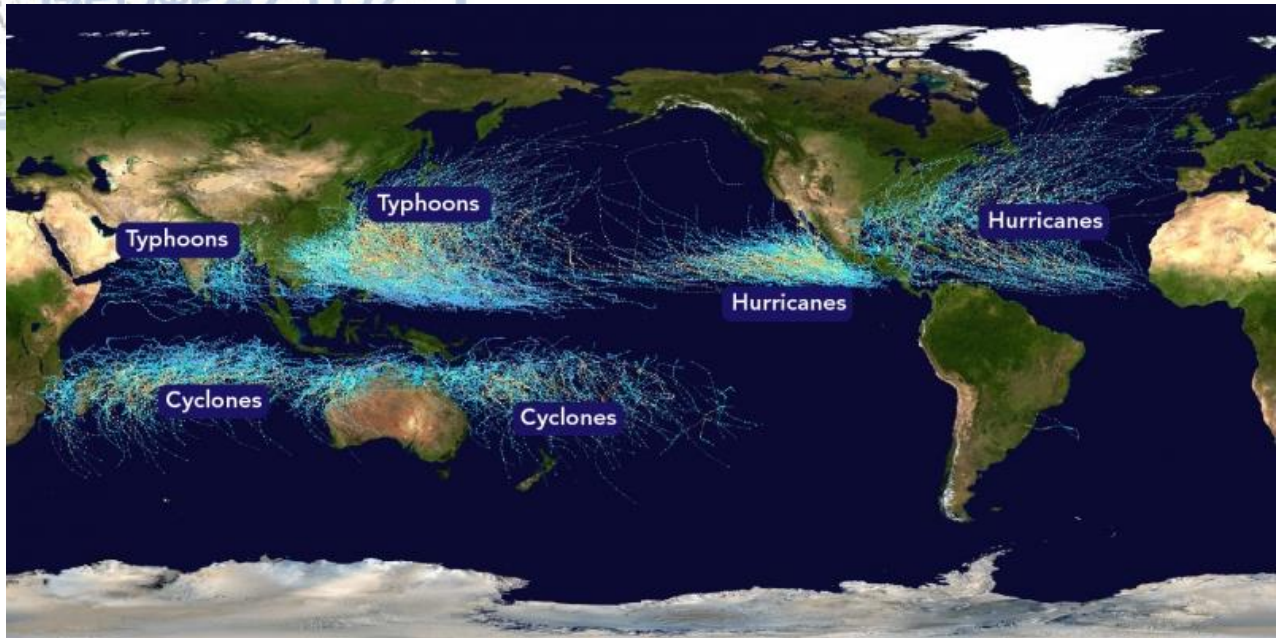
Σύμφωνα με τα δορυφορικά και ιστορικά δεδομένα, οι τροπικοί κυκλώνες του Βόρειου Ατλαντικού σχηματίζονται αρχικά πάνω από το θερμό νερό στα δυτικά των αφρικανικών ακτών και στη συνέχεια μετακινούνται ανατολικά προς δυτικά διασχίζοντας τον Ατλαντικό Ωκεανό (**Σχήμα 3**). Σύμφωνα με μελέτες και εργασίες σχετικά με τις συνθήκες κίνησης των τροπικών κυκλώνων πάνω από τον Ατλαντικό (*Goldenberg et al, 2001, Kossin and Vimont, 2007*) προκύπτουν τα εξής στοιχεία. Ταυτόχρονα της δυτικής τους κίνησης, η ενέργειά τους αυξάνεται, λόγω της συνεχούς τροφοδοσίας τους, μέχρι να φτάσουν σε κατάσταση ισχυρού τροπικού κυκλώνα (*hurricane*). Καθώς πλησιάζουν στις αμερικανικές ακτές, η δύναμη Coriolis εκτρέπει την πορεία τους σε δεξιά φορά, μετακινώντας τους προς το βορρά (**Σχήμα 3**). Οι τροπικοί κυκλώνες, ανάλογα της ισχύος που έχουν αποκτήσει ενδέχεται να φτάσουν ως την ξηρά,

συνοδευόμενοι από πολύ ισχυρούς ανέμους, δυνατές βροχοπτώσεις και μεγάλες καταστροφικές πλημμύρες. Τις περισσότερες φορές παρόλο αυτά, οι τροπικοί κυκλώνες διαλύονται μόλις συναντήσουν την ξηρά. Ο λόγος που συμβαίνει αυτό είναι διότι ο κυκλώνας παύει να τροφοδοτείται από τα νερά του ωκανού που τον έχουν συντηρήσει μέχρι εκείνο το σημείο. Έτσι σιγά σιγά εξασθενεί μέχρι να διαλυθεί εντελώς.



Σχήμα 3. Διαδρομές τροπικών κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό το διάστημα 1980-2005. Οι τυφώνες ξεκινούν κοντά στην ακτή της Αφρικής και κινούνται δυτικά. (By Nilfanion [Public domain], via Wikimedia Commons). (<http://www.aftermathadj.com/2018-hurricane-season/>)

Παρόμοιο μοτίβο με το παραπάνω ακολουθείται στον Ειρηνικό, αλλά και στο Νότιο Ημισφαίριο. Σε αυτό επιδρούν οι αληγείς άνεμοι, δηλαδή οι άνεμοι εκείνοι που πνέουν μεταξύ των ζωνών υψηλών πιέσεων των υποτροπικών περιοχών και του Ισημερινού. Οι αληγείς άνεμοι είναι Νοτιοανατολικοί στο Νότιο Ημισφαίριο, ενώ αντίθετα Βορειοανατολικοί στο Βόρειο. (Flokas, 1997). Προκαλούν αλλαγή στην διαδρομή των τροπικών κυκλώνων εκτρέποντάς τους προς τα δεξιά στο Βόρειο Ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Νότιο Ημισφαίριο (**Σχήμα 4**).



Σχήμα 4. Διαδρομές τροπικών κυκλώνων τα έτη 1985-2005. Κινούνται δυτικά και η πορεία τους εκτρέπεται από τον ισημερινό και στα δύο Ημισφαίρια καθώς πλησιάζουν στην ξηρά. (Background image: NASA this version: Nilfanion [Public domain], via Wikimedia Commons). (<https://letstalkscience.ca/educational-resources/stem-in-context/where-do-hurricanes-come>)

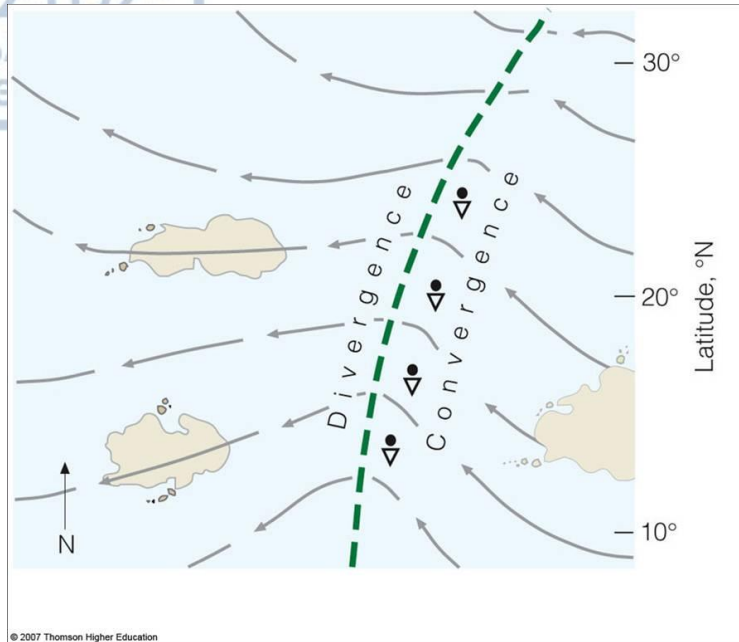
1.2.1 Τροπικός καιρός

Τι ακριβώς είναι οι τροπικοί κυκλώνες του Ατλαντικού Ωκεανού; Πώς σχηματίζονται; Και γιατί χτυπούν την ανατολική ακτή των Ηνωμένων Πολιτειών πολύ πιο συχνά από τη δυτική ακτή;

Ως τροπικές περιοχές ορίζεται η ζώνη μεταξύ $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ βόρεια και $23 \frac{1}{2}^{\circ}$ νότια του Ισημερινού (Ahrens & Henson, 2016). Λόγω της συνεχής παρουσίας ηλιοφάνειας σε αυτά τα γεωγραφικά πλάτη η θερμοκρασία διατηρείται υψηλή καθ' όλη τη διάρκεια της ημέρας. Συνεπώς, ο συνδυασμός της υγρασίας με την αύξηση της θερμοκρασίας συντελούν στην δημιουργία νεφοκάλυψης και κατά συνέπεια καταιγίδων τις απογευματινές κυρίως ώρες. Από τη μία πλευρά, ίσως δημιουργηθούν κάποια πρόχειρα συστήματα καταιγίδας που ονομάζονται *non-squall clusters* (Laing, 2015). Από την άλλη, οι καταιγίδες μπορεί να φτιάξουν δυναμικές σειρές που αναφέρονται ως *tropical squall cluster* ή *squall line* (Cotton et al, 2011). Η διέλευση μιας τέτοιας

σειράς συνοδεύεται από μεγάλες ριπές ανέμων και έντονη βροχόπτωση ύψους 3 cm σε περίπου 30 λεπτά. Αποδεικνύεται πως η σταθερά υψηλή θερμοκρασία στην τροπική ζώνη επηρεάζει σε μεγάλο βαθμό την ανάπτυξη καταιγίδων. Όσο περισσότερη ηλιοφάνεια καταγράφεται σε μία περίοδο, τόσο περισσότερες καταιγίδες εκδηλώνονται με τη ζώνη διατροπικής σύγκλισης να μετακινείται στην περιοχή (Ahrens & Henson, 2016).

Η ατμοσφαιρική κυκλοφορία στην τροπική ζώνη είναι κατά κύριο λόγο ανατολικής προέλευσης με περιπτώσεις να προέρχεται και από νοτιοανατολικά ή βορειοανατολικά. Χρήσιμο εργαλείο στα χέρια των μετεωρολόγων για την πρόβλεψη κι ανάλυση αυτών των ανέμων αποτελεί η σχεδίαση των ρευματγραμμών που απεικονίζουν τόσο την κατεύθυνσή τους, όσο και τα σημεία σύγκλισης και απόκλισης. Αυτό που μπορούμε να παρατηρήσουμε στο **Σχήμα 5** είναι το λεγόμενο τροπικό κύμα (*easterly wave*), το οποίο έχει κατεύθυνση προς τα δυτικά με ταχύτητα από 10 έως 20 κόμβους (Wang, 2015). Δυτικά της διακεκομμένης πράσινης γραμμής, οι βορειοανατολικοί άνεμοι αποκλίνουν, συνεπώς ο καιρός που παρατηρείται είναι σε γενικές γραμμές καλός. Αντίθετα, στην ανατολική πλευρά της πράσινης γραμμής διαπιστώνουμε ότι οι άνεμοι συγκλίνουν και συντελούν στο σχηματισμό καταιγίδων. Η διακεκομμένη γραμμή συνεπώς, δηλώνει τον άξονα του αυλώνα του τροπικού κύματος (trough) που αργότερα θα ενταθεί και θα δημιουργήσει έναν τροπικό κυκλώνα (Fett, 1996).



Σχήμα 5. Ένα τροπικό κύμα (ανατολικό κύμα) που κινείται κατά μήκος του Ατλαντικού ωκεανού. Στο κύμα διακρίνονται οι ρευμοτογραμμές και ο άξονας του αυλώνα (πράσινη διακεκομμένη γραμμή). Η κίνηση του κύματος γίνεται προς τα δυτικά. Ο καιρός είναι καλός στην δυτική πλευρά, ενώ παρουσιάζει βροχοπτώσεις στην ανατολική.

(http://apollo.lsc.vsc.edu/classes/met130/notes/chapter15/east_waves.html)

1.2.2 Ανατομία τροπικού κυκλώνα

Ένας τροπικός είναι μια έντονη καταιγίδα τροπικής προέλευσης, με μέση ταχύτητα ανέμων τουλάχιστον 64 κόμβων (119km/h) και με σημαντικά υψηλότερες ριπές, που σχηματίζεται πάνω από τους θερμούς ωκεανούς του Βόρειου Ατλαντικού και του ανατολικού Βόρειου Ειρηνικού (NOAA). Αποτελεί στην ουσία ένα βαρομετρικό χαμηλό που τροφοδοτείται και αναπτύσσεται από τα νερά της τροπικής ζώνης και ανά την υφήλιο λαμβάνει διαφορετικά ονόματα. Στην προκειμένη περίπτωση θα αναφερόμαστε σε αυτά τα συστήματα ως τροπικοί κυκλώνες.

Το **Σχήμα 6** είναι μια δορυφορική εικόνα του τυφώνα Igor, πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, ανατολικά της Καραϊβικής Θάλασσας στις 13 Σεπτεμβρίου 2010. Τα

πυκνότερα σύννεφα της καταιγίδας καλύπτουν μια έκταση περίπου 500 km, η οποία είναι περίπου μια μέση τιμή για τυφώνες. Η σχετικά καθαρή περιοχή στο κέντρο του κυκλώνα είναι το μάτι. Το μάτι του Igor είχε πλάτος σχεδόν 40 χλμ. Στην περιοχή του ματιού οι άνεμοι είναι μικότερης έντασης ενώ τα σύννεφα είναι κυρίως διασπασμένα. Η πίεση του αέρα είναι πολύ χαμηλή, περίπου 933 mb. Αξίζει να παρατηρηθεί ότι τα σύννεφα ευθυγραμμίζονται σε σπειροειδείς ζώνες (που ονομάζονται σπειροειδείς βροχές) που στροβιλίζονται προς το κέντρο της καταιγίδας, όπου τυλίγονται γύρω από το μάτι (*Senn and Hisser, 1959*).

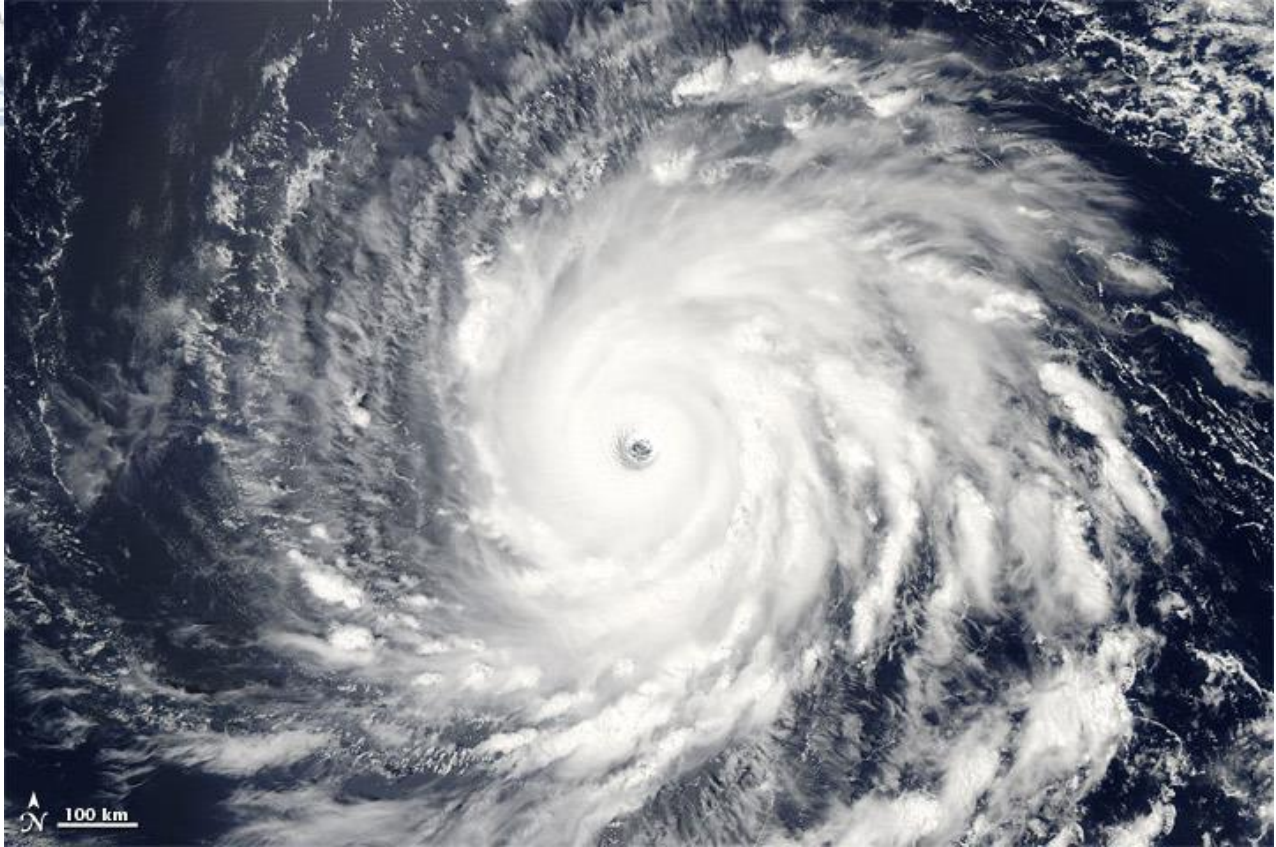
Οι επιφανειακοί άνεμοι δυναμώνουν καθώς φυσούν αριστερόστροφα και προς τα μέσα προς αυτό το κέντρο, ενώ στο Νότιο Ημισφαίριο, οι άνεμοι φυσούν δεξιόστροφα γύρω από το κέντρο. Δίπλα στο μάτι βρίσκεται το τοίχος του ματιού, ένας δακτύλιος που χαρακτηρίζεται από έντονες καταιγίδες που στροβιλίζονται γύρω από το κέντρο και μπορεί να εκτείνεται κατακόρυφα έως σχεδόν 18 χλμ. πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Μέσα στο τοίχος του ματιού, εντοπίζεται η ισχυρότερη βροχόπτωση και οι εντονότεροι άνεμοι (*Smith, 1980*). Στην περίπτωση του τυφώνα Igor, οι άνεμοι έφτασαν τους 130 κόμβους και η ελάχιστη ατμοσφαιρική πίεση μετρήθηκε στα 933 mb.

Κινούμενοι από αριστερά προς τα δεξιά, δηλαδή σε μία πορεία δυτικά προς ανατολικά, σε έναν τροπικό κυκλώνα, όπως το **Σχήμα 6** τι θα βιώναμε; Αρχικά ουρανός γίνεται συννεφιασμένος με σύννεφα Cirrostratus. Η πίεση μειώνεται αργά στην αρχή, ενώ φαίνεται να υποχωρεί γρήγορα και απότομα καθώς πλησιάζουμε πιο κοντά στο κέντρο του κυκλώνα. Οι άνεμοι είναι βόρειας και βορειοδυτικής προέλευσης, με την ένταση τους διαρκώς να αυξάνεται όσο προσεγγίζουμε στο μάτι.

Οι ισχυροί άνεμοι, καθώς διασχίζουν τη θάλασσα προκαλούν τεράστια κύματα ύψους άνω των 10 μέτρων, ενώ παράλληλα παρατηρούνται δυνατές βροχοπτώσεις. Μέσα στο μάτι, οι άνεμοι ηρεμούν, οι βροχοπτώσεις σταματούν και ο ουρανός είναι καθαρός (*Malkus, 1958*). Ανατολικά του ματιού, επανέρχεται η έντονη βροχόπτωση και οι ισχυροί άνεμοι. Συνεχίζοντας, καταγράφεται αύξηση στις τιμές της πίεσης, ελάττωση της βροχής και μείωση στις ριπές των ανέμων. Εικόνα που παρατηρείται ώπου να βγούμε από τον τροπικό κυκλώνα.

Αυτή η φανταστική περιήγηση μέσω κατά μήκος του τροπικού κυκλώνα εγείρει κάποιες αναπάντητες ερωτήσεις. Γιατί η πίεση είναι χαμηλότερη στο κέντρο του ή γιατί ο καιρός είναι καθαρός σχεδόν έξω από την περιοχή της καταιγίδας; Απαντήσεις σε αυτά τα ερωτήματα μπορεί να μας παρέχει η ανάλυση μιας κάθετης τομής ενός τροπικού κυκλώνα. Ένα μοντέλο που περιγράφει ένα τέτοιο προφίλ δίνεται στο **Σχήμα 7**.

Το μοντέλο αυτό δείχνει ότι ο τροπικός κυκλώνας αποτελείται από μία οργανωμένη μάζα καταιγίδων που αποτελούν μέρος της κυκλοφορίας του. Κοντά στην επιφάνεια, ο υγρός τροπικός αέρας ρέει προς το κέντρο του τροπικού κυκλώνα. Δίπλα στο μάτι, οι υδρατμοί του αέρα που ανέρχεται συμπυκνώνονται δημιουργώντας σύννεφα Cumulonimbus, που παράγουν έντονες και ισχυρές βροχοπτώσεις, έως και 15 cm ανά ώρα (*LeMone and Zipser, 1980*). Στην κορυφή του συστήματος, ο ξηρός αέρας, έχοντας χάσει μεγάλο μέρος της υγρασίας του, αρχίζει να διαφεύγει μακριά από το κέντρο. Κατά αυτόν τον τρόπο, παράγεται αντικυκλωνική ροή αέρα (στο Βόρειο Ημισφαίριο), η οποία είναι παρατηρείται εκατοντάδες χιλιόμετρα μακριά από το μάτι. Καθώς αυτή η εκροή φτάνει στην περιφέρεια της καταιγίδας, αρχίζει να βυθίζεται και να θερμαίνεται επιφέροντας μείωση των νεφών. Σύμφωνα με τον πρώτο νόμο της θερμοδυναμικής, στο μάτι έχουμε θέρμανση λόγω αδιαβατικής συμπίεσης και απελευθέρωση λανθάνουσας θερμότητας. Στο **Σχήμα 8** μπορούμε να διακρίνουμε καθαρά το μάτι ενός τροπικού κυκλώνα μέσω δορυφορικής εικόνας. Χαρακτηριστικό σημείο αναφοράς αποτελούν τα σύννεφα που στροβιλίζονται γύρω από το καθαρό μάτι (*Senn and Hissler, 1959*). Παρόμοιο συσχετισμό μεταξύ του ματιού και των σπειροειδών νεφών γύρω από αυτό, μπορούμε να διακρίνουμε και στο **Σχήμα 9**, εικόνα που προέρχεται από δορυφόρο της NASA. Το δορυφορικό σύστημα TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) απεικονίζει τον ρυθμό βροχόπτωσης.



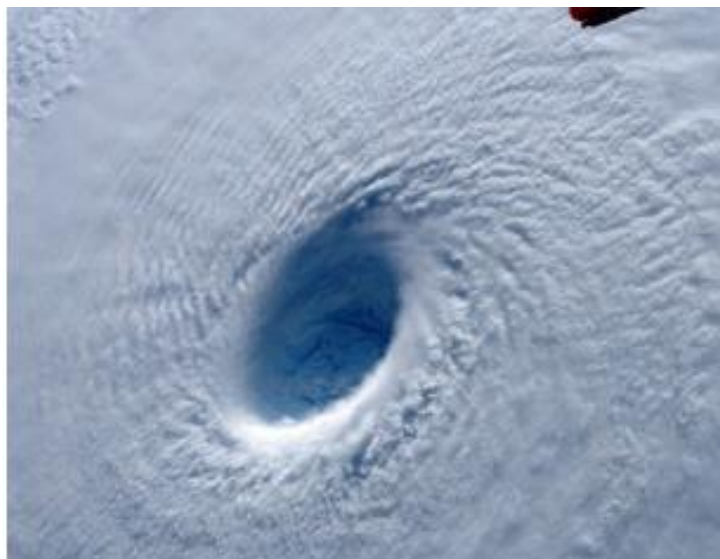
Σχήμα 6. Ο τυφώνας Igor πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό, περίπου 1370 χλμ. ανατολικά των Νήσων Leeward, όπως φωτογραφήθηκε από τον δορυφόρο Aqua της NASA στις 13 Σεπτεμβρίου 2010. Βρίσκεται βόρεια του ισημερινού, συνεπώς οι άνεμοι είναι αριστερόστροφοι. Η πίεση της καταιγίδας είναι 933 mb, με ανέμους 130 κόμβων κοντά στο μάτι.

(<https://earthobservatory.nasa.gov/images/45770/hurricane-igor>)



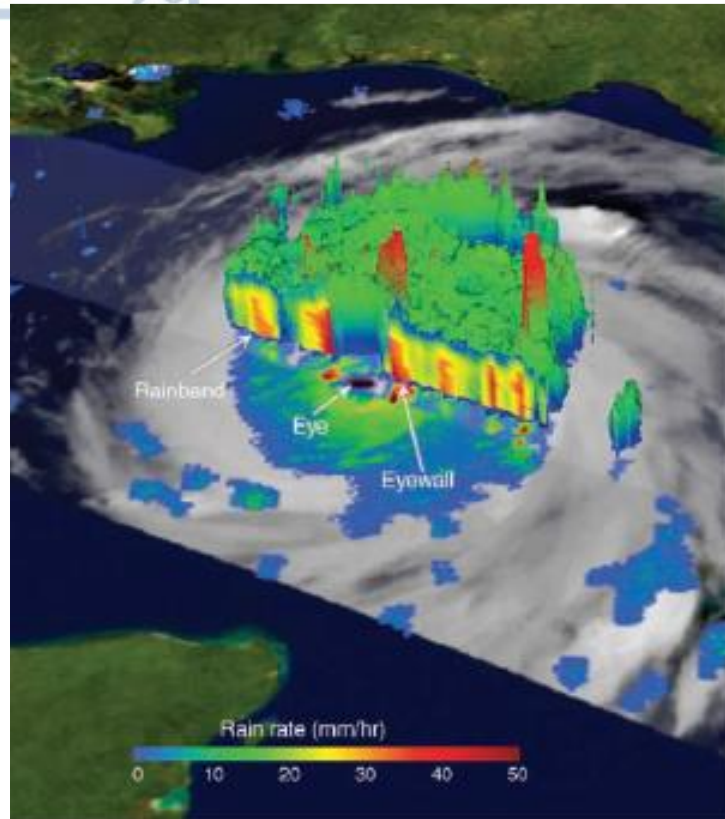
Σχήμα 7. Μοντέλο, εξογκωμένο στην κατακόρυφο, που δείχνει μια κάθετη άποψη των κινήσεων του αέρα και των νεφών σε έναν τυπικό τροπικό κυκλώνα στο Βόρειο Ημισφαίριο.

(<http://www.eumetrain.org/satmanu/CM4SH/TrCyAt/navmenu.php?page=2.0.0>)



Σχήμα 8. Μια κινηματογράφηση του ματιού και τοίχου του ματιού του Τυφώνα Maysak στο Βορειοδυτικό Ειρηνικό στις 2 Απριλίου 2015, από τον Διεθνή Διαστημικό Σταθμό. Οι καταιγίδες του τοίχου του ματιού περιβάλλουν εντελώς το μάτι, ενώ το ίδιο το μάτι είναι σχεδόν χωρίς σύννεφα. Το μάτι έχει πλάτος περίπου 30 χλμ.

(<https://earthobservatory.nasa.gov/images/85638/typhoon-maysak-approaches-the-philippines>)



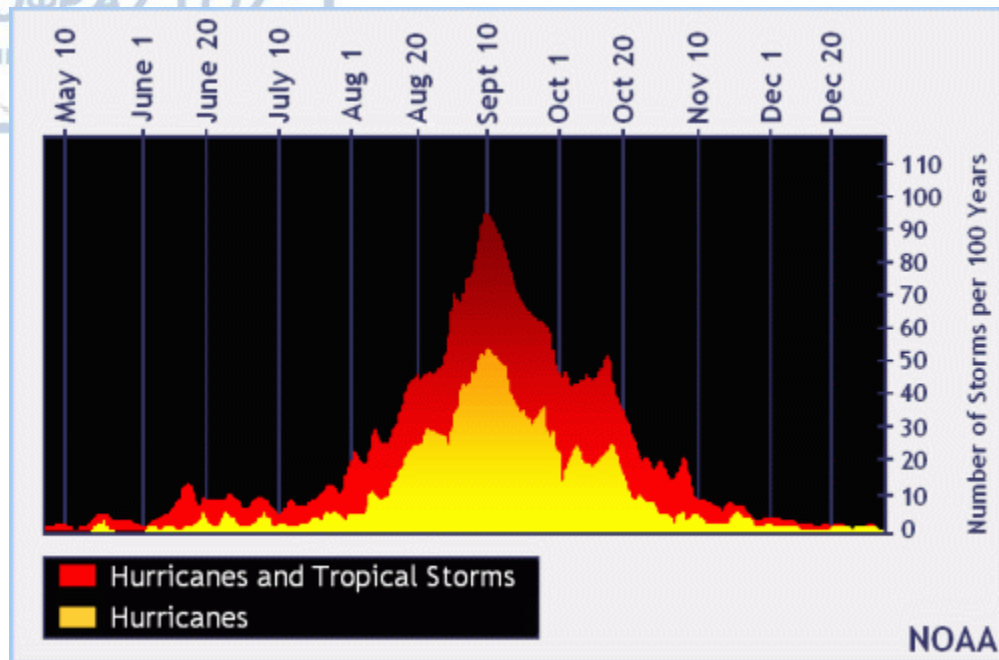
Σχήμα 9. Τρισδιάστατη δορυφορική προβολή TRMM του τυφώνα Katrina πάνω από τον κόλπο του Μεξικού στις 28 Αυγούστου 2005. Η προβολή δείχνει ζώνες έντονης βροχής (κόκκινες περιοχές) που περικυκλώνουν το καθαρό μάτι. Η ισχυρότερη βροχή (μεγαλύτερη κόκκινη περιοχή) εμφανίζεται στο τείχος του ματιού. Το απομονωμένο έντονο κόκκινο χρώμα μέσα στο πράσινο των νεφών βόρεια του τείχους αποτελεί έναν πύργο νεφών στα 16 χλμ. πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας. Τέτοια έντονα νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης συχνά δείχνουν ότι το σύστημα εντείνεται.

(<https://earthobservatory.nasa.gov/images/15399/hurricane-katrina>)

1.2.3 Το κατάλληλο περιβάλλον δημιουργίας

Μια σημαντική ερώτηση που καλούνται να δώσουν οι επιστήμονες είναι πού και πώς σχηματίζονται οι τροπικοί κυκλώνες. Οι έρευνες, και οι μελέτες αποδεικνύουν ότι απαιτούνται ορισμένα απαραίτητα συστατικά προτού μια ασθενής τροπική διαταραχή εξελιχθεί σε έναν πλήρες σύστημα τροπικού κυκλώνα. Έτσι, οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται πάνω από τροπικά νερά όπου οι άνεμοι είναι συνήθως ασθενείς, το ποσοστό υγρασίας είναι υψηλό και η θερμοκρασία του νερού στην επιφάνεια είναι αρκετά υψηλή, συνήθως 26,58 °C ή και μεγαλύτερη, σε μια τεράστια περιοχή (Ahrens & Henson, 2016). Αυτές οι συνθήκες συνήθως επικρατούν στους τροπικούς και υποτροπικούς ωκεανούς του Βόρειου Ατλαντικού και του Βορειοανατολικού Ειρηνικού κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού και στις αρχές του φθινοπώρου. Η μέγιστη θερμοκρασία της επιφάνειας της θάλασσας παρατηρείται τον Αύγουστο ή τον Σεπτέμβριο. Έτσι μπορούμε να ορίσουμε ως επίσημη περίοδο τροπικών κυκλώνων το διάστημα από την 1 Ιουνίου έως τις 30 Νοεμβρίου στον Βόρειο Ατλαντικό και από τις 15 Μαΐου έως τις 30 Νοεμβρίου στον Βορειοανατολικό Ειρηνικό. Δεν πρέπει όμως να θεωρούμε δεδομένο ότι δε μπορεί να σχηματιστεί τροπικός κυκλώνας και εκτός αυτών των ημερομηνιών (Kossin, 2008).

Το **Σχήμα 10** δείχνει τον αριθμό των τροπικών κυκλώνων που αναμένουμε ανά αιώνα πάνω από τον Ατλαντικό. Η δραστηριότητα, σύμφωνα με το γράφημα, παρουσιάζει αύξηση από τον Αύγουστο, ενώ αποκτά μέγιστη τιμή τον Σεπτέμβριο. Σε ένα βαρομετρικό χαμηλό του Βόρειου Ημισφαιρίου, ο συγκλίνων αέρας περιστρέφεται αριστερόστροφα. Ένα σύστημα τροπικού κυκλώνα θα σχηματιστεί περίπου μεταξύ γεωγραφικού πλάτους 5° και 20°, λόγω της επίδρασης της δύναμης Coriolis. Αυτό συμβαίνει επειδή όσο πιο κοντά στον ισημερινό βρισκόμαστε τόσο μηδενίζεται η δύναμη Coriolis (Rappin et al, 2011). Οι τροπικοί κυκλώνες δεν σχηματίζονται τυχαία, αλλά απαιτούν κάποιο έναυσμα ώστε να ξεκινήσει η σύγκλιση του αέρα. Από εμπειρισταμώνες μελέτες (Bischoff and Schneider, 2016) και εργασίες (Souza and Fonseca, 2009) έχει αποδειχθεί ότι οι επιφανειακοί άνεμοι συγκλίνουν κατά μήκος της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης ITCZ (intertropical convergence zone).



Σχήμα 10. Ο συνολικός αριθμός τροπικών κυκλώνων (κόκκινη σκιά) και ισχυρών τροπικών κυκλώνων (κίτρινη σκιά) σε συνάρτηση του χρόνου που θα περίμενε κανείς κάθε 100 χρόνια στην λεκάνη του Ατλαντικού, την Καραϊβική Θάλασσα και τον Κόλπο του Μεξικού. Τα δεδομένα εκτείνονται από το 1870 έως το 2006. (<https://www.nhc.noaa.gov/climo/>)

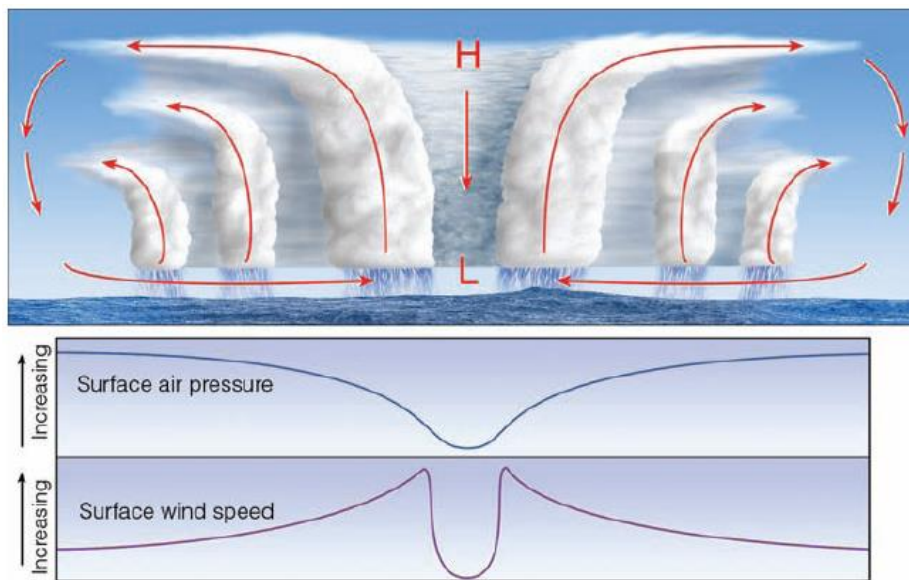
Με τον σχηματισμό ενός κύματος κατά μήκος της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης ITCZ, αναπτύσσεται ταυτόχρονα μια περιοχή χαμηλής πίεσης. Με αυτό τον τρόπο η μεταφορά αέρα γίνεται οργανωμένα και το ενιαίο σύστημα εξελίσσεται σε τροπικό κυκλώνα. Μπορούμε να εντοπίσουμε επίσης, κάποια αδύναμη σύγκλιση ανατολικά ενός τροπικού κύματος, όπου υπάρχει η δυνατότητα σχηματισμού κυκλώνα. Ωστόσο, η πλειοψηφία των τροπικών κυκλώνων μπορεί εντοπίζεται σε τροπικά κύματα που σχηματίζονται πάνω από την Αφρική (Dacre and Gray, 2009). Παρόλο αυτά, μόνο ένα μικρό ποσοστό όλων των τροπικών διαταραχών που σχηματίζονται μπορούν δυνητικά να αποκτήσουν τη μορφή τροπικού κυκλώνα. Χαρακτηριστικό σημείο αναφοράς αποτελεί η περιοχή Σαχέλ της Αφρικής. Όταν σε αυτή την ημίξηρη περιοχή παρατηρηθούν συνθήκες υψηλής υγρασίας, τότε ευνοείται η συνθήκη για δημιουργία ισχυρότερων τροπικών κυμάτων και πιθανόν τροπικού κυκλώνα.

Επιπλέον, η σύγκλιση των επιφανειακών ανέμων μπορεί να συμβεί από μία προϋπάρχουσα ατμοσφαιρική διαταραχή, όπως για παράδειγμα ένα μέτωπο που έχει μετακινηθεί στις τροπικές περιοχές από τα μέσα 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 όλα φαίνονται ιδανικά για το σχηματισμό ενός τροπικού κυκλώνα, όπως είναι η θερμή θάλασσα, ο υγρός αέρας, οι συγκλίνοντες άνεμοι, το σύστημα ενδέχεται να μην αναπτυχθεί εάν οι καιρικές συνθήκες δεν είναι οι σωστές (*Souza and Fonseca, 2009*). Κοντά σε γεωγραφικό πλάτος 20°, δηλαδή την περιοχή των αληγών ανέμων, ο αέρας βυθίζεται σε συνδυασμό με την υποτροπική περιοχή υψηλής πίεσης. Έτσι ο αέρας θερμαίνεται και δημιουργείται μια αντιστροφή πάνω από την επιφάνεια, γνωστή ως αναστροφή αληγών ανέμων (*Maher et al., 2017*). Όταν η συγκεκριμένη αναστροφή είναι ισχυρή, μπορεί να εμποδίσει το σχηματισμό τροπικών κυκλώνων.

Επιπρόσθετα, οι τροπικοί κυκλώνες δε μπορούν να σχηματιστούν όταν η διαφορά των ανέμων μεταξύ της ανώτερης και κατώτερης τροπόσφαιρας είναι μεγάλη. Η ισχυρή κάθετη διάτμηση του ανέμου τείνει να διασκορπίζει τη θερμότητα και την υγρασία, στοιχεία απαραίτητα για την ανάπτυξη του συστήματος. Ένας άλλος δυσμενής παράγοντας για τον σχηματισμό τροπικού κυκλώνα είναι το στρώμα αέρα της Σαχάρας SAL (*Saharan air layer*). Αυτό το στρώμα περιγράφεται ως μία μάζα πολύ ξηρού αέρα με σκόνη, περίπου 1,5 έως 6 km πάνω από το έδαφος που μπορεί να καλύψει μια περιοχή όσο οι Η.Π.Α (*Dunison and Velden, 2004*). Το SAL κινείται δυτικά από την έρημο της Σαχάρας κάθε λίγες μέρες. Επομένως, η ύπαρξη ξηρού αέρα προερχόμενου από το SAL λειτουργεί ως ανασταλτικός παράγοντας ανάπτυξης τροπικού κυκλώνα.

1.2.4 Στάδια ανάπτυξης

Καθώς η λανθάνουσα θερμότητα απελευθερώνεται μέσα στα σύννεφα, η αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα δημιουργεί μια περιοχή υψηλής πίεσης, η οποία αναγκάζει τον αέρα να κινείται προς τα έξω και να απομακρύνεται από την περιοχή υψηλής πίεσης. Σύμφωνα με τους (Shapiro and Goldenberg, 1998) η θέρμανση του αέρα προκαλεί ελάττωση της πυκνότητάς του, και κατά συνέπεια μείωση της επιφανειακής πίεσης. Το **Σχήμα 11** παρουσιάζει την πορεία των ανέμων μέσα στον τροπικό κυκλώνα κατά την ανάπτυξή του. Καθώς οι επιφανειακοί άνεμοι κατευθύνονται προς την επιφάνεια χαμηλά, εξάγουν αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα και υγρασία από τον ζεστό ωκεανό. Καθώς ο θερμός, υγρός αέρας ρέει προς το κέντρο της καταιγίδας, ανέρχεται προς τα πάνω στα σύννεφα του τοίχους του ματιού. Έτσι, η πίεση της επιφάνειας σταδιακά μειώνεται ακόμη περισσότερο, ο τροπικός κυκλώνας εντείνεται και οι άνεμοι γίνονται πιο ισχυροί (Ooyama, 1969).



Σχήμα 11. Το άνω διάγραμμα δείχνει έναν τροπικό κυκλώνα και την κυκλοφορία του αέρα. Το μεσαίο διάγραμμα δείχνει πώς η πίεση του αέρα μειώνεται σταθερά καθώς πλησιάζουμε στο μάτι. Το κάτω διάγραμμα δείχνει πώς η ταχύτητα των ανέμων φθάνουν στη μέγιστη ισχύ στην περιοχή του τοίχου του ματιού. (<http://climateawareus.blogspot.com/>)

Συμπεραίνουμε, ότι η ενέργεια για την ανάπτυξη ενός τροπικού κυκλώνα προέρχεται από την άμεση μεταφορά θερμότητας και λανθάνουσας θερμότητας από τη θερμή επιφάνεια του ωκεανού που βρίσκεται από κάτω του. Για να σχηματιστεί λοιπόν, απαιτείται να οργανωθεί ένα σύμπλεγμα καταιγίδων γύρω από μια κεντρική περιοχή χαμηλής πίεσης. Φαίνεται ότι όταν ένα τροπικό κύμα κινείται περίπου στην ίδια ταχύτητα με τη γύρω ροή ανώτερου επιπέδου, μπορεί να σχηματιστεί προστατευτική ζώνη χαμηλής διάτμησης ανέμου και υψηλής υγρασίας που επιτρέπει στις καταιγίδες να συσσωρεύονται σταδιακά για μερικές ημέρες (*Frank and Roundy, 2006*). Σε αυτό το σημείο δημιουργούνται ερωτήματα για το πώς αυτή η συσσώρευση οδηγεί στον σχηματισμό τροπικών κυκλώνων.

Μπορούμε να υποθέσουμε ότι η αναστροφή των αληγών ανέμων είναι αδύναμη και ότι οι καταιγίδες αρχίζουν να οργανώνονται κατά μήκος της ενδοτροπικής ζώνης σύγκλισης ITCZ ή κατά μήκος ενός τροπικού κύματος (*Souza and Fonseca, 2009*). Σε αυτό το ασταθές και υγρό περιβάλλον, απελευθερώνεται μεγάλη ποσότητα λανθάνουσας θερμότητας κατά τη διαδικασία της συμπύκνωσης μέσα στα νέφη. Ο αέρας θερμαίνεται ψηλά, προκαλώντας τη θερμοκρασία κοντά στο σύμπλεγμα των καταιγίδων να είναι πιο υψηλή από τη θερμοκρασία του αέρα στο ίδιο επίπεδο πιο μακριά. Αυτή η υπερθέρμανση του αέρα προκαλεί τον σχηματισμό περιοχής υψηλότερης πίεσης στην άνω τροπόσφαιρα, η οποία στη συνέχεια προκαλεί οριζόντια κλίση της πίεσης (*LeMone and Zipser, 1980*). Κατά αυτόν τον τρόπο ο αέρας κινείται προς τα έξω, μακριά από τα σημεία υψηλότερης πίεσης των νεφών Cumulonimbus. Αυτό σε συνδυασμό με τη θέρμανση της κάθετης στήλης αέρα, προκαλεί την ελάττωση της επιφανειακής πίεσης και τη δημιουργία μιας περιοχής χαμηλής επιφανειακής πίεσης. Ο αέρας στη συνέχεια αποκτά μία αριστερόστροφη περιστροφή στο Βόρειο Ημισφαίριο και με κατεύθυνση προς την περιοχή της επιφάνειας χαμηλής πίεσης. Η ταχύτητά του αυξάνεται και καθώς κινείται πάνω από το θερμό νερό, μεταφέρεται θερμική ενέργεια από την επιφάνεια του ωκεανού στον υπερκείμενο αέρα (*Shapiro and Goldenberg, 1998*). Διαπιστώνουμε ότι όσο πιο ζεστό είναι το νερό και και σε συνδυασμό με τη μεγάλη ταχύτητα του ανέμου, τόσο μεγαλύτερη είναι η μεταφορά λανθάνουσας θερμότητας στον αέρα. Καθώς ο αέρας εισέρχεται προς το κέντρο της χαμηλότερης πίεσης, ο ρυθμός μεταφοράς θερμότητας αυξάνεται επειδή αυξάνεται η ταχύτητα του ανέμου. Παρόμοια, η υψηλότερη ταχύτητα ανέμου προκαλεί μεγαλύτερους ρυθμούς εξάτμισης και ο υπερκείμενος αέρας γίνεται σχεδόν κορεσμένος (*Bengtsson et al., 1982*). Η τυρβώδης ροή αναγκάζει τον ζεστό και υγρό αέρα να κινηθεί προς τα πάνω, όπου οι υδρατμοί συμπυκνώνονται τροφοδοτώντας νέες

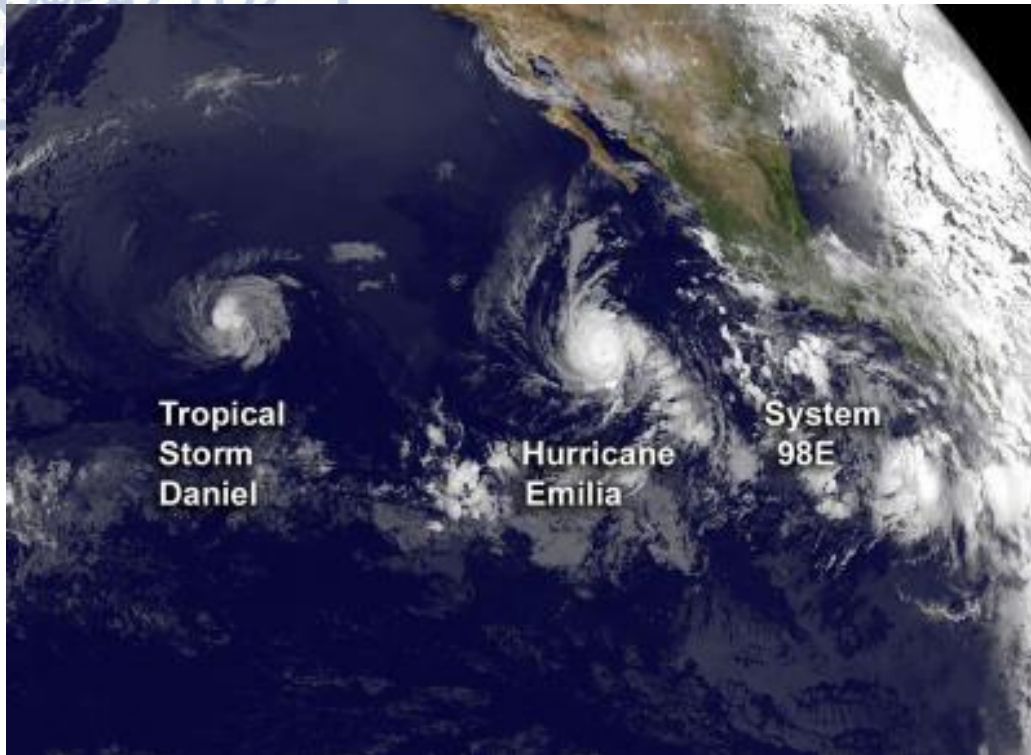
καταιγίδες. Καθώς η επιφανειακή πίεση του αέρα μειώνεται, οι ταχύτητες του ανέμου αυξάνονται, ενώ καταγράφεται περισσότερη εξάτμιση στην επιφάνεια του ωκεανού και τα συστήματα γίνονται πιο οργανωμένα. Οι συνεχώς αυξανόμενης έντασης άνεμοι δημιουργούν μεγάλη ποσότητα ψεκασμού ύδατος από τη θάλασσα που μπορεί να εξατμιστεί εν μέρει, προσθέτοντας επιπλέον θερμότητα και υγρασία στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Στις κορυφές των συστημάτων, η θερμότητα φαίνεται να χάνεται από τα σύννεφα που εκπέμπουν υπέρυθρη ενέργεια στο διάστημα (*Haurwitz, 1935*). Συμπερασματικά, σε έναν τροπικό κυκλώνα, η θερμότητα λαμβάνεται κοντά στη θερμή επιφάνεια του ωκεανού, μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια (ενέργεια κίνησης ή άνεμος) που ανέρχεται ως την κορυφή και χάνεται μέσω ακτινοβολίας ψύξης.

Η μέγιστη ισχύς που μπορεί να επιτύχει ένας τροπικός κυκλώνας είναι ανάλογη με τη διαφορά στη θερμοκρασία του αέρα μεταξύ της τροπόπαυσης και της επιφάνειας, και με το ενδεχόμενο εξάτμισης από την επιφάνεια της θάλασσας (*Emanuel, 2003*). Γίνεται αντιληπτό ότι όσο πιο θερμή είναι η επιφάνεια του νερού του ωκεανού, τόσο χαμηλότερη είναι η ελάχιστη πίεση του τροπικού κυκλώνα και τόσο ισχυρότεροι είναι οι άνεμοί του. Ακόμη, οι ριπές του ανέμου σπάνια ξεπερνούν τους 200 κόμβους ή 370 km/h. Στους πιο ισχυρούς τροπικούς κυκλώνες, το τοίχος του ματιού μπορεί να περικυκλώνεται από ένα δεύτερο τοίχος ματιού, καθώς μια άλλη ζώνη ισχυρών καταιγίδων σχηματίζεται ίσως 5 έως 24 χλμ. έξω από το αρχικό μάτι. Το αναπτυσσόμενο εξωτερικό τοίχος διακόπτει την παροχή υγρασίας στο αρχικό μάτι, αναγκάζοντάς το να εξαφανιστεί (*Willoughby, 1998*).

Γενικά, οι τροπικοί κυκλώνες περνούν μια σειρά από στάδια από τη γέννηση έως τη τελική τους διάλυση. Αρχικά, μια τροπική διαταραχή εμφανίζεται ως μια μάζα καταιγίδων με ελάχιστη κυκλοφορία ανέμου. Η τροπική διαταραχή μετατρέπεται σε τροπική ύφεση όταν οι άνεμοι αυξάνονται μεταξύ 20 και 34 κόμβων (37- 63km/h) και αρκετές κλειστές ισοβαρείς καμπύλες εμφανίζονται γύρω από το κέντρο του σε έναν χάρτη επιφανειακών καιρικών συνθηκών (*Montgomery and Farrell, 1993*). Όταν οι ισοβαρείς φαίνεται να πυκνώνουν και οι άνεμοι κυμαίνονται μεταξύ 35 και 63 κόμβων (65-117km/h) η τροπική ύφεση γίνεται τροπικός κυκλώνας, όπου και του δίνεται κάποιο όνομα. Εάν οι συνεχείς άνεμοι φτάσουν τους 64 κόμβους (119 km/h), ο ισχυρός τροπικός κυκλώνας ταξινομείται ως τυφώνας. Ένας τροπικός κυκλώνας θα

διατηρήσει κανονικά το όνομά του ακόμη και μετά την αποδυνάμωση σε τροπική ύφεση. Εάν μετακινηθεί σε υψηλότερα γεωγραφικά πλάτη και αρχίσει να παίρνει χαρακτηριστικά ενός χαμηλού των μέσων γεωγραφικών πλατών, μπορεί να ταξινομηθεί ως μετα-τροπικός κυκλώνας, ενώ παράλληλα διατηρεί το αρχικό του όνομα. Μερικές φορές ένα κυκλωνικό σύστημα πάνω από τον ωκεανό θα έχει χαρακτηριστικά τόσο τροπικών όσο και μέσων γεωγραφικών πλατών καθώς εξελίσσεται.

Το **Σχήμα 12** δείχνει τρία τροπικά συστήματα σε διάφορα στάδια ανάπτυξης στις 10 Ιουλίου 2012. Κατά τη μετακίνηση από ανατολικά προς δυτικά, παρατηρούμε για πρώτη φορά μια μικρή τροπική διαταραχή με την ένδειξη System 98E νότια του Μεξικού. Τις επόμενες μέρες, αυτή η διαταραχή θα οργανωθεί, θα ενισχυθεί και τελικά θα γίνει ο τυφώνας Fabio. Πιο δυτικά, ο τυφώνας Emilia βρίσκεται κοντά στο μέγιστη δύναμή του, με ανέμους 120 κόμβων. Ακόμη πιο δυτικά διακρίνεται η τροπική καταιγίδα Daniel, που εξασθενεί λόγω ψυχρότερου υποκείμενου νερού. Οι μέγιστοι άνεμοι του είναι κάτω από 80 κόμβους από το μέγιστο των 100 κόμβων την προηγούμενη ημέρα.



Σχήμα 12. Δορυφορική εικόνα υπερύθρων από στις 10 Ιουλίου 2012 και 1200UTC, που δείχνει τα τρία τροπικά συστήματα πάνω από τον ανατολικό τροπικό Ειρηνικό, το καθένα σε διαφορετικό στάδιο του κύκλου της ζωής του. Η εικόνα προέρχεται από τον δορυφόρο NOAA's GOES-15. (<https://phys.org/news/2012-07-satellite-tropical-cyclones-storm-daniel.html>)

1.2.5 Η διάλυση του τροπικού κυκλώνα

Γίνεται κατανοητό πως αν ένας τροπικός κυκλώνας παραμείνει πάνω από θερμό νερό, μπορεί να επιβιώσει για μεγάλο χρονικό διάστημα. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο τυφώνας Tina (1992) που ταξίδεψε για χιλιάδες χιλιόμετρα πάνω από ζεστά, τροπικά νερά και διατηρούσε ισχυρούς ανέμους για 24 ημέρες, καθιστώντας τον έναν από τους μακροβιότερους τυφώνες του Βόρειου Ειρηνικού (*Lawrence and Rappaport, 1994*). Ωστόσο, οι περισσότεροι τροπικοί κυκλώνες διατηρούν τη δύναμη του τυφώνα περίπου μια εβδομάδα.

Από την άλλη πλευρά, οι τροπικοί κυκλώνες αποδυναμώνονται γρήγορα όταν βρεθούν πάνω από ψυχρό νερό και χάσουν την πηγή θερμότητας τους. Μελέτες δείχνουν ότι εάν το νερό

κάτω από το μάτι κρυώνει κατά $2.58\text{ }^{\circ}\text{C}$, η πηγή ενέργειας διακόπτεται και ο τροπικός κυκλώνας θα εξαφανιστεί (*Emanuel, 2007*). Ακόμη και μια μικρή πτώση της θερμοκρασίας του νερού κάτω από το μάτι μπορεί να τον εξασθενίσει. Αυτό είναι πολύ πιθανό να συμβεί αν ο τροπικός κυκλώνας βρεθεί έξω από τις 40° Βόρεια ή Νότια, όπου υπάρχει πιο ψυχρό νερό. Ένας τροπικός κυκλώνας μπορεί επίσης να εξασθενίσει εάν το στρώμα ζεστού νερού από κάτω του είναι ρηχό. Σε αυτήν την περίπτωση οι ισχυροί άνεμοι δημιουργούν τεράστια κύματα στο υποκείμενο νερό του ωκεανού. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία ρευμάτων και τη μεταφορά πιο ψυχρού νερού. Στην περίπτωση δε, που το σύστημα κινείται αργά, είναι πιο πιθανό να χάσει την ένταση, καθώς το μάτι θα παραμείνει πάνω από το ψυχρότερο νερό για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα. Οι τροπικοί κυκλώνες επίσης διαλύονται όταν κινηθούν πάνω από την ξηρά, όπως όταν χτυπούν τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ. Στην τελευταία περίπτωση η τριβή που έχουν με το εδάφος προκαλεί μείωση των επιφανειακών ανέμων πολύ πιο γρήγορα και άμεσα (*Villarini and Vecchi, 2012*). Αποτέλεσμα αυτής της κατάστασης είναι η αύξηση της κεντρικής πίεσης του τυφώνα.

Η κατανόησή μας για τη συμπεριφορά των τροπικών κυκλώνων βρίσκεται καθημερινά στη σκέψη των επιστημόνων. Με την αρωγή που παρέχεται από αριθμητικά μοντέλα προσομοίωσης, βελτιωμένων παρατηρήσεων και ερευνητικών έργων, οι επιστήμονες αποκτούν νέα εικόνα για το πώς σχηματίζονται, ενισχύονται και τελικά διαλύονται. Για παράδειγμα, τρεις μεγάλες μελέτες στην εποχή των τυφώνων το 2010 χρησιμοποίησαν αεροσκάφη και εξειδικευμένα μοντέλα υπολογιστών για να μελετήσουν το σχηματισμό και την εντατικοποίηση τροπικών κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό. Ακολούθησε από το 2012 έως το 2014 μια αποστολή που ονομάζεται Hurricane και Severe Storm Sentinel, η οποία χρησιμοποίησε τα τηλεκατευθυνόμενα αεροσκάφη Global Hawk της NASA για να διερευνήσουν τους τυφώνες και περιβαλλοντικούς παράγοντες που μπορούν επηρεάζουν τη δύναμή τους (*Braun et al., 2016*).

1.3 Η μελέτη ενός τροπικού κυκλώνα

Υπάρχουν διάφοροι μέθοδοι μελέτης και λήψης πληροφοριών σχετικά με έναν τροπικό κυκλώνα και το περιβάλλον του. Τα δορυφορικά συστήματα παρέχουν μια ασταμάτητη ροή δεδομένων και καταγράφουν οποιαδήποτε κίνηση στην κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Εξελιγμένα ραντάρ και συστήματα μπορούν να εντοπίσουν ένα βαρομετρικό χαμηλό που δυνητικά μπορεί να εξελιχθεί σε έναν τροπικό κυκλώνα. Αρκετοί δορυφόροι έχουν δυνατότητα μέτρησης των ανέμων ακόμα και εντός του τροπικής ύφεσης. Οι εικόνες μπορούν να αναλυθούν τόσο στο ορατό όσο και στο υπέρυθρο (*Shenk et al., 1987*).

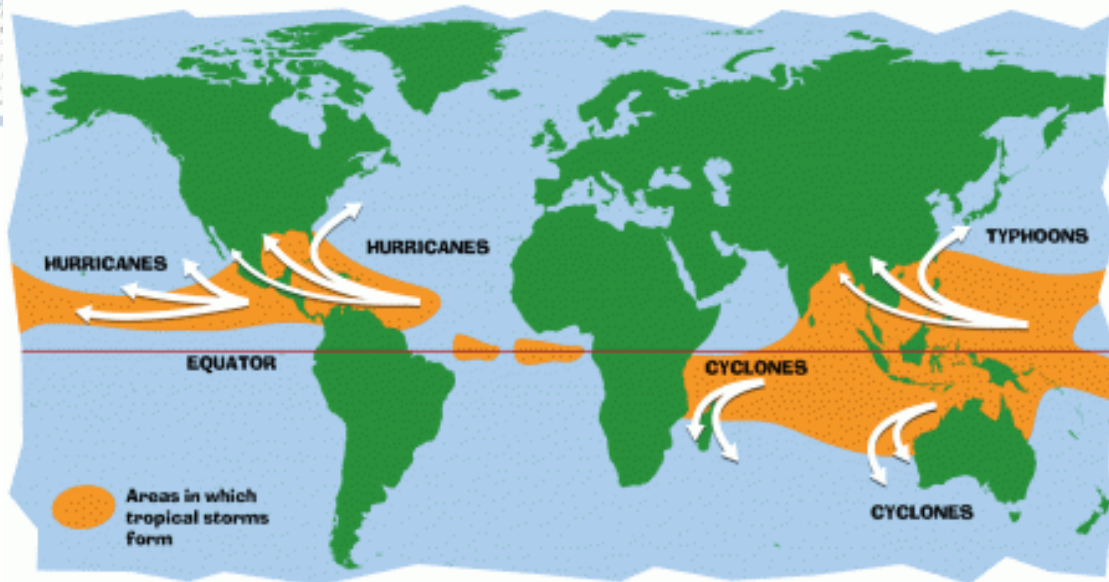
Συνεπώς, μια ορατή δορυφορική εικόνα κρίνεται σημαντική για να καθοριστεί εάν ένα αναπτυσσόμενο τροπικό σύστημα θα συνεχίσει να ενισχύεται. Για παράδειγμα, σύμφωνα με τους (*Senn and Hisser, 1959*) οι καταιγίδες που εξελίσσονται στον τοίχο του ματιού παράγουν συχνά μια πυκνή νέφωση που εκτείνεται προς τα έξω από το μάτι. Χαρακτηριστική τέτοια εικόνα αποτελούσε το **Σχήμα 8** παραπάνω. Φαίνεται δηλαδή, πως ένας τροπικός κυκλώνας από μία δορυφορική εικόνα μπορεί να έχει ένα καθαρό μάτι και μια πυκνή νεφοκάλυψη από θύσανους όταν φτάσει στην ένταση του τυφώνα. Τότε υπάρχει η δυνατότητα το σύστημα να συνεχίσει να ενισχύεται, λόγω της απουσία διάτμησης του ανέμου που θα εξασθενούσε τον τυφώνα.

Επιπλέον πληροφορίες για έναν τροπικό κυκλώνα μπορούν να προέλθουν από αεροσκάφη που πετούν απευθείας μέσα στην καταιγίδα. Η δράση τους έγκειται στο γεγονός ότι μεταφέρουν όργανα απευθείας στο αεροσκάφος, όπως και τα λεγόμενα *dropsonde*, που περνούν μέσα από το σώμα του κυκλώνα (*Weissmann et al., 2011*). Καθώς πέφτει προς τον ωκεανό, το *dropsonde* μετρά την υγρασία, τη θερμοκρασία του αέρα, αλλά και την ατμοσφαιρική πίεση. Τα εξαγόμενα δεδομένα λαμβάνονται στο αεροσκάφος. Το *dropsonde* έχει ενσωματωμένο σύστημα εντοπισμού θέσης GPS που παρακολουθεί συνεχώς τη μεταβαλλόμενη θέση του. Έτσι παρέχει τη δυνατότητα λήψης πληροφοριών και για τον άνεμο. Άλλη παρόμοια συσκευή μέτρησης της θερμοκρασίας είναι ο βαθυθερμογράφος (*bathythermograph*), ο οποίος πέφτοντας στον ωκεανό μετρά τη θερμοκρασία του νερού, αφού έχει εισέλθει κάτω από την επιφάνεια. Συνεισφέρει στον υπολογισμό της πυκνότητας του νερού, όπως επίσης και στην ταχύτητα των ωκεάνιων ρευμάτων.

1.4 Η Κίνηση των τροπικών κυκλώνων

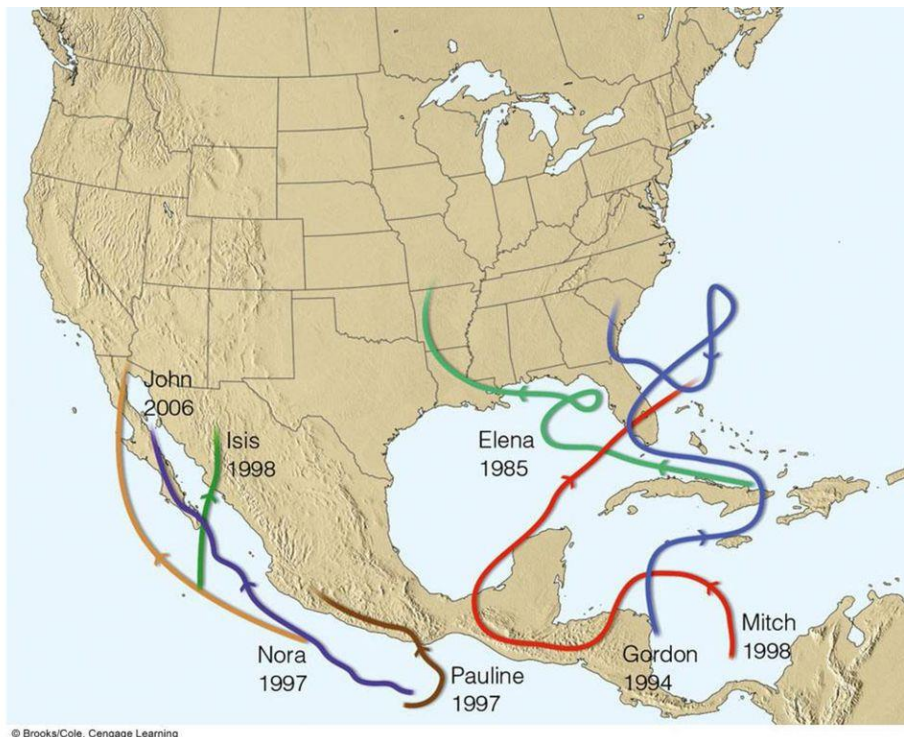
Το **Σχήμα 13** δείχνει πού γεννιούνται οι περισσότεροι τυφώνες και τη γενική κατεύθυνση στην οποία κινούνται. Αξίζει να σημειωθεί ότι οι τυφώνες που σχηματίζονται πάνω από τον θερμό, τροπικό Βόρειο Ειρηνικό και Βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, γενικά κινούνται προς τα δυτικά ή βορειοδυτικά. Κατευθυνόμενοι από ανατολικούς ανέμους, αποκτούν μέση ταχύτητα περίπου 10 κόμβους (19km/h) για περίπου μία εβδομάδα. Σταδιακά, κινούνται γύρω από υποτροπικό γεωγραφικό πλάτος και αργότερα καμπυλώνονται προς βόρεια ή βορειοανατολικά (*Corbosiero and Molinari, 2003*). Στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, μερικές φορές η ταχύτητά τους προς τα εμπρός αυξάνεται σε περισσότερους από 50 κόμβους (93km/h).

Ωστόσο, η πορεία ενός τροπικού κυκλώνα φαίνεται να καθορίζεται από τη δομή του και την αλληλεπίδραση με το περιβάλλον. Έτσι μπορούν να εντοπιστούν κάποιοι που ακολουθούν ακανόνιστα και απρόβλεπτα μονοπάτια κάνοντας απότομες στροφές. Τέτοιες κινήσεις έχουν αιφνιδιάσει τους μετεωρολόγους διαχρονικά όπως φαίνεται και στο **Σχήμα 14**. Παρόλο αυτά, οι σύγχρονες τεχνικές πρόβλεψης είναι πιθανό να εντοπίσουν τέτοιες αλλαγές στην πορεία, αρκετές ώρες νωρίτερα (*Ahrens & Henson, 2016*). Σε πολλές περιπτώσεις ένας τροπικός κυκλώνας που κατευθύνονταν στην ξηρά άλλαξε ξαφνικά κατεύθυνση. Παράδειγμα αποτελεί ο τυφώνας Elena, με μέγιστους ανέμους 90 κόμβων, που κινήθηκε βορειοδυτικά στον Κόλπο του Μεξικού στις 29 Αυγούστου 1985. Στη συνέχεια, στράφηκε ανατολικά προς τη δυτική ακτή της Φλόριντα. (*Corbosiero et al., 2005*). Αφού επιβραδύνθηκε αρκετά στα ανοικτά της θάλασσας, κατευθύνθηκε βορειοδυτικά εξασθενημένος και έφτασε στην ξηρά κοντά στο Biloxi, στο Μισισιπή, στις 2 Σεπτεμβρίου.



Σχήμα 13. Περιοχές όπου σχηματίζονται τροπικοί κυκλώνες (πορτοκαλί σκίαση), τα ονόματα που δίνονται σε αυτούς και τα τυπικά μονοπάτια που ακολουθούν (άσπρα βέλη).

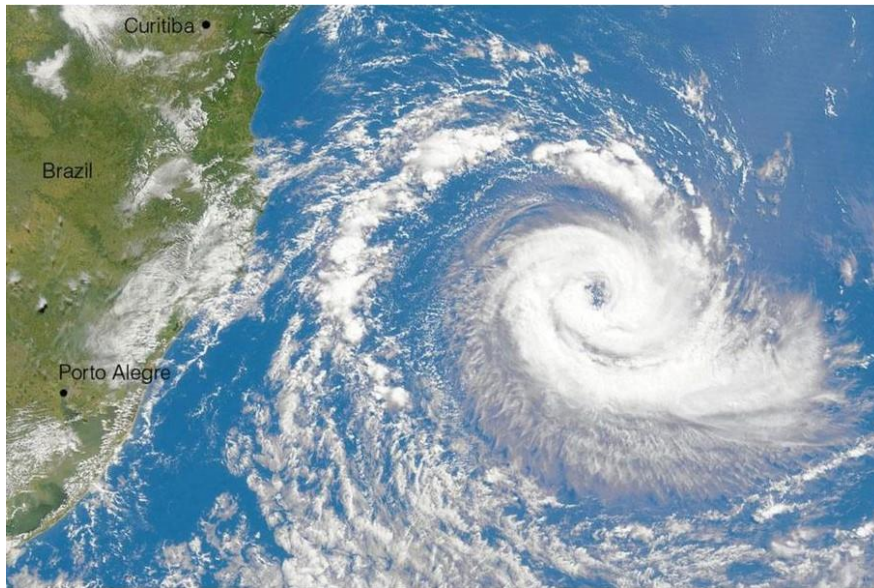
(<https://earthscience.stackexchange.com/questions/2790/why-are-there-no-hurricanes-in-the-southern-atlantic-basin>)



Σχήμα 14. Μερικά ακανόνιστα μονοπάτια που έχουν καταγραφεί.

(https://player.slideplayer.com/74/12405598/slides/slide_39.jpg)

Από το **Σχήμα 13** φαίνεται ότι οι τροπικοί κυκλώνες δε σχηματίζονται πάνω από τον Νότιο Ατλαντικό και τον ανατολικό Νότιο Ειρηνικό. Το ψυχρότερο νερό, η μεγάλη κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου και η δυσμενής θέση της ITCZ δυσχεραίνει την ανάπτυξη τροπικών κυκλώνων σε αυτές τις περιοχές. Ωστόσο, από τότε που οι δορυφόροι άρχισαν να παρατηρούν τον Νότιο Ατλαντικό, ένας τροπικός κυκλώνας σχηματίστηκε στα ανοικτά των ακτών της Βραζιλίας τον Μάρτιο του 2004. Το **Σχήμα 15** είναι μια απεικόνιση αυτής της σπάνιας περίπτωσης. Οι τροπικοί κυκλώνες είναι τόσο σπάνιοι σε αυτήν την περιοχή που κανένας κυβερνητικός οργανισμός δεν έχει ένα αποτελεσματικό σύστημα προειδοποίησης γι'αυτούς, γι' αυτό δεν δόθηκε όνομα στον τροπικό κυκλώνα. Αργότερα ονομάστηκε ανεπίσημα Catarina επειδή έπληξε την πολιτεία Santa Catarina (*McTaggart et al., 2006*). Προκάλεσε ζημιές άνω των 350 εκατομμυρίων δολαρίων και είχε ως αποτέλεσμα επτά θανάτους. Έξι χρόνια αργότερα, τον Μάρτιο του 2010, ένας άλλος τροπικός κυκλώνας με ανεπίσημο όνομα Anita σχηματίστηκε ανατολικά της Βραζιλίας, ωθώντας την κυβέρνηση της χώρας να αρχίσει να διατηρεί μια λίστα ονομάτων για τροπικούς κυκλώνες.

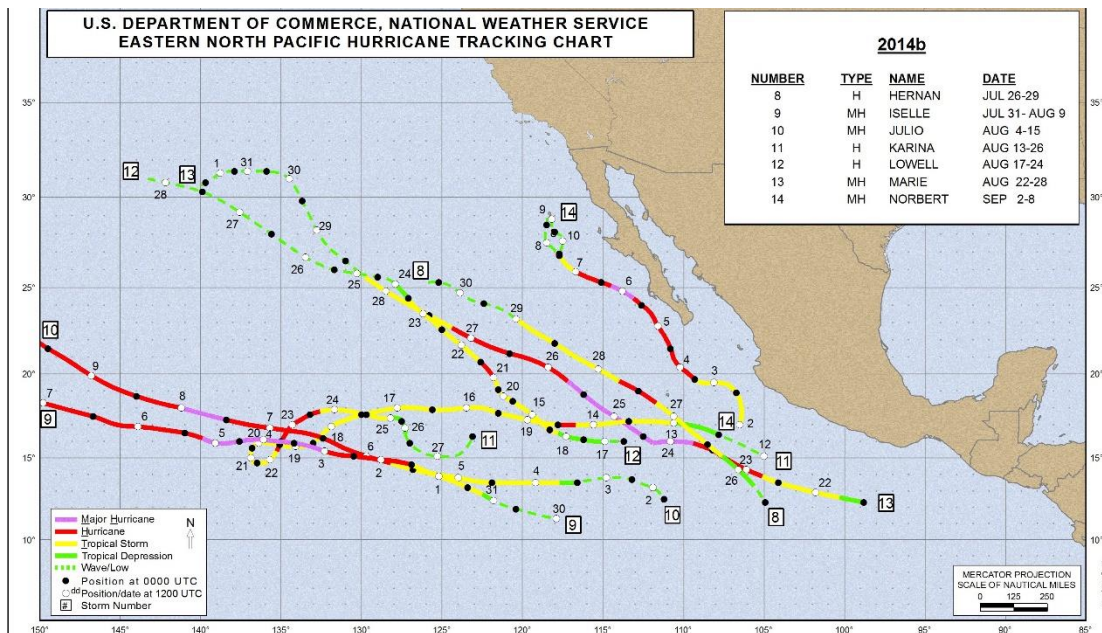


Σχήμα 15. Ένας εξαιρετικά σπάνιος τροπικός κυκλώνας (χωρίς επίσημο όνομα) κοντά στο γεωγραφικό πλάτος 28° S, περιστρέφεται δεξιόστροφα πάνω από τον νότιο Ατλαντικό στα ανοικτά των ακτών της Βραζιλίας τον Μάρτιο του 2004.

(https://player.slideplayer.com/74/12405598/slides/slide_40.jpg)

1.4.1 Ανατολικός Ειρηνικός

Έχουμε δει ότι οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται μέσα στις τροπικές περιοχές βόρεια και νότια του ισημερινού και για να συμβεί αυτό απαιτείται να υπάρχει θερμό τροπικό νερό. Επομένως οι περιοχές ενδιαφέροντος συγκεντρώνονται στον Βορειοανατολικό Ειρηνικό και Βόρειο Ατλαντικό ωκεανό, αλλά και πως μπορούν να συσχετιστούν μεταξύ τους. Γενικά αρκετοί τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται στα ανοικτά των ακτών του Μεξικού πάνω από τον Βορειοανατολικό Ειρηνικό. Σε αυτή την περιοχή συνήθως δημιουργούνται περίπου εννέα hurricanes κάθε χρόνο, αριθμός λίγο μεγαλύτερος από τον ετήσιο μέσο όρο έξι τυφώνων που γεννιούνται πάνω από τον Βόρειο Ατλαντικό. Το **Σχήμα 16** παρουσιάζεται για ένα έτος, στην προκειμένη περίπτωση το 2014, η πορεία των hurricanes του Ανατολικού Βορειοανατολικού Ειρηνικού. Παρατηρούμε ότι κινούνται δυτικά, μακριά από την ακτή. Επειδή η πορεία τους δεν γίνεται προς την ξηρά λαμβάνουν μικρή δημοσιότητα. Όταν κάποιος κινείται βορειοδυτικά, συνήθως εξασθενεί γρήγορα πάνω από το ψυχρό νερό του Βόρειου Ειρηνικού.



Σχήμα 16. Διάγραμμα που απεικονίζει την διαδρομή των hurricanes κατά το έτος 2014.
(<https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/index.php?season=2014&basin=epac>)

Ωστόσο, πρέπει να επισυμάνουμε ότι σε ορισμένες περιπτώσεις κάποιος Hurricane θα κινηθεί βόρεια και βορειοανατολικά και θα χτυπήσει στο Μεξικό, προκαλώντας καταστροφικές κυρίως πλημμύρες (*Shay and Brewster, 2010*). Ο hurricane Tico άφησε 25.000 ανθρώπους άστεγους και προκάλεσε ζημιές 66 εκατομμυρίων δολαρίων, αφού πέρασε από τον του Μεξικό, τον Οκτώβριο του 1983. Τα κατάλοιπα του Tico προκάλεσαν ακόμη και ρεκόρ βροχής και πλημμύρες στο Τέξας και την Οκλαχόμα. Αξίζει να αναφερθεί ότι το ρεκόρ για την υψηλότερη ταχύτητα ανέμου για οποιονδήποτε τροπικό κυκλώνα στη Γη τις τελευταίες δεκαετίες κατέχει ο τυφώνας Patricia, του οποίου οι συνεχείς άνεμοι έφτασαν σε μια εκτίμηση 185 κόμβοι (342k/h) νοτιοδυτικά του Manzanillo στο Μεξικό, τον Οκτώβριο του 2015 (*Ahrens and Henson, 2016*). Η Patricia, παρόλο αυτά αποδείχθηκε ένας αδύναμος hurricane που εξασθένησε αρκετά πριν φτάσει στην ξηρά.

Ακόμη πιο σπάνια, ένας hurricane του Βορειοανατολικού Ειρηνικού θα ταξιδεύει βόρεια και θα φέρει βροχές στη νότια Καλιφόρνια και την Αριζόνα. Χαρακτηστικό παράδειγμα αποτελεί η διαδρομή που ακολούθησε ο Νόρα τον Σεπτέμβριο του 1997, όπως διακρίνεται στο **Σχήμα 14**. Ένας μόνο hurricane έχει καταγραφεί ότι έφτασε στη δυτική ακτή των Ηνωμένων Πολιτειών και χτύπησε τη νότια Καλιφόρνια κοντά στο Σαν Ντιέγκο τον Οκτώβριο του 1858. Η Χαβάη, που βρίσκεται στον κεντρικό Βόρειο Ειρηνικό μεταξύ περίπου 20° και 23°, φαίνεται να βρίσκεται στην άμεση διαδρομή πολλών τυφώνων του Ανατολικού Ειρηνικού. Ωστόσο, τα νησιά της Χαβάης δεν δέχονται ισχυρούς hurricanes, καθώς αυτοί φτάνουν αποδυναμωμένοι και περνούν χωρίς να πλήξουν την περιοχή. Ο Iwa τον Νοέμβριο του 1982 και ο τυφώνας Iniki τον Σεπτέμβριο του 1992, όμως αποτελούν εξαιρέσεις. Ο Iwa χτύπησε μέρος της Χαβάης με τους ανέμους να φτάνουν τους 100 κόμβους (185km/h), προκαλώντας ζημιές περίπου 312 εκατομμυρίων δολαρίων. (*Ahrens and Henson, 2016*). Ο Iniki, ο χειρότερος τυφώνας που έπληξε τη Χαβάη τον 20° αιώνα, συνοδευόταν από καταρρακτώδεις βροχές, ισχυρούς ανέμους που έφτασαν έως τους 140 κόμβους (259km/h) και κύματα 20 ποδιών που χτύπησαν τις ακτές (*Coffman and Noy, 2011*). Ανυπολόγιστες ζημιές καταγράφηκαν στα μισά και πλέον σπίτια του νησιού. Ο Iniki, που χαρακτηρίζεται ως ο πιο καταστροφικός τυφώνας στην ιστορία της Χαβάης, είχε εκτιμήσεις ζημιών που ανήλθαν σε ύψος 1,8 δισεκατομμυρίων δολαρίων, τραυμάτησε περίπου 100 άτομα και προκάλεσε τουλάχιστον 7 θανάτους.

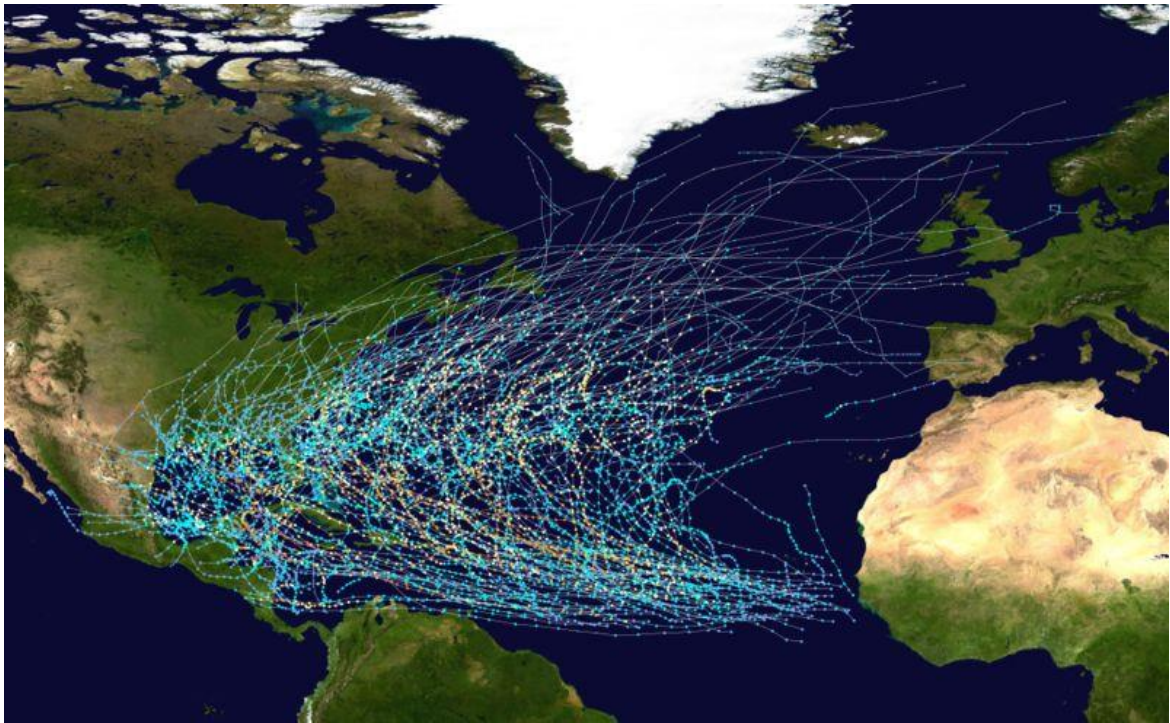
1.4.2 Βόρειος Ατλαντικός

Οι τροπικοί κυκλώνες που σχηματίζονται στην περιοχή του τροπικού Βόρειου Ατλαντικού κινούνται επίσης δυτικά ή βορειοδυτικά. Οι περισσότεροι από αυτούς λίγο πριν φτάσουν στα παράλια της Αμερικής αλλάζουν διεύθυνση και θα κινηθούν βόρεια παράλληλα με την ακτογραμμή. Κατά μέσο όρο, σύμφωνα με ιστορικά στοιχεία (NOAA), ένας ή δύο τροπικοί κυκλώνες θα χτυπήσουν τις ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών κάθε χρόνο (**Σχήμα 17**). Σχεδόν πάντοτε συνοδεύονται από πολύ ισχυρούς ανέμους, τεράστια κύματα και καταρρακτώδεις βροχές που μπορεί να διαρκέσουν για ημέρες. Ωστόσο, έχει παρατηρηθεί κάποια μεταβλητότητα από έτος σε έτος στους τροπικούς κυκλώνες που φτάνουν στην ξηρά. Μερικά χρόνια μπορεί να μην υπάρχει κανένας, ενώ σε άλλες περιπτώσεις υπήρξαν τέσσερις ή και περισσότεροι. Επομένως, δεν μπορούμε να γνωρίζουμε ακόμα κ την ακριβή περιοδικότητα των τροπικών κυκλώνων του Βόρειου Ατλαντικού (Thorncroft and Pytharoulis, 2001). Επιπλέον, πολλές τροπικές καταιγίδες αναμένεται να καταλήξουν στις ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών σε ένα τυπικό έτος. Αυτές φέρνουν λιγότερο ισχυρούς ανέμους και κύματα, αλλά οι βροχοπτώσεις που συνοδεύουν μια τροπική καταιγίδα μπορεί να είναι εξίσου ισχυρές με έναν τροπικό κυκλώνα.

Το **Σχήμα 18** δείχνει τις περιοχές όπου οι τροπικοί κυκλώνες του Ατλαντικού έχουν την τάση να σχηματίζονται καθώς επίσης και τα τυπικά μονοπάτια που ακολουθούν κατά τους ενεργούς μήνες εκδήλωσης Αύγουστο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο. Από την ανάλυση και το σχολιασμό της εικόνας αποδεικνύεται πως όσο περνάνε οι μέρες τόσο μετατοπίζεται και το κέντρο ανάπτυξης αλλά και τα πιθανά μονοπάτια. Με άλλα λόγια, κατά τη διάρκεια του Αυγούστου, οι φαίνεται ότι οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται πάνω από τον δυτικό τροπικό Ατλαντικό, όπου είτε κινούνται δυτικά στον κόλπο του Μεξικού και βορειοδυτικά προς τη Φλόριντα, είτε ακολουθούν ένα μονοπάτι παράλληλο προς τις ακτές των Ηνωμένων Πολιτειών. Τον Σεπτέμβριο, φαίνεται ότι η περιοχή εκτείνεται δυτικά προς τον κόλπο του Μεξικού και βόρεια κατά μήκος της ακτής. Η πορεία τους ποικίλλει. Έτσι οδηγούνται στον κεντρικό κόλπο του Μεξικού ή βόρεια και βορειοανατολικά πάνω από τον Ατλαντικό. Αν βρεθεί κοντά στην ξηρά, μπορεί να χτυπήσει τις χώρες της κεντρικής Αμερικής αλλά και τη Φλόριντα. Τέλος, τον Οκτώβριο, οι τροπικοί κυκλώνες φαίνεται να ξεκινούν μέσα από τον κόλπο του Μεξικού και την Καραϊβική και δίπλα στις ακτές της Αμερικής, όπου τείνουν να κινηθούν βόρεια. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, άλλωστε, δε θα πρέπει

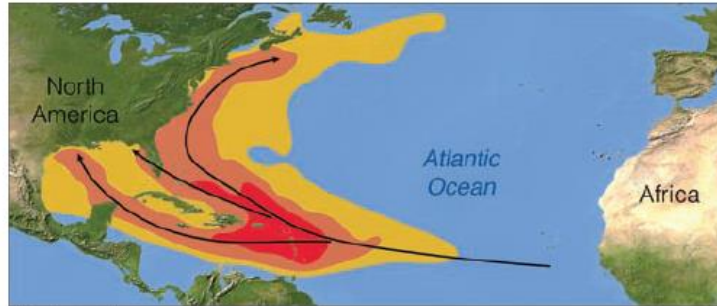
να αμελήσουμε το γεγονός πως κάθε τροπικός κυκλώνας αποτελεί ένα αυτόνομο σύστημα, το οποίο μπορεί να συμπεριφερθεί διαφορετικά.

Μία πολύ σημαντική αναφορά πρέπει να γίνει για τη βασικότερη διαφορά μεταξύ των τροπικών κυκλώνων του Ανατολικού Ειρηνικού και του Βόρειου Ατλαντικού. Το ερώτημα λοιπόν είναι, γιατί ένας τροπικός κυκλώνας που κινείται προς τα βόρεια πάνω από τον Ατλαντικό θα επιβιώσει ως τυφώνας για πολύ μεγαλύτερο χρονικό διάστημα απ' ότι ο αντίστοιχός του στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος πάνω από τον ανατολικό Ειρηνικό; Η απάντηση βρίσκεται στην ύπαρξη του θερμότερου νερού (*Goldenberg et al, 2001*). Το θερμό νερό συντηρεί τροφοδοτεί ή και ενισχύει τον τροπικό κυκλώνα του Ατλαντικού που κινείται προς τα βόρεια. Αντιθέτως, ένας hurricane του Ανατολικού Ειρηνικού που κινείται βόρεια συναντήσει πιο ψυχρό νερό και συνεπώς θα αποδυναμωθεί πιο γρήγορα.

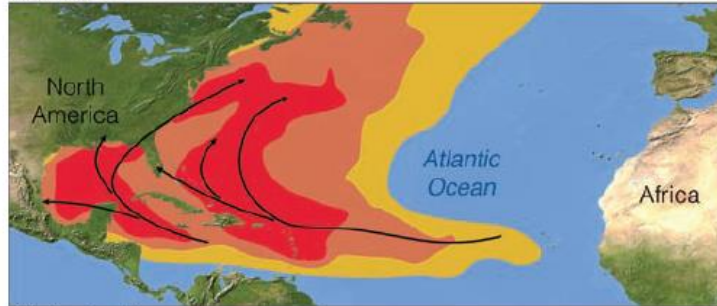


Σχήμα 17. Μονοπάτια από τυφώνες και τροπικές καταιγίδες στο Βόρειο Ατλαντικό από το 1980 έως το 2005.

(https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Atlantic_hurricane_tracks_1980-2005.jpg)



(a) August



(b) September



(c) October

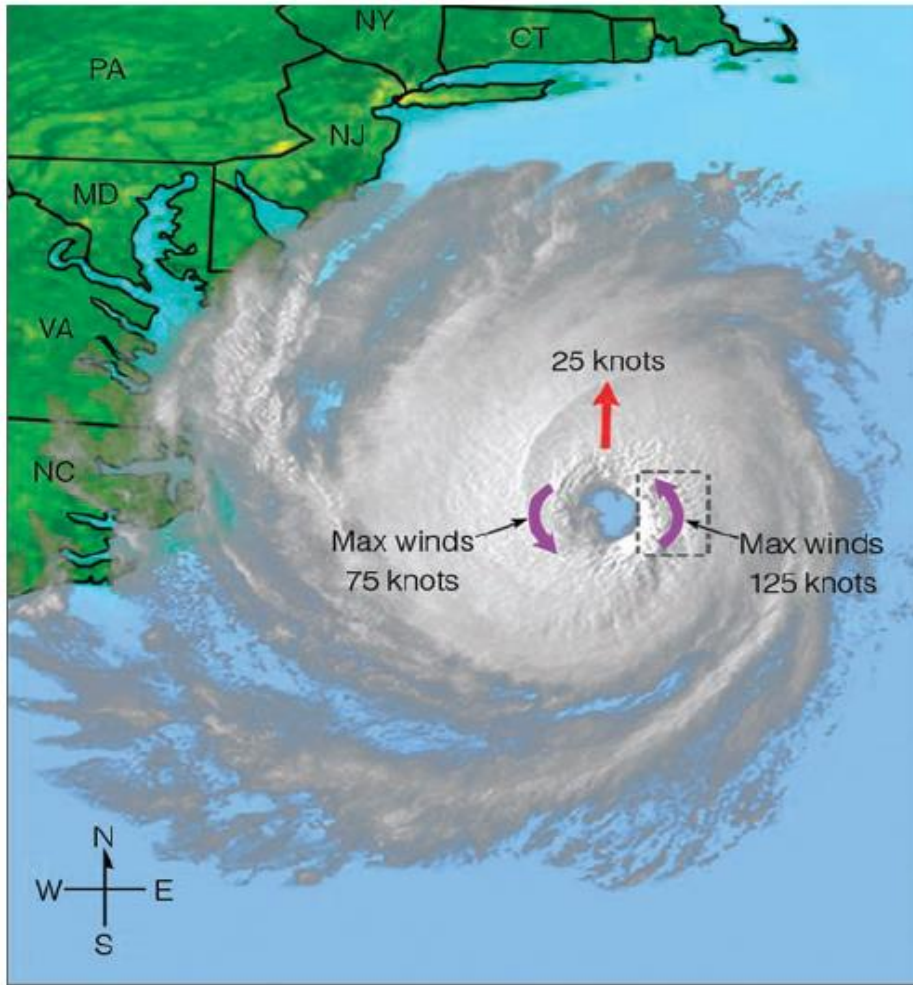
Σχήμα 18. Περιοχές όπου οι τροπικοί κυκλώνες της λεκάνης του Ατλαντικού έχουν την τάση να σχηματίζονται και τα μονοπάτια που ενδέχεται να ακολουθήσουν κατά τους μήνες του (α) Αυγούστου, (β) Σεπτεμβρίου και (γ) Οκτωβρίου.

(<https://www.nhc.noaa.gov/data/publications.php>)

1.5 Κατεύθυνση ανέμων και πρόκληση πλημμυρών

Όταν ένας τροπικός κυκλώνας πλησιάζει από το νότο και κατευθύνεται προς βορρά, οι ισχυρότεροι άνεμοι συναντώνται συνήθως στην ανατολική (δεξιά) πλευρά του. Η εξήγηση σε αυτό το φαινόμενο είναι ότι οι άνεμοι που ωθούν την καταιγίδα κατά μήκος, προσθέτουν στους ανέμους στην ανατολική πλευρά και αφαιρούν από τους ανέμους στη δυτική (αριστερή) πλευρά. Ο τροπικός κυκλώνας που απεικονίζεται στο **Σχήμα 19** κινείται προς τα βόρεια κατά μήκος της ανατολικής ακτής των ΗΠΑ με ανέμους 100 κόμβων (185km/h) που περιστρέφονται αριστερόστροφα στο κέντρο του. Το κόκκινο βελάκι δείχνει ότι κινείται προς τα βόρεια με 25 κόμβους (46km/h). Τα ροζ βελάκια αντιστοιχούν σε ανέμους ανατολικά και δυτικά του τροπικού κυκλώνα. Έτσι οι άνεμοι στην ανατολική πλευρά του είναι 125 κόμβοι (231km/h), ενώ στη δυτική του πλευρά, οι άνεμοι είναι μόνο 75 κόμβοι (139km/h).

Συμπεραίνουμε ότι, οι άνεμοι της ανατολικής πλευράς ίσως να προκαλέσουν ισχυρότερη καταιγίδα και περισσότερες ζημιές ακριβώς ανατολικά του ματιού καθώς το σύστημα προσεγγίζει την ξηρά. Αν υποθέσουμε ότι αλλάξει ξαφνικά κατεύθυνση και κινηθεί προς τα δυτικά, οι ισχυρότεροι άνεμοί του θα βρίσκονται τώρα βόρεια του ματιού. Σε αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί πως θα υπάρχει μία μεταφορά νερού προς τα δυτικά στην ακτή (*Gnanadesikan and Weller, 1995*), λόγω της μεταφοράς του Έκμαν (Ekman Spiral). Πρέπει να αναλογιστούμε ότι καθώς ο άνεμος περνάει πάνω από το νερό, προκαλεί σε αυτό κίνηση. Σύμφωνα με τη θεωρία του Ekman αυτή η κίνηση προσδιορίζεται με τον εξής τρόπο. Στο Βόρειο Ημισφαίριο, το ανώτερο στρώμα νερού διασπάται σε μια σειρά στρωμάτων και κάθε στρώμα κινείται προς τα δεξιά του παραπάνω στρώματος. Αυτή η στροφή και κάμψη του νερού με σε σχέση με το βάθος προκαλεί μια καθαρή μεταφορά νερού προς τα δεξιά του επιφανειακού ανέμου στο Βόρειο Ημισφαίριο. Λογικό είναι η κίνηση αυτή να είναι αντίθετη στο Νότιο Ημισφαίριο. Όπως έχει αποδειχθεί και από μελετέτες (*Chereskin and Roemmich, 1991*), ο βόρειος άνεμος στα αριστερά του τροπικού κυκλώνα προκαλεί μια καθαρή μεταφορά νερού που κατακλύζει γρήγορα την ακτή.



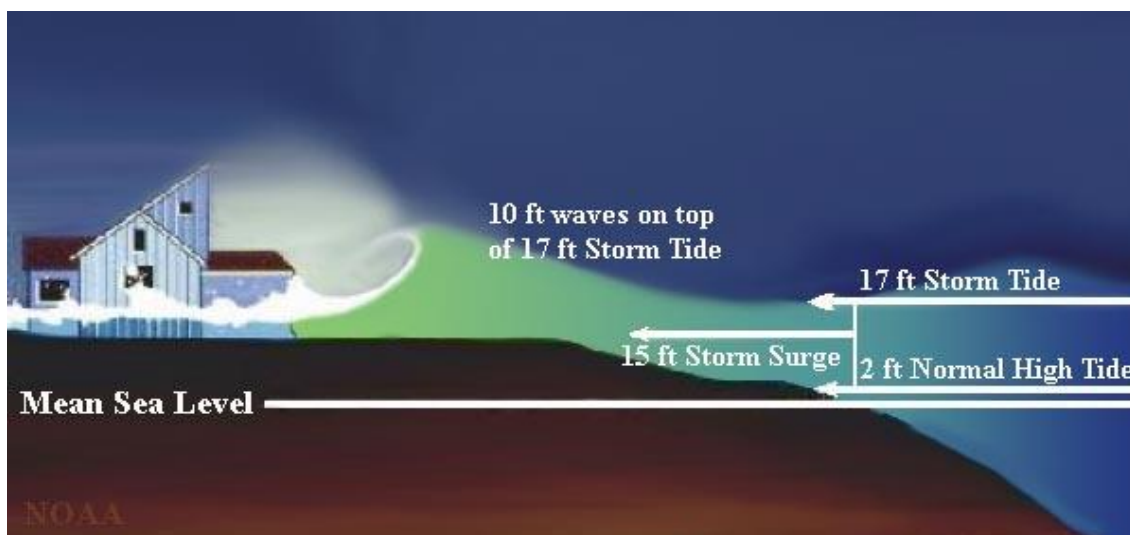
Σχήμα 19. Τροπικός κυκλώνας που κινείται προς τα βόρεια θα έχει πιο ισχυρούς ανέμους στην ανατολική του πλευρά απ' ότι στη δυτική. Η περιοχή μέσα στο διακεκομμένο κουτάκι αντιπροσωπεύει την περιοχή των ισχυρότερων ανέμων. Figure courtesy of Meteorology today, 11th edition, Ahrens, 1th edition, 2016.

(https://www.usna.edu/Sailing/_files/documents/2019_Safety_at_Sea/Sat_1400_weather_part2_2019.pdf)

Όπως γίνεται αντιληπτό, οι ισχυροί άνεμοι δημιουργούν επίσης μεγάλα κύματα, που μερικές φορές φτάνουν σε ύψος 10 έως 15 μέτρα. Αυτά τα κύματα κινούνται μακριά από το σύστημα της καταιγίδας και μεταφέρουν την ενέργειά της στις παρακείμενες ακτές. Αυτό αποτελεί ένα προειδοποιητικό σημάδι για τους κατοίκους πριν ο ίδιος ο τροπικός κυκλώνας χτυπήσει την περιοχή. Από τέτοια μεγάλα κύματα που χτυπούν τις ακτές μπορούν να προκληθούν πολλές καταστροφές και απώλειες ζώων λόγω των πλημμυρών. Οι πλημμύρες οφείλονται εν μέρει

στους ανέμους που ωθούν το νερό στην ακτή και στις έντονες βροχοπτώσεις, οι οποίες μπορεί να ξεπεράσουν τα 63 cm σε 24 ώρες. Οι πλημμύρες ενισχύονται επίσης από τη χαμηλή πίεση της καταιγίδας (Boutle et al., 2014). Η περιοχή χαμηλής πίεσης επιτρέπει την άνοδο του επιπέδου του ωκεανού έως και μισό μέτρο. Μία πτώση πίεσης αέρα 1 millibar παράγει αύξηση των επιπέδων του ωκεανού κατά 1 εκατοστό. Ο συνδυασμός της επίδρασης του υψηλού επιπέδου του νερού, που συνήθως είναι πολύ πάνω από το επίπεδο της παλίρροιας, των υψηλών ανέμων και η μεταφορά του Ekman προς την ακτή παράγει το κύμα. (<https://www.nhc.noaa.gov/surge/>) Αυτό περιγράφεται ως μία ανώμαλη άνοδος, έως και αρκετά μέτρα πάνω από το επίπεδο του ωκεανού, η οποία μπορεί να κατακλύσει τις περιοχές με χαμηλό υψόμετρο και να τις καταστρέψει ολοσχερώς (Σχήμα 20).

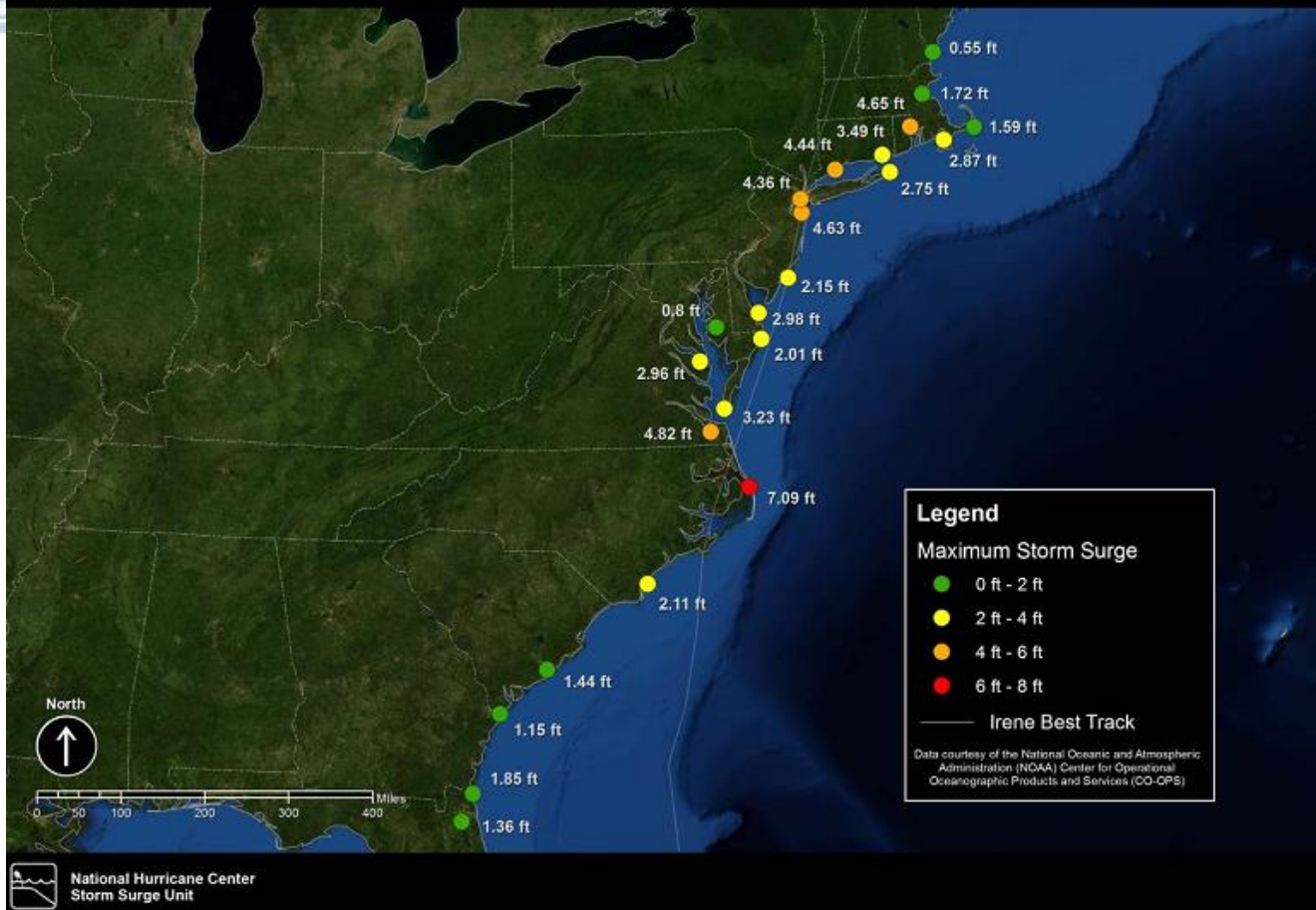
Οι ακραίες πλημμύρες μπορεί να συμβούν στην ενδοχώρα με ισχυρούς τροπικούς κυκλώνες, καθώς και σχετικά αδύναμες καταιγίδες, όπως ο τροπικός κυκλώνας Irene. Ο συγκεκριμένος, έφτασε στις ακτές της Βόρειας Καρολίνας στις 26 Αυγούστου 2011 (Liu and Smith, 2016). Ο Irene προκάλεσε ισχυρή βροχόπτωση και έντονες πλημμύρες στη Βόρεια Καρολίνα και τις βορειοανατολικές ακτές (Σχήμα 21).



Σχήμα 20. Το ύψους του νερού σε αυτή την περίπτωση είναι ένας συνδυασμός της υψηλής παλίρροιας (2 πόδια), της καταιγίδας (15 πόδια) και των κυμάτων (10 πόδια). Αθροίζοντας αυτές τις τιμές βρίσκουμε ότι η υψηλή στάθμη του νερού για τον συγκεκριμένο τροπικό κυκλώνα είναι 27 πόδια. (<http://blueskiesmeteorology.com/weather-csi-reconstructing-hurricane-winds-storm-surge-and-rainfall/>)



Hurricane Irene Maximum Storm Surge



Σχήμα 21. Η διαδρομή του τυφώνα Irene και το εκτιμώμενο ύψος σε πόδια του Storm Surge από τις 26 Αυγούστου έως τις 29 Αυγούστου 2011. Ήταν ο μόνος τροπικός κυκλώνας που έφτασε στις Ηνωμένες Πολιτείες το 2011. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL092011_Irene.pdf)



1.6 Ονοματολογία τροπικών κυκλώνων

Έχουμε ήδη αναφέρει πως όνομα στους τροπικούς κυκλώνες δίνεται όταν φτάνουν στην ισχύ των τροπικών καταιγίδων. Τότε ταυτοποιούνται σύμφωνα με το γεωγραφικό μήκος και πλάτος τους. Από ιστορικής άποψης, η συγκεκριμένη μέθοδος πρωτοεμφανίστηκε το 1979 και αφορούσε μόνο τους τροπικούς κυκλώνες του Ατλαντικού ωκεανού. Ωστόσο, παλιότερα και σύμφωνα με αναφορές και στοιχεία του Παγκόσμιου Μετεωρολογικού Οργανισμού WMO υπήρχε συχνά σύγχυση όταν εμφανιζόταν δύο ή περισσότερα συστήματα ύφεσης στον ίδιο ωκεανό. Για να μειωθεί αυτή η σύγχυση και ο προβληματισμός, οι επιστήμονες τους προσδιόριζαν με γράμματα του αλφάβητου. Αυτή η μέθοδος δεν αποδείχθηκε ιδανική και έτσι με αρχή το 1953, άρχισαν να χρησιμοποιούνται γυναικεία ονόματα για τον προσδιορισμό των τροπικών κυκλώνων. Δημιουργήθηκε μία λίστα ονομάτων για κάθε έτος με αλφαβητική σειρά. Κατά αυτόν τον τρόπο, τα ονόματα της πρώτης εμφάνισης της σεζόν ξεκίνησαν με το γράμμα Α, της δεύτερης με το Β και ούτω καθεξής.

Σύμφωνα με τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό από το 1953 έως το 1977, χρησιμοποιήθηκαν μόνο γυναικεία ονόματα, ενώ από το 1978 στον Ανατολικό Ειρηνικό ξεκίνησαν να αποδίδονται και ανδρικές ονομασίες (<https://public.wmo.int/en/our-mandate/focus-areas/natural-hazards-and-disaster-risk-reduction/tropical-cyclones/Naming>). Αντίστοιχα αυτό συνέβει το 1979 για τον Βόρειο Ατλαντικό. Σήμερα ο WMO είναι υπεύθυνος για την ονοματολογία όλων των συστημάτων ανεξαρτήτως ωκεανού δράσης. Κάθε ωκεανός δηλαδή, έχει τη δική του ιστορική και συνεχώς ανανεώσιμη λίστα ονομάτων. (https://w2.weather.gov/jetstream/tc_names). Χαρακτηριστικό γνώρισμα για τον Βορειοδυτικό Ειρηνικό, αποτελεί το γεγονός ότι οι περισσότεροι τυφώνες παίρνουν το όνομά τους από πουλιά, λουλούδια ή άλλα αντικείμενα αντί για ονόματα ανθρώπων.

Αξίζει να αναφέρουμε πως οι λίστες ανακυκλώνονται κάθε έξι χρόνια, οπότε ο κατάλογος για το 2019 θα χρησιμοποιηθεί ξανά το 2025 όπως άλλωστε φαίνεται και σε πίνακα που είναι αναρτημένος στην ιστοσελίδα (<https://www.nhc.noaa.gov/aboutnames.shtml>). Στην περίπτωση που αριθμός των εμφανιζόμενων τροπικών κυκλώνων ξεπεράσει τα ήδη υπάρχοντα ονόματα, τότε παίρνουν ονόματα από το ελληνικό αλφάβητο, όπως Αlpha, Βeta και Γamma. Για παράδειγμα, σύμφωνα και με τα στοιχεία του National Hurricane Center (NHC), το τελευταίο από τα 27

ονόματα που δόθηκαν το 2005 ήταν το Zeta. Παρατηρούμε ότι σχηματίστηκε στις 30 Δεκεμβρίου εκείνου του έτους, ενώ σε περίπτωση που είχε αναπτυχθεί μόλις δύο ημέρες αργότερα, δηλαδή στη 1 Ιανουαρίου 2006, θα είχε ονομαστεί ως Alberto, που αποτελούσε το πρώτο όνομα στη λίστα του έτους.

1.7 Ταξινόμηση της ισχύος των τροπικών κυκλώνων

Σε μια προσπάθεια εκτίμησης της πιθανής ζημιάς που μπορεί να προκαλέσει ένας τροπικός κυκλώνας και μία καταιγίδα σε μια παράκτια περιοχή, αναπτύχθηκε η κλίμακα Saffir-Simpson. Η συγκεκριμένη κλίμακα αποδίδεται σε έναν τροπικό κυκλώνα από τη στιγμή που σαφώς έχει ξεπεράσει την έναση μιας τροπικής ύφεσης. Οι αριθμοί της κλίμακας, κυμαίνονται από 1 έως 5 και βασίζονται σε πραγματικές συνθήκες περιγράφοντας κάποιες στιγμές κατά τη διάρκεια της ζωής του τροπικού κυκλώνα. Καθώς λοιπόν, εντείνεται ή εξασθενεί, η κατηγορία και ο αντίστοιχος αριθμός κλίμακας επανεκτιμάται και επαναπροσδιορίζεται ανάλογα. Οι ισχυρότεροι τροπικοί κυκλώνες ταξινομούνται στη κατηγορία 3 και άνω. Στον Βορειοδυτικό Ειρηνικό, για παράδειγμα, ένα σύστημα με ισχυρούς ανέμους τουλάχιστον 130 κόμβων (240km/h) κοντά στο ανώτερο άκρο της κατηγορίας 4 στην κλίμακα Saffir-Simpson χαρακτηρίζεται ως σούπερ τυφώνας από το Κέντρο Προειδοποίησης Τυφώνων των Ηνωμένων Πολιτειών (<https://www.weather.gov/safety/hurricane-ww>) και (<https://www.nhc.noaa.gov/>).

Η αρχική κλίμακα Saffir-Simpson, που δημιουργήθηκε το 1971 χρησιμοποιούσε την κεντρική πίεση ενός τυφώνα ως μέτρο της δύναμης του ανέμου. Η τροποποιημένη κλίμακα σήμερα δεν χρησιμοποιεί τη κεντρική ατμοσφαιρική πίεση, καθώς οι μέγιστοι άνεμοι προσδιορίζονται με ακρίβεια με σύγχρονες τεχνικές παρατήρησης. Επίσης, απομακρύνθηκε από την αρχική κλίμακα το ύψος της πλημμύρας storm surge, καθώς έχει καταστεί σαφές στους μετεωρολόγους, ότι άλλοι παράγοντες εκτός από την ταχύτητα του ανέμου διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στον καθορισμό της αύξησης της καταιγίδας (Mahendran, 1998). Σήμερα η κλίμακα χρησιμοποιείται για να χαρακτηρίσει τους τροπικούς κυκλώνες του βορειοανατολικού Ειρηνικού και του Ατλαντικού και αποτελεί μία κλίμακα προσδιορισμού των ανέμων. Μετά από πειραματικές μελέτες και καταγραφή στατιστικών των τροπικών κυκλώνων οι επιστήμονες

επαναπροσδιορίζουν την κλίμακα. Οι σημερινές και πιο πρόσφατες τιμές που περιγράφουν την κλίμακα Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale, σύμφωνα με τους ερευνητές (*Schott et al., 2019*) δίνεται παρακάτω.

Κατηγορία 1 με ταχύτητα ανέμων 64-82 kt (119-153 km/h).

Κατηγορία 2 με ταχύτητα ανέμων 83-95 kt (154-177 km/h).

Κατηγορία 3 με ταχύτητα ανέμων 96-112 kt (178-208 km/h).

Κατηγορία 4 με ταχύτητα ανέμων 113-136 kt (209-251km/h).

Κατηγορία 5 με ταχύτητα ανέμων 137 kt (252km/h) και υψηλότερα.

1.8 Σκοπός εργασίας

Στο παρόν κεφάλαιο αναπτύχθηκαν τα πιο βασικά χαρακτηριστικά των τροπικών κυκλώνων από τη γέννηση ως και την διάλυσή τους. Παρατηρήσαμε ότι τα απομεινάρια της διάλυσης, εντοπίζονται είτε εντός της ίδιας ωκεάνιας λεκάνης, με αμελητέες επιπτώσεις, είτε η εξασθένησή τους προκύπτει όταν συναντήσουν την ξηρά, και οι συνέπειες μπορεί να είναι καταστροφικές. Γιατί όμως ορισμένοι τροπικοί κυκλώνες μεταβαίνουν μεταξύ του τροπικού Ατλαντικού και Ειρηνικού Ωκεανού; Από τη στιγμή που προσεγγίζουν την ξηρά και τα παράλια της κεντρικής Αμερικής και κυρίως τον κόλπο του Μεξικού, φαίνεται σταδιακά να διαλύονται. Ωστόσο σε σπάνιες περιπτώσεις, ελάχιστες μέρες μετά, οι δορυφόροι εντοπίζουν το ίδιο σύστημα ύφεσης στην διπλανή ωκεάνια λεκάνη να βρίσκεται και πάλι ενισχυμένο. Τι οδήγησε σε αυτή την συντήρηση του τροπικού κυκλώνα και την επανατροφοδότησή του; Παρέμεινε ισχυρός τροπικός κυκλώνας ή υποχώρησε σε κατηγορία τροπικής καταιγίδας; Από τη στιγμή που απέκτησε νέο όνομα, πόσες μέρες παρέμεινε ενεργό το τροπικό σύστημα μέσα στον ωκεανό; Ο σκοπός της εργασίας είναι η μελέτη τριών τέτοιων περιπτώσεων μετάβασης τροπικών κυκλώνων μέσω των τροπικού Ατλαντικού και Ειρηνικού.

Κεφάλαιο 2^ο Τροπικός κυκλώνας Cesar – Douglas (1996)

2.1 Συνοπτική ανάλυση

Το 1996 ήταν το έτος με τους περισσότερους καταγεγραμμένους major hurricanes από το 1964 στον Ατλαντικό. Δηλαδή με εκείνους τους τροπικούς κυκλώνες που στην κλίμακα Saffir-Simpson είχαν τιμές μεγαλύτερης ή ίσης με ≥ 3 (Pasch and Avila, 1999). Συνολικά καταγράφηκαν δεκατρείς επώνυμες καταιγίδες, εννέα τυφώνες και έξι πολύ ισχυροί τυφώνες. Η σεζόν ξεκίνησε επίσημα την 1^η Ιουνίου 1996 και έληξε τη 30^η Νοεμβρίου 1996, ημερομηνίες που οριοθετούν και την περίοδο κάθε έτους σχηματισμού τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού. Ο πρώτος τροπικός κυκλώνας της σεζόν, η τροπική καταιγίδα Arthur, αναπτύχθηκε στις 17 Ιουνίου, ενώ ο τελικός τροπικός κυκλώνας, ο τυφώνας Marco διαλύθηκε στις 26 Νοεμβρίου. Ο πιο ισχυρός τροπικός κυκλώνας, ο Edouard, ήταν ένας ισχυρός τυφώνας που σχηματίστηκε στα νησιά Cape Verde και επηρέασε τις μεσοατλαντικές πολιτείες και τη Νέα Αγγλία. Άλλος ισχυρός τροπικός κυκλώνας ήταν ο τυφώνας Hortense, που σχηματίστηκε στον ανατολικό Ατλαντικό το Σεπτέμβριο και διέσχισε την Ισπανιόλα και το Πουέρτο Ρίκο, προκαλώντας 39 άμεσους θανάτους και ζημιές ύψους 158 εκατομμυρίων δολαρίων. Συνολικά, οι τροπικοί κυκλώνες την εποχή των τυφώνων του Ατλαντικού το 1996 προκάλεσαν ζημιές 8,41 δισεκατομμυρίων δολαρίων και 256 θανάτους.

Η σεζόν περιελάμβανε εννέα τροπικούς κυκλώνες που έφτασαν ως τη στεριά, συμπεριλαμβανομένων έξι τυφώνων, ένας εκ των οποίων ήταν ο κύριος τυφώνας. Συνολικά έξι πολύ ισχυροί τυφώνες κατηγορίας ≥ 3 σχηματίστηκαν κατά τη διάρκεια της σεζόν των τυφώνων Ατλαντικού το 1996.

Ανάμεσα στους πιο ισχυρούς τροπικούς κυκλώνες της σεζόν ήταν και ο Cesar. Ο ισχυρός τυφώνας Cesar αναπτύχθηκε στην ανατολική Καραϊβική στα τέλη Ιουλίου και διέσχισε τη Νικαράγουα στον ανατολικό Ειρηνικό ως ισχυρή τροπική καταιγίδα αρκετές ημέρες αργότερα, οπότε πήρε το όνομα Douglas (**Σχήμα 22**).



Σχήμα 22. Απεικόνιση της πορείας του τυφώνα Cesar. Σκιαγραφείται η διάσχυση της ξηράς της κεντρικής Αμερικής και η είσοδος στη λεκάνη του Ειρηνικού ωκεανού, όπου του δόθηκε το νέο του όνομα Douglas, μέχρι την εξασθένησή του. (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Cesar-Douglas_1996_track.png)

Ένα τροπικό κύμα εμφανίστηκε στον Ατλαντικό από τη δυτική ακτή της Αφρικής στις 17 Ιουλίου και συγκεκριμένα από το Ντακάρ κινούμενο δυτικά. Εξελίχθηκε σε τροπική ύφεση τρία (tropical depression) κοντά στην Isla Margarita της Βενεζουέλας στις 24 Ιουλίου στις 18:00 UTC. Η ύφεση κατευθύνθηκε προς τα δυτικά, καθοδηγούμενη από μια ισχυρή περιοχή υψηλής πίεσης πάνω από τις Μπαχάμες. Στις 25 Ιουλίου και ώρα 12:00 UTC, η ύφεση ενισχύθηκε στη τροπική καταιγίδα Cesar. Εκείνη την εποχή, έπληξε το Κουρασάο (Avila, 1996). Η καταιγίδα συνεχίστηκε προς τα δυτικά και εντάθηκε σε ισχυρό τυφώνα στις 27 Ιουλίου.

Στις 28 Ιουλίου, ο Cesar έφτασε στη ξηρά κοντά στο Bluefields της Νικαράγουας, με ανέμους 76 knots (140 km/h) και ελάχιστη πίεση 985 mb στις 04:00 UTC. Μετά την αποδυνάμωσή του σε μια τροπική καταιγίδα αργότερα εκείνη την ημέρα, ο Cesar μετακόμισε στον



Ειρηνικό και επανатаξινομήθηκε ως τροπική καταιγίδα Douglas στις 29 Ιουλίου (*Pasch and Avila, 1999*).

Ο ισχυρός τροπικός τυφώνας *Cesar – Douglas* με περίοδο δράσης 24 Ιουλίου 1996 έως 5 Αυγούστου 1996 ήταν ένας τροπικός κυκλώνας που σχηματίστηκε στα τέλη Ιουλίου στην θάλασσα της Καραϊβικής και έκανε μια σπάνια διέλευση από τη Κεντρική Αμερική στον ανατολικό Ειρηνικό, όπου μετονομάστηκε σε Douglas.

2.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου

Σύμφωνα με το άρθρο που δημοσιεύτηκε από το National Hurricane Center (NHC) στις 27 Αυγούστου 1996, παρατηρείται μία ανωμαλία στις αντικυκλωνικές ριπές των ανέμων στα 200mb. Σύμφωνα με τα στοιχεία αυτά (*Avila, 1996*), στις 22 Ιουλίου, οι καταιγίδα, ενισχύθηκε κατά μήκος του κύματος καθώς πλησίαζε στα νότια νησιά Windward. Η πίεση της επιφάνειας μειώθηκε σταθερά καθώς το σύστημα κινήθηκε μέσω των Lesser Antilles και άρχισε να κυκλοφορεί κοντά στο Trinidad και Tobago. Με βάση τα επιφανειακά και δορυφορικά δεδομένα, εκτιμάται ότι το σύστημα εξελίχθηκε στην τροπική ύφεση στις 24 Ιουλίου κοντά στην Isla Margarita, στα βόρεια παράλια της Βενεζουέλας (*Avila, 1996*). Λειτουργικά, το Εθνικό Κέντρο Τυφώνων (National Hurricane Center, NHC) δεν το θεωρούσε τροπική ύφεση μέχρι και 18 ώρες αργότερα (*Avila, 1996*).

Με μια ασυνήθιστα ισχυρή περιοχή υψηλής πίεσης πάνω από τις Μπαχάμες, η τροπική ύφεση κινήθηκε δυτικά μέσω της νότιας Καραϊβικής κοντά στη βόρεια ακτή της Νότιας Αμερικής. Στις 25 Ιουλίου, έπληξε τη νησιωτική χώρα Curaçao με ισχυρούς ανέμους 40 κόμβων (75km/h). Η παρατήρηση έδειξε ότι η ύφεση έφτασε σε κατάσταση τροπικής καταιγίδας (*Avila, 1996*) αν και λειτουργικά δεν αναβαθμίστηκε μέχρι την επόμενη μέρα, οπότε το NHC ονόμασε τον τυφώνα Cesar.

Μετά τη διέλευση από το νησί Curaçao, η τροπική καταιγίδα κινήθηκε κοντά ή πάνω από τη χερσόνησο Guajira στην βόρεια Κολομβία. Η γειτνίαση με τη Νότια Αμερική εμπόδισε τη

σημαντική ενίσχυση, μέχρι τα τέλη 26 Ιουλίου, όταν η καταιγίδα έφτασε στα ανοιχτά νερά της νοτιοδυτικής θάλασσας της Καραϊβικής (Avila, 1996). Στις 27 Ιουλίου, ο Cesar έφτασε στην κατάσταση ισχυρού τυφώνα περίπου στα μισά του δρόμου μεταξύ Κολομβίας και Νικαράγουας, σημείο που φαίνεται στο **Σχήμα 23**, εκεί που παρατηρείται η πρώτη κίτρινη βούλα από δεξιά προς αριστερά μετά τις πράσινες. Αργότερα εκείνη την ημέρα, ο τυφώνας σταμάτησε να υφίσταται. Η πλήρης η κίνηση του Cesar και οι πληγείσες περιοχές φαίνονται στο **Σχήμα 23**.

Στη συνέχεια και αφού κινήθηκε πάνω από την κεντρική Αμερική, ο Cesar επανεμφανίστηκε στο Ειρηνικό όπου και σύμφωνα με το NHC ονομάστηκε Douglas. Ο νέος τροπικός κυκλώνας εξελίχθηκε σχετικά γρήγορα σε νέο ισχυρό τυφώνα στις 29 Ιουλίου και ώρα 15:00 UTC, με την ταχύτητα των ανέμων να φτάνει τους 65 κόμβους (120km/h). Κινούμενος δυτικά - βορειοδυτικά εμφάνισε την ελάχιστη πίεσή του την 1^η Αυγούστου στα 942 mb στις 12:00 UTC. Εκείνη τη χρονική στιγμή βρισκόταν περίπου σε απόσταση 450 χλμ νότια από της ακτές της χερσονήσου Baja του Μεξικού. Καθώς το σύστημα συνέχισε να κινείται συνάντησε στο δρόμο του πιο κρύα νερά χωρίς να μπορεί να ανατροφοδοτηθεί. Έτσι άρχισε να εξασθενεί σημαντικά και εν τέλει στις 6 Αυγούστου και στις 00:00 UTC έπαψε να υφίσταται. Ωστόσο οι μετεωρολογικές και δορυφορικές εικόνες έδειξαν τα εξασθενημένα υπολείμματά του να συνεχίζουν με κατεύθυνση δυτικά για σημαντικό ακόμα χρονικό διάστημα. Η πλήρης κίνηση του Douglas ως την εξασθένησή του στον Ειρηνικό φαίνεται στο **Σχήμα 24**.

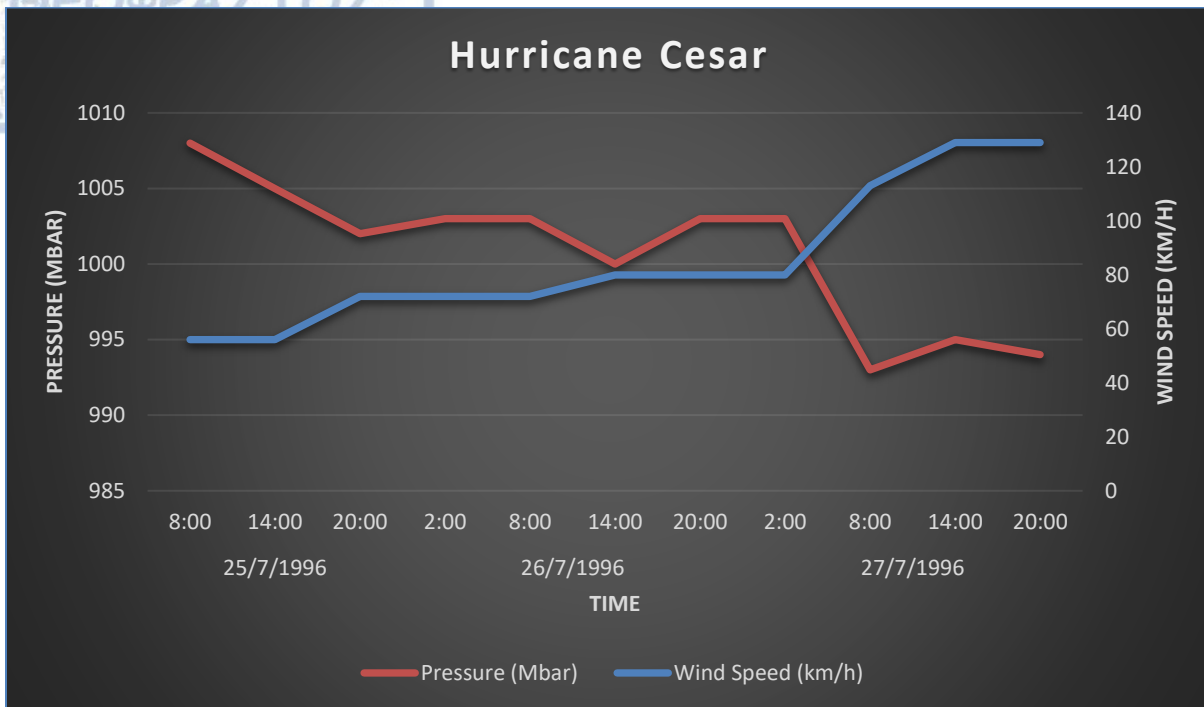


Σχήμα 23. Η κίνηση του Cesar στην Καραϊβική. Οι κίτρινες βούλες δείχνουν τα γεωγραφικά πλάτη με την μέγιστη ισχύ, τους ισχυρότερους ανέμους και τις ελάχιστες πιέσεις (985-994mb). Αντίθετα οι μπλε τις δείχνουν τις μεγαλύτερες πιέσεις (1007-1009mb) και οι πράσινες μια ενδιάμεση κατάσταση πιέσεων (995-1008mb). (Τροποποιημένη εικόνα από coast.noaa.gov)

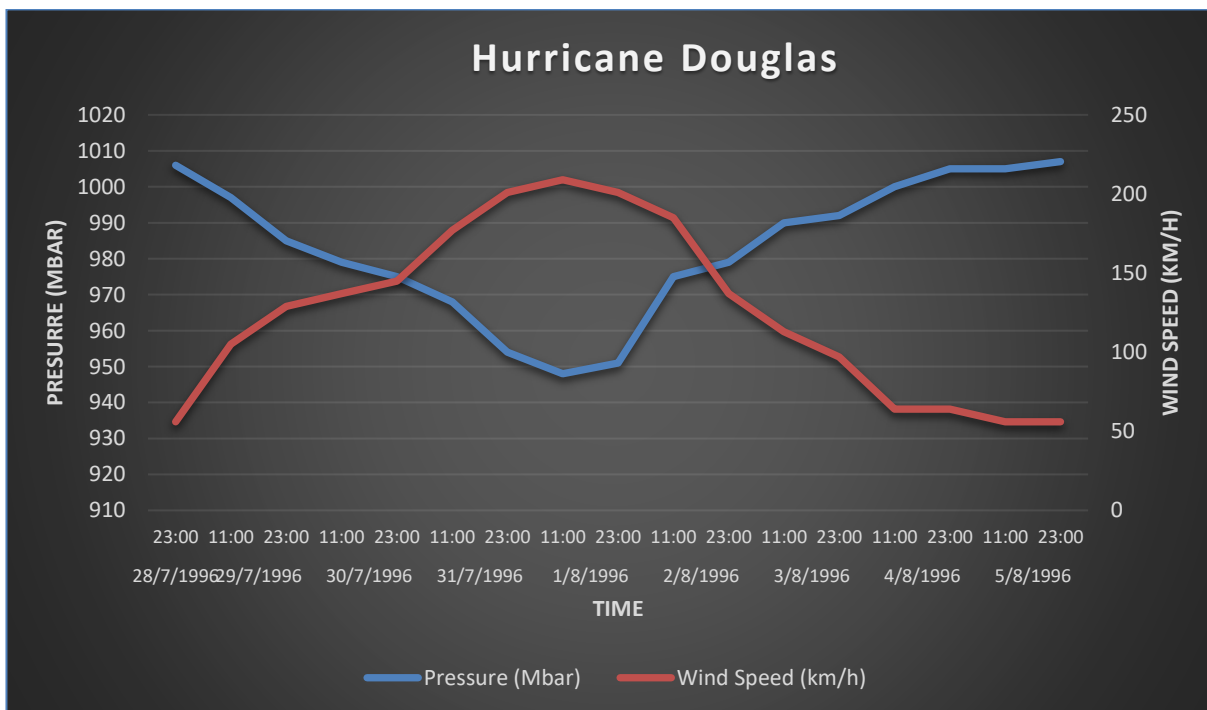


Σχήμα 24. Η κίνηση του Douglas στον Ειρηνικό ωκεανό. Οι μωβ βούλες δείχνουν τα γεωγραφικά πλάτη με την μέγιστη ισχύ, τους ισχυρότερους ανέμους και τις ελάχιστες πιέσεις (946-952mb). Εδώ ο τροπικός κυκλώνας είναι κατηγορίας 4. Οι μπλε δείχνουν τις μεγαλύτερες πιέσεις (1005-1009mb). Στις πορτοκαλι βούλες ο Douglas είναι στην Saffir-Simpson κατηγορίας 3 (953-965mb). Οι κίτρινες και πράσινες βούλες δείχνουν ενδιάμεσες τιμές πιέσεων, ενώ σε αυτές που βρίσκονται δίπλα στο ΕλΣαλβαδόρ, ο ισχυρός τυφώνας είναι ακόμα σε διαδικασία τροδοσίας από τον ωκεανό. (Τροποποιημένη εικόνα από coast.noaa.gov)

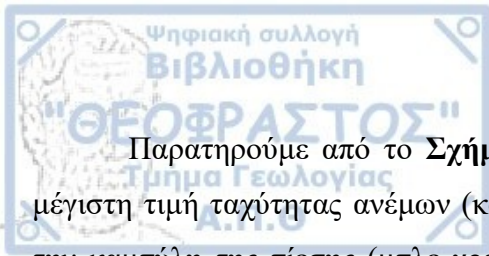
Λαμβάνοντας τα δεδομένα των πιέσεων και ταχύτητας των ανέμων για τον τροπικό κυκλώνα Cesar – Douglas από τη σελίδα *coast.noaa.gov*, δημιουργήσαμε διαγράμματα με το πρόγραμμα Excel 2013. Αυτά τα διαγράμματα παρουσιάζονται στα **Σχήματα 25 & 26**. Αρχικά μετατρέψαμε την ταχύτητα των ανέμων από κόμβους σε χιλιόμετρα ανά ώρα (km/h) από τη σελίδα (<https://www.metric-conversions.org/>), ενώ η πίεση μετριέται σε mbar. Τα διαγράμματα, συνεπώς είναι δύο μεταβλητών (Pressure , Wind speed) σε συνάρτηση με το χρόνο δράσης του Cesar στο **Σχήμα 25** κατά ημερομηνία και ώρα UTC, και του Douglas στο **Σχήμα 26**.



Σχήμα 25. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων του τροπικού κυκλώνα Cesar σε συνάρτηση με το χρόνο.



Σχήμα 26. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων του ισχυρού τροπικού κυκλώνα Douglas σε συνάρτηση με το χρόνο.



Παρατηρούμε από το **Σχήμα 26** ότι περίπου την 1^η Αυγούστου στις 12:00UTC έχουμε μέγιστη τιμή ταχύτητας ανέμων (κόκκινη γραμμή). Ταυτόχρονα όμως την ίδια στιγμή βλέπουμε την καμπύλη της πίεσης (μπλε γραμμή) να παίρνει την ελάχιστη τιμή της. Σε αυτή τη χρονική στιγμή, όπως ήδη έχει αναφερθεί σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, ο Douglas έχει αποκτήσει την μεγαλύτερη ισχύ του. Βρίσκεται περίπου 450 χλμ νότια από της ακτές της χερσονήσου Baja του Μεξικού.

Ο Cesar αναβαθμίστηκε σε κατάσταση τροπικής καταιγίδας με βάση έναν σταθερό άνεμο 75km/h και ριπές στα 93km/h που παρατηρήθηκαν στο Curaçao στις 25 Ιουλίου (NOAA). Η κεντρική πίεση του Cesar ενώ κινούνταν κοντά στην ακτή της Κολομβίας εκτιμήθηκε ότι είναι 1 ή 2 mb χαμηλότερη από εκείνη που ανέφερε το αεροσκάφος αναγνώρισης εκείνη την εποχή, επειδή η προσέγγιση της καταιγίδας σε κοντινή απόσταση από τη στεριά εμπόδιζε το αεροπλάνο να φτάσει στο κέντρο ελάχιστης πίεσης. Οι παρατηρήσεις πλοίων και η ανάλυση του επιφανειακού ανέμου από το Τμήμα Έρευνας Τυφώνων (Hurricane Research Division, HRD) δείχνουν ότι οι άνεμοι 39 μίλια/λεπτό επεκτάθηκαν βόρεια από το κέντρο για περίπου 240 ναυτικά μίλια. Το νησί San Andres, ανατολικά της Νικαράγουα γνώρισε ήρεμους ανέμους, ακολουθούμενοι από ριπές 119km/h. (<https://www.nhc.noaa.gov/>)

Η ενίσχυση του τυφώνα λίγο πριν τη προσέγγιση στη στεριά υποστηρίζεται από το αεροσκάφος αναγνώρισης λίγο πριν αναχωρήσει από το κέντρο της καταιγίδας. Τα δεδομένα δείχνουν τον σχηματισμό οφθαλμού στις 28 Ιουλίου στις 00:50 UTC, διαμέτρου 15 ναυτικών μιλίων (24km) και πτώση της επιφανειακής πίεσης στα 3 mb σε 1 ώρα. Οι δορυφορικές εικόνες επιβεβαίωσαν την ενίσχυση κατά την προσέγγιση στη στεριά, δείχνοντας ένα ενσωματωμένο κέντρο σε ψυχρές κορυφές μεταξύ -54 έως -63 °C που αντιστοιχεί σε έναν αριθμό-T 4,5 στην κλίμακα Dvorak.

2.3 Συνέπειες και καταστροφές

Υπήρξαν 51 θάνατοι που αποδόθηκαν στο Cesar. Ο Cesar ήταν υπεύθυνος για τουλάχιστον 51 θανάτους στο ταξίδι του μέσω της θάλασσας της Καραϊβικής και της Κεντρικής Αμερικής. Οι περισσότεροι από τους θανάτους οφείλονται σε έντονες βροχοπτώσεις που προκάλεσαν πλημμύρες και κατολισθήσεις. Το σύνολο των θανάτων περιλαμβάνει 26 άτομα στην Κόστα Ρίκα που δεν ήταν στην άμεση διαδρομή του τυφώνα, αλλά επλήγη από πλημμύρες και κατολισθήσεις. Επιπλέον τρία άτομα πνίγηκαν στη Βενεζουέλα. Στην Κολομβία, οι έντονες βροχοπτώσεις προκάλεσαν 3 θανάτους, (*Reuters Foundation, 1996*) 2 εκ των οποίων προέρχονταν από κατολισθήσεις στο Pueblo Bello. Ισχυροί άνεμοι και σημαντικές ποσότητες βροχοπτώσεων έπληξαν το αρχιπέλαγος των San Andrés, Providencia και Santa Catalina, προκαλώντας ζημιές σε 60 σπίτια (*Reuters Foundation, 1996*), 11 θανάτους (*Associated Press, 1996*) και ζημιές 440 εκατομμυρίων δολλαρίων (*Reuters Foundation, 1996*). Ο Cesar προκάλεσε μικρές ζημιές στα νησιά ABC (Αρούμπα, Κουρασάο, Μπонаίρ) σε στέγες σπιτιών και δέντρα και ένα άτομο πνίγηκε στο Κουρασάο (*Associated Press, 1996*). Στη Νικαράγουα, η καταιγίδα προκάλεσε βλάβες ύψους περίπου 50,5 εκατομμυρίων δολαρίων. Το CNN μετέδωσε ότι καταστράφηκαν περισσότερα από 2.500 σπίτια, 39 γέφυρες και 40 χιλιόμετρα δρόμων. Η καταιγίδα σκότωσε 42 άτομα και άφησε περίπου 100.000 άστεγους στη Νικαράγουα. Στην Κόστα Ρίκα, οι πλημμύρες των ποταμών προκάλεσαν ζημιές ή κατέστρεψαν 3.874 σπίτια. Καταστράφηκαν επίσης 150 γέφυρες. Το οδικό δίκτυο υπέστη σημαντική ζημιά. Σε ολόκληρη τη χώρα, τουλάχιστον 39 άνθρωποι σκοτώθηκαν και οι ζημιές ανήλθαν σε 151 εκατομμύρια δολάρια. Επιπλέον, 12 άτομα έχασαν τη ζωή τους στο Ελ Σαλβαδόρ.

(<https://reliefweb.int/taxonomy/term/5804>). Το σύστημα Cesar – Douglas προκάλεσε ισχυρούς ανέμους και πλημμύρες, με αποτέλεσμα συνολικά 113 θανάτους και ζημιές 202,96 εκατομμυρίων δολαρίων. (https://en.wikipedia.org/wiki/Hurricane_Cesar%E2%80%93Douglas)

Κεφάλαιο 3^ο Τροπικός κυκλώνας Iris – Τροπική καταιγίδα Manuel (2001)

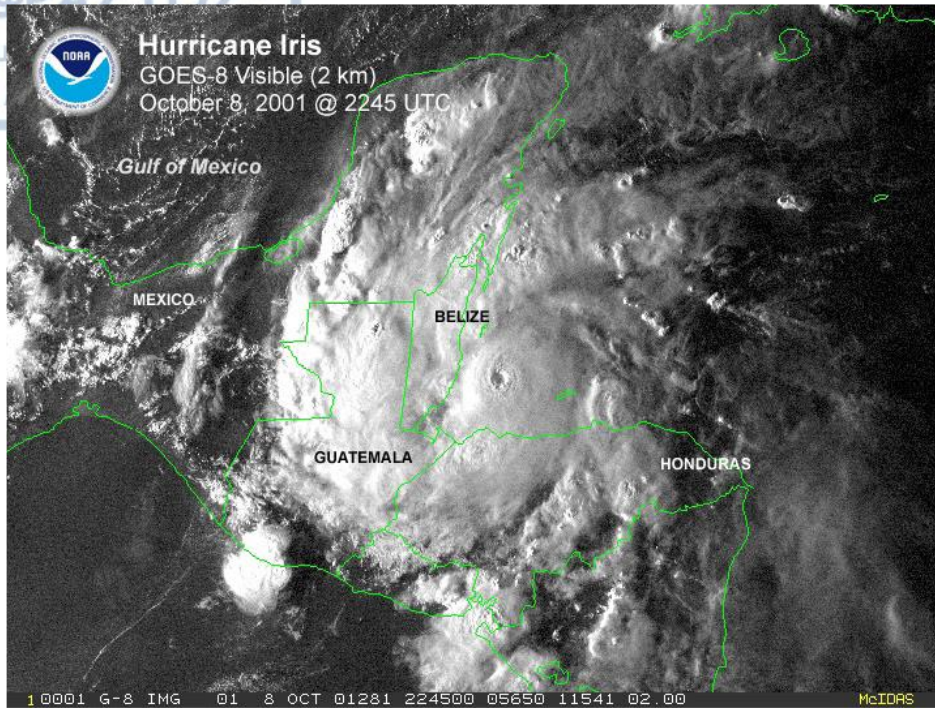
3.1 Συνοπτική ανάλυση

Ο τροπικός κυκλώνας Iris ήταν ένας σχετικά μικρός αλλά σοβαρός ισχυρός τυφώνας κατηγορίας τέσσερα στην κλίμακα Saffir-Simpson που κατέστρεψε το νότιο Belize. Ο πρόδρομος της Iris ήταν ένα μη σαφώς καθορισμένο τροπικό κύμα που κινήθηκε δυτικά κατά μήκος του τροπικού Ατλαντικού τις τελευταίες ημέρες του Σεπτεμβρίου του 2001 (Avila, 2001). Ένα πολύ εχθρικό περιβάλλον ισχυρών ανέμων, στο κέντρο της βορειοανατολικής πλευράς των Lesser Antilles (Μικρές Αντίλλες), επικράτησε στον Ατλαντικό. Καθώς το τροπικό κύμα έφτασε τους 50° W στις 3 Οκτωβρίου, το βαρομετρικό χαμηλό αποσπάστηκε από τη περιοχή και άρχισε να κινείται προς τα νοτιοδυτικά πάνω από την ανατολική θάλασσα της Καραϊβικής. Αυτό είχε ως αποτέλεσμα την ανάπτυξη μίας ράχης (ridge) πάνω από το τροπικό κύμα παρέχοντας ένα ευνοϊκότερο περιβάλλον για σχηματισμό τροπικών κυκλώνων.

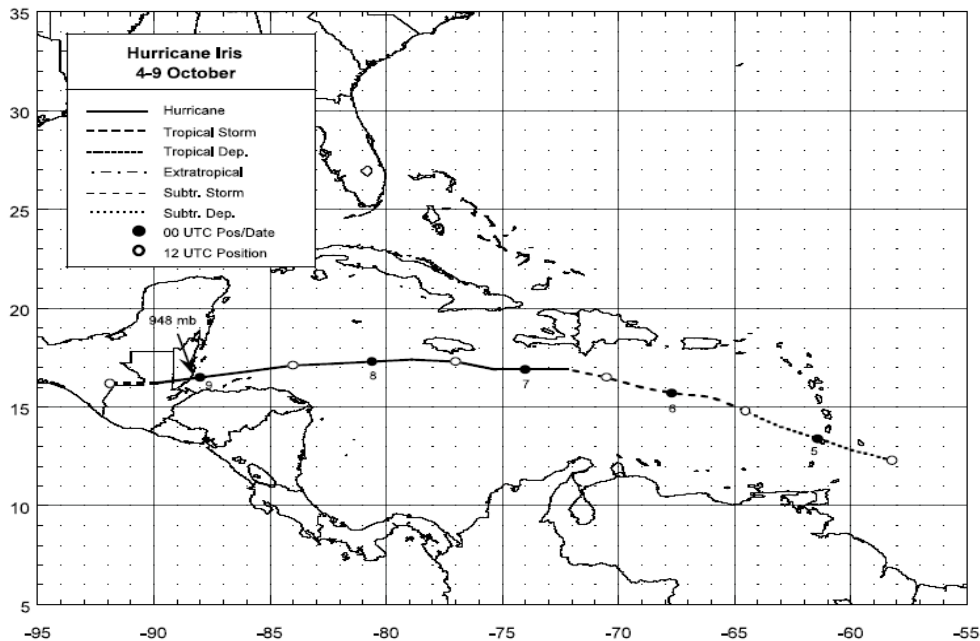
Ενώ αυτό το μοτίβο εξελισσόταν, οι δορυφορικές εικόνες έδειξαν αύξηση της δραστηριότητας καταιγίδας και κυκλωνικής περιστροφής στη μέση τροπόσφαιρα (Beven *et al.*, 2003). Σταδιακά, μια κυκλοφορία νέφους χαμηλού επιπέδου έγινε πιο έντονη στις δορυφορικές εικόνες και αργότερα επιβεβαιώθηκε από παρατηρήσεις στην επιφάνεια. Εκτιμάται ότι μια τροπική ύφεση με ένα κακώς καθορισμένο κέντρο σχηματίστηκε από αυτό το σύστημα περίπου 85 μίλια νοτιοανατολικά των Barbados στις 4 Οκτωβρίου στις 12:00 UTC. Η ύφεση κινήθηκε προς τα δυτικά και δυτικά-βορειοδυτικά μέσω των νότιων Νήσων Windward, συνοδευόμενη από έντονες και σημαντικές πτώσεις πίεσης (> 3 mb) 24 ωρών. Εκτιμάται ότι η ύφεση έφτασε σε κατάσταση τροπικής καταιγίδας στις 5 Οκτωβρίου στις 12:00 UTC, περίπου 240 μίλια νοτιοανατολικά του Σαν Χουάν του Πουέρτο Ρίκο (Avila *et al.*, 2003). Παρόλο που το μοτίβο της νέφωσης συνέχισε να είναι εντυπωσιακό μέσω της παρατήρησης από το δορυφόρο και ήταν χαρακτηριστικό μιας τροπικής καταιγίδας, το κέντρο χαμηλού επιπέδου ήταν πολύ κακώς καθορισμένο όπως υποδεικνύεται από πολλά περάσματα ενός αεροσκάφους αναγνώρισης μέσω του συστήματος. Μόνο μια σταδιακή ενίσχυση σημειώθηκε κατά τις επόμενες 12 έως 18 ώρες και η Iris έγινε τυφώνας πολύ κοντά στη χερσόνησο Barahona της Δομινικανής Δημοκρατίας στις 6 Οκτωβρίου και 18:00 UTC (Avila, 2001).

Από το δελτίο αναφοράς του τροπικού κυκλώνα που εκδόθηκε στις 30 Οκτωβρίου 2001 από το NHC παρατηρούμε ότι, η σαφώς καθορισμένη ράχη στη μέση τροπόσφαιρα βόρεια της Iris έγινε ισχυρότερη και ανάγκασε τον τροπικό κυκλώνα να κινηθεί σε ευθεία διαδρομή προς τα δυτικά. Αυτό επέτρεψε στην Τζαμάικα να ξεφύγει από τον μικρό πυρήνα της Iris που πέρασε ακριβώς στα νότια της. Μόλις η Iris απομακρύνθηκε από την Τζαμάικα και κατευθύνθηκε προς Belize, μετακόμισε σε μια περιοχή όπου η θερμότητα του ωκεανού ήταν πολύ υψηλή (Avila, 2001). Ως αποτέλεσμα ευνοϊκών ατμοσφαιρικών και θαλάσσιων συνθηκών, άρχισε η εντατικοποίηση και η ελάχιστη πίεση μειώθηκε από 990 mb στα 950 mb σε περίπου 18 ώρες και οι άνεμοι αυξήθηκαν από 75 σε 120 κόμβους. Η Iris έγινε ένας ισχυρός τυφώνας κατηγορίας 4 στην κλίμακα Saffir/ Simpson Hurricane (SSHS) έως τις 8 Οκτωβρίου και 12:00 UTC.

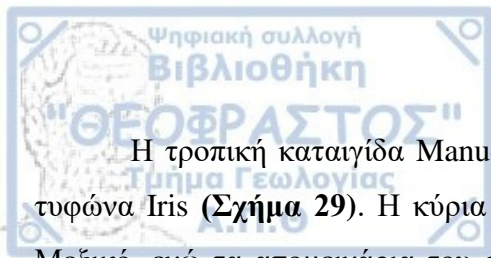
Κοντά στο χρόνο κορύφωσης της έντασης της, το αεροπλάνο κυνηγός του τυφώνα ανέφερε τρία μικρά ομόκεντρα μάτια και μία ώρα αργότερα το εσωτερικό μάτι κατέρρευσε. Οι μέγιστοι άνεμοι μειώθηκαν προσωρινά σε 115 κόμβους (213km/h). Ο τυφώνας κινήθηκε προς τα δυτικά νοτιοδυτικά και με βάση καταγραφές από ραντάρ από το Belize, η Iris έφτασε στο νότιο Belize στην περιοχή του Monkey River Town στις 9 Οκτωβρίου. Αυτή η τοποθεσία βρίσκεται περίπου 60 μίλια νότια του Belize City. Η Iris εντάθηκε λίγο πριν φτάσει στις ακτές και οι μέγιστοι άνεμοι κορυφώθηκαν στους 125 κόμβους (232km/h) με ελάχιστη πίεση 948 mb. Στη συνέχεια, η Iris συνέχισε πιο δυτικά και αποδυναμώθηκε γρήγορα στα βουνά της Κεντρικής Αμερικής (Avila, 2001). Το **Σχήμα 27** δείχνει την Iris κοντά στην μέγιστη έντασή της, ενώ το **Σχήμα 28** δίνει τις θέσεις και τις εντάσεις της «καλύτερης διαδρομής» της Iris σε εξάωρα διαστήματα σε μια γραφική παράσταση.



Σχήμα 27. Δορυφορική εικόνα του τυφώνα Iris κοντά στο χρόνο της κορύφωσης της έντασης του στις 8 Οκτωβρίου 2001 και 22:45UTC. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112001_Iris.pdf)



Σχήμα 28. Η πορεία της Iris στο Βόρειο Ατλαντικό και την Καραϊβική, 4-9 Οκτωβρίου 2001. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112001_Iris.pdf)



Η τροπική καταιγίδα Manuel σχηματίστηκε στις 10 Οκτωβρίου από τα υπολείμματα του τυφώνα Iris (Σχήμα 29). Η κύρια κυκλοφορία της Iris είχε διαλυθεί εισερχόμενη πάνω από το Μεξικό, ενώ τα απομεινάρια του συστήματός της άρχισαν να αναπτύσσονται σχετικά κοντά στη στεριά, αλλά μέσα στη λεκάνη του Ειρηνικού. Τις επόμενες 18 ώρες η καταιγίδα είχε πάρει πλέον αρχική μορφή περίπου 280 χλμ. Νοτιοανατολικά του Ακαπούλκο του Μεξικού (Franklin, 2001). Η ταχύτητα της κίνησης της καταιγίδας ήταν 15–16 mph, αρχικά δυτικά και στη συνέχεια βορειοδυτικά. Οι δορυφορικές εικόνες έδειξαν τη δημιουργία ενός αντικυκλώνα με επίκεντρο στο νότιο Μεξικό, ο οποίος ενίσχυσε το σύστημα με μερική ανατολική διάτση. Η εκτιμώμενη ένταση ήταν στα 50 mph εκείνη την ημέρα. Ωστόσο, η διάρκεια ζωής του συστήματος ήταν μικρή και η μεταφορά μειώθηκε αισθητά. Στη συνέχεια κινήθηκε δυτικά-νοτιοδυτικά και εν τέλει επιβραδύνθηκε (Franklin, 2001).

Ο Manuel παρέμεινε αποδιοργανωμένος για τις επόμενες τρεις μέρες, ώσπου μία ράχη επηρέασε την νοτιοδυτική κυκλοφορία του (Franklin, 2001). Στη συνέχεια συνάντησε ένα σύστημα upper level trough (αυλώνα ανώτερης τροπόσφαιρας) που τον ανάγκασε να στρίψει με κατεύθυνση βόρεια. Άλλωστε οι μετεωρολογικοί αυλώνες, που αποτελούν περιοχές χαμηλής πίεσης, προκαλούν αλλαγές και μετατοπίσεις ανέμων. Η τροπική καταιγίδα επηρεάστηκε από τη σύγκλιση του αέρα και την ανύψωση του υγρού αέρα. Με αυτόν τον τρόπο στις 15 Οκτωβρίου η καταιγίδα απέκτησε ταχύτητα και ενισχύθηκε με τη μέγιστη ένταση ανέμων να φτάνει τα 60 mph και την ατμοσφαιρική πίεση στα 997 mbar στις 16 Οκτωβρίου. Τελικά, η ύφεση παρατηρήθηκε στις 17 Οκτωβρίου περίπου 660 μίλια δυτικά-νοτιοδυτικά του Cabo San Lucas. Καθώς τα νερά γινόταν όλο και πιο κρύα κατά την κίνηση της καταιγίδας και η ανατροφοδότηση είχε σταματήσει, ο Manuel σιγά σιγά εξασθένησε στις 18 Οκτωβρίου (Beven et al., 2003).



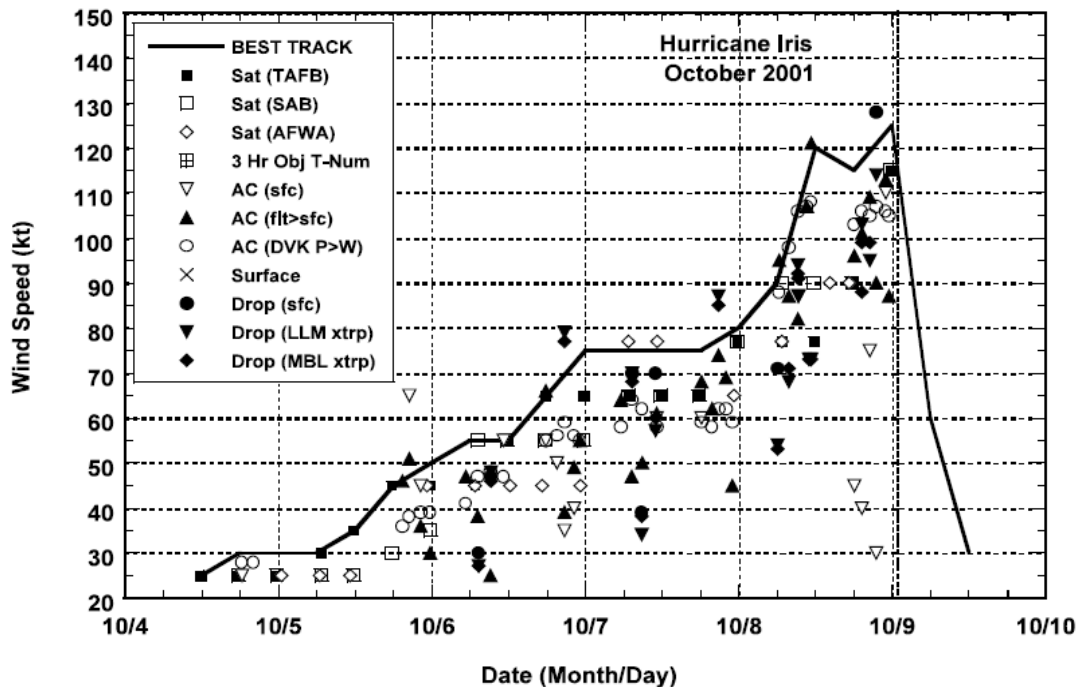
Σχήμα 29. Γραφική απεικόνιση της δημιουργίας της καταιγίδας Manuel μέσα στη λεκάνη του Ειρηνικού από τα υπολείμματα του τυφώνα Iris.

(<https://weather.com/storms/hurricane/news/tropical-depression-eleven-e-javier-tropical-storm-hurricane-mexico>)

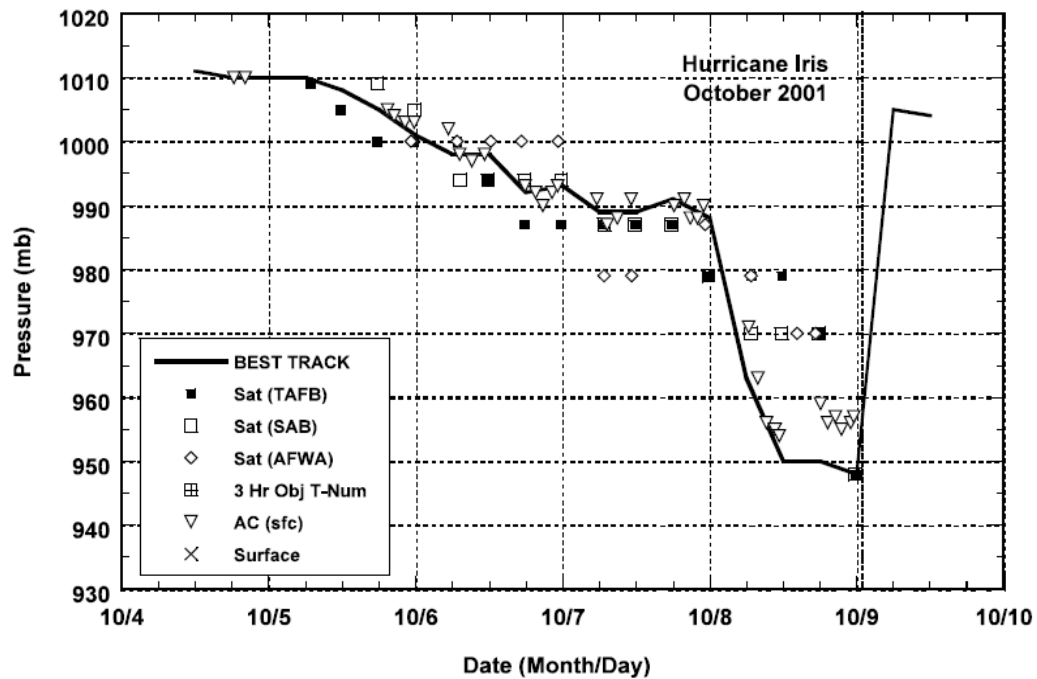
3.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου

Τα **Σχήματα 30** και **31** απεικονίζουν τις καμπύλες της μέγιστης ταχύτητας ανέμου (10 m πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας) και της ελάχιστης πίεσης στη στάθμη της θάλασσας, αντίστοιχα, ως συναρτήσεις του χρόνου. Όλα αυτά τα δεδομένα προκύπτουν από πτήσεις αναγνώρισης, συμπεριλαμβανομένων μετρήσεων dropwindsonde, καθώς και εκτιμήσεων μέσω της τεχνικής Dvorak με βάση δορυφόρους χρησιμοποιώντας δορυφορικές εικόνες από τα Tropical Analysis and Forecast Branch (TAFB), Satellite Analysis Branch (SAB), και τη US Air Force Weather Agency (AFWA).

Τα Σχήματα 32 και 33 δείχνουν την πλήρη κίνηση του τροπικού κυκλώνα Iris και της τροπικής καταιγίδας Manuel από τη στιγμή της γέννησης μέχρι και τη διάλυση τους. Ξεχωρίζουν στον χάρτη οι πληγείσες περιοχές.



Σχήμα 30. Η μέγιστη ταχύτητα ανέμου στην Iris και οι διαθέσιμες παρατηρήσεις αεροσκαφών. έχουν προσαρμοστεί για υψόμετρο χρησιμοποιώντας 90%, 80% και 80% παράγοντες μείωσης για παρατηρήσεις από 700 mb, 850 mb και 1500 ft, αντίστοιχα. Οι παρατηρήσεις του Dropwindsonde περιλαμβάνουν πραγματικούς ανέμους 10 m (sfc), καθώς και εκτιμήσεις επιφανείας που προέρχονται από τον μέσο άνεμο πάνω από τα χαμηλότερα 150 m του ήχου (LLM), και από τον μέσο όρο του ήχου (MBL). Η διακεκομμένη γραμμή υποδεικνύει την ώρα της προσγείωσης των αεροσκαφών. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112001_Iris.pdf)

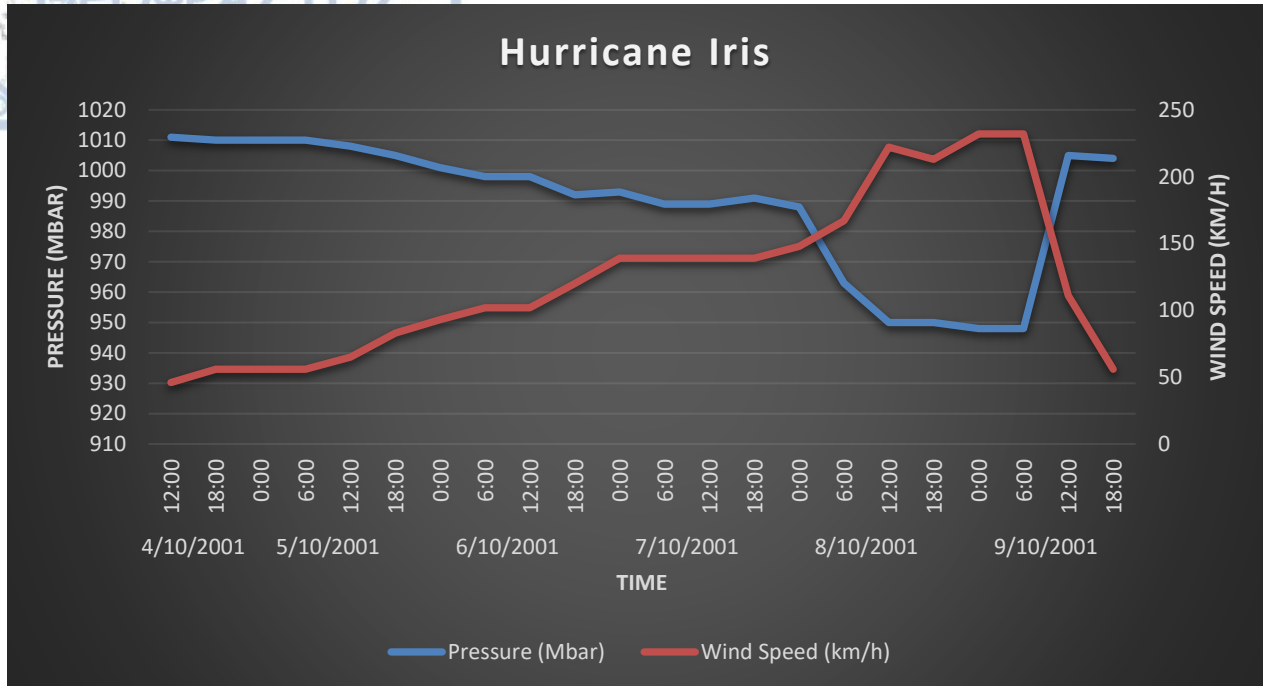


Σχήμα 31. Καμπύλη ελάχιστης κεντρικής πίεσης για τον τυφώνα Iris, 4-9 Οκτωβρίου 2001, και οι διαθέσιμες παρατηρήσεις πριν την προσγείωση των αεροσκαφών.
(https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112001_Iris.pdf)

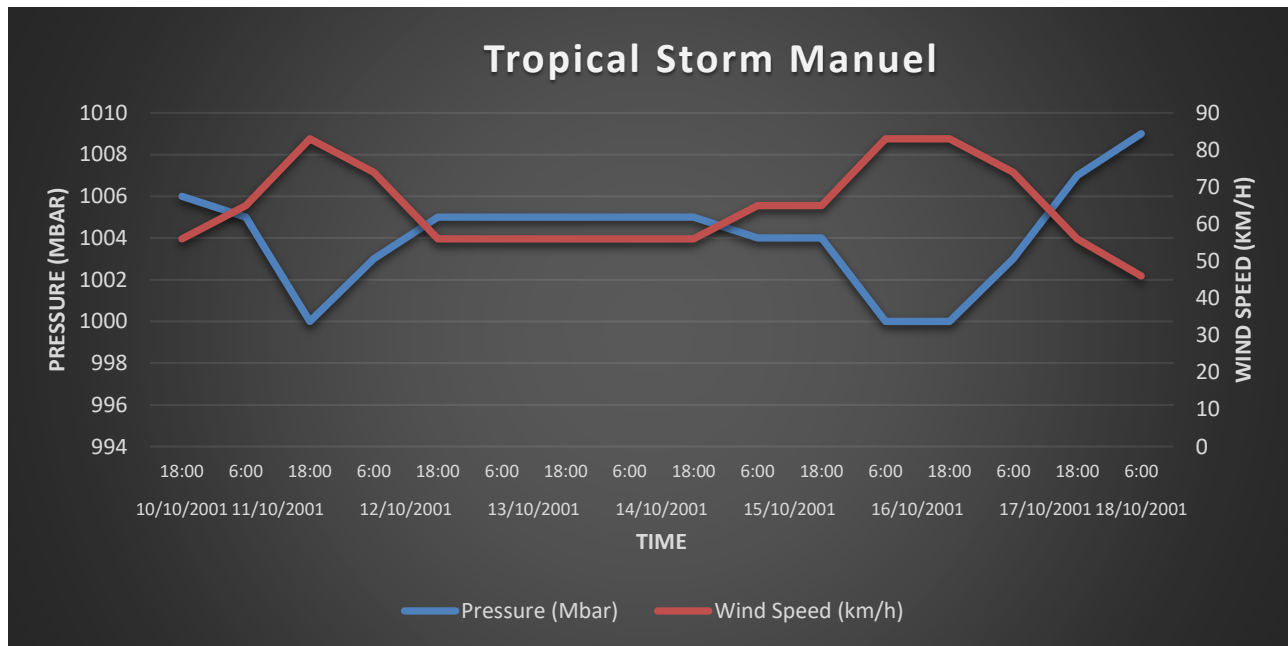


Σχήμα 33. Η κίνηση της τροπικής καταιγίδας Manuel στον Ειρηνικό ωκεανό. Οι πράσινες βούλες δείχνουν τα γεωγραφικά πλάτη με την μέγιστη ισχύ, τους ισχυρότερους ανέμους και τις ελάχιστες πιέσεις (997-1004mb). Αντίθετα οι μπλε τις δείχνουν τις μεγαλύτερες πιέσεις (1005-1009mb) και Στο σημείο που οι μπλε βούλες φαίνεται να κάνουν γωνία, η τροπική καταιγίδα συνάντησε το upper level trough (αυλώνα ανώτερης τροπόσφαιρας) που την ανάγκασε να στρίψει με κατεύθυνση βόρεια. (Τροποποιημένη εικόνα από coast.noaa.gov)

Όπως και στο προηγούμενο κεφάλαιο έτσι και εδώ, θα χρησιμοποιήσουμε τα δεδομένα των πιέσεων και ταχύτητας των ανέμων για τον τροπικό κυκλώνα Iris και την τροπική καταιγίδα Manuel. Από τη σελίδα *coast.noaa.gov*, δημιουργήσαμε και πάλι διαγράμματα με το πρόγραμμα Excel 2013. Αυτά τα διαγράμματα παρουσιάζονται στα **Σχήματα 34** και **35**. Μετατρέψαμε την ταχύτητα των ανέμων από κόμβους σε χιλιόμετρα ανά ώρα (km/h) με τη βοήθεια της σελίδας (<https://www.metric-conversions.org/>), ενώ την πίεση την υπολογίζουμε σε mbar. Τα διαγράμματα, συνεπώς είναι δύο μεταβλητών (Pressure , Wind speed) σε συνάρτηση με το χρόνο δράσης της Iris στο **Σχήμα 34** κατά ημερομηνία και ώρα UTC, και του Manuel στο **Σχήμα 35**.



Σχήμα 34. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων του τροπικού κυκλώνα Iris σε συνάρτηση με το χρόνο.



Σχήμα 35. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων της τροπικής καταιγίδας Manuel σε συνάρτηση με το χρόνο.

Παρατηρούμε και από τα δύο διαγράμματα ότι όταν η ταχύτητα ανέμων παίρνει τη μέγιστη τιμή (κόκκινη γραμμή), ταυτόχρονα την ίδια στιγμή η καμπύλη της πίεσης (μπλε γραμμή) παίρνει την ελάχιστη τιμή της. Η Iris, όπως ήδη έχει αναφερθεί σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, απέκτησε μέγιστη ένταση ανέμων λίγο πριν φτάσει στις ακτές του Belize 125 κόμβους (232km/h) και ελάχιστη πίεση 948 mb. Συμπεραίνουμε ότι αυτό συνέβει στι 9 Οκτωβρίου 2001 και ώρα λίγο μετά τις 00:00UTC.

Η Iris χαρακτηρίστηκε από τη μικρή διάμετρο του πυρήνα της. Η πρώτη αναγνώριση του συστήματος είχε δυσκολίες κοντά στα σημεία περιστροφής της, όχι μόνο επειδή ήταν ελάχιστα καθορισμένη αλλά και επειδή το κέντρο περιστροφής της ήταν πολύ μικρό (Avila, 2001). Επιπλέον, παρά την καλή οργάνωση του μοτίβου νέφωσης όπως προέκυπτε από δορυφόρο, το κέντρο της επιφάνειας του ήταν τόσο μικρό και κακώς καθορισμένο. Η ελάχιστη πίεση εκείνη τη στιγμή ήταν 1004 mb, με ανέμους επιπέδου περίπου 64 κόμβους. Μια μετά-ανάλυση πίεσης, ανέμου και ταξινόμησης Dvorak υποδηλώνει ότι η Iris έφτασε σε κατάσταση τροπικής καταιγίδας νωρίτερα από ό, τι αναφέρεται στις επίσημες ανακοινώσεις (Avila et al., 2003).

Η Iris αναβαθμίστηκε σε έναν ισχυρό τυφώνα στις 6 Οκτωβρίου, βάσει αναφορών από ένα αναγνωριστικό αεροπλάνο σε ύψος 1500 ποδιών, ανέμων 82 κόμβων και την παρουσία ενός κλειστού τοίχου του ματιού. Λίγες ώρες αργότερα, ένα GPS dropsonde που εκτοξεύτηκε από ένα αεροπλάνο έδειξε ότι οι επιφανειακοί άνεμοι κορυφώθηκαν στους 75 κόμβους. Η Iris αναβαθμίστηκε σε τυφώνα κατηγορίας 4 με 120 κόμβους (222km/h) στις 8 Οκτωβρίου. Επειδή το μάτι ήταν τόσο μικρό, το dropsonde δεν έφτασε ποτέ στο πραγματικό κέντρο. Τα 954 mb που αναφέρθηκαν από το dropsonde στη συνέχεια προσαρμόστηκαν στα 950 mb. Μετά από έναν κύκλο αντικατάστασης του τοίχους του ματιού και μια προσωρινή αποδυνάμωση, η Iris εντάθηκε εκ νέου και οι άνεμοι κορυφώθηκαν στους 125 κόμβους με ελάχιστη πίεση 948 mb. (Avila et al., 2003). Αυτό βασίστηκε σε επιφανειακούς ανέμους 127 κόμβων που μετρώνται από dropsonde σε συνδυασμό με αριθμούς T μεταξύ 6,5 και 7,0 στην κλίμακα Dvorak για περίπου 3 ώρες. Οι μέγιστοι άνεμοι που καταγράφηκαν στο Belize ήταν μια ριπή 106 mph στο σταθμό Carmen Davis στο Big Creek (16.5° N 88.4° W) στις 9 Οκτωβρίου.

Συνολικά το τροπικό σύστημα Iris – Manuel διήρκησε από τις 4 Οκτωβρίου 2001 έως 18 Οκτωβρίου 2001.



3.3 Συνέπειες και καταστροφές

Επειδή ο πυρήνας της Iris ήταν μικρός, οι ζημιές συγκεντρώθηκε σε μια περιοχή 60 ναυτικών μιλίων κυρίως μέσω του νότιου τμήματος του Belize. Σύμφωνα με τους (*Belize Times, 2001*) οι περιοχές που επλήγησαν περισσότερο από την Iris ήταν το Monkey River Town και οι πόλεις Placencia, and Independence από κύμα 8 έως 15 ποδιών (2,5 με 4,5 μέτρα). Η εφημερίδα σημείωσε ότι «η Iris δεν έδειξε έλεος και προχώρησε συντρίβοντας τα πάντα στο δρόμο της». Η καταιγίδα κατέστρεψε πολλά σπίτια στην Placencia και τα περισσότερα σπίτια στο Monkey River Town είχαν υποστεί σημαντικές βλάβες από τον τυφώνα. Εκτός από 3 άτομα που σκοτώθηκαν στη Δομινικανή Δημοκρατία από τον τροπικό κυκλώνα, το σκάφος M/V Wave Dancer, με 28 άτομα πλήρωμα, ανατράπηκε κοντά στο Big Creek, ένα λιμάνι βαθέων υδάτων στα δυτικά της Placencia. (*Avila et al., 2003*). Ένα άλλο σκάφος, το The Vendera, φέρεται επίσης να αναποδογύρισε με άτομα στο πλοίο, αλλά οι πληροφορίες για αυτό το σκάφος δεν έχουν επιβεβαιωθεί. Ορισμένες εφημερίδες αναφέρουν ότι ο αριθμός των νεκρών μπορεί να ήταν 50 ή περισσότεροι, αλλά η κυβέρνηση του Belize επιβεβαιώνει 20 νεκρούς. Η καλλιέργεια της μπανάνας καταστράφηκε τελείως. Αναφορές από το Miami Herald δείχνουν ότι τουλάχιστον 8 άτομα σκοτώθηκαν από πλημμύρες στη Γουατεμάλα. Πιθανώς ο ακριβής αριθμός των θανάτων δεν θα είναι γνωστός, αλλά φαίνεται ότι ο συνολικός αριθμός που σχετίζεται με την Iris είναι 31. Η κυβέρνηση του Belize ανέφερε συνολικές ζημιές 66,2 εκατομμυρίων δολαρίων, ενώ δεν υπάρχουν αναφορές ζημιών από την Ονδούρα (<https://reliefweb.int/report/belize/first-evaluation-effects-hurricane-iris>).

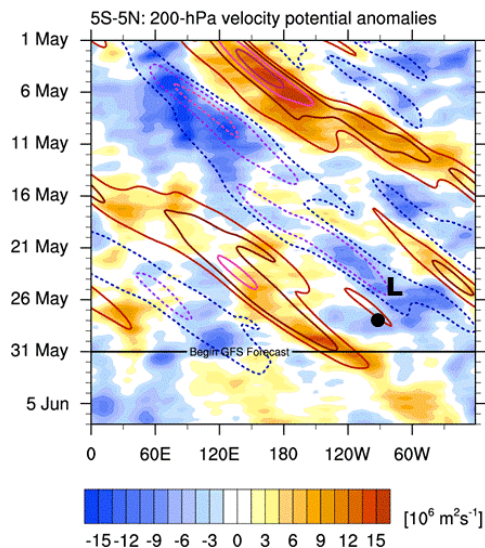
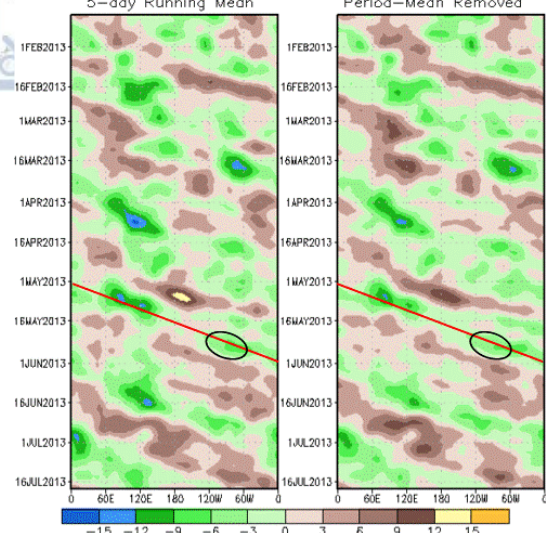
Κεφάλαιο 4^ο Τροπικός κυκλώνας Barbara – Τροπική Καταιγίδα Andreas (2013)

4.1 Συνοπτική ανάλυση

Το 2013 χαρακτηρίστηκε ως το πιο ήσυχο έτος των τελευταίων δύο δεκαετιών από άποψη παρουσίας τροπικών κυκλώνων (*Blake, 2014*). Συνεπώς ο μικρής έντασης τροπικός κυκλώνας Barbara εύκολα ξεχώρισε. Ήταν ένας τυφώνας κατηγορίας 1 στην κλίμακα Saffir-Simpson, που έφτασε κατά μήκος της ακτής του Ειρηνικού στο νοτιοανατολικό Μεξικό. Η τοποθεσία που ο τυφώνας έφτασε στη ξηρά ήταν το ανατολικότερο καταγεγραμμένο σημείο που ένας τυφώνας φτάνει στη στεριά στον Ανατολικό Βόρειο Ειρηνικό (*Brown, 2013*). Η ημερομηνία αυτή για το τυφώνα Barbara ήταν η 29^η Μαΐου 2013 στις 00:00 UTC, που σηματοδοτεί τη δεύτερη πιο πρόωμη ημερομηνία που ένας τροπικός κυκλώνας φτάνει στην ξηρά, από τότε που ξεκίνησε η καταγραφή το 1949.

Η Barbara φαίνεται να έχει σχηματιστεί από την αλληλεπίδραση ενός τροπικού κύματος με ένα ατμοσφαιρικό κύμα Kelvin (*Wallace and Kousky, 1968*) που κινούνταν προς τα ανατολικά κατά τη διάρκεια μιας ενεργού περιόδου της ταλάντωσης Madden-Julian (*Zhang, 2005*). Δορυφορικά δεδομένα υποδηλώνουν ότι το τροπικό κύμα χαμηλού γεωγραφικού πλάτους αναχώρησε από τη δυτική ακτή της Αφρικής στις 16 Μαΐου και διέσχισε την Κεντρική Αμερική στις 24 Μαΐου. Το κύμα κινήθηκε πάνω από τον ανατολικό Ειρηνικό Ωκεανό λίγο αργότερα, και σχηματίστηκε μια ευρεία περιοχή χαμηλής πίεσης νοτιοδυτικά της ακτής της Νικαράγουας στις 25 Μαΐου, αφότου το ατμοσφαιρικό κύμα Kelvin πέρασε το γεωγραφικό μήκος της διαταραχής (**Σχήμα 36**). Το ευρύ χαμηλό βαρομετρικό κινήθηκε δυτικά-βορειοδυτικά τις επόμενες ημέρες, ενώ η σχετική δραστηριότητα της καταιγίδας αυξήθηκε σταδιακά (*Brown, 2013*). Στις 28 Μαΐου, η κυκλοφορία έγινε καλύτερα καθορισμένη και είχε ως αποτέλεσμα τον σχηματισμό τροπικής ύφεσης, περίπου 110 ναυτικά μίλια νοτιοανατολικά του Puerto Angel του Μεξικού.

200-hPa Velocity Potential Anomaly: 5N-5S
5-day Running Mean Period-Mean Removed

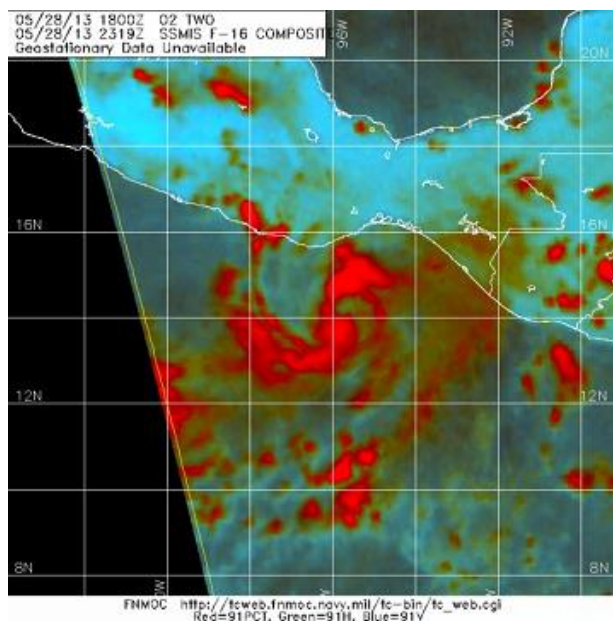
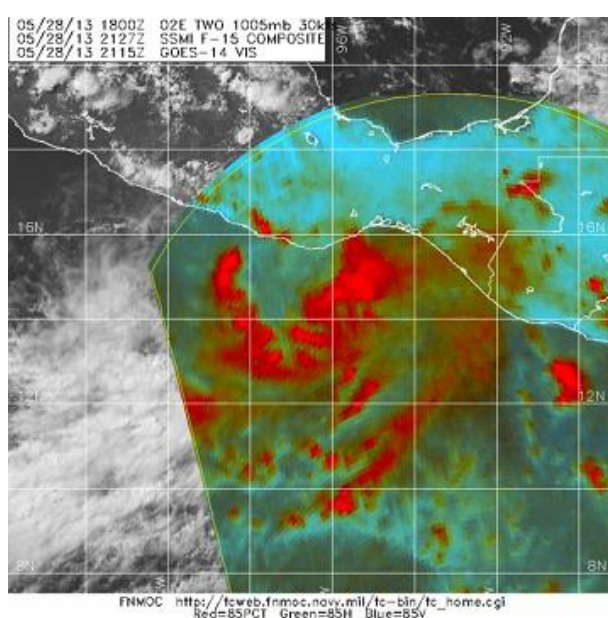


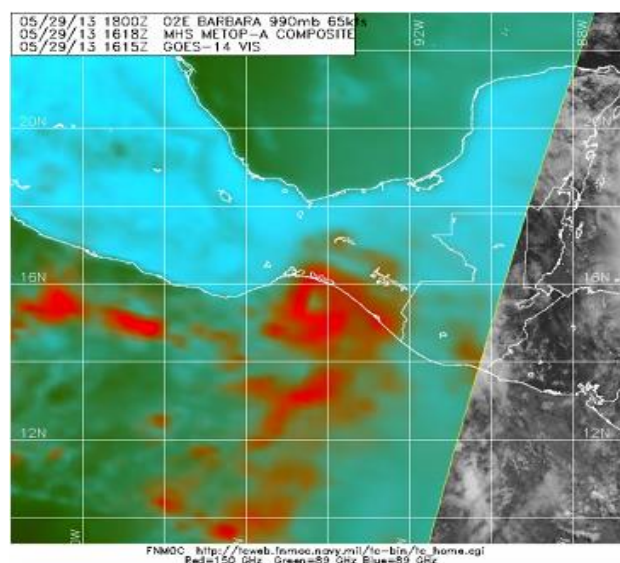
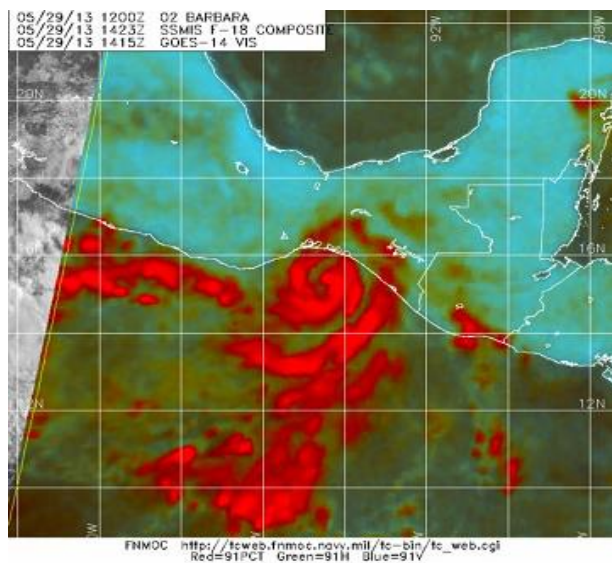
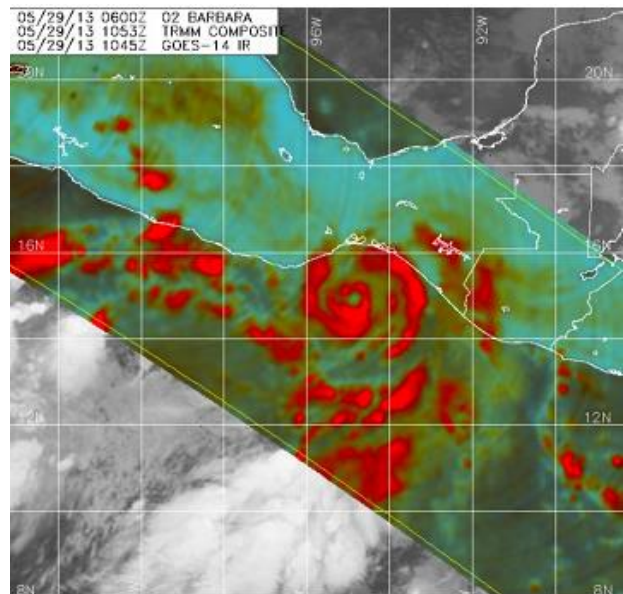
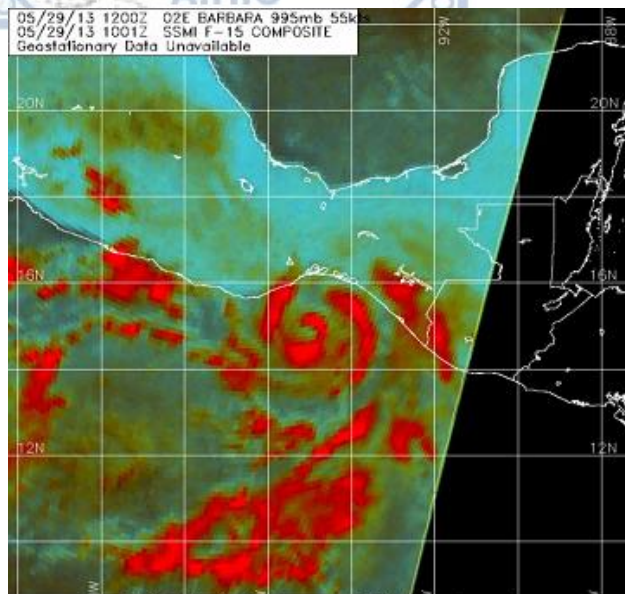
Σχήμα 36. Διαγράμματα Hovmöller με ανωμαλίες δυναμικού ταχύτητας 200 mb από 5 ° N έως 5 ° S (τα αριστερά δύο διαγράμματα) που δείχνουν τη διάδοση της ταλάντωσης του Madden Julian σε ολόκληρο τον κόσμο (Zhang, 2005). Το κύμα MJO που σχετίζεται με την ανάπτυξη της Barbara φαίνεται από την κόκκινη κεκλιμένη γραμμή με το ανατολικό τμήμα της λεκάνης του ανατολικού Ειρηνικού που τονίζεται στον μαύρο κύκλο. Το διάγραμμα Hovmöller δείχνει δυναμικό ταχύτητας 200 mb από 5 ° N έως 5 ° S σε χρωματική σκίαση, με τα κύματα Kelvin σε διακεκομμένα περιγράμματα. Το διακεκομμένο μπλε περίγραμμα στο πάνω αριστερό τμήμα του σχήματος που κλίνει προς τα κάτω δεξιά, δείχνει την εξάπλωση του κυλινδρικού κύματος Kelvin που έπαιξε ρόλο στην ανάπτυξη της Barbara. Ο χρόνος σχηματισμού και η θέση της αρχικής περιοχής χαμηλής πίεσης από την οποία αναπτύχθηκε η Barbara δηλώνεται με το σύμβολο "L" και η θέση και ο χρόνος της γένεσης των τροπικών κυκλώνων υποδεικνύεται από τη μαύρη κουκκίδα. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP022013_Barbara.pdf)

Ενώ κινήθηκε αργά προς τα βόρεια σε περιβάλλον χαμηλής κατακόρυφης διάτμησης ανέμου και πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας στους 30°C, η τροπική ύφεση γρήγορα ενισχύθηκε και έγινε τροπική καταιγίδα μόλις σε 6 ώρες μετά τη γέννησή της. Εκείνη την χρονική περίοδο, ξεκίνησε μια γρήγορη ενίσχυση, καθώς ο τροπικός κυκλώνας Barbara στράφηκε βορειοανατολικά προς την ακτές του νότιου Μεξικού. Οι δορυφορικές εικόνες στις 29 Μαΐου έδειξαν ότι η δομή της Barbara βελτιώθηκε, με την ανάπτυξη ενός εσωτερικού πυρήνα. Λίγες ώρες αργότερα, τα δεδομένα ραντάρ από το Puerto Angel έδειξαν επίσης ότι ο εσωτερικός πυρήνας είχε καθοριστεί καλύτερα και η Barbara είχε καταγράψει μέγιστους ανέμους 55 κόμβων (102km/h). Κατά τη διάρκεια της 29^{ης} Μαΐου, η Barbara συνέχισε να εντείνεται και επιταχύνθηκε βορειοανατολικά μπροστά από έναν αυλώνα μέσου γεωγραφικού πλάτους που εκτείνεται νότια

από τις νότιες και κεντρικές Ηνωμένες Πολιτείες. Η Barbara έφτασε σε μέγιστη ισχύ την ίδια μέρα όταν το μάτι έγινε εμφανές από δορυφορικές εικόνες. Λιγότερο από 2 ώρες αργότερα, ο τυφώνας έφτασε κοντά στα σύνορα μεταξύ των μεξικανικών κρατιδίων Oaxaca και Chiapas, περίπου 15 μίλια δυτικά-νοτιοδυτικά της Tonala, με εκτιμώμενη ένταση ανέμων 70 κόμβων (130km/h). Ο τυφώνας κατηγορίας 1 αποδυναμώθηκε και διαλύθηκε γρήγορα ενώ κινούνταν προς τα βόρεια και συγκεκριμένα στα όρη Sierra Madre (*Brown, 2013*). Οι μέγιστοι άνεμοι της Barbara εκτιμάται ότι είχαν εξασθενήσει στους 50 κόμβους (93km/h) στις 30 Μαΐου και εξασθένησε σε τροπική ύφεση λίγες ώρες αργότερα. Το *Naval Research Laboratory (NSL)* (<https://www.nrl.navy.mil/>) μας παρέχει κάποιες εικόνες μικροκυμάτων σε διάφορες χρονικές στιγμές της δημιουργίας του εσωτερικού πυρήνα της Barbara, που φαίνονται στα έξι στιγμιότυπα στο **Σχήμα 37**.

Μέχρι τη στιγμή που το κέντρο χαμηλού επιπέδου της Barbara εμφανίστηκε στον Κόλπο του Campeche, που βρίσκεται βόρεια του Μπελίτζ, λίγο μετά τις 00:00UTC στις 30 Μαΐου, ο τροπικός κυκλώνας είχε χάσει την ισχύ του. Συνέχισε να εξασθενεί πάνω από τον κόλπο του Campeche και το σύστημα έγινε μια χαμηλή πίεση στον ακραίο νότιο κόλπο του Μεξικού έως τις 31 Μαΐου. Η πλήρης γεωγραφική πορεία του τροπικού κυκλώνα Barbara φαίνεται στο **Σχήμα 38**. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP022013_Barbara.pdf)





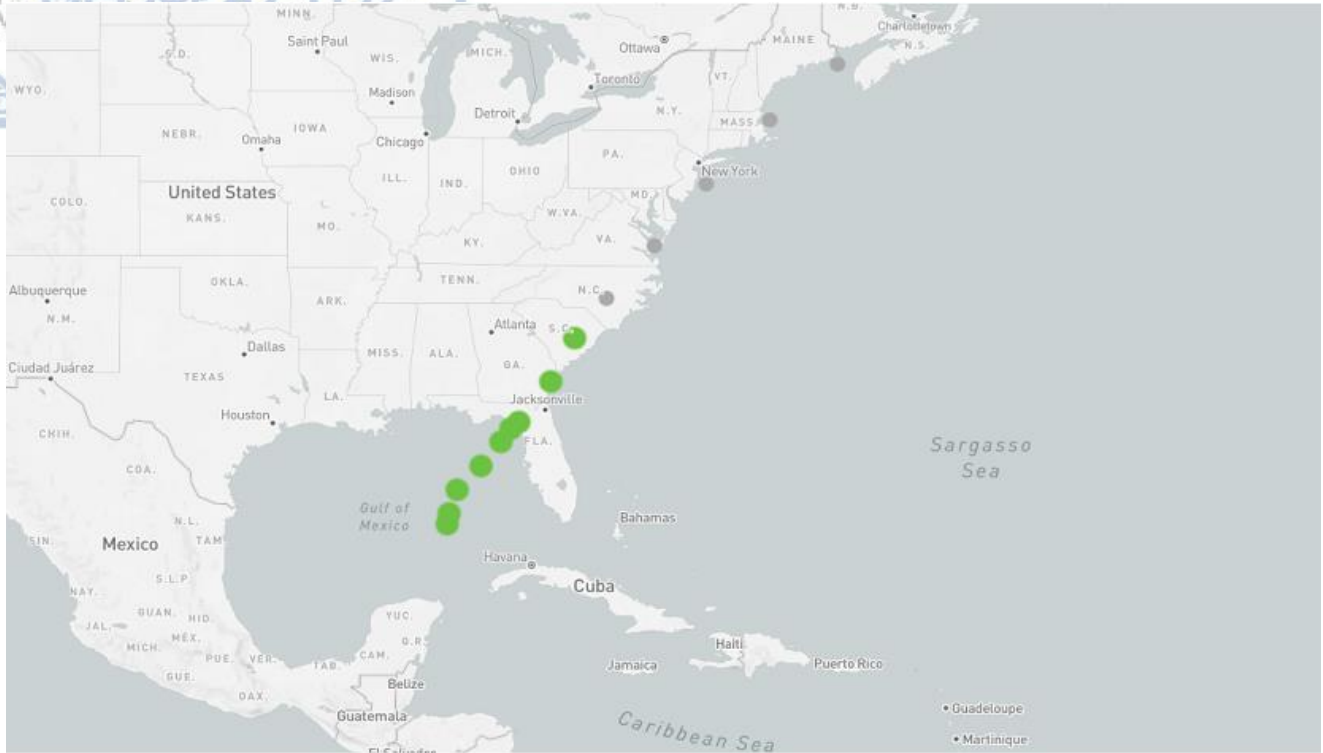
Σχήμα 37. Έξι εικόνες μικροκυμάτων του NSL (από 85 έως 91 GHz) που δείχνουν την αυξανόμενη οργάνωση της δομής του εσωτερικού πυρήνα της Barbara από τις 28 Μαΐου από πάνω αριστερά έως τις 29 Μαΐου κάτω δεξιά.

(https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP022013_Barbara.pdf)

Από τις 2 Ιουνίου κιάλας, από τα απομεινάρια του τυφώνα Barbara άρχισε να σχηματίζεται ένα βαρομετρικό χαμηλό ανατολικά του κόλπου του Μεξικού (Beven, 2013). Η παρουσία ενός αυλώνα στην περιοχή χαμηλής πίεσης ξεκίνησε να επηρεάζει το βαρομετρικό χαμηλό και στις 5 Ιουνίου άρχισε να διαμορφώνεται το νέο σύστημα της καταιγίδας. Το National Hurricane Center εκείνη τη μέρα ονόμασε την επερχόμενη τροπική καταιγίδα Andrea, ενώ η αρχική της παρατήρηση έγινε 310 μίλια νοτιοδυτικά της Φλόριντα με τους αρχικούς ανέμους να είναι της τάξης των 40 mph (64km/h). Κατά την επόμενη μέρα, στις 6 Ιουνίου η καταιγίδα κινήθηκε νοτιοανατολικά με τους μέγιστους ανέμους να φτάνουν τα 65 mph (105 km/h) στις 12:00 UTC, ενώ λίγη ώρα αργότερα παρατηρήθηκε και η ελάχιστη τιμή της πίεσης στα 992 mb. Η κατεύθυνση της καταιγίδας στη συνέχεια έγινε προς την ενδοχώρα, ενώ παράλληλα με τη συμβολή ξηρού αέρα πήρε πορεία βορειανατολική. Αυτή η αλλαγή στην κίνησή της και η ταυτόχρονη επιτάχυνση την έκανε επικύνδυνη για τις ακτές των ΗΠΑ με δυνατούς ανέμους και έντονη βροχόπτωση. Για τις επόμενες δύο μέρες η καταιγίδα κινήθηκε σε αυτή τη διέυθυνση εισερχόμενη στον Ατλαντικό. Τελικά, κοντά τον κόλπο του Μάιν στις 00:00 UTC στις 9 Ιουνίου συνάντησε έναν εξωτροπικό κυκλώνα, δηλαδή ένα σύστημα χαμηλής πίεσης που παρουσιάζει γρήγορες αλλαγές στις θερμοκρασίες και απορρόφησε τα υπολείματα της καταιγίδας (Beven, 2013). Οι γεωγραφικές θέσεις που έλαβε η τροπική καταιγίδα Andrea, μέχρι την εξασθένησή της παράλληλα με τις αμερικανικές ακτές, φαίνονται στο **Σχήμα 39**.



Σχήμα 38. Η ιδιαίτερη κίνηση της Barbara από τον Ειρηνικό προς τον Ατλαντικό ωκεανό. Οι κίτρινες βούλες στα διάφορα γεωγραφικά πλάτη, δείχνουν την ταχύτητα των ανέμων, την ελάχιστη πίεση του τροπικού κυκλώνα (983-986mb) και την κατηγορία που ανήκει στην κλίμακα Saffir – Simpson, που εδώ είναι 1. Οι μπλε βούλες έχουν τις υψηλότερες τιμές πίεσης του συστήματος (1001-1006mb), ενώ οι πράσινες βούλες παρουσιάζουν ενδιάμεσες τιμές (988-1000mb). (Τροποποιημένη εικόνα από coast.noaa.gov)



Σχήμα 39. Οι πράσινες βούλες υποδεικνύουν τις θέσεις όπου η τροπική καταιγίδα είχε τη μέγιστη ισχύ της. Η ελάχιστη πίεση παρατηρείται λίγο πριν προσεγγίσει τη Φλόριντα (992mb). Στον χάρτη διακρίνεται και το σημείο διάλυσης της καταιγίδας, η βορειότερη γκρι βούλα, μέσα στον κόλπο του Μείν. (Τροποποιημένη εικόνα από coast.noaa.gov)

4.2 Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ένταση ανέμου

Οι παρατηρήσεις για τη Barbara περιλαμβάνουν υποκειμενικές δορυφορικές εκτιμήσεις της έντασης με τη τεχνική Dvorak από το Tropical Analysis and Forecast Branch (TAFB) και το Satellite Analysis Branch (SAB), και αντικειμενικές εκτιμήσεις Advanced Dvorak Technique (ADT) από το Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies/University of Wisconsin-Madison. Δεδομένα και εικόνες από δορυφόρους που βρίσκονται σε τροχιά γύρω από το NOAA, μεταξύ των οποίων η δορυφορική μονάδα Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU), η NASA Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), το Advanced Scatterometer της Ευρωπαϊκής Διαστημικής Υπηρεσίας (ASCAT) και οι δορυφόροι αμυντικού δορυφορικού προγράμματος (DMSP), μεταξύ άλλων, ήταν επίσης χρήσιμα για τη καρταγραφή και χαρτογράφηση της Barbara.

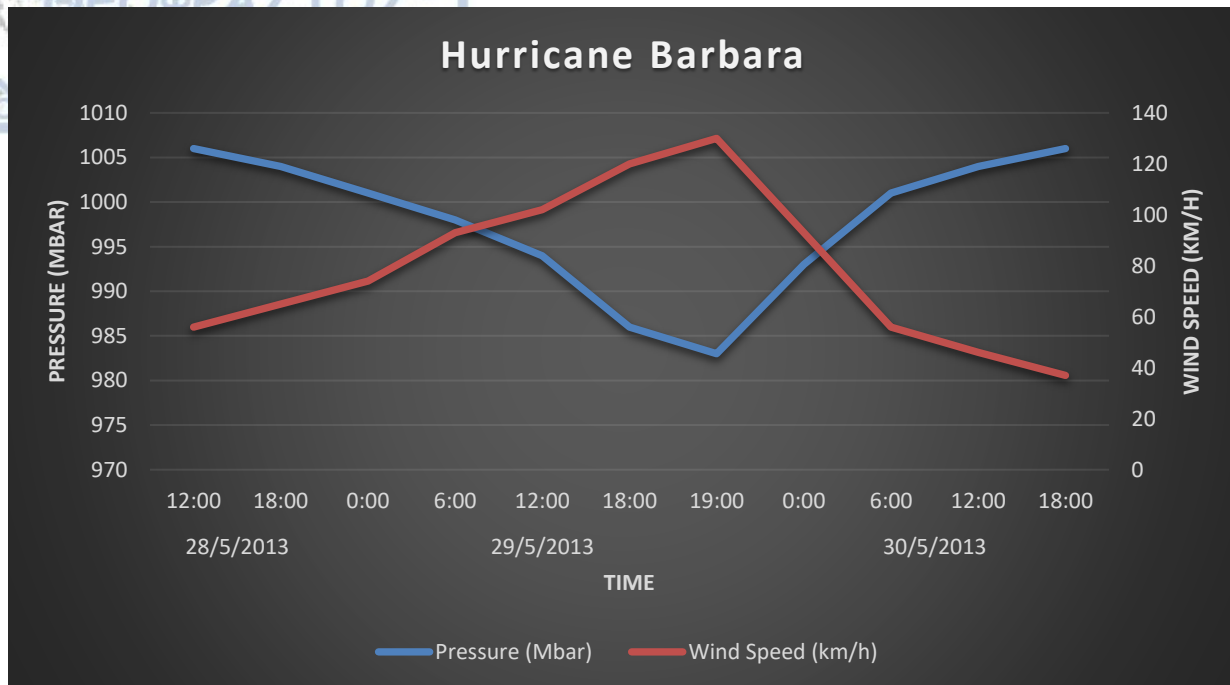
Ένας παρατεταμένος άνεμος 36 κόμβων (67km/h) με ριπή έως 65 κόμβους (120km/h) αναφέρθηκε στις 29 Μαΐου σε μια αυτοματοποιημένη τοποθεσία παρατήρησης στο Paredón, στο Μεξικό. Μια ριπή ανέμων 56 κόμβων καταγράφηκε στο Arriaga του Μεξικού, την ίδια μέρα. Ο αυτοματοποιημένος σταθμός παρατήρησης στο Arriaga, επίσης μέτρησε μια ελάχιστη πίεση 981,9 mb στις 29 Μαΐου. Η καταγραφή της πίεσης του σταθμού στο επίπεδο της θάλασσας οδηγεί σε εκτιμώμενη πίεση 988,6 mb. Δεδομένου ότι αυτός ο σταθμός ανέφερε ανέμους 32 κόμβων (59km/h) τη στιγμή της χαμηλότερης έντασης πίεσης, η ελάχιστη πίεση του τροπικού κυκλώνα ήταν πιθανότατα χαμηλότερη (*Brown, 2013*). Λαμβάνοντας υπόψιν την παρατήρηση πίεσης από τον σταθμό στην Arriaga, η εκτιμώμενη ελάχιστη πίεση της Barbara κατά την προσγείωση είναι 983 mb.

Μια ανάλυση βροχοπτώσεων που παρείχε η Μεξικανική Μετεωρολογική Υπηρεσία δείχνει ότι τα επίπεδα βροχόπτωσης 4-8 ιντσών (10-20 cm) ήταν κοινά σε ολόκληρη τη μεξικανική πολιτεία Τσιάπας. Η τοποθεσία παρατήρησης στο Arriaga του Μεξικού κατέγραψε 43cm κατά τη διάρκεια μιας περιόδου 24 ωρών που έληξε στις 30 Μαΐου. Η Barbara ήταν ένας πολύ σπάνιος τροπικός κυκλώνας που διασχίζει τη λεκάνη του Ειρηνικού προς τον Ατλαντικό (*Blake, 2014*). Εάν η Barbara διέσχισε τις δύο λεκάνες διατηρώντας την ισχύ και την έντασή της, τότε θα ήταν ο πρώτος τροπικός κυκλώνας στην ιστορία που θα διατηρούσε το όνομά του κατά τη διέλευση της λεκάνης Ειρηνικού-Ατλαντικού από τότε που τέθηκαν σε ισχύ οι νέοι κανόνες

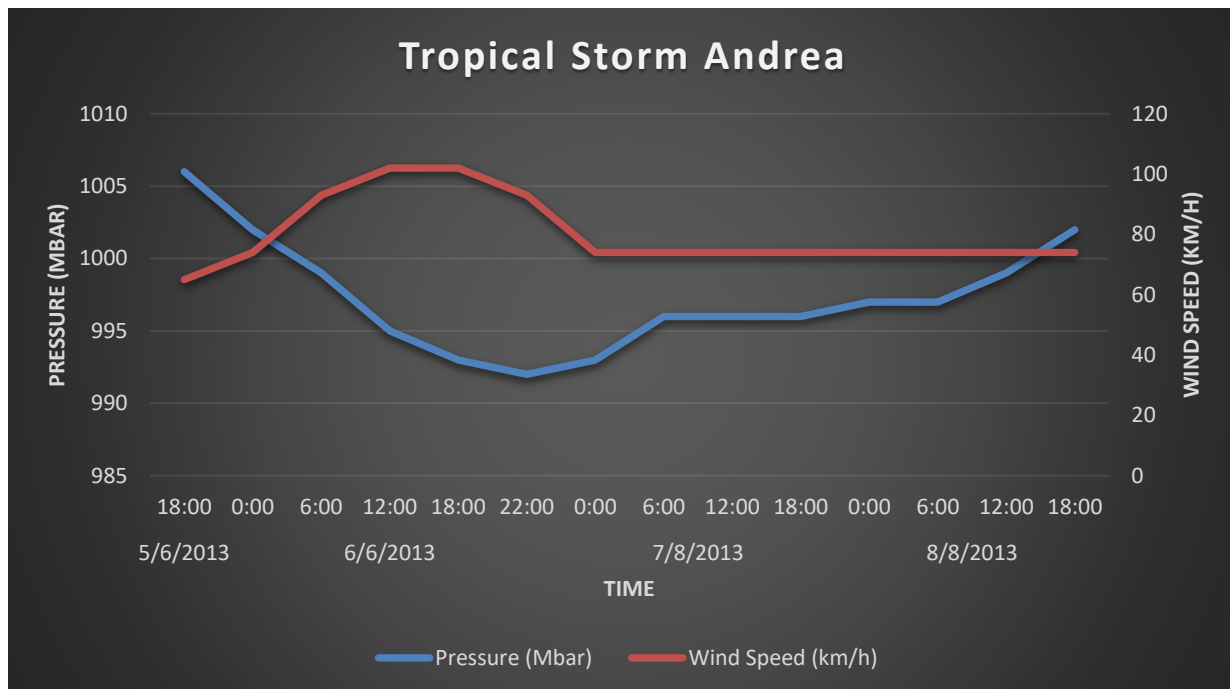
ονομασίας. Ωστόσο, τη στιγμή που το κέντρο της Barbara εμφανίστηκε στον ακριανό νότιο κόλπο του Μεξικού, ο τροπικός κυκλώνας είχε χάσει την ισχύ του. Δεν υπήρχαν αναφορές πλοίων για ανέμους τροπικής καταιγίδας ή μεγαλύτερων σε σχέση με αυτούς της Barbara. Το τροπικό σύστημα Barbara – Andrea συνολικά είχε περίοδο δράσης από τις 28 Μαΐου 2013 έως 10 Ιουνίου 2013.

Όπως και στο προηγούμενα κεφάλαια, θα συγκρίνουμε τα δεδομένα των πιέσεων και ταχύτητας των ανέμων για τον τροπικό κυκλώνα Barbara και την τροπικής καταιγίδας Andrea. Από τη σελίδα *coast.noaa.gov*, δημιουργούμε διαγράμματα με το Excel 2013. Αυτά τα διαγράμματα παρουσιάζονται στα **Σχήματα 40** και **41**. Επειδή τα δεδομένα για τον άνεμο μας δίνονται σε κόμβους, μετατρέπουμε την ταχύτητα των ανέμων από κόμβους σε χιλιόμετρα ανά ώρα (km/h) με τη βοήθεια της σελίδας (<https://www.metric-conversions.org/>), ενώ την πίεση την υπολογίζουμε σε mbar. Τα διαγράμματα, είναι δύο μεταβλητών (Pressure , Wind speed) σε συνάρτηση με το χρόνο δράσης της Barbara στο **Σχήμα 40** κατά ημερομηνία και ώρα UTC, και του Andrea στο **Σχήμα 41**.

Ένα στοιχείο που παρατηρούμε και σε αυτά τα διαγράμματα είναι η σχέση μέγιστης και ελάχιστης τιμής που παίρνει η ταχύτητα του ανέμου σε σχέση με την ατμοσφαιρική πίεση. Αναλύοντας λοιπόν το διάγραμμα 42, της Barbara, διαπιστώνουμε πως περίπου στις 29 Μαΐου και ώρα 19:00UTC η κόκκινη γραμμή των ανέμων αγγίζει τα 130km/h. Ταυτόχρονα, αν πάρουμε μία νοητή κάθετη γραμμή προς τον οριζόντιο άξονα TIME, θα συντήσουμε την μπλε γραμμή της πίεσης. Σε αυτό το σημείο η πίεση έχει την ελάχιστη τιμή της (983mb). Πράγματι από τα στοιχεία της βιβλιογραφίας που έχουν αναφερθεί οι τιμές συμπίπτουν. Όσον αφορά το διάγραμμα 43, της τροπικής καταιγίδας Andrea, παρατηρούμε μία ομαλοποίηση στην ταχύτητα του ανέμου, αφού η κόκκινη γραμμή γίνεται οριζόντια. Πως μπορούμε να το εξηγήσουμε αυτό; Πράγματι κοιτάζοντας τον χάρτη της διαδρομής του Andrea βλέπουμε ότι εκείνες τις ώρες κινείται παράλληλα με τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ. Συνεπώς δεν τροφοδοτείται με θερμό νερό και έχοντας χάσει την πηγή ενέργειάς του, αρχίζει να εξασθενεί βρισκόμενος ουσιαστικά πάνω από ξηρά.



Σχήμα 40. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων του τροπικού κυκλώνα Barbara σε συνάρτηση με το χρόνο.



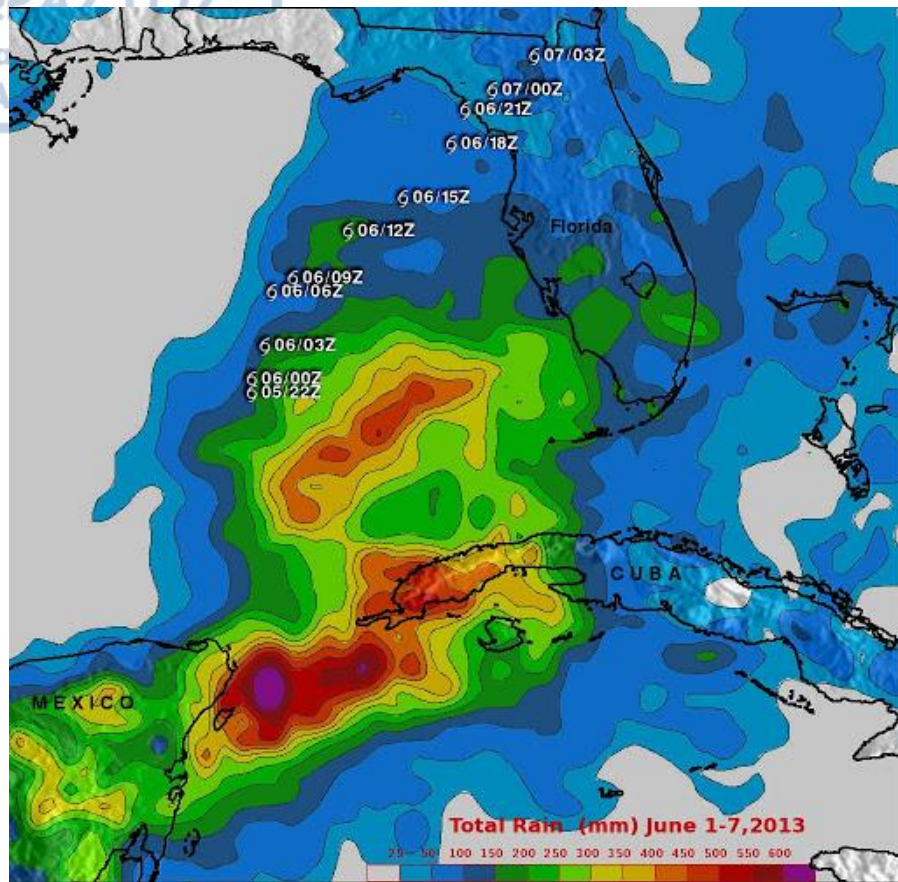
Σχήμα 41. Ατμοσφαιρική πίεση και ταχύτητα των ανέμων της τροπικής καταιγίδας Andrea σε συνάρτηση με το χρόνο.

4.3 Συνέπειες και καταστροφές

Αναφορές από τα τοπικά μέσα μαζικής ενημέρωσης και τις αρχές πολιτικής άμυνας και προστασίας δείχνουν ότι η Barbara ήταν υπεύθυνη για τρεις άμεσους θανάτους στο Μεξικό. Ένας πολίτης των Ηνωμένων Πολιτειών πνίγηκε ενώ έκανε σερφ κοντά στην πόλη Puerto Escondido στην πολιτεία Οαχaca του Μεξικού (Kimberlain, 2014). Δύο επιπλέον θάνατοι καταγράφηκαν σε πλημμύρες που σχετίζονται με την Barbara στην πολιτεία Οαχaca του Μεξικού. Δεκατέσσερις ψαράδες αναφέρθηκαν αγνοούμενοι κατά τη διάρκεια της καταιγίδας, αλλά οι μεταγενέστερες αναφορές των μέσων ενημέρωσης φαίνεται να δείχνουν ότι όλοι αναφέρθηκαν τις ημέρες μετά τη προσγείωση της Barbara. Αρκετοί από τους ψαράδες κατέφυγαν στο νησί El Caballar. Βροχές από τη Barbara προκάλεσαν εκτεταμένες πλημμύρες στο νότιο Μεξικό. Παρόλο που δεν είναι διαθέσιμες συγκεκριμένες αναφορές ζημιών και ύψος κόστους, η βροχή και ο άνεμος από τη Barbara επηρέασαν 3500 εκτάρια παραγωγής μάνγκο στην περιοχή, με απώλειες εκτιμώμενες σε 10-15 εκατομμύρια πέσος ή 750.000 έως 1,1 εκατομμύρια δολάρια ΗΠΑ.

(https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL012013_Andrea.pdf)

Αναφορές για τις επιπτώσεις της τροπικής καταιγίδας Manuel αναφέρουν τον θάνατο 4 ανθρώπων και ζημιές ύψους 86000 δολαρίων. Στη χερσόνησο Γιουτακάν έπεσαν 300 mm βροχής σε διάστημα μικρότερο των 24 ωρών. Χαρακτηριστικό παράδειγμα της έντονης βροχόπτωσης αποτελεί το γέμισμα των 6 από τα 24 φράγματα στην επαρχία Pinar del Rio στην Κούβα από την πρώτη κιόλας μέρα (**Σχήμα 42**). Ενώ στο νησί πάνω από χίλιοι κάτοικοι εγκατέλειψαν τα σπίτια τους (Beven, 2013). Παρατηρήθηκαν ακόμη κάποιοι ανεμοστρόβιλοι που έπληξαν τις περιοχές κυρίως με ξερίζωμα δέντρων ή καταστροφή στεγών, καθώς και διακοπές στην ηλεκτροδότηση. Στη Φλόριντα μετρήθηκαν 362 mm βροχής. Η ακτοφυλακή των ΗΠΑ σε συνεργασία με το NHC εξέδωσε κατάσταση έκτακτης ανάγκης, ανοίγοντας μάλιστα και καταφύγια.



Σχήμα 42. Δορυφορική απεικόνιση του συνολικού ύψους βροχόπτωσης της καταιγίδας Andrea. Παρατηρείται μέγιστο εντός της θάλασσας μεταξύ της χερσονήσου Γιουτακάν και της Κούβας. (https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP022013_Barbara.pdf)

5. Συμπεράσματα και σχόλια

Είναι σαφές ότι κάθε χρόνο γίνονται παγκοσμίως πολλές μελέτες των τροπικών κυκλώνων. Η ανάγκη για την απόκτηση όσο περισσότερων γνώσεων, πάνω σε αυτό το έντονο φυσικό φαινόμενο, είναι δεδομένη. Στην παρούσα εργασία επιχειρήθηκε η διερεύνηση εκείνων των στοιχείων που κάνουν τους τροπικούς κυκλώνες του Βόρειου Ατλαντικού, όσο και του Ανατολικού Ειρηνικού να γεννιούνται και να εξελίσσονται μέσα στις ωκεάνιες λεκάνες. Παρατηρήσαμε πως οι δορυφόροι και οι αναλύσεις μετεωρολογικών μοντέλων από τους επιστήμονες, μπορούν να δώσουν την ένδειξη ότι υπάρχει κάποιο τροπικό κύμα (easterly wave), που δυνητικά θα εξελιχθεί σε τροπικό κυκλώνα. Απαραίτητη προϋπόθεση, ωστόσο, αποτελούν οι κατάλληλες συνθήκες δημιουργίας. Για αυτό το λόγο άλλωστε η σελίδα του National Hurricane Center (<https://www.nhc.noaa.gov/>) παρουσιάζει χάρτη σε πραγματικό χρόνο, εμφανίζοντας ακόμη και υφέσεις πολύ μακριά από τις ακτές.

Αναλύοντας στο πρώτο κεφάλαιο όλες εκείνες τις ικανές και αναγκαίες συνθήκες δημιουργίας ενός τροπικού κυκλώνα, συμπαιράνουμε ότι η ατμόσφαιρα της γης είναι ένα πολύπλοκο σύστημα που λειτουργεί διαφορετικά σε όλα τα γεωγραφικά μήκη και πλάτη. Αναλόγως την περιοχή μελέτης μας, βόρειο ή νότιο ημισφαίριο, πάνω στον Ισημερινό, τροπική, πολική ή εύκρατη ζώνη, πρέπει να λάβουμε υπόψιν τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Επίσης αν θέλουμε να είμαστε ακριβείς στην μελέτη των τροπικών κυκλώνων σημαντικό ρόλο διαδραματίζουν τα εποχικά φαινόμενα, όπως το El Niño. Μείζονος σημασίας κρίνεται και η ωκεανογραφική μελέτη, όπως η αλατότητα νερού ή το σπινάλ του Ekman.

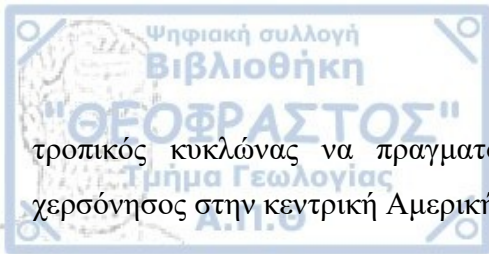
Καταλαβαίνουμε ότι η συνεισφορά του νερού στους τροπικούς κυκλώνες είναι η πλέον σημαντική. Οι τροπικοί κυκλώνες έχουν την τάση να εξασθενούν όταν δεν έχουν υποκείμενο θερμό νερό να τους τροφοδοτήσει. Αυτό συμβαίνει επειδή κινήθηκαν σε γεωγραφικά πλάτη με ψυχρότερα νερά ή προσέγγισαν την ξηρά, χάνοντας και πάλι την πηγή ενέργειάς τους. Έτσι, η εργασία μας επικεντρώθηκε στους τροπικούς κυκλώνες που προσεγγίζουν την ξηρά τις αμερικανικής ηπείρου. Μελετήσαμε πώς συμπεριφέρονται γενικά, αλλά στόχος μας ήταν να

βρούμε τα αίτια και τις συνθήκες, που μπορεί να γίνει μετάβαση ενός τροπικού κυκλώνα από τον ένα ωκεανό στον άλλο. Με λίγα λόγια στην εργασία συγκεντρώθηκαν και αναλύθηκαν κάποιες εξαιρέσεις στον γενικότερο κανόνα της εξασθένησης των τροπικών κυκλώνων.

Συνεπώς, στα κεφάλαια δύο, τρία και τέσσερα, μελετήσαμε τρεις περιπτώσεις διέλευσης τροπικών κυκλώνων μεταξύ των δύο ωκανών. Διερευνήσαμε τις σχέσεις μεταξύ των ανέμων, της πίεσης και της πορείας τους, κοντά στα παράλια της αμερικανικής ηπείρου, όπως και πάνω από αυτήν. Κυρίως σε χώρες που βρίσκονται στην κεντρική Αμερική, πάνω σε μία στενή λωρίδα γης, όπως η Νικαράγουα, το Μπελίζ, το Μεξικό. Στην κεντρική Αμερική λοιπόν, δημιουργούνται δύο μεγάλοι κόλποι, ο κόλπος του Μεξικού και η Καραϊβική θάλασσα, νοτιότερα. Η πλειοψηφία των τροπικών κυκλώνων θα προσεγγίσει και θα φτάσει σε αυτές τις περιοχές. Σε διαφορετική περίπτωση οι άνεμοι θα του έχουν αλλάξει πορεία με κατεύθυνση βόρεια, οπότε θα χτυπήσει τη χερσόνησο της Φλόριντα ή τις ανατολικές ακτές των ΗΠΑ.

Παρατηρήσαμε ότι τα τροπικά συστήματα της μελέτης, συμπεριφέρθηκαν διαφορετικά αφότου διέσχισαν τον έναν από τους δύο κόλπους, όπως φαίνεται και στα αντίστοιχα σχήματα των κεφαλαίων. Σε μία διαδρομή από τον Ατλαντικό στο Ειρηνικό, ο Cesar ενισχύθηκε βρισκόμενος στην διπλανή ωκεάνια λεκάνη και πήρε το όνομα Douglas, ενώ τα απομεινάρια της Iris σχημάτισαν τροπικό σύστημα μικρότερης έντασης, την τροπική καταιγία Manuel. Όμως, παρατηρήσαμε τον τροπικό κυκλώνα Barbara να διανύει την αντίθετη διαδρομή, δηλαδή από τον Ανατολικό Ειρηνικό στον Βόρειο Ατλαντικό, σε μία μειωμένης έντασης τροπική καιγίδα, τον Andrea.

Συμπερασματικά μπορούμε να τονίσουμε ότι αυτά τα τροπικά συστήματα θα περιμέναμε να είχαν εξασθενήσει. Ωστόσο, κάποιος παράγοντας οδήγησε στη συντήρησή τους. Σύμφωνα με επιστημονικές μελέτες πολλών ετών (*Leipper and Volgenau, 1972*) ο κόλπος του Μεξικού αποτελεί μία περιοχή έντονης θερμοδυναμικής δράσης. Αυτή η σχέση των νερών του κόλπου με τον υπερκείμενο τροπικό κυκλώνα μπορεί να παρέχει στο σύστημα συνεχόμενης ροής ενέργεια. Η λανθάνουσα θερμότητα, οι θερμοδυναμικές μεταβολές και η ανύψωση του αέρα, προκαλούν συνθήκες ατμοσφαιρικής αστάθειας. Με την ανταλλαγή θερμότητας των στρωμάτων στις ισοβαρικές επιφάνειες δημιουργούνται κατάλληλες προϋποθέσεις τροφοδοσίας και ενίσχυσης της τροπικής ύφεσης. Έτσι, σε μία ετήσια εποχή των τυφώνων είναι εφικτό, όπως έχει αποδειχθεί, ο



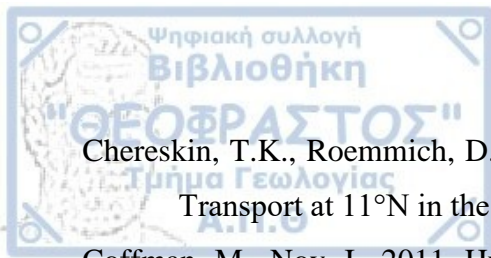
τροπικός κυκλώνας να πραγματοποιήσει διέλευση μεταξύ των ωκεανών, αφού η στενή χερσόνησος στην κεντρική Αμερική δεν προλαβαίνει να εξασθενήσει το σύστημα.

Συνεπώς τα θερμά τροπικά νερά στον κόλπο του Μεξικού και της Καραϊβικής φαίνεται να είναι υπεύθυνα για την ενίσχυση των τροπικών κυκλώνων στην περιοχή. Μπορούμε να φανταστούμε άραγε τον κόλπο του Μεξικού, με τις κατάλληλες συνθήκες τροφοδοσίας τροπικού κυκλώνα, να είχε μέγεθος εκατοντάδων χιλιάδων χιλιομέτρων και ο κυκλώνας να λάμβανε αδιάκοπα ενέργεια; Πόση ενέργεια θα μπορούσε να δεχθεί και σε τι κλίμακα έντασης θα έφτανε; Ένα φανταστικό και υποθετικό ερώτημα που δύσκολα θα απαντηθεί ποτέ.

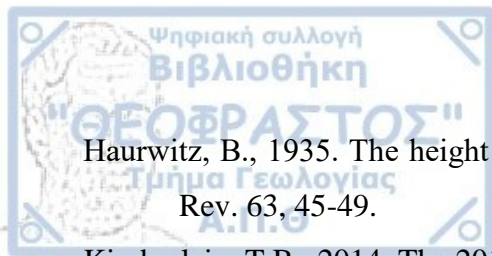


6.1 Ξένη βιβλιογραφία

- Ahrens, C.D., Henson, R., 2016. Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere. 8th edition, 319-349.
- Associated Press, 1996. "Hurricane Cesar Kills 28 in Central America".
- Avila, A.L., 2001. National Hurricane Center, Tropical Cyclone Report, Hurricane Iris. https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL112001_Iris.pdf.
- Avila, A.L., Pasch, R.J., Beven, L.J., Franklin, J.L., Lawrence, M.B., Stewart, S.R., Jiing J.G., 2003. Eastern North Pacific Hurricane Season of 2001. Mon. Wea. Rev, 131, 249-262.
- Avila, A.L., 1996. National Hurricane Center. "Hurricane Cesar Preliminary Report". https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL031996_Cesar.pdf.
- Bengtsson, L., Bottger, H. and Kanamitsu, M., 1982. Simulation of hurricane-type vortices in a general circulation model. Tellus. 34, issue 5, 440– 457.
- Beven, L.J., 2013. National Hurricane Center, Tropical Cyclone Report, Tropical Storm Andrea, https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/AL012013_Andrea.pdf.
- Beven, L.J., Stewart, S.R., Lawrence, M.B, Avila A.L., Franklin, J.L., Pasch, R.J., 2003. ANNUAL SUMMARY: Atlantic Hurricane Season of 2001. Mon. Wea. Rev, 131, 1454-1484.
- Bischoff, T., Schneider, T., 2016. The Equatorial Energy Balance, ITCZ Position, and Double-ITCZ Bifurcations. Journal of Climate, 29, 2997-3013.
- Blake, S.E., 2014. National Hurricane Center Annual Summary. The 2013 Atlantic Hurricane Season, https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/summary_atlc_2013.pdf.
- Boutle, I.A., Belcher, S.E., Plant, R.S, 2014. Friction in mid-latitude cyclones: An Ekman-PV mechanism, Atmospheric Science Letters. 16, issue 2, 103-109.
- Braun, A.S., Newman, P.A., Heymsfield, G.M., 2016. NASA's Hurricane and Severe Storm Sentinel (HS3) Investigation, Bull. Amer. Meteor. Soc. 97, 2085-2102.
- Brown, P.D., 2013. National Hurricane Center, Tropical Cyclone Report, Hurricane Barbara, https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP022013_Barbara.pdf.



- Chereskin, T.K., Roemmich, D., 1991: A Comparison of Measured and Wind-derived Ekman Transport at 11°N in the Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.* 21, 869-878.
- Coffman, M., Noy, I., 2011. Hurricane Iniki: Measuring the long-term economic impact of a natural disaster using synthetic control, *Environment and Development Economics.* 17, 187-205.
- Corbosiero, L.K., Molinari, J., 2003: The Relationship between Storm Motion, Vertical Wind Shear, and Convective Asymmetries in Tropical Cyclones, *J. Atmos. Sci.* 60, 366-376.
- Corbosiero, L.K., Molinari, J., Black, M.L., 2005: The Structure and Evolution of Hurricane Elena (1985). Part I: Symmetric Intensification, *Mon. Wea. Rev.* 133, 2905-2921.
- Cotton, W.R., Bryan, G., Heever, S.C., 2011. International Geophysics Series, Storm and Cloud Dynamics. 99, 455-526.
- Dacre, H.F., Gray, S.L., 2009. The Spatial Distribution and Evolution Characteristics of North Atlantic Cyclones, *Mon. Wea. Rev.* 137, 99-115.
- Dunion, J.P., Velden C.S., 2004. The Impact of the Saharan Air Layer on Atlantic Tropical Cyclone Activity, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 85, 353-366.
- Emanuel, K.A., 2003. Tropical Cyclones, Program in Atmospheres, Oceans, and Climate, Massachusetts Institute of Technology, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 31, 75–104.
- Emanuel, K.A., 2007. Environmental Factors Affecting Tropical Cyclone Power Dissipation, *J. Climate.* 20, 5497-5509.
- Fett, R.W., 1996. Upper Level Structure of the Formative Tropical Cyclone, *Mon. Wea. Rev.* 94, 9-18.
- Flokas, A., 1997. Meteorology and Climatology Courses. Publishing Ziti, Thessaloniki 1997.
- Frank, W.M., Roundy, P.E., 2006. The Role of Tropical Waves in Tropical Cyclogenesis, *Mon. Wea. Rev.* 134, 2397-2417.
- Franklin, J.L., 2001. National Hurricane Center, Tropical Cyclone Report, Tropical Storm Manuel, https://www.nhc.noaa.gov/data/tcr/EP152001_Manuel.pdf.
- Gnanadesikan, A., Weller, R.A., 1995. Structure and Instability of the Ekman Spiral in the Presence of Surface Gravity Waves, *J. Phys. Oceanogr.* 25, 3148-3171.
- Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nuñez A.M., Gray, W.M., 2001. The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications, *Science.* 293, Issue 5529, 474-479.



Haurwitz, B., 1935. The height of tropical cyclones and of the 'eye' of the storm. *Mon. Wea. Rev.* 63, 45-49.

Kimberlain, T.B., 2014. The 2013 Eastern North Pacific Hurricane Season: Mexico Takes the Brunt, *Weatherwise*. 67, issue 3, 35-42.

Kossin, J.P., 2008. Is the North Atlantic hurricane season getting longer? *Geophysical Research Letters*. 35, issue 23, 1-3.

Kossin, J.P., Vimont, D.J., 2007. A More General Framework for Understanding Atlantic Hurricane Variability and Trends, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 88, 1767–1782.

Laing, A., 2015. *Encyclopedia of Atmospheric Science, Mesoscale Meteorology, Mesoscale Convective Systems*, 2nd edition, 339-354.

Lawrence, M.B., Rappaport, E.N., 1994. Eastern North Pacific Hurricane Season of 1992. *Mon. Wea. Rev.* 122, 549-558.

Leipper, F.D., Volgenau, D., 1972. Hurricane Heat Potential of the Gulf of Mexico, *J. Phys. Oceanogr.* 2, 218-224.

LeMone, A.M., Zipser, E.J., 1980. Cumulonimbus Vertical Velocity Events in GATE. Part 1: Diameter, Intensity, and Mass Flux, *Natioanl Center for Atmospheric Research*. 37, Issue 11, 2444-2457.

Liu, M., Smith, J.A., 2016. Extreme Rainfall from Landfalling Tropical Cyclones in the Eastern United States: Hurricane Irene (2011): *J. Hydrometeor.* 17, 2883-2904.

Mahendran, M., 1998. Cyclone Intensity Categories, *Wea. Forecasting*. 13, 878-883.

Maher, N., England, M.H., Gupta, A.S., Spence, P., 2017. Role of Pacific trade winds in driving ocean temperatures during the recent slowdown and projections under a wind trend, *Climate Dynamics*. 51, 321-336.

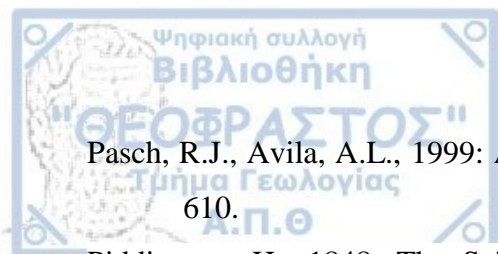
Malkus, J.S., 1958. On the Structure and Maintenance of the Mature Hurricane Eye, *Woods Hole Oceanographic Institution, J. Meteor.* 15, 337-349.

McTaggart, R., Bosart, L.F., Davis, C.A., Atallah, E.H., Gyakum, J.R., Emanuel, K.A, 2006. Analysis of Hurricane Catarina (2004), *Mon. Wea. Rev.* 134, 3029-3053.

Montgomery, M.T., Farrell, B.F., 1993. Tropical Cyclone Formation. *J. Atmos. Sci.* 50, 285-310.

Ooyama, K., 1969. Numerical Simulation of the Life Cycle of Tropical Cyclones, *J. Atmos. Sci.* 26, 3-40.

Palmen E., 1948. On the Formation and Structure of Tropical Cyclones, *Geophysica*. 3, 26-38.



Pasch, R.J., Avila, A.L., 1999: Atlantic Hurricane Season of 1996, *Mon. Wea. Rev.* 127, 581-610.

Piddington, H., 1848. *The Sailor's Horn-book for the Law of Storms: Being a Practical Exposition of the Theory of the Law of Storms, and Its Uses to Mariners of All Classes in All Parts of the World, Shewn by Transparent Storm Cards and Useful Lessons.*

Rappin, D.E., Morgan C.M., Tripoli, J.C., 2011. The Impact of Outflow Environment on Tropical Cyclone Intensification and Structure, *Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Sciences, J. Atmos. Sci.* 68, 177-194.

Reuters Foundation, 1996. "Hurricane Douglas leaves at least 35 dead as it crosses from Caribbean to Pacific".

Schott T., Landsea, C., Hafele, G., Lorens, J., Taylor, A., Thurm, H., Ward, B., Willis, M., Zaleski, W., 2019. The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale.
<https://www.nhc.noaa.gov/pdf/sshws.pdf>.

Senn, H.V., Hisser, H.W., 1959. On The Origin of Hurricane Spiral Rain Bands, *Journal of Atmospheric Sciences.* 16, issue 4, 419-426.

Shapiro, J.L., Goldenberg, S.B., 1998. Atlantic Sea Surface Temperatures and Tropical Cyclone Formation, *J. Climate.* 11, 578-590.

Shay, K.L., Brewster, K.J., 2010. Oceanic Heat Content Variability in the Eastern Pacific Ocean for Hurricane Intensity Forecasting: *Mon. Wea. Rev.* 138, 2110-2131.

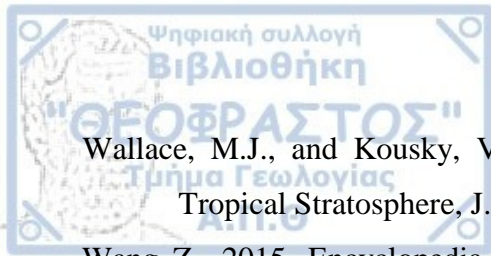
Shenk, E.W., Thomas Vonder Haar H.T., Smith, L.W., 1987. An Evaluation of Observations from Satellites for the Study and Prediction of Mesoscale Events and Cyclone Events, *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 68, 21-35.

Smith, R.K., 1980. Tropical Cyclone Eye Dynamics, *Journal of the Atmospheric Sciences.* 47, Issue 6, 1227-1232.

Souza, P., Fonseca I., 2009. Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position, *International Journal of Climatology*, 29, Issue 14, 2091-2105.

Thorncroft, C., Pytharoulis, I., 2001. A Dynamical Approach to Seasonal Prediction of Atlantic Tropical Cyclone Activity, *Wea. Forecasting.* 16, 725-734.

Villarini, G., Vecchi A.G., 2012. North Atlantic Power Dissipation Index (PDI) and Accumulated Cyclone Energy (ACE): Statistical Modeling and Sensitivity to Sea Surface Temperature Changes, *J. Climate.* 25, 625-637.



Wallace, M.J., and Kousky, V.E., 1968. Observational Evidence of Kelvin Waves in the Tropical Stratosphere, J. Atmos. Sci. 25, 900-907.

Wang Z., 2015. Encyclopedia of Atmospheric Science, Tropical Cyclones and Hurricanes, Tropical Cyclogenesis. 2nd edition, 57-64.

Weissmann, M., Harnisch, F., Wu, C., Lin, P.H., Ohta, Y., Yamashita, K., Kim, Y.H., Jeon, E.H., Nakazawa, T., Aberson, S., 2011. The Influence of Assimilating Dropsonde Data on Typhoon Track and Midlatitude Forecasts, Mon. Wea. Rev. 139, 908-920.

Willoughby, H.E., 1998. Tropical Cyclone Eye Thermodynamics. Mon. Wea. Rev. 126, 3053-3067.

Zhang C., 2005. Madden-Julian Oscillation, Reviews of Geophysics, Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, 43, 1-36.

6.2 Διαδίκτυο

<https://www.metric-conversions.org/>

https://w2.weather.gov/jetstream/tc_names

<https://scholar.google.com/>

https://commons.wikimedia.org/wiki/Main_Page

<https://www.nhc.noaa.gov/>

<https://psl.noaa.gov/data/gridded/data.ncep.reanalysis.pressure.html>

<https://www.coast.noaa.gov/hurricanes/#map=4/32/-80>

<https://earthobservatory.nasa.gov/>