

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ



ANASTASIOS ΠΛΑΤΑΝΙΩΤΗΣ

Πτυχιούχος Γεωλόγος



ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΩΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ 'ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ, ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ ΚΑΙ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΙΚΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ'

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ

2021





ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΩΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Υποβλήθηκε στο Τμήμα Γεωλογίας στα πλαίσια του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών 'Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον'

Ημερομηνία Προφορικής Εξέτασης: 20/07/2021

Τριμελής Εξεταστική Επιτροπή

- 1. Ιωάννης Πυθαρούλης, Αναπληρωτής Καθηγητής Α.Π.Θ., Επιβλέπων
- 2. Χριστίνα Αναγνωστοπούλου, Καθηγήτρια Α.Π.Θ.
- Δημήτριος Μπαμπζέλης, Εργαστηριακό Διδακτικό Προσωπικό (ΕΔΙΠ) Α.Π.Θ.



Με επιφύλαξη παντός δικαιώματος

ΣΥΝΟΠΤΙΚΗ ΚΑΙ ΔΥΝΑΜΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΩΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία

© Anastasios Plataniotis, Geologist, 2021

All rights reserved

SYNOPTIC AND DYNAMIC ANALYSIS OF THE AFRICAN EASTERLY WAVES

Master Thesis

Citation

Πλατανιώτης Α., 2021. Συνοπτική και δυναμική ανάλυση των αφρικανικών ανατολικών κυμάτων. Μεταπτυχιακή Διπλωματική Εργασία, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

Plataniotis A., 2021. Synoptic and dynamic analysis of the African easterly waves. Master Thesis, School of Geology, Aristotle University of Thessaloniki.

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.

Βιβλιοθήκη ΠΕΡΙΛΗΨΗ ΤΟΣ

Ψηφιακή συλλογή

Ο στόχος της παρούσας διατριβής ήταν η συνοπτική και δυναμική ανάλυση των χαρακτηριστικών των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων (African Easterly Waves, AEWs) και του περιβάλλοντός τους στην τροπική Βόρεια Αφρική και τον Ατλαντικό ωκεανό το 2019, καθώς και ενός συγκεκριμένου AEW του ίδιου έτους που μετασχηματίστηκε στον ισχυρό κυκλώνα Dorian. Αυτός αποτέλεσε τον πιο καταστροφικό και ισχυρό κυκλώνα της χρονιάς και των νήσων Μπαχάμα με πάνω από 74 θανάτους και ζημιές κόστους 4.68 δισεκατομμυρίων δολαρίων.

Το έτος 2019 επιλέχθηκε καθώς βρίσκεται στο 5% των πιο ενεργών ετών από το 1851 όσον αφορά τη δραστηριότητα τροπικών κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό. Σχηματίστηκαν 18 ονομασμένοι τροπικοί κυκλώνες εκ των οποίων 6 έγιναν κυκλώνες (hurricanes) και 3 αναβαθμίστηκαν σε ισχυρούς κυκλώνες (major hurricanes). Το 67% των κυκλώνων και όλοι οι ισχυροί κυκλώνες προήλθαν από AEWs. Για τη μελέτη των παραπάνω χρησιμοποιήθηκαν κυρίως τα 5^{ης} γενιάς δεδομένα αναδρομικής ανάλυσης (reanalysis), ERA5 από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF).

Οι μέσες συνθήκες που επικράτησαν στον Ατλαντικό ήταν ιδιαίτερα ευνοϊκές με θερμές επιφανειακές θαλάσσιες θερμοκρασίες (28-30°C) και χαμηλή κατακόρυφη διάτμηση του οριζόντιου ανέμου (<10 m/s) κυρίως στο 2° μισό της κυκλωνικής περιόδου (Αύγουστος-Οκτώβριος) μεταξύ της στάθμης των 850 και 200 hPa. Τα AEWs παρουσιάστηκαν με την αναμενόμενη περίοδο 2.5-6 ημερών και ήταν αρκετά πιο ενισχυμένα στο δυτικό από ότι στο κεντρικό τμήμα της τροπικής Βόρειας Αφρικής. Δείγθηκε ότι στην περιοχή ενδιαφέροντος υπήρξε αντιστροφή της μεσημβρινής βαθμίδας του δυναμικού στροβιλισμού στο επίπεδο του AEJ, ικανοποιώντας το κριτήριο Charney-Stern. Οπότε, παρατηρήθηκαν 2 περιοχές ανάπτυξης εκατέρωθεν του Αφρικανικού Ανατολικού Αερογειμάρρου (African Easterly Jet, AEJ): στη νότια πλευρά του AEJ κοντά στο επίπεδό του (600-700 hPa) και στη βόρεια πλευρά του (στη βαροκλινική ζώνη στα νότια όρια της Σαχάρας) πιο κοντά στην επιφάνεια. Λαμβάνοντας υπ'όψιν μόνο ξηρές διαδικασίες δείχθηκε ότι η ανάπτυξη των AEWs το 2019 οφείλεται στη βαροτροπική αστάθεια νότια του ΑΕΙ και στη βαροκλινική αστάθεια βόρεια. Τα AEWs αποτέλεσαν διαταραχές τύπου Rossby-κυμάτων με δυτική μετάδοση και η περιοχή γένεσής τους βρέθηκε στις 20-30°A.

Στην ανάλυση της περίπτωσης (case study) του AEW από το οποίο προήλθε ο κυκλώνας Dorian δείχθηκε η σημασία της επιφανειακής θερμοκρασίας της θάλασσας και της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου στον Ατλαντικό. Όταν αυτές οι παράμετροι έφτασαν σε ευνοϊκές τιμές για κυκλογένεση, το AEW εξελίχθηκε ραγδαία από μια αρχικά αδρανή κατάσταση στις 19-22 Αυγούστου 2019 σε τροπική ύφεση και στη συνέχεια σε τροπική καταιγίδα και κυκλώνα Dorian μέσα σε 3 ημέρες. Ο κυκλώνας Dorian είχε τη δομή ενός τυπικού κυκλωνικού συστήματος θερμού πυρήνα. Επισημαίνεται η σημαντική υποεκτίμηση της έντασης του Dorian, κατά 55 hPa, στα δεδομένα ERA5 (πιθανώς λόγω της χωρικής τους ανάλυσης) και η ύπαρξη σημαντικής καθυστέρησης 3 ημερών στην εμφάνιση της ελάχιστης πίεσης του Dorian στα ERA5 σε σχέση με την πραγματικότητα.

ΑΒSTRACT ΤΟΣ

Ψηφιακή συλλογή

The aim of this master thesis was the synoptic and dynamic analysis of the characteristics of the African Easterly Waves (AEWs) and their environment over tropical North Africa and the Atlantic Ocean in 2019, as well as the study of the specific AEW during the same year which was transformed into major hurricane Dorian. He came to be the most destructive and powerful hurricane in the history of the Bahamas causing over 74 deaths and 4.68 billion dollars' worth of damage.

The year 2019 was chosen as it lies within 5% of the most active tropical cyclone years in the north Atlantic since 1851. During the year a total of 18 named tropical cyclones were formed, 6 of which became hurricanes and 3 of those turned to major hurricanes. Sixty-seven % of hurricanes and all of major hurricanes were formed as a result of the AEWs. For the majority of this thesis ERA5 reanalysis data from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) were used.

The average conditions over the Atlantic Ocean were very favourable with warm sea surface temperatures (SSTs, 28-30°C) and particularly low values of vertical wind shear (<10 m/s) between 850 and 200 hPa especially during the 2nd half of the hurricane season (August-October). A typical AEW regime was found with a 2.5-6 day period while they were more intense in the west than in the central part of tropical central Africa. The meridional potential vorticity gradient was found to be reversed at the area of interest close to the African Easterly Jet (AEJ) satisfying the Charney-Stern criterion for instability. Two areas of AEW development were found on either side of the AEJ: at 600-700 hPa south of the AEJ as well as at the baroclinic zone at the north. Taking into account nothing but dry processes, it was also shown that the AEW development in 2019 is attributed to barotropic instability south of the AEJ and to baroclinic instability in the north. The AEWs were shown to have propagated westwards in a typical Rossby-wave-like pattern with their place of origin at 20-30°E.

The case study for the AEW responsible for hurricane Dorian showed the importance of the SSTs and the vertical wind shear parameters in the Atlantic. The AEW developed rapidly from an inert state during 19-22 of August 2019 to a tropical depression at the very moment they reached favourable conditions for cyclogenesis. Within 3 days it transformed into a tropical storm and finally to hurricane Dorian. The hurricane's structure was that of a typical warm core cyclone. It is also pointed out that the ERA5 reanalysis data underestimated Dorian's minimum pressure by 55 hPa (possibly due to their spatial resolution) and by a temporal delay of 3 days in comparison to the actual measurements.

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

DAD

Γμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ

Η παρούσα εργασία εκπονήθηκε εξ' ολοκλήρου στην εποχή του COVID-19. Η συνεργασία μου με τον επιβλέποντα καθηγητή κύριο Ιωάννη Πυθαρούλη έγινε με μόλις μία κοντινή συνάντηση με όλες τις υπόλοιπες να πραγματοποιούνται διαδικτυακά. Γι αυτό και τον ευχαριστώ θερμά πρώτα για την υπομονή και διαρκή βοηθητική παρουσία παρά τις δύσκολες και πρωτόγνωρες συνθήκες που επικράτησαν το έτος 2020. Παρά την απόσταση ένιωθα πάντα την παρουσία του κοντά για οποιαδήποτε στήριξη και βοήθεια χρειαζόμουν. Χάρη στην καθοδήγηση και συμβουλές του απέκτησα μια πληθώρα εξαιρετικά χρήσιμων γνώσεων σε ένα σύντομο χρονικό διάστημα.

Επίσης ευχαριστώ ιδιαιτέρως τα 2 μέλη της τριμελούς επιτροπής την Καθηγήτρια Χριστίνα Αναγνωστοπούλου και τον Δρ. Δημήτριο Μπαμπζέλη.

Στη συνέχεια θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές του Μεταπτυχιακού Προγράμματος του Τμήματος Γεωλογίας Α.Π.Θ. «Μετεωρολογία, Κλιματολογία και Ατμοσφαιρικό Περιβάλλον»: Πρόδρομο Ζάνη, Θεώδορο Καρακώστα, Ελένη Κατράγκου, Θεόδωρο Μαυρομμάτη, Κωσταντία Τολίκα και Χαράλαμπο Φείδα για τις πολύτιμες γνώσεις που μου προσέφεραν κατά τη διάρκεια όλου του μεταπτυχιακού προγράμματος πάνω στο αντικείμενο που αγαπώ.

Η παρούσα διπλωματική εργασία δε θα ήταν δυνατόν να πραγματοποιηθεί χωρίς την ευγενική χορηγία του Ευρωπαϊκού Κέντρου Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF) από το οποίο προμηθεύτηκα τα πλεγματικά δεδομένα ERA5 για το μεγαλύτερο κομμάτι της διατριβής μου. Επίσης ευχαριστώ το πρόγραμμα Giovanni/NASA (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, ή GES DISC, Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure) για τα δορυφορικά δεδομένα IMERG-GPM, τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό για την Εκμετάλλευση των Μετεωρολογικών Δορυφόρων (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, EUMETSAT) για τα προϊόντα του δορυφόρου MSG καθώς και το Πανεπιστήμιο του Wyoming (University of Wyoming) για τη ραδιοβόλιση που χρησιμοποιήθηκε.

Τέλος, θα ήθελα να εκφράσω την ευγνωμοσύνη στην οικογένειά μου, στους κοντινούς μου ανθρώπους καθώς και στους συμφοιτητές μου χωρίς τους οποίους η εκπόνηση της παρούσας διατριβής θα ήταν πολύ πιο δύσκολη από ότι ήταν.

ΕΟΦΡΑΣΤΟΣ"ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Ψηφιακή συλλογή **Βιβλιοθήκη**

Α.Π.Θ

Κεφάλαιο 1: Εισαγωγή	10
1.1 Αντικείμενο Διατριβής	10
1.2 Αφρικανικός Ανατολικός Αεροχείμαρρος (African Easterly Jet, AEJ)	11
1.3 Τα Αφρικανικά Ανατολικά Κύματα (African Easterly Waves, AEWs)	13
1.3.1 Σχηματισμός των AEWs	17
1.3.2 Δομή των AEWs	20
1.3.3 Εποχιακή Διακύμανση των AEWs	21
1.3.4 Κίνδυνοι	22
1.3.5 Παρακολούθηση των AEWs	22
1.4 Τροπικοί Κυκλώνες	25
1.4.1 Εισαγωγή	25
1.4.2 Σχηματισμός και Ανάπτυξη των Τροπικών Κυκλώνων	27
1.4.3 Δομή Τροπικών Κυκλώνων	29
1.4.4 Η Κυκλωνική Δραστηριότητα στον Ατλαντικό Ωκεανό	31
1.5 Στόχοι Διατριβής	

Κεφάλαιο 2: Δεδομένα	& Μεθοδολογία		3
----------------------	---------------	--	---

Κεφάλαιο 3: Ανάλυση των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων και του	26
Περιραλλοντος τους το 2019	
3.1 Εισαγωγή	
3.2 Η μέση κατάσταση της ατμόσφαιρας στην Αφρική και στον Ατλαντικο για την περίοδο των κυκλώνων του 2019	ό Ωκεανό 36
3.2.1 Αφρικανικός Ανατολικός Αεροχείμαρρος (African Easterly Jet, A	EJ) 37
3.2.2 Δυναμική Θερμοκρασία (θ)	48
3.2.3 Κατακόρυφη Διάτμηση του Ανέμου	51
3.2.4 Επιφανειακές Θερμοκρασίες της Θάλασσας (Sea Surface Tempera	atures,
SSTs)	53
3.2.5 Σχετική Υγρασία	56
3.2.6 Σχετικός Στροβιλισμός (Potential Vorticity, PV)	59
3.3 Η Δομή των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων το 2019	61
3.3.1 Φασματική Ανάλυση	61

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη	
Ο 3.3.2 Κατακόρυφη Δομή	
Τμημ 3.3.3 Κινητική Ενέργεια	
3.3.4 Ροές Ενέργειας	
3.4 Σύνοψη	

Κεφάλαιο 4: Ο Τροπικός Κυκλώνας Dorian (Case Study)	73
4.1 Επισκόπιση των Τροπικών Κυκλώνων στον Ατλαντικό το 2019	73
4.1.1 Επιπτώσεις των Τροπικών Κυκλώνων το 2019	77
4.1.2 Σύγκριση του 2019 με τις Μέσες Κλιματικές Συνθήκες	80
4.2 Ο Τροπικός Κυκλώνας Dorian (2019)	83
4.2.1 Γενικά	83
4.2.2 Πορεία και Ένταση	84
4.3 Συνοπτική και δυναμική ανάλυση του ΑΕW που μετασχηματίστηκε στον κυκλώνα Dorian	95
4.3.1 Γενικά	95
4.3.2 Μέσες περιβαλλοντικές συνθήκες πριν τη δημιουργία του Dorian	97
4.3.3 Ανάλυση του ΑΕW που δημιούργησε τον Dorian	98
4.3.4 Αέριο Στρώμα της Σαχάρας (Saharan Air Layer, SAL)	106
4.4 Σύνοψη	109

Κεφάλαιο 5: Συμπεράσματα	111
Βιβλιογραφία	113



Στην παρούσα διατριβή μελετώνται τα Αφρικανικά ανατολικά κύματα (African Easterly Waves, AEWs) κυρίως στην ευρύτερη περιοχή της δυτικής Αφρικής και του Ατλαντικού Ωκεανού για το έτος 2019. Τα AEWs αποτελούν τροπικές διαταραχές συνοπτικής κλίμακας στη μέση κυκλοφορία του βορείου ημισφαιρίου κατά την καλοκαιρινή και φθινοπωρινή περίοδο οι οποίες λαμβάνουν χώρα πάνω από την Αφρικανική ήπειρο και έχουν δυτική συνιστώσα προς τον Ατλαντικό ωκεανό και την Αμερική. Σύμφωνα με πολλές μελέτες αποτελούν τους προ-άγγελους για τη δημιουργία των κυκλωνικών συστημάτων στον Ατλαντικό ωκεανό (Simpson et al. 1968; Frank 1970).

Το κίνητρο της παρούσας διατριβής βασίζεται πρωτίστως στο γεγονός ότι τα AEWs είναι εξαιρετικά σημαντικά για τον καιρό και το κλίμα της τροπικής βόρειας Αφρικής και του τροπικού βόρειου Ατλαντικού και ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού καθώς έχει αναγνωρισθεί ότι συνεισφέρουν στην τροπική κυκλογένεση. Δευτερευόντως όσον αφορά τον Ατλαντικό ωκεανό, τα AEWs είναι υπεύθυνα για τη δημιουργία του 80% (Landsea 1993) των πολύ ισχυρών τροπικών κυκλώνων (hurricanes) κατηγορίας 3 και άνω. Αυτοί στη συνέχεια πλήττουν τις παράκτιες περιοχές της κεντρικής και βόρειας Αμερικής, της Καραϊβικής, Μεξικό, Καναδά αλλά σε πολλές περιπτώσεις, ακόμα και την Γροινλανδία και Ισλανδία με απώλειες ανθρώπινων ζωών και καταστροφικές συνέπειες. Συγχρόνως, ορισμένοι από τους τροπικούς κυκλώνες μετακινούνται προς τα μέσα γεωγραφικά πλάτη και μετασχηματίζονται σε έντονες μετωπικές υφέσεις που πλήττουν τη Δυτική Ευρώπη, ακόμα και τη Μεσόγειο (Wu et al. 2013).

10

1.2 Αφρικανικός Ανατολικός Αεροχείμαρρος (African Easterly Jet, AEJ)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο αφρικανικός ανατολικός αεροχείμαρρος (African Easterly Jet, AEJ) είναι ένας αεροχείμαρρος στη μέση τροπόσφαιρα πάνω από την τροπική βόρεια Αφρική παρατηρούμενος κυρίως κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού (Cook 1999) στο βόρειο ημισφαίριο (Burpee 1972). Αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά χαρακτηριστικά στην ευρύτερη κυκλοφορία της βόρειας Αφρικής (Thorncroft and Hoskins 1994), δημιουργεί ένα περιβάλλον στο οποίο ευνοείται η ανάπτυξη των αφρικανικών κυμάτων μέσω βαροκλινικής και βαροτροπικής αστάθειας (Rennick 1976; Thorncroft and Hoskins 1994) και πιθανώς παίζει ένα σημαντικό ρόλο στην κατανομή του υετού της περιοχής (Payne and McGarry 1977; Rowell and Milford 1993).

Ο AEJ αποτελεί αεροχείμαρρο ανατολικής συνιστώσας με μέγιστη ταχύτητα 10 m/s περίπου στα 600 hPa (Burpee 1972). Ο πυρήνας του αεροχειμάρρου φτάνει κοντά στις 15°B στη δυτική ακτή (Cook 1999), με μια τάση για νότια μετατόπιση προς την ξηρά. Εμφανίζεται τον Απρίλιο και διαρκεί έως το Νοέμβριο αλλά είναι ισχυρότερος κατά το δυτικο-αφρικανικό μουσσώνα από τον Ιούνιο μέχρι το Σεπτέμβριο. Η ύπαρξή του είναι ισχυρά συνδεδεμένη με την αναστροφή της τυπικής μεσημβρινής θερμοβαθμίδας πάνω από την αφρικανική ήπειρο το καλοκαίρι.

Είναι γνωστό ότι ο AEJ διατηρείται εξ'αιτίας δύο μεσημβρινών κυκλοφοριών: η 1^η σχετίζεται με επιφανειακές ροές και ανωμεταφορά στην περιοχή του θερμικού χαμηλού της Σαχάρας (Saharan heat-low, σχήμα 1.1 - κάτω) ενώ η 2^η σχετίζεται με έντονη υγρή ανωμεταφορά στην ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (Inter-Tropical Convergence Zone, ITCZ, σχήμα 1.1 - κάτω) νοτιότερα (Thorncroft and Blackburn 1999). Οι ίδιοι ερευνητές έδειξαν ότι η μεσημβρινή θερμοβαθμίδα μειώνεται με το ύψος με αρνητικές τιμές κάτω από τον AEJ οι οποίες γίνονται θετικές πάνω από αυτόν. Η έρημος Σαχάρα στα βόρεια του AEJ είναι υπεύθυνη για τις ξηρές και θερμές αέριες μάζες. Εξ'αιτίας της έντονης βαθμίδας της θερμοκρασίας και υγρασίας από τη Σαχάρα προς τη Γουινέα αναπτύσσεται αυτή η έντονη ροή.

Μαζί με τα AEWs, ο AEJ αποτελεί εξαιρετικά σημαντικό χαρακτηριστικό του δυτικού Αφρικανικού μουσσώνα. Αυτός αποτελείται από: α) το θερμικό χαμηλό της Σαχάρας (Saharan Heat Low, σχήμα 1.1 κάτω), β) ψυχρές και υγρές αέριες μάζες στα χαμηλά επίπεδα προερχόμενες από τον Ατλαντικό και γ) θερμές και ξηρές αέριες μάζες από τη Σαχάρα. Οι 2 τελευταίοι τύποι αερίων μαζών διαχωρίζονται μεταξύ τους από το ενδοτροπικό μέτωπο (Inter-Tropical Front, ITF), το αέριο στρώμα της Σαχάρας (Saharan Air Layer, SAL) και από την ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (σχήμα 1.1 κάτω).

Στην τομή A-B στις 0°A του σχήματος 1.1 φαίνεται η ανταλλαγή θερμότητας μεταξύ του Saharan Heat Low-AEJ-ITCZ και η θέση του SAL. Η μέση μέγιστη ταχύτητα του AEJ ανάμεσα στα 600-700 hPa ανέρχεται στα 10-15 m/s και είναι αποτέλεσμα της ισορροπίας του θερμικού ανέμου (thermal wind balance) και της ισχυρής θερμοβαθμίδας που παρατηρείται σε συνιστώσα Βορρά-Νότου.

Η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου είναι σημαντική για την ανάπτυξη των MCSs (mesoscale convective systems) (Houze and Betts 1981). Παρ'όλο που είναι γνωστό το γεγονός ότι η ύπαρξη του AEJ σχετίζεται με τις μεγάλης κλίμακας θερμοκρασιακές αντιθέσεις ανάμεσα στη Σαχάρα και στις ακτές της Γουινέας (Parker et al. 2005), οι ακριβείς και πολύπλοκες διαδικασίες υπεύθυνες για τη γένεσή του δεν είναι πλήρως κατανοητές.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο σχήμα 1.2 φαίνεται η μέση θέση και ένταση του AEJ ανά μήνα για τη χρονοσειρά 1958-97 (Grist 2002) μεσοποιημένα για τα γεωγραφικά μήκη 10°Δ-20°A. Γίνεται σαφής η έντονη δραστηριότητά του κατά το καλοκαίρι και το φθινόπωρο με τα 2 μέγιστα της έντασης να εμφανίζονται τους μήνες Ιούνιο και Σεπτέμβριο στα 13 m/s και 12 m/s, αντίστοιχα. Το μέσο γεωγραφικό πλάτος του κατά την καλοκαιρινή/φθινοπωρινή περίοδο όπου και παρουσιάζουν την πιο έντονη δραστηριότητα από 5°-15°B.



Σχήμα 1.1: (πάνω): Τομή Α-Β στις 0°Α, διακρίνονται τα μεγάλης κλίμακας χαρακτηριστικά του δυτικού Αφρικανικού μουσσώνα και του τροπικού Ατλαντικού (από Parker and et al 2005). Η πίεση φαίνεται με τις μαύρες οριζόντιες γραμμές και οι ροές με τα κόκκινα βέλη. (κάτω): διακρίνονται ο Αφρικανικός ανατολικός αεροχείμμαρος (AEJ, διάφανο άσπρο βέλος), το θερμικό χαμηλό της Σαχάρας (Heat Low), το ενδοτροπικό μέτωπο (Inter-Tropical Front, ITF, μαύρη διακεκομμένη γραμμή), το αέριο στρώμα της Σαχάρας, Saharan Air Layer (SAL, καφέ σκίαση) και η ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης (ITCZ, πράσινη σκίαση) (από The COMET Program/NASA 2020).



Σχήμα 1.2: Μέση θέση και ένταση του ΑΕJ μεσοποιημένο από τις 10°Δ μέχρι τις 20°Α για τα έτη 1958-97 (από Grist 2002). Οι διακεκομμένες γραμμές απεικονίζουν την τυπική απόκλιση.

1.3 Τα Αφρικανικά Ανατολικά Κύματα (African Easterly Waves, AEWs)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα Αφρικανικά ανατολικά κύματα (African Easterly Waves, AEWs) αποτελούν ένα πολύ σημαντικό παράγοντα που επηρεάζει τον καιρό και κλίμα της δυτικής βόρειας Αφρικής και του βόρειου τροπικού Ατλαντικού. Είναι διαταραχές συνοπτικής κλίμακας που σχηματίζονται πάνω από την τροπική Β. Αφρική στο διάστημα μεταξύ Ιουνίου-Οκτωβρίου και κινούνται προς τα δυτικά στον Ατλαντικό ωκεανό (Albignat and Reed 1980) σχεδόν χωρίς καμία διακοπή στην κυκλοφορία τους (Burpee 2003).

Πολλές φορές μάλιστα ανιχνεύονται και παρακολουθούνται μόνο μέσω δορυφορικών εικόνων (Payne and McGarry 1977). Γίνονται ορατά μέσω της ανωμεταφοράς με την οποία συσχετίζονται και εμφανίζονται ως κυκλικά ή συνενωμένα νέφη τα οποία συνήθως οργανώνονται καλύτερα κατά τη διαδρομή τους προς την ακτή και πάνω από τον ωκεανό όχι όμως τόσο ξεκάθαρα στην ξηρά.

Ελέγχουν την ημερήσια βροχόπτωση της δυτικής Αφρικής (Reed et al. 1977) αλλά και τη γένεση των τροπικών κυκλώνων (Landsea et al. 1998). Αποτελούν αντικείμενο μελέτης και ενδιαφέροντος καθώς στην πορεία τους αποτελούν προ-άγγελους για τη γένεση και το σχηματισμό έως και των μισών (Frank 1970) τροπικών καταιγίδων & κυκλώνων (Simpson et al. 1968; Frank 1970) του Ατλαντικού αλλά και σε κάποιες ακραίες περιπτώσεις του ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού.

Η περιοχή προέλευσης των AEWs είναι ένα θέμα που προβληματίζει την επιστημονική κοινότητα ακόμα και σήμερα. Ανάμεσα στις πιθανές περιοχές προέλευσης αναφέρεται η περιοχή από το Χαρτούμ (Σουδάν, 32°E) μέχρι το N'Djamena (Τσάντ, 15°E) (Burpee 1972), ενώ οι Albignat και Reed (1980) δείχνουν κάποιες πιθανές αδύναμες αρχικές διαταραχές στη νότια Ερυθρά Θάλασσα με την κύρια ενίσχυσή τους να λαμβάνει χώρα στην περιοχή 10°E-0°. Αυτή η περιοχή προτείνεται ως η επικρατέστερη περιοχή δημιουργίας τους λόγω της αυξημένης αστάθειας του AEJ αλλά και της καλύτερης οργάνωσης της ανωμεταφοράς (convection) από τα ενισχυμένα κύματα η οποία επιτρέπει στη διεργασία της συμπύκνωσης να συνεισφέρει στην ανάπτυξή τους. Ο Carlson (1969a) έδειξε ότι τα AEWs μπορούν να ανιχνευτούν αντίστροφα της κίνησής τους στο πεδίο του ανέμου περίπου στο γεωγραφικό μήκος των 10°E. Πολύ συχνά φτάνουν στην Καραϊβική Θάλασσα (Riehl 1979) αλλά και τον ανατολικό Ειρηνικό ωκεανό (Avila 1991; Avila and Pasch 1995). Συνοδεύονται από νέφωση και καταιγιδοφόρες ζώνες (Eldridge 1957) αλλά και από λαίλαπες διεύθυνσης Βορρά-Νότου.

Τα AEWs παρακολουθούνται μέσω παρατηρήσεων σε τοποθεσίες της βόρειας Αφρικής όπως το Niamey (Νίγηρας), Bamako (Μάλι), Dakar (Σενεγάλη) και Praia (Πράσινο Ακρωτήρι) (σχήμα 1.3). Αν και δε συσχετίζονται με ιδιαίτερα ισχυρά βαρομετρικά χαμηλά κοντά στην επιφάνεια, είναι ικανά να προκαλέσουν ισχυρή βροχόπτωση και πολύ ισχυρές πλημμύρες στη δυτική τροπική Αφρική. Ένα παράδειγμα αυτού αποτελεί ο συνδυασμός ενός ισχυρού AEW και ενός mesoscale convective system (MCS) εξ'αιτίας των οποίων εκδηλώθηκε μια θανατηφόρα πλημμύρα στο Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο) στις 31 Αυγούστου – 1 Σεπτεμβρίου 2009 (Galvin 2010). Τα ποτάμια Pendjari, Niger, Volta και Senegal πλημμήρισαν προκαλώντας την καταστροφή σπιτιών, δρόμων, γεφυρών και καλλιεργειών επηρεάζοντας 940.000 ανθρώπους σε 12 χώρες (OHCA – "West Africa – Flood Affected Population – June to September 2009") και έγιναν υπεύθυνα για το θάνατο τουλάχιστον 193 ανθρώπων ("Floods across Western Sahel (as of 8 Sep 2009) Relief Web").

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 1.3: Υψομετρικός χάρτης (m) της βόρειας Αφρικής όπου διακρίνονται οι οροσειρές και οι σταθμοί Niamey (Νίγηρας), Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο), Bamako (Μάλι) και Dakar (Σενεγάλη) από τις παρατηρήσεις των οποίων παρακολουθούνται τα AEWs (από USGS/The COMET Program 2020).

Τα ΑΕΨ μπορούν να περιγραφούν ως μια σειρά αυλώνων ραχών που αναπτύσσονται στον ΑΕΙ ο οποίος έχει μέγιστη ένταση (π.χ. μέγιστο ταχύτητας ανέμου) ανάμεσα από τα 600 και 700 hPa. Όμως, συχνά γίνεται αναφορά μόνο στον αυλώνα τους. Στο πρώτο στάδιο της κυκλωνικής περιόδου (Ιούνιος-Αύγουστος) η παρουσία τους είναι σποραδική και εμφανίζονται αδύναμα (Carlson 1969b) μέχρι τον Αύγουστο. Όταν ο υγρός νοτιο-δυτικός άνεμος των μουσσώνων ενδυναμώνει και διεισδύει προς το Βορρά, τα ανατολικά κύματα είναι σαφώς πιο έντονα. Συνήθως διασχίζουν την ακτή από την Αφρική προς τον Ατλαντικό κοντά στο Ντακάρ (Σενεγάλη) με τυπική τιμή περιόδου 3-5 ημερών (Reed 1979) και μήκος κύματος 2000-4000 km τα οποία μεγέθη μειώνονται όταν αυτά κινούνται πάνω από τον ωκεανό (Reed et al. 1977). Οι ταχύτητές τους κυμαίνονται στα 7-8 m/s (σχεδόν 6-7° γεωγραφικού μήκους ανά μέρα), εκτείνονται στη διεύθυνση Βορρά-Νότου μέχρι και τις 10-15° (σχήμα 1.4), η μέγιστη έντασή τους λαμβάνει χώρα στη χαμηλή-μέση τροπόσφαιρα και δεν εκτείνονται μέσα στην ITCZ. Στο παρελθόν έχει παρατηρηθεί τροπική διαταραχή με περίοδο 6-9 ημερών αλλά παρομοίων περιόδων κύματα εκδηλώνονται συνήθως βορειότερα των 15°B με μήκη κύματος στα 5000 km.

Στο σχήμα 1.4 συνοψίζονται τα παραπάνω χαρακτηριστικά σε χωρική κλίμακα από το υπέρυθρο κανάλι του δορυφόρου Meteosat με τους ανέμους δύο AEW στα 700 hPa (κόμβοι) να απεικονίζονται από πάνω. Με τις κίτρινες γραμμές φαίνεται η κλίμακα του μήκους κύματός τους στη διεύθυνση Ανατολής-Δύσης και η έκτασή τους στη διεύθυνση Βορρά-Νότου. Με τη γαλάζια γραμμή γίνεται ξεκάθαρος ο πυρήνας του AEJ ενώ με το ροζ βέλος φαίνεται η τυπική κατεύθυνση κίνησης ενός AEW.



MSG IR at 0300 UTC 8 Aug 2012 and NOGAPS 700 hPa Winds (kts)

The COMET Program / @ EUMETSAT 2012 / US Navy/NRL

Σχήμα 1.4: Δορυφορική εικόνα του Meteosat IR, με τον άνεμο (κόμβοι) στα 700 hPa (χρωματισμένα barbs). Απεικονίζονται το μήκος κύματος (οριζόντια κίτρινη γραμμή), η έκταση των AEWs σε διεύθυνση B-N (κάθετη κίτρινη γραμμή), ο πυρήνας του AEJ (γαλάζια γραμμή) και η κατεύθυνση κίνησης & ταχύτητα των AEW (ροζ βέλος) (από The COMET Program / EUMETSAT (2012) / US Navy / NRL)

Στην ισεντροπική επιφάνεια 315K (η οποία βρίσκεται περίπου στα 700 hPa στην περιοχή ενδιαφέροντος νότια του AEJ), ο θετικός στροβιλισμός εκτείνεται επάνω από την Αφρικανική ήπειρο προς την Καραϊβική και τα AEWs νότια του αεροχειμάρρου κοντά στο ίδιο περίπου επίπεδο με αυτόν, αναμένεται να κινηθούν προς τα δυτικά (Pytharoulis and Thorncroft 1999).

Ένας φυσικός παράγοντας που επηρεάζει τη γένεση των κυμάτων όπως περιγράφονται από τον Burpee (1971) είναι η κυκλωνική διάτμηση του ανέμου. Επίσης αναφέρει ότι φαίνεται απίθανο τα αφρικανικά κύματα να προέρχονται από ενισχυμένη ανωμεταφορά (convection) στα βουνά της Αιθιοπίας όπως έχει αναφερθεί παλαιότερα ως πιθανή περιοχή γένεσής τους. Ένα τυπικό περιβάλλον το οποίο ευνοεί τη γένεση ωκεάνιων τροπικών διαταραχών δεν είναι απαραίτητα το ίδιο περιβάλλον στο οποίο δημιουργούνται τα AEWs. Πάλι σύμφωνα με τον Burpee (1971) τα κύματα αναπτύσσονται νότια του αεροχειμάρρου σε μια περιοχή όπου η μέση ζωνική ροή είναι ασταθής, ενώ η οριζόντια και κατακόρυφη διάτμηση του ΑΕJ. Έχει δειχθεί ότι ο



μηχανισμός σχηματισμού των AEWs και μάλιστα στο νότιο τμήμα τους βασίζεται στην αστάθεια Charney-Stern (Charney and Stern 1962) κατά την οποία η μεσημβρινή βαθμίδα του δυναμικού στροβιλισμού αλλάζει πρόσημο εκατέρωθεν του AEJ (Thorncroft and Hoskins 1994). Η αστάθεια Charney-Stern λαμβάνει χώρα σε ένα περιβάλλον στο οποίο η θερμοκρασιακή βαθμίδα σε συνδυασμό με την κατακόρυφη διάτμηση ευνοεί την απελευθέρωση δυναμικής ενέργειας από τη μέση κυκλοφορία προς οποιαδήποτε διαταραχή της πίεσης (Wang and Gillies 2011).

Αρχικά δεν ήταν ξεκάθαρο αν τα AEWs είναι συστήματα με δύο κέντρα κυκλοφορίας στα χαμηλότερα επίπεδα και με ένα ισχυρό μέγιστο του στροβιλισμού στα 700 hPa, νότια του AEJ ή αν πρόκειται για διαφορετικού τύπου διαταραχές που αναπτύσσονται στις 2 πλευρές του αεροχειμάρρου. Αργότερα αποδείχθηκε η ύπαρξη AEWs βόρεια του αεροχειμάρρου με μέγιστη ένταση στα χαμηλά επίπεδα (Pytharoulis and Thorncroft 1999) για την οποία προτείνεται ότι είναι υπαίτια η βαροκλινική αστάθεια. Πολύ σημαντικό είναι το γεγονός ότι παρά τις διαφορές μεταξύ των διαταραχών στα χαμηλά επίπεδα και στα 700 hPa, αυτές αποτελούν ένα ενιαίο κύμα το οποίο διαδίδεται συγχρόνως, τουλάχιστον επάνω από την Αφρική, προς τα δυτικά πάνω από τη ξηρά και τη θάλασσα αποδεικνύοντας ότι τα AEWs αποτελούν αρκετά πολύπλοκες δομές. Για παράδειγμα ενώ η μέση δραστηριότητά τους είναι ασθενέστερη στα 850 από τα 600 hPa (Thorncroft and Hodges 2001), η ενδοετήσια μεταβλητότητά τους στα 850 hPa είναι σχεδόν διπλάσια.

Η συσχέτιση της δραστηριότητας των AEWs με τον αριθμό των τροπικών κυκλώνων στον Ατλαντικό αποτελεί επίσης ένα ενδιαφέρον θέμα. Οι Thorncroft και Hodges (2001) έδειξαν ότι ενώ πριν το 1985 εμφανίζεται μια αρνητική συσχέτιση μεταξύ της δραστηριότητας των AEWs με αυτή των τροπικών κυκλώνων, μετά από τη συγκεκριμένη χρονιά παρουσιάζεται ισχυρή θετική συσχέτιση (ειδικά για την περίοδο 1994-1998). Αυτό προτείνει ότι η κυκλωνική δραστηριότητα στον Ατλαντικό μπορεί να επηρεάζεται όχι μόνο από την ένταση αλλά και από τη συχνότητα των AEWs που διασχίζουν τις δυτικές ακτές της Αφρικής. Παρά τη μικρή χρονοσειρά που λήφθηκε υπ'όψιν είναι σημαντική η αναλογία που παρατηρήθηκε μεταξύ των δύο μεγεθών αν και η έντονη δραστηριότητα των AEWs δε μεταφράζεται πάντα σε έντονη κυκλωνική δραστηριότητα (όπως συνέβη το 1982, μια χρονιά με έντονα AEWs αλλά λιγοστούς τροπικούς κυκλώνες).

Ο Landsea (1993) εκτίμησε ότι περίπου το 60% των τροπικών καταιγίδων και μέτριας έντασης τροπικών κυκλώνων καθώς και 80% των ισχυρών τροπικών κυκλώνων (κατηγορίας 3 και πάνω) στη λεκάνη του Ατλαντικού πηγάζουν από τα AEWs. Άλλες μελέτες (Thorncroft and Hodges 2001; Chen et al. 2008; Hopsch et al. 2007) αποδίδουν μεγάλο μέρος της τροπικής κυκλογένεσης στο νότιο τμήμα των αφρικανικών κυμάτων εξ'αιτίας της υγρής ανωμεταφοράς (convection) η οποία διευκολύνει τη μετατροπή των κυμάτων με ψυχρό πυρήνα σε κυκλώνες θερμού πυρήνα (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Οι Wang και Gillie (2011) συμπεραίνουν ότι η ενίσχυση της δραστηριότητας των ΑΕWs που σχετίζεται με μεταβολές στον ΑΕJ παίζουν σημαντικό ρόλο στην αλλαγή της τροπικής κυκλογένεσης που εμφανίζεται στον βόρειο

Ατλαντικό. Επίσης βρέθηκε ότι το 88% της αύξησης στη συχνότητα των ισχυρών τροπικών κυκλώνων τα τελευταία 30 χρόνια, συνδέεται με τα αφρικανικά ανατολικά κύματα (Wang and Gillies 2011).

Τα AEWs σχετίζονται σε μεγάλο βαθμό με άστατο καιρό αλλά η έντασή τους συχνά μειώνεται καθώς πλησιάζουν στις δυτικές ακτές της Αφρικής (Carlson 1969b). Αυτές οι αναταράξεις σχετίζονται με καταιγιδοφόρα νέφη καθώς διασχίζουν τη δυτική τροπική Αφρική και τον ανατολικό τροπικό Βόρειο Ατλαντικό (Burpee 2003). Εκτιμάται ότι περίπου ο μισός υετός της περιόδου Ιουνίου-Σεπτεμβρίου στη δυτική Αφρική οφείλεται στην επίδραση των AEWs (Chen et al 2008).

Η έρημος Σαχάρα επίσης επηρεάζει τη ροή στη δυτική Αφρική καθώς αποτελεί μια αχανή έκταση ομοιόμορφης υψηλής δυνητικής θερμοκρασίας (θ~45°C) (Carlson 1969b) και χαμηλής σχετικής υγρασίας στην κατώτερη τροπόσφαιρα. Σε αντίθεση με το παραπάνω ο Ατλαντικός ωκεανός αποτελεί μια σχετικά ψυχρή περιοχή με τυπική τιμή δυνητικής θερμοκρασίας στους 25°C κοντά στην επιφάνεια (Carlson 1969b). Σύμφωνα με τους Carlson και Prospero (1972) η παρατεταμένη θέρμανση του αέρα που περνάει από την έρημο Σαχάρα το καλοκαίρι δημιουργεί ένα ξηρό αδιαβατικό, καλά ανανεμειγμένο στρώμα (Saharan Air Layer, SAL) αέρα το οποίο περιέχει σωματίδια σκόνης από την έρημο και εκτείνεται μέχρι το υψόμετρο των 6500 m. Καθώς τα ΑΕWs περνάνε από τα νότια κράσπεδα της Σαχάρας παρασύρουν αέριες μάζες που περιέχουν αυτά τα σωματίδια και σε ύψος περίπου στα 600 με 800 hPa μεταφέρουν τον σαχαριανό αέρα και τη σκόνη πολύ συχνά μέχρι την Καραϊβική και τη βόρεια Ν.Αμερική.

1.3.1 Σχηματισμός των AEWs

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο σχηματισμός, η εξέλιξη των AEWs και η ανωμεταφορά που σχετίζεται με αυτά επηρεάζονται πολύ από την τοπογραφία της βόρειας Αφρικής, ιδιαίτερα από τα όρη Darfur και τα βουνά της Αιθιοπίας (σχήμα 1.3). Τα περισσότερα AEWs τείνουν να σχηματίζονται κάπου ανάμεσα στις 15°-30°A στην υπήνεμη πλευρά των οροσειρών. Ο ακριβής μηχανισμός χάρη στον οποίο ξεκινά η διαδικασία δημιουργίας τους είναι ακόμα και σήμερα υπό μελέτη αν και η αστάθεια του AEJ είναι ξεκάθαρα ένας κυρίαρχος παράγοντας.

Γενικά έχουν διατυπωθεί και επικρατήσει δύο μηχανισμοί δημιουργίας:

i) Βαροτροπική-Βαροκλινική Αστάθεια

Κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου πάνω από τη βόρεια τροπική Αφρική η μεσημβρινή βαθμίδα του δυναμικού στροβιλισμού (Potential Vorticity, PV) αλλάζει πρόσημο (αρχίζει να μειώνεται προς το Βορρά) κοντά στο επίπεδο του AEJ (700 hPa). Η αλλαγή προσήμου της μεσημβρινής συνιστώσας του PV ικανοποιεί το κριτήριο αστάθειας Charney-Stern (1962). Επομένως αναμένεται να σχηματιστούν AEWs από την ανάπτυξη μικρών και τυχαίων διαταραχών κατά μήκος του ασταθούς AEJ

εξ'αιτίας της οριζόντιας αλλά και της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου, μια ανάμειξη βαροτροπικής-βαροκλινικής διαδικασίας (Janiga and Thorncroft 2012).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο σχήμα 1.5 φαίνεται ένα παράδειγμα του δυναμικού στροβιλισμού στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K στις 0000 UTC 23 Αυγούστου 2012 πάνω από τη βόρεια Αφρική. Διακρίνεται μια ζώνη μέγιστου PV (μπλε σκίαση στην πάνω εικόνα, σχήμα 1.5) μαζί με τη θέση του AEJ (κόκκινη διακεκομμένη γραμμή). Η κλιματολογία της αλλαγής προσήμου της μεσημβρινής συνιστώσας του PV στη μέση τροπόσφαιρα πάνω από την Αφρική δείχνει ότι αυτή η αλλαγή προέρχεται κατά ένα μέρος από τη θέρμανση λόγω έντονης ανωμεταφοράς (deep convection) η οποία σχετίζεται με τους μουσσώνες. Σε συμφωνία με το αρνητικό πρόσημο της μεσημβρινής βαθμίδας του PV στη μέση τροπόσφαιρα υπάρχει μια ισχυρή θερμοβαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας στη χαμηλή τροπόσφαιρα (925 hPa) (σχήμα 1.5, κάτω εικόνα).



Σχήμα 1.5: (πάνω): Δυναμικός στροβιλισμός (PVU, μπλε σκίαση) στην ισεντροπική επιφάνεια 315K, άνεμος (κόμβοι, barbs) στα 700 hPa στις 23 Αυγούστου 2012 0000 UTC. Με κόκκινη διακεκομμένη γραμμή φαίνεται η θέση του AEJ. (κάτω): Δυναμική θερμοκρασία (Κ, σκίαση) στα 925 hPa, άνεμος (κόμβοι, barbs) στις 23 Αυγούστου 2012 0000 UTC (από Janiga and Thorncroft 2012/Data from NOAA/NCEP).

Τα κύματα στα χαμηλότερα επίπεδα, βόρεια του ΑΕΙ δημιουργούνται λόγω της βαροκλινικής φύσεως αλληλεπίδρασης της αρνητικής μεσημβρινής βαθμίδας του δυναμικού στροβιλισμού (∂q/∂y) στον πυρήνα του ΑΕΙ και της θετικής βαθμίδας της δυναμικής θερμοκρασίας (∂θ/∂y) στην επιφάνεια (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Στο σχήμα 1.6 απεικονίζονται οι παραπάνω αλληλεπιδράσεις με τη βοήθεια των βελών σε ένα διάγραμμα γεωγραφικού πλάτους-ύψους. Τα ξηρά αυτά ρηχά κύματα στα χαμηλότερα επίπεδα ακολουθούν τη θετική μεσημβρινή θερμοβαθμίδα πάνω από τη βόρεια Αφρική ενώ τα υγρά κύματα στη μέση τροπόσφαιρα, κοντά στον ΑΕΙ ακολουθούν τη βαθμίδα του PV. Η σταδιακή αύξηση στην ένταση των κυμάτων βρίσκεται σε συμφωνία με την ανάπτυξή τους μέσω αυτών των βαροκλινικών και βαροτροπικών διεργασιών. Επιπλέον, η οριζόντια διάτμηση του ανέμου κοντά στον ΑΕJ συνεισφέρει στη βαροτροπική αστάθεια.



Σχήμα 1.6: Μεσημβρινή βαθμίδα του δυναμικού στροβιλισμού (PV, q) στα 700 hPa και της δυναμικής θερμοκρασίας (θ) κοντά στην επιφάνεια. Τα βέλη απεικονίζουν τις αλληλεπιδράσεις μεταξύ των βαθμίδων του PV (∂q/∂y) στο επίπεδο του πυρήνα του AEJ (600-700 hPa) και μεταξύ της αρνητικής μεσημβρινής βαθμίδας του PV και της θετικής βαθμίδας της δυναμικής θερμοκρασίας (∂θ/∂y) στα χαμηλά επίπεδα (από Pytharoulis and Thorncroft 1999).

ii) Ανάντη Εξαναγκασμός

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Carlson (1969a) ήταν ο πρώτος που επισήμανε τη σημασία της ανωμεταφοράς (convection) και της ανάντη τοπογραφίας στη δημιουργία των AEWs. Οι Kiladis et al (2008) προτείνουν ότι ο σχηματισμός των AEWs επηρεάζεται κατά μεγάλο βαθμό από την καταιγιδοφόρο δράση κοντά στην είσοδο του AEJ. Η λανθάνουσα θερμότητα αρχικά προκαλεί έναν αυλώνα ο οποίος χρειάζεται 5-7 ημέρες να φτάσει τις δυτικές ακτές της Αφρικής. Η δημιουργία των AEWs επηρεάζεται σημαντικά από τη γεωγραφική θέση που θα λάβει χώρα η έντονη ανωμεταφορά, ενώ ο σχηματισμός τους είναι πιο οργανωμένος όταν η θέρμανση προκαλεί κυκλωνική κυκλοφορία στα χαμηλά επίπεδα κοντά στην περιοχή εισόδου του AEJ.

Άλλες προσομοιώσεις συνοπτικής κλίμακας προτείνουν ότι ο AEJ παίζει μικρότερο ρόλο στη δραστηριότητα των AEWs από τη θέρμανση που προέρχεται από την ITCZ (Hsieh and Cook 2005). Οι ερευνητές συμπέραναν ότι η βαροκλινική και βαροτροπική αστάθεια υπεύθυνη για την ανάπτυξη των AEWs οφείλεται σε μεγάλο βαθμό από την ανωμεταφορά (deep convection) της ITCZ (Hsieh and Cook 2007). Επίσης αναφέρουν ότι ο συνδυασμός ισχυρού AEJ με αδύναμη ITCZ αποφέρει μειωμένη AEW δραστηριότητα ενώ το αντίθετο αποφέρει ενισχυμένα AEWs. Επιπλέον σε συμφωνία



με τους Kiladis et al. (2008) συμπέραναν ότι η αστάθεια που συνδέεται με τον ΑΕJ βοηθάει μόνο στην επέκταση του χρόνου ζωής των AEWs. Για την πρόγνωση, η παρακολούθηση της ανωμεταφοράς είναι εξαιρετικά μεγάλης σημασίας καθώς μια ξαφνική έξαρση ανωμεταφοράς κοντά στα όρη Darfur (βλ.σχήμα 1.3) και στην είσοδο του AEJ ευνοεί το σχηματισμό μιας σειράς AEWs πάνω από τη δυτική Αφρική σε διάστημα μόλις μερικών ημερών.

1.3.2 Δομή των AEWs

Πέρα από την ένταση και συχνότητά τους, έχει δειχθεί ότι η δομή των AEWs θα πρέπει να λαμβάνεται υπ'όψιν στη μεταβλητότητα του κλίματος της περιοχής (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Η έρευνά τους δείχνει ότι τα AEWs αποτελούνται από πολλαπλά κέντρα με μέγιστη τιμή στροβιλισμού κοντά στον AEJ (600-700 hPa) καθώς επίσης στα 850 hPa και χαμηλότερα, βόρεια της ζώνης βροχών στην τροπική Β.Αφρική.

Αν και τα AEWs λαμβάνουν χώρα ως κύματα με μέγιστη ένταση σε 2 διαφορετικά επίπεδα μέσα στην ατμόσφαιρα (Reed et al. 1988) πάνω από τη ξηρά, μεταδίδονται κατά μήκος της Αφρικής ως ένα κύμα ταυτοχρόνως, ο άξονας του οποίου έχει BA-NΔ διεύθυνση ειδικά κοντά στην ακτή. Ο Burpee (1972) έδειξε ότι στην περιοχή μεταξύ της θερμής ερήμου Σαχάρας και της ψυχρότερης ισημερινής Αφρικής, η οποία χαρακτηρίζεται από ισχυρή θερμοβαθμίδα στη διεύθυνση B-N, επικρατούν ισχυροί άνεμοι στη μέση τροπόσφαιρα με μεγάλες τιμές οριζόντιας και κατακόρυφης διάτμησης τους καλοκαιρινούς μήνες. Τα παραπάνω προτείνουν ότι η κατακόρυφη και η οριζόντια διάτμηση του μέσου ζωνικού ανέμου δρα ως πηγή ενέργειας για τα AEWs (Burpee 1972).

Οι Dickinson και Molinari (2000) έδειξαν ότι υπάρχουν εκτεταμένες περιοχές (20°A-30°Δ) στις οποίες η βαθμίδα του PV σε συνδυασμό με τη θερμοβαθμίδα στα χαμηλά επίπεδα ικανοποιούν το κριτήριο των Charney-Stern (1962) και παρέχουν τις απαραίτητες συνθήκες για αστάθεια. Μελέτες στα 850 και 600 hPa επιβεβαιώνουν την πολύπλοκη δομή των AEWs πάνω από την Αφρική, με τη βροχερή ζώνη νότια των 15°B να παρουσιάζει μέγιστο στα 600 hPa και η ξηρότερη Σαχαριανή περιοχή βόρεια των 15°B στα 850 hPa (Thorncroft and Hodges 2001).

Οι Berry και Thorncroft (2005) προτείνουν ότι οι υπο-συνοπτικής κλίμακας δομές του PV που μεταδίδονται μαζί με ένα AEW συχνά ενώνονται με αντίστοιχες δομές από τις οροσειρές στη Γουινέα (οι οποίες πηγάζουν από την ανωμεταφορά) πριν μεταφερθούν δυτικότερα προς τον Ατλαντικό. Στα 850 hPa και προς τα βόρεια παρατηρείται συνήθως μια επέκταση του μέγιστου του στροβιλισμού η οποία σχετίζεται με το ITF (βλ. σχήμα 1.1) όπου ο υγρός μουσσωνικός αέρας συναντά τις ξηρές αέριες μάζες της Σαχάρας, ενώ το ισχυρότερο νότιο μέγιστο λαμβάνει χώρα κοντά στο κέντρο του κύματος στην περιοχή της υγρής ανωμεταφοράς, στα 700 hPa. Αντίστοιχα μέγιστα στις νεφώσεις και στη βροχόπτωση παρατηρούνται μπροστά από τον αυλώνα σε συμφωνία με τη σύγκλιση που εκδηλώνεται εκεί.



Τα AEWs χαρακτηρίζονται συνήθως από ψυχρό πυρήνα μέχρι περίπου τα 600 hPa πάνω από τα οποία συνεχίζει ο θερμός πυρήνας. Η κατακόρυφη δομή τους εξελίσσεται καθώς κινούνται δυτικότερα του Niamey προς τα Bamako, Dakar και τον ωκεανό. Στο Bamako συνήθως χαρακτηρίζονται από μέγιστη ένταση στα 700 hPa ενώ δυτικότερα στο Dakar ανάμεσα στα 850 και 950 hPa (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Τα AEWs που συνδέονται με ανωμεταφορά έχουν ιδιαίτερη κατακόρυφη ανάπτυξη και δομή με ισχυρές διαταραχές μέχρι και την τροπόπαυση (Kiladis et al. 2008).

Πάνω από τους ηπειρωτικούς σταθμούς, τα περισσότερα AEWs παρουσιάζουν μέγιστες ανωμαλίες θερμοκρασιών κοντά στο επίπεδο του AEJ ενώ κοντά στην ακτή (Dakar) οι μέγιστες θερμοκρασιακές ανωμαλίες εμφανίζονται ανάμεσα στα 950-850 hPa. Σε γενικές γραμμές τα AEWs έχουν μια μικρή κλίση προς τα ανατολικά (κατακόρυφα), από την επιφάνεια μέχρι τα 700 hPa (Kiladis et al. 2008), η οποία σε συνδυασμό με την αντίθετη κατακόρυφη διάτμηση του AEJ είναι ενδεικτική της ύπαρξης ξηρών βαροκλινικών διεργασιών. Αντιθέτως αυτή η κλίση μεταβάλλεται προς τα δυτικά, πάνω από τον AEJ.

1.3.3 Εποχιακή Διακύμανση των AEWs

Τα AEWs σχηματίζονται κατά τη διάρκεια των μουσσώνων από τον Ιούνιο μέχρι το Σεπτέμβριο με μέγιστο δραστηριότητας τον Αύγουστο (Royer et al. 2002). Η ένταση των κυμάτων στα 850 και 700 hPa τείνει να είναι μεγαλύτερη τον Αύγουστο και τον Σεπτέμβριο από ότι είναι τον Ιούνιο & Ιούλιο. Η προγνωσιμότητα της έντασης και τοποθεσίας τους είναι πολύ σημαντική για την εποχιακή πρόγνωση του υετού στη δυτική Αφρική αλλά και για τους τροπικούς κυκλώνες. Ισχυρό κίνητρο για τη μελέτη της εποχιακής διακύμανσής τους αποτελεί η συσχέτισή τους με τη διετή μεταβλητότητα του υετού στη δυτική Αφρική (Rowell and Milford 1993). Οντας τα κυρίαρχα συνοπτικά στοιχεία στην περιοχή είναι μεγάλης σημασίας να καθοριστεί εάν παίζουν ρόλο στη μεταβλητότητα του υετού στην Αφρική (Thorncroft and Hodges 2001) αλλά και στη γένεση των τροπικών κυκλώνων. Πολλοί συγγραφείς (Reed et al 1988; Gray 1990; Landsea and Gray 1993) προτείνουν ότι η θετική συσχέτιση μεταξύ της κυκλωνικής δραστηριότητας στον Ατλαντικό και του υετού στη δυτική Αφρική αποδίδεται στα ΑΕWs.

Δύο παράγοντες μεταβλητότητας των AEWs έχουν αναφερθεί ως επιρροές στο κλίμα της περιοχής: η συχνότητα και η έντασή τους (Thorncroft and Hodges 2001). Όσον αφορά τη συχνότητα φαίνεται πιθανό πως με μεγαλύτερο αριθμό κυμάτων αυξάνονται οι πιθανότητες για τροπική κυκλογένεση αν ληφθούν υπ'όψιν οι μεγάλης κλίμακας ευνοϊκές συνθήκες στην περιοχή (όπως οι θερμές SSTs). Όμως έχει αναφερθεί ότι καθοριστικό ρόλο στη μεταβλητότητα των τροπικών κυκλώνων παίζει η μεταβλητότητα της έντασης των κυμάτων και όχι τόσο η συχνότητα εμφάνισής τους (Reed et al 1988) κάτι το οποίο συμβαδίζει με τις απαιτήσεις των Gray 1979 και Emannuel 1986 για την τροπική κυκλογένεση.



Η δραστηριότητα των κυμάτων δεν ακολουθεί ακριβώς τον AEJ με την κοντινότερη σχέση τους να εμφανίζεται στα κύματα με περιόδους 3.75-5 ημερών. Επίσης η περίοδος εμφάνισης των AEWs είναι γενικά μεγαλύτερη στα υγρότερα έτη και τα κύματα τείνουν να ισχυροποιούνται κοντά στα 600 hPa (Grist 2002), ενώ τα ξηρά έτη χαρακτηρίζονται από μειωμένη δραστηριότητα. Τα συμπεράσματα του παραπάνω ερευνητή έρχονται σε συμφωνία με προηγούμενες έρευνες (Nicholson 2000, Grist 2002) που έδειξαν ότι στα υγρά έτη εμφανίζονται πιο έντονα γεγονότα βροχοπτώσεων (σχετιζόμενων με AEWs) από ότι μεγαλύτερη συχνότητα αυτών.

1.3.4 Κίνδυνοι

Τα AEWs αποδεικνύονται επικίνδυνα ακόμα και χωρίς να εξελιχθούν σε τροπικό κυκλώνα καθώς μπορούν να είναι υπεύθυνα για την εκδήλωση άστατου καιρού, ισχυρών βροχοπτώσεων και πλημμυρών στη βόρεια Αφρική, όπως οι πλημμύρες στο Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο) το 2009 με τη μέτρηση 261.3 mm (GBF et al. 2010; Galvin 2010) βροχής ανάμεσα στις 0400 και 1600 UTC την 1^η Σεπτεμβρίου 2009 (GBF at al. 2010). Επίσης τα AEWs επιφέρουν παρόμοιες καιρικές συνθήκες στην Καραϊβική και κεντρική Αμερική όπου κινούνται με μικρή ταχύτητα και έχουν αναφερθεί πλημμυρικά φαινόμενα ακόμα και θάνατοι. Η υγρασία που σχετίζεται με τα AEWs μπορεί να μεταφερθεί προς τη βόρεια Αφρική, τον βόρειο Ατλαντικό ακόμα και τη δυτική Ευρώπη μέσω αυλώνων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη (midlatitude troughs) και να προκαλέσει ισχυρές βροχοπτώσεις και πλημμύρες (Wu et al. 2013).

1.3.5 Παρακολούθηση των AEWs

Τα AEWs δεν κινούνται ποτέ με σταθερή ταχύτητα, επιταχύνουν και επιβραδύνουν πολλές φορές εξ'αιτίας της διαβατικής θέρμανσης από την ανωμεταφορά σε συνοπτική/υπο-συνοπτική κλίμακα ή εξ'αιτίας της αλληλεπίδρασης μεταξύ των αυλώνων στα μέσα γεωγραφικά πλάτη και των τροπικών αυλώνων στην άνω τροπόσφαιρα. Επίσης κινούνται με διαφορετικές ταχύτητες πάνω από τη ξηρά και τον ωκεανό (συνήθως πιο αργά στον κεντρικό Ατλαντικό).

i) Δορυφορικές Εικόνες

Τα AEWs συχνά αναγνωρίζονται μέσω δορυφορικών εικόνων λόγω της ανωμεταφοράς με την οποία σχετίζονται. Χρησιμοποιούνται διαγράμματα Hovmöller και animations εικόνων για την παρακολούθηση των νεφών που σχετίζονται με τα κύματα χωρίς όμως αυτή η μέθοδος να παρέχει την ακριβή θέση του αυλώνα κατά μήκος των κυμάτων τα οποία ποικίλλουν σε μέγεθος και σχήμα οδηγώντας στο λανθασμένο συσχετισμό άσχετων νεφικών σχηματισμών με τα AEWs.

ii) Μεσημβρινός Άνεμος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Μια τεχνική για την αναγνώριση των AEWs είναι η εύρεση της περιοχής στην οποία ο μεσημβρινός άνεμος είναι μηδενικός στο επίπεδο του AEJ. Αυτό συμβαίνει συνήθως στα 700 hPa και ορίζει τον άξονα του αυλώνα του κύματος στον οποίο ο άνεμος αλλάζει από τη βόρεια συνιστώσα στη νότια (διακεκομμένες γραμμές, σχήμα 1.7). Με τον ίδιο τρόπο χρησιμοποιείται ο μεσημβρινός άνεμος στα 850 hPa καθώς η μέγιστη ένταση των κυμάτων παρατηρείται συνήθως σε αυτό το επίπεδο, βόρεια του AEJ.





Σχήμα 1.7: (αριστερά): ανεμολογικό πεδίο (m/s) στα 700 hPa, (δεξιά): μεσημβρινός άνεμος (ν συνιστώσα του ανέμου, m/s) στα 700 hPa στις 0000 UTC 19 Ιουλίου 2012 & 0000 UTC 20 Ιουλίου 2012. Οι μαύρες διακεκομμένες γραμμές δηλώνουν την περιοχή αλλαγής της συνιστώσας του ανέμου από βόρεια σε νότια. (Από ΝΟΑΑ/ΝCEP 2020)

iii) Σχετικός Στροβιλισμός

Τα κέντρα σχετικού στροβιλισμού των AEWs βρίσκονται στα 850 και 700 hPa, τα μέγιστα των οποίων χρησιμοποιούνται για την εύρεση του αυλώνα τους. Παρ'όλα αυτά ο σχετικός στροβιλισμός φαίνεται να είναι πιο χρήσιμος στην αναγνώριση χαρακτηριστικών διαφορετικής κλίμακας από αυτή των κυμάτων όπως ο στροβιλισμός που σχετίζεται με MCSs τα οποία κινούνται πιο γρήγορα από τα AEWs. Αν και τα δύο πολλές φορές επικαλύπτονται, η παρακολούθηση των AEWs μόνο μέσω του σχετικού στροβιλισμού ιδιαίτερα δύσκολη και προβληματική.

iv) Δυναμικός Στροβιλισμός

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το πεδίο του δυναμικού στροβιλισμού στα χαμηλά επίπεδα, βόρεια του AEJ έχει αναγνωριστεί ως σημαντικό διαγνωστικό στοιχείο για την κατανόηση της δομής των AEWs (Hsieh and Cook 2008). Σε πολλές περιπτώσεις τα AEWs παρακολουθούνται με τη χρήση του μέγιστου PV στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K (σχήμα 1.8, ο αυλώνας που σημειώνεται με τα μαύρα βέλη). Αυτό οφείλεται στο ότι πάνω σε ισεντροπικές επιφάνειες ο δυναμικός στροβιλισμός διατηρείται αν δεν υπάρχουν διαβατικές διαδικασίες και τριβή (Hoskins et al. 1985). Όμως οι τιμές του αυξάνουν κάτω από ένα μέγιστο διαβατικής θέρμανσης (έκλυση λανθάνουσας θερμότητας από καταιγιδοφόρο δράση) (Pomroy and Thorpe 2000, Wernli and Davies 1997). Η θέση της ισεντροπικής επιφάνειας των 315K περίπου στα 700 hPa στην περιοχή ενδιαφέροντος, δηλαδή κάτω από το μέγιστο διαβατικής θέρμανσης, διευκολύνει τον εντοπισμό των αυλώνων των AEWs που σχετίζονται με αστάθεια. Επίσης, η 315K είναι κοντά στη στάθμη με τη μεγαλύτερη ένταση των AEWs νότια του AEJ. Άρα ο δυναμικός στροβιλισμός στην 315K είναι ένα καλό διαγνωστικό εντοπισμού των AEWs τόσο πάνω από την Αφρική όσο και στον Β. Ατλαντικό ωκεανό.





Σχήμα 1.8: Δυναμικός στροβιλισμός (PVU, σκίαση) στην ισεντροπική επιφάνεια 315K και δυναμική θερμοκρασία (K, ισόθερμες). Με μαύρα βέλη σημειώνεται ο αυλώνας στο πεδίο της δυναμικής θερμοκρασίας (Berry and Thorncroft, 2005)



Οι τροπικοί κυκλώνες, γνωστοί και ως τυφώνες ή κυκλώνες είναι από τα πιο ισχυρά, θεαματικά αλλά και βίαια, θανατηφόρα φυσικά φαινόμενα στον πλανήτη. Κάθε τροπικός κυκλώνας αποτελεί ένα κυκλωνικό σύστημα που δημιουργείται σε μικρά συνήθως γεωγραφικά πλάτη, πάνω από τους ωκεανούς και εξαρτάται από τη μεταφορά θερμότητας από αυτούς (Emanuel 2003). Κατηγοριοποιούνται σύμφωνα με τη μέγιστη ταχύτητα των ανέμων τους η οποία ορίζεται ως η μέγιστη ταχύτητα του ανέμου σε υψόμετρο 10 m, μεσοποιημένη για ένα χρονικό διάστημα 10 λεπτών (εκτός από τις Ηνωμένες Πολιτείες όπου χρησιμοποιείται το χρονικό διάστημα του ενός λεπτού) (Emanuel 2003).

Παρατηρούνται:

α) στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη του δυτικού Ειρηνικού Ωκεανού όπου η περίοδος εκδήλωσής τους είναι από το Μάιο μέχρι τον Νοέμβριο

β) στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη του Ατλαντικού Ωκεανού και της Καραϊβικής Θάλασσας από τον Ιούνιο μέχρι τον Νοέμβριο

γ) στον νότιο Ινδικό ωκεανό και στην Αυστραλία από τον Νοέμβριο μέχρι τον Απρίλιο

δ) στον κόλπο της Βεγγάλης και στην Αραβική Θάλασσα όπου οι τροπικοί κυκλώνες
λαμβάνουν χώρα τα διαστήματα Απρίλιος-Ιούνιος & Σεπτέμβριος-Νοέμβριος.



Σχήμα 1.9: Παγκόσμια κατανομή και ονομασία των τροπικών κυκλώνων στη ξένη βιβλιογραφία με βάση τη λεκάνη εκδήλωσής τους. Πηγή: metoffice.gov.uk

Οι ανατολικές ακτές της Νότιας Αφρικής επίσης επηρεάζονται από τους τροπικούς κυκλώνες από τον Νοέμβριο μέχρι τον Απρίλιο (Παγκόσμιος Μετεωρολογικός Οργανισμός, World Meteorological Organization, WMO 2020).

Στις Ηνωμένες Πολιτείες μόνο, αποτελούν τις πιο θανατηφόρες και πιο κοστοβόρες φυσικές καταστροφές (Emanuel 2003): ο κυκλώνας Katrina το 2005 υπήρξε από τις πιο ακριβές φυσικές καταστροφές στην ιστορία των ΗΠΑ προκαλώντας ζημιές κόστους 125 δισεκατομμυρίων δολαρίων και 1245-1836 θανάτους. Παρόμοια πρόσφατα παραδείγματα αποτελούν οι κυκλώνες Harvey (2017) και Irma (2017) προκαλώντας ζημιές κόστους 125 και 77.2 δισεκατομμυρίων δολαρίων αντίστοιχα και υπεύθυνοι για 68 και 52 θανάτους αντίστοιχα. Ο κυκλώνας Galveston (1900) ήταν υπεύθυνος για 8000-12.000 θύματα στις αρχές του 20^{ου} αιώνα στην περιοχή της Καραϊβικής και του Τέξας. Στο δυτικό Ειρηνικό κυκλώνες όπως ο Great Bhola (1970), ο Haiphong (1881) και η Nina (1975) ήταν υπεύθυνοι για πάνω από 500.000 (Emanuel 2003), 300.000 και 229.000 απώλειες ζωών αντίστοιχα. Σύμφωνα με τον WMO, τα τελευταία 50 χρόνια έχουν καταγραφεί 1942 φυσικές καταστροφές λόγω τροπικών κυκλώνων παγκοσμίως, οι οποίοι ήταν υπεύθυνοι για 779.324 θανάτους και προκάλεσαν ζημιές κόστους 1407.6 δισεκατομμυρίων δολαρίων – κατά μέσο όρο 43 θάνατοι και 78 εκατομμύρια δολάρια καταστροφών κάθε μέρα (WMO, 2020).

Σύμφωνα με το National Weather Service και το National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), οι τροπικοί κυκλώνες ορίζονται ως οργανωμένα συστήματα νεφών και καταιγίδων με μια ορισμένη κυκλοφορία. Ανάλογα με τη μέγιστη ταχύτητα των ανέμων τους χωρίζονται σε:

- <u>Τροπικές υφέσεις/Tropical Depressions</u>: μέγιστη ταχύτητα ανέμων μικρότερη από 17 m/s
- <u>Τροπικές καταιγίδες/Tropical Storms</u>: μέγιστη ταχύτητα ανέμων από 17-32 m/s (σε αυτό το στάδιο κάθε σύστημα ονοματίζεται)
- Κυκλώνες/Τυφώνες (Hurricanes/Typhoons/Cyclones): μέγιστη ταχύτητα ανέμων πάνω από 32 m/s. Σε αυτή την υπο-κατηγορία χωρίζονται σε 5 επιπρόσθετες βαθμίδες, ανάλογα με την ταχύτητα των ανέμων τους σύμφωνα με την κλίμακα Saffir-Simpson (πίνακας 1.1).

Η κλίμακα Saffir-Simpson αποτελεί μια κατηγοριοποίηση των κυκλώνων στο δυτικό ημισφαίριο σε 5 στάδια/κατηγορίες βασιζόμενη στην ταχύτητα των ανέμων τους και μόνο. Αναπτύχθηκε από τους Herb Saffir και Bob Simpson ως ένα εργαλείο αφύπνισης του κοινού για τις πιθανές επιπτώσεις τυφώνων διαφόρων εντάσεων (Saffir 1973). Σε γενικές γραμμές, η κλίμακα των καταστροφών ανεβαίνει κατά έναν παράγοντα του 4 στη μετάβαση από την προηγούμενη κατηγορία στην επόμενη (Pielke et al 2008). Η κλίμακα δεν αφορά άλλες επιδράσεις ενός κυκλώνα όπως πλημμύρες, ισχυρή βροχόπτωση και ανεμοστρόβιλους. Σε προηγούμενες εκδόσεις της, περιελάμβανε επιπρόσθετους παράγοντες όπως η πίεση (πίνακας 1.1) αλλά τελευταία αφαιρέθηκαν για λόγους απλοποίησης (The Saffir-Simpson Team, NOAA 2019). Επιπλέον, όταν η κατηγορία ενός κυκλώνα (hurricane) είναι 3, 4 ή 5 τότε αυτός χαρακτηρίζεται ως «ισχυρός» κυκλώνας (major hurricane).

Ψηφιακή συλλογή <mark>Βιβλιοθήκη</mark>



Πίνακας 1.1: Κατηγοριοποίηση των κυκλώνων σε 5 υπο-κατηγορίες με βάση τη μέγιστη ταχύτητα των ανέμων τους (m/s) και την επιφανειακή τους πίεση (hPa) σύμφωνα με την κλίμακα Saffir Simpson (The Saffir-Simpson Team, 2019)

Κατηγορία Κυκλώνα	Μέγιστη ταχύτητα ανέμων (m/s)	Ελάχιστη Επιφανειακή Πίεση (hPa)
1	33-42	≥ 980
2	43-49	979-965
3	50-58	964-945
4	58-70	944-920
5	> 70	< 920

1.4.2 Σχηματισμός και Ανάπτυξη των Τροπικών Κυκλώνων

Το σχήμα 1.10 παρουσιάζει τις πορείες των τροπικών καταιγίδων και κυκλώνων (συστήματα με μέγιστη ταχύτητα ανέμων > 17 m/s) για την περίοδο 1992-2001. Γίνεται ξεκάθαρο ότι σχηματίζονται κυρίως στις τροπικές περιοχές με εξαίρεση τον νότιο Ειρηνικό και Ατλαντικό ωκεανό και φυσικά αποκλειστικά πάνω από θάλασσα. Η ονομασία των κυκλώνων (με μέγιστη ταχύτητα > 32 m/s) ποικίλλει ανάλογα σε ποια περιοχή εκδηλώνονται (σχήμα 1.9). Ο όρος hurricanes χρησιμοποιείται για τα συστήματα στον ανατολικό Ειρηνικό και στον Ατλαντικό, ενώ ο όρος typhoon είναι συχνότερος στον δυτικό Ειρηνικό ωκεανό και στην νοτιο-ανατολική Ασία. Όταν εμφανίζονται στα τροπικά γεωγραφικά πλάτη στα ανατολικά της Αφρικής, στον Ινδικό Ωκεανό και στα δυτικά της Αυστραλίας χρησιμοποιείται ο όρος cyclones. Ο βορειοδυτικός Ειρηνικός είναι η περιοχή με τη μεγαλύτερη κυκλωνική δραστηριότητα και τις πιο ευνοϊκές συνθήκες για κυκλογένεση. Η λεκάνη ενδιαφέροντος σε αυτή τη διατριβή είναι ο βόρειος Ατλαντικός που περιλαμβάνει και την Καραϊβική Θάλασσα και τον Κόλπο του Μεξικό.



Σχήμα 1.10: Παγκόσμια πορεία των τροπικών καταιγίδων και κυκλώνων (ταχύτητες ανέμων > 17 m/s) για την περίοδο 1992-2001. Πηγή: Neumann (1993)



Εκτιμάται ότι κάθε χρόνο αναπτύσσονται περίπου 80 τροπικοί κυκλώνες (ταχύτητες ανέμων >17 m/s) παγκοσμίως (Emanuel 2003). Όπως έχει αναφερθεί, η βασική πηγή ενέργειας των τροπικών κυκλώνων είναι η μεταφορά θερμότητας από τους ωκεανούς (Riehl 1950; Kleinschmidt 1951). Σχηματίζονται επάνω από ωκεανούς με επιφανειακή θερμοκρασία άνω των 26°C (σε γεωγραφικά πλάτη 5-20°B) αλλά δεν είναι ασυνήθιστο να μεταφερθούν σε περιοχές υψηλότερων γεωγραφικών πλατών (Emanuel 2003). Αρκετά συστήματα χαρακτηρίζονται από έντονη κίνηση προς τους πόλους επηρεάζοντας συχνά εξω-τροπικές περιοχές με ισχυρή βροχόπτωση και ανέμους πριν οι καταιγίδες προλάβουν να διαλυθούν (Emanuel 2003). Αυτό διαπιστώνεται εύκολα από το σχήμα 1.10.

Υπάρχουν κάποιες συνθήκες της ατμόσφαιρας οι οποίες θεωρούνται ευνοϊκές για τη γένεση και ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων οι οποίες σύμφωνα με τον Gray (1979) είναι:

- θερμά ωκεάνια ύδατα θερμοκρασίας τουλάχιστον 26-27°C σε βάθος μέχρι περίπου 60 m.
- μια ατμόσφαιρα η οποία ψύχεται αρκετά γρήγορα καθ'ύψος και θα είναι δυνητικά ασταθής στην υγρή ανωμεταφορά (convection).
- σχετικά υγρός αέρας στη μέση τροπόσφαιρα
- μια προ-υπάρχουσα διαταραχή στην κατώτερη τροπόσφαιρα (όπως τα AEWs)
- χαμηλές τιμές της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου (< 7.5-10 m/s) ανάμεσα στην επιφάνεια και στην άνω τροπόσφαιρα.
- γεωγραφικό πλάτος > 5°B

Συγκεκριμένα οι θερμές θερμοκρασίες της θάλασσας είναι απαραίτητες καθώς οι ανερχόμενοι υδρατμοί ψύχονται και συμπυκνώνονται σε νέφη απελευθερώνοντας μεγάλα ποσά λανθάνουσας θερμότητας. Αυτή η θερμότητα θερμαίνει τον περιβάλλοντα αέρα ο οποίος είναι πλέον ελαφρύτερος και ανέρχεται σε υψηλότερα ακόμα επίπεδα με τον αέρα στην επιφάνεια να αναπληρώνει το κενό που έχει αφήσει. Με αυτόν τον τρόπο μειώνεται η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας δημιουργώντας ακόμα μεγαλύτερη οριζόντια βαροβαθμίδα συνεπώς ενισχύοντας την ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου. Αυτή τη διαδικασία ο Emanuel (1986) περιγράφει ως το μηχανισμό Wind Induced Surface Heat Exchange (WISHE). Οι τροπικοί κυκλώνες συνήθως αποδυναμώνονται και διαλύονται όταν κινούνται επάνω από τη ξηρά ή από ψυχρά ύδατα εξ'αιτίας της απουσίας υγρασίας από τις ηπειρωτικές περιοχές σε σχέση με τις ωκεάνιες.

1.4.3 Δομή Τροπικών Κυκλώνων

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η μέχρι τώρα γνώση που υπάρχει γύρω από τη δομή των τροπικών κυκλώνων προέρχεται από αναλυτικές μετρήσεις αεροσκαφών, από εναέρια και επίγεια ραντάρ και από δορυφορικές μετρήσεις. Για να οριστεί ένας τροπικός κυκλώνας ως τροπική καταιγίδα θα πρέπει να είναι ένα κυκλωνικό σύστημα θερμού πυρήνα (warm core) χωρίς να συνδέεται με κάποιο μέτωπο.

Επίσης πρέπει να εμφανίζει κλειστή κυκλωνική κυκλοφορία γύρω από ένα καλά ορισμένο κέντρο χαμηλής πίεσης το οποίο ονομάζεται «μάτι» (eye) (Foley 1995). Οι άνεμοι σε σχεδόν όλο τον όγκο που καταλαμβάνει ένας τροπικός κυκλώνας έχουν κυκλωνική ροή (αντίθετα με τη φορά του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο και ανάποδα στο νότιο), αλλά στην ανώτερη τροπόσφαιρα η ροή αντιστρέφεται και γίνεται αντικυκλωνική (Emanuel 2003). Η ταχύτητα των ανέμων αυξάνεται ραγδαία από το κέντρο προς το τοίχωμα του ματιού με τους ανέμους μέγιστης έντασης να βρίσκονται κοντά στην επιφάνεια και να αποδυναμώνονται καθ'ύψος (λόγω του θερμού πυρήνα τους).

Υπάρχουν πολλοί τρόποι μέτρησης της έντασης ενός τροπικού κυκλώνα, οι πιο ευρέως αποδεκτοί είναι η μέγιστη ταχύτητα του ανέμου και η ελάχιστη πίεση στο κέντρο τους. Στο γεωμετρικό κέντρο ενός κυκλώνα βρίσκεται το μάτι, μία σχεδόν κυκλική περιοχή γύρω από την οποία μαίνεται ο τροπικός κυκλώνας. Στο μάτι ο αέρας βυθίζεται προς την επιφάνεια με αποτέλεσμα τον αίθριο καιρό. Όταν το μάτι περνάει επάνω από παρατηρητές στο έδαφος συνήθως γίνεται ορατός ο καθαρός ουρανός ή τα αστέρια τη νύχτα δίνοντας τη λανθασμένη εντύπωση ότι ο τροπικός κυκλώνας έχει περάσει, κάτι εξαιρετικά επικίνδυνο καθώς ακολουθούν εξίσου ισχυροί άνεμοι από την αντίθετη πλευρά. Σε άλλες περιπτώσεις παρατηρούνται χαμηλά-μεσαία νέφη στο μάτι αντί για πλήρως αίθριο καιρό. Το μέγεθος του ματιού μπορεί να κυμανθεί από 6-80 km σε ακτίνα, αλλά πιο σύνηθες είναι τα 30-60 km σε ακτίνα (Weatherford and Gray 1988). Είναι η περιοχή που εμφανίζει τη χαμηλότερη επιφανειακή πίεση, τις υψηλότερες θερμοκρασίες στην κορυφή της και τους πιο αδύναμους ανέμους (συνήθως κάτω από 7 m/s) αν και έχουν παρατηρηθεί μεμονωμένες περιπτώσεις επέκτασης των ισχυρών ανέμων μέσα στο μάτι. Το σχήμα του συνήθως είναι συμμετρικό αλλά μπορεί να επιμηκυνθεί με διάφορους τρόπους, ενδεικτικό της αποδυνάμωσης του κυκλώνα. Οι θετικές θερμοκρασιακές ανωμαλίες που παρατηρούνται μέσα στο μάτι, κυρίως στη μέση-άνω τροπόσφαιρα οφείλονται στην ξηρή αδιαβατική θέρμανση λόγω των καθοδικών κινήσεων που επικρατούν (σχήμα 1.11). Εξ'αιτίας αυτών ο πυρήνας είναι θερμός και λόγω της εξίσωσης του θερμικού ανέμου, η μέγιστη ένταση των ανέμων του κυκλώνα παρατηρείται στα χαμηλά επίπεδα, πολύ κοντά στην επιφάνεια.

Το τοίχωμα του ματιού (eyewall) αποτελεί ένα πυκνό τοίχωμα/δακτύλιο ισχυρής ανωμεταφοράς κάτω από τον οποίο εμφανίζονται οι ισχυρότεροι άνεμοι όλου του συστήματος (σχήμα 1.11). Επίσης οι ισχυρότεροι ανοδικοί ανέμοι παρατηρούνται στο τοίχωμα μαζί με ένα δακτύλιο νεφών ο οποίος εκτείνεται από την εξωτερική πλευρά του ματιού μέχρι 20-50 km μακριά (Emanuel 2003). Οποιαδήποτε αλλαγή στις δομές του ματιού και του τοιχώματος θα προκαλέσουν μεταβολές στην ταχύτητα των ανέμων.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Διαδοχικές επιμήκεις, στενές ζώνες ισχυρής βροχόπτωσης (spiral ή rain bands) περιβάλλουν το τοίχωμα μέχρι μερικές εκατοντάδες χιλιόμετρα μακριά από το μάτι και κινούνται προς αυτό με την ίδια κατεύθυνση όπως ο άνεμος (National Weather Service 2020) (σχήμα 1.11). Το πάχος τους κυμαίνεται μέχρι μερικές δεκάδες χιλιόμετρα ενώ το μήκος τους μπορεί να φτάσει τα 80-480 km. Κατά μήκος αυτών των ζωνών η σύγκλιση στα χαμηλά επίπεδα είναι η μέγιστη και κατ'επέκταση το ίδιο ισχύει για την απόκλιση στα ανώτερα επίπεδα. Αναπτύσσεται μια κυκλοφορία κατά την οποία θερμός, υγρός αέρας συγκλίνει στην επιφάνεια, ανέρχεται μέσω αυτών των ζωνών, αποκλίνει στα άνω επίπεδα και κατέρχεται στις δύο πλευρές της κάθε ζώνης. Γι αυτό ανάμεσα από κάθε ζώνη ο καιρός εμφανίζεται με ελάχιστη βροχή και αδύναμους ανέμους και γαρακτηρίζεται από καθοδικές κινήσεις (σχήμα 1.11). Καθώς ο αέρας βυθίζεται, λαμβάνει χώρα αδιαβατική θέρμανση και ξηραίνεται. Εξ'αιτίας της ισχυρότερης κατάπτωσης στα εσωτερικά της κάθε ζώνης, η αδιαβατική θέρμανση είναι ισχυρότερη σε αυτή την περιοχή προκαλώντας ιδιαίτερα απότομες αντιθέσεις στην πίεση κατά μήκος των ζωνών, καθώς ο θερμός αέρας είναι ελαφρύτερος από τον ψυχρό (Willoughby 1979, 1990, 1995). Το συνολικό, τυπικό μέγεθος ενός κυκλώνα είναι περίπου 480 km αν και ποικίλλει αρκετά. Σημειώνεται ότι η ισχύς ενός κυκλώνα δεν είναι απαραίτητα ανάλογη με το μέγεθός του (ο καταστροφικός κυκλώνας Andrew το 1992 είχε σχετικά μικρό μέγεθος).



Σχήμα 1.11: Κάθετη τομή της δομής ενός κυκλώνα στο βόρειο ημισφαίριο όπου φαίνεται η καθοδική ροή (μπλε βέλη) στο μάτι & ενδιάμεσα των ζωνών, η ανοδική (κόκκινα βέλη) στο τοίχωμα/eyewall και στις ζώνες και η συνολική κίνησή του αντίθετα με τη φορά των δεικτών του ρολογιού στην επιφάνεια και ανάποδα στην κορυφή. Πηγή: <u>https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Hurricane-en.svg</u>

1.4.4 Η Κυκλωνική Δραστηριότητα στον Ατλαντικό Ωκεανό

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η κυκλωνική περίοδος (hurricane season) στη λεκάνη του Ατλαντικού, η οποία πέρα από τον Ατλαντικό ωκεανό περιλαμβάνει την Καραϊβική θάλασσα και τον Κόλπο του Μεξικό, ξεκινάει επισήμως την 1^η Ιουνίου και λήγει στις 30 Νοεμβρίου κάθε χρόνο (National Hurricane Centre 2020). Σύμφωνα με το NOAA, το μέγιστο της κυκλωνικής δραστηριότητας στον Ατλαντικό παρατηρείται από τα μέσα του Αυγούστου μέχρι τα τέλη Οκτωβρίου χωρίς αυτό να αποκλείει την εμφάνιση ενός πολύ ισχυρού συστήματος εκτός της περιόδου αυτής. Τους 2 πρώτους καλοκαιρινούς μήνες οι περιοχές του Κόλπου του Μεξικό και της Καραϊβικής αποτελούν τις πιθανότερες περιοχές για την εκδήλωση κάποιου τροπικού κυκλώνα, ενώ τους μήνες με την υψηλότερη δραστηριότητα (Αύγουστο, Σεπτέμβριο, Οκτώβριο) η μέση περιοχή προέλευσής τους εξαπλώνεται ανατολικότερα προς την Αφρική (σχήμα 1.12).



Σχήμα 1.12: Η επικρατέστερη πορεία όλων των κυκλώνων (hurricanes) μιας τυπικής χρονιάς στον Ατλαντικό ωκεανό για τον: α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο, ε) Οκτώβριο, στ) Νοέμβριο με βάση την κλιματολογία 1966-2009. Με μπλε σκίαση φαίνεται η πιθανή πορεία τους, με πράσινη η πιο πιθανή και με πορτοκαλί η πιθανέστερη. Πηγή: NOAA (2020)

Εκτιμάται ότι τα τελευταία 30 χρόνια η συχνότητα και ένταση των τροπικών κυκλώνων στον Ατλαντικό έχει αυξηθεί σημαντικά (Wang and Gillies 2011). Αυτό το γεγονός αποδίδεται σε μεγάλο βαθμό στην αύξηση των επιφανειακών θερμοκρασιών της θάλασσας (Emanuel 2005).

Η ετήσια μεταβλητότητα της κυκλωνικής δραστηριότητας στον Ατλαντικό είναι η μεγαλύτερη από κάθε άλλο ωκεανό. Η πρόβλεψη και γενική προγνωσιμότητα της κυκλωνικής δραστηριότητας καθιστάται εξαιρετικά δύσκολη καθώς εξαρτάται από πληθώρα παραμέτρων (Gray et al. 1994) όπως η φάση της ταλάντωσης του El Nino – Southern Oscillation (ENSO), οι θερμοκρασίες στην επιφάνεια της θάλασσας, η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας, οι ανωμαλίες του διατμητικού ανέμου στο βόρειο τροπικό Ατλαντικό ωκεανό, τα ποσά βροχόπτωσης στη δυτική Αφρική και η φάση της στρατοσφαιρικής ταλάντωσης Quasi-Biennial Oscillation (QBO).

Στο σχήμα 1.13 παρουσιάζεται ο αριθμός των κυκλώνων (hurricanes) στον Ατλαντικό ωκεανό για τη χρονοσειρά 1851-2019. Σύμφωνα με τους Vecchi και Knutson (2011) για το διάστημα 1878-2008 εμφανίζεται από μηδενική μέχρι ισχυρή ανοδική τάση της συχνότητας εμφάνισής τους. Επίσης για τα συστήματα πριν το 1965 απαιτείται μια σημαντική διόρθωση προς τα πάνω λόγω της αραιής μέτρησης και καταγραφής των συστημάτων στον Ατλαντικό πριν την εγκατάσταση δορυφόρων.



Σχήμα 1.13: Αριθμός των κυκλώνων (hurricanes) ανά έτος για τη χρονοσειρά 1851-2019. Πηγή: NOAA (2020)

1.5 Στόχοι Διατριβής

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στόχος της παρούσας διατριβής είναι η συνοπτική και δυναμική ανάλυση των χαρακτηριστικών των AEWs, του περιβάλλοντος μέσα στο οποίο δημιουργήθηκαν και αναπτύχθηκαν και της δομής τους πάνω από τη βόρεια Αφρική για το έτος 2019. Συγχρόνως είναι η εύρεση και ανάλυση ενός συγκεκριμένου AEW το οποίο προκάλεσε τη γένεση του κυκλώνα Dorian ενός από τους πιο ισχυρούς καταγεγραμένους τροπικούς κυκλώνες στην ιστορία του Ατλαντικού ωκεανού όσον αφορά την ταχύτητα των ανέμων του (95.2 m/s). O Dorian αποτέλεσε τον ισχυρότερο και πιο καταστροφικό κυκλώνα στην ιστορία των νήσων Μπαχάμα, υπεύθυνος για πάνω από 74 θανάτους και ζημιές κόστους 4.68 δισεκατομμυρίων δολαρίων, επηρεάζοντας ταυτόχρονα τις ΗΠΑ και τον Καναδά.

Επιλέχθηκε το έτος 2019 καθώς βρίσκεται στο 5% των πιο ενεργών ετών από το 1851 με την εμφάνιση 18 τροπικών κυκλώνων στον Ατλαντικό ωκεανό με το μέσο όρο ονομασμένων συστημάτων ανά έτος να ανέρχεται μόλις στα 11.8.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΔΕΛΟΜΕΝΑ & ΜΕΘΟΔΟΛΟΓΙΑ

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην παρούσα διατριβή πραγματοποιείται μελέτη των χαρακτηριστικών των AEWs και των μετεωρολογικών συνθηκών στην Αφρική και στην ευρύτερη περιοχή του Ατλαντικού Ωκεανού για το έτος 2019. Με αυτό τον τρόπο διερευνάται το ατμοσφαιρικό περιβάλλον μέσα στο οποίο αναπτύχθηκαν και εξελίχθηκαν τα AEWs αυτή τη χρονιά αλλά συγχρόνως δημιουργήθηκε ο πολύ ισχυρός κυκλώνας Dorian.

Για τη μελέτη όλων των παραμέτρων και πεδίων χρησιμοποιήθηκαν τα 5^{ης} γενιάς δεδομένα αναδρομικής ανάλυσης (reanalysis), ERA5 από το Ευρωπαϊκό Κέντρο Μεσοπρόθεσμων Προγνώσεων Καιρού (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ECMWF). Αυτά προέρχονται από το συνδυασμό βραχυπρόθεσμων προγνώσεων καιρού με δεδομένα παρατηρήσεων για τη δημιουργία μιας συνεχούς, παγκόσμιας βάσης δεδομένων. Η οριζόντια χωρική ανάλυσή τους είναι 0.25°x0.25° και η χρονική είναι μια ώρα, με την παρούσα διατριβή να κάνει χρήση 3-ωρης χρονικής ανάλυσης.

Αρχικά γίνεται μελέτη της μέσης κατάστασης της ατμόσφαιρας για την περίοδο ενδιαφέροντος (Ιούνιος-Νοέμβριος 2019). Μελετάται η κατακόρυφη και οριζόντια δομή και διάταξη του ανεμολογικού πεδίου με έμφαση στον AEJ, η δυναμική θερμοκρασία, η διάτμηση του ανέμου, οι επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας (sea surface temperatures, SSTs), η σχετική υγρασία και ο δυναμικός στροβιλισμός στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K.

Στη συνέχεια πραγματοποιείται φασματική ανάλυση με τα δεδομένα του μεσημβρινού ανέμου σε 4 σταθμούς και 3 επίπεδα στην ατμόσφαιρα (950, 850, 700 hPa) για την απεικόνιση των AEWs. Επίσης μελετώνται οι περιοχές ανάπτυξης των AEWs με τη χρήση του φιλτραρισμένου ζωνικού και μεσημβρινού ανέμου για περίοδο 2.5-6 ημερών. Εφαρμόστηκε το φίλτρο Lanczos (Duchon 1979) στη χρονοσειρά Μαΐου-Νοεμβρίου το οποίο απορρίπτει τις χαμηλές και υψηλές συχνότητες (τύπου bandpass). Σημειώνεται ότι μετά τη χρήση του δεν είναι διαθέσιμες 240 τιμές (30 ημέρες x 8 τιμές ανά ημέρα) στην αρχή και στο τέλος της χρονοσειράς. Έτσι δε λαμβάνονται υπ'όψιν οι μήνες Μάιος και Νοέμβριος. Η επεξεργασία των μη-φιλτραρισμένων δεδομένων ώστε αυτά να αποκτήσουν την επιθυμητή μορφή τους έγινε σε περιβάλλον GNU Octave το οποίο αποτελεί μια υψηλού επιπέδου γλώσσα προγραμματισμού που προορίζεται κυρίως για αριθμητικούς υπολογισμούς.

Το Dakar (Σενεγάλη), Bamako (Μάλι), Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο) και το Niamey (Νίγηρας) είναι οι 4 τοποθεσίες που επιλέχθηκαν για την απεικόνιση του μηνιαίου φιλτραρισμένου μεσημβρινού ανέμου. Επίσης, σύμφωνα με το ενεργειακό διάγραμμα του Lorenz υπολογίζονται οι συνδιακυμάνσεις (covariances) των φιλτραρισμένων τιμών του ζωνικού και μεσημβρινού ανέμου (u'v'), του μεσημβρινού ανέμου και της θερμοκρασίας (v'T') και της κατακόρυφης ταχύτητας ω και της θερμοκρασίας (ω'T') για την περίοδο Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019. Στη συνέχεια συνοψίζονται τα συμπεράσματα όλων των παραπάνω διαγραμμάτων που αφορούν το



Ψηφιακή συλλογή

Αναλύεται στη συνέχεια η γενική εικόνα και πορεία των τροπικών κυκλώνων στον Ατλαντικό ωκεανό για το 2019. Συγκρίνεται η χρονιά με την κλιματολογία της χρονικής περιόδου 1970-2019 με τη χρήση γραμμικής παλινδόμησης η οποία πραγματοποιήθηκε μέσω του προγράμματος Microsoft Excel. Ακολουθεί συνοπτική περιγραφή του κυκλώνα Dorian συνοδευόμενη από δορυφορικές εικόνες καθ'όλη τη διάρκεια της πορείας του αλλά και διαγράμματα βασικών παραμέτρων όπως οι SSTs και η διάτμηση του ανέμου. Μελετάται επίσης η κατακόρυφη δομή του στη στιγμή μέγιστης έντασής του. Στη συνέχεια ερευνάται η τροπική διαταραχή (AEW) η οποία μετέπειτα αποτέλεσε τον κυκλώνα Dorian κατά τις τελευταίες 5 ημέρες πριν την ονομασία του. Χρησιμοποιούνται διαγράμματα Hovmöller του σχετικού στροβιλισμού για την καλύτερη απόκτηση γενικής εικόνας των AEWs πάνω από την Αφρική και τον Ατλαντικό. Για τη ανάλυση του συγκεκριμένου κύματος γίνεται μελέτη της διάτμησης ανέμου καθώς και διαγράμματα απεικόνισης του γεωδυναμικού ύψους στα 700 hPa, των θαλάσσιων επιφανειακών θερμοκρασιών, του δυναμικού στροβιλισμού στην ισεντροπική επιφάνεια των 315 K, του ανέμου στα 700 hPa, των ροών λανθάνουσας θερμότητας από τον ωκεανό, δορυφορικών εικόνων από το δορυφόρο MSG στο κανάλι του θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm και υετού από τα δορυφορικά δεδομένα IMERG-GPM. Επίσης γίνεται απεικόνιση της κατακόρυφης δομής του AEW όταν αυτό εξήλθε από την Αφρική και όταν έφτασε την ισχύ τροπικής καταιγίδας.

Στα διαγράμματα όπου απεικονίζεται η διάτμηση του ανέμου, υπολογίστηκε η τιμή της σε κάθε χρονική στιγμή μεταξύ της ανώτερης και κατώτερης τροπόσφαιρας (850 και 200 hPa) και στη συνέχεια πραγματοποιήθηκε μεσοποίηση στο εκάστοτε χρονικό διάστημα. Αυτή η μεθοδολογία αναμένεται να έχει ως αποτέλεσμα ελαφρώς μεγαλύτερες τιμές διάτμησης σε σχέση με τον υπολογισμό του μέσου ανέμου αρχικά και αργότερα της διάτμησης.

Τέλος χρησιμοποιούνται δορυφορικές εικόνες του Meteosat 2^{ης} Γενιάς (Meteosat Second Generation, MSG) στις οποίες δόθηκε πρόσβαση από τον Ευρωπαϊκό Οργανισμό για την Εκμετάλλευση των Μετεωρολογικών Δορυφόρων (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites, EUMETSAT). Οι δορυφορικές εικόνες που απεικονίζουν τον αθροιστικό υετό λήφθηκαν από την ιστοσελίδα Giovanni (Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center, ή GES DISC, Interactive Online Visualization and Analysis Infrastructure). Αυτή αποτελεί ένα εργαλείο το οποίο απεικονίζει γεωεπιστημονικά δεδομένα από τους δορυφόρους της NASA (National Aeronautics and Space Administration) χωρίς τις συνήθεις δυσκολίες απόκτησης και ανάλυσης δεδομένων. Οι τιμές της βροχόπτωσης αποτελούν εκτιμήσεις από δορυφορικά δεδομένα και αλγορίθμους του συστήματος GPM-IMERG (Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM). Μαζί με τους υπολογισμούς του αλγορίθμου GPROF2017 (Goddard Profiling Algorithm του 2017) συνδυάζονται σε μισάωρα δεδομένα χωρικής ανάλυσης 0.1°x0.1° (10x10 km).

"GE

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για την επεξεργασία των δεδομένων reanalysis ERA5 και των διαγραμμάτων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό OpenGrADS (Grid Analysis and Display System) το οποίο είναι ένα εργαλείο που χρησιμοποιείται στο χειρισμό και στην οπτική απεικόνιση γεωεπιστημονικών δεδομένων δυαδικής μορφής ή μορφής GRIB, NetCDF. Όλοι οι υπολογισμοί έγιναν σε περιβάλλον Linux στην υπολογιστική συστοιχία (cluster) του Τομέα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας, Τμήμα Γεωλογίας Α.Π.Θ.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΩΝ ΑΦΡΙΚΑΝΙΚΩΝ ΑΝΑΤΟΛΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΚΑΙ ΤΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ ΤΟΥΣ ΤΟ 2019

3.1 Εισαγωγή

Ψηφιακή συλλογή

Στο παρακάτω κεφάλαιο παρουσιάζονται τα βασικά χαρακτηριστικά της ατμόσφαιρας για τη χρονική περίοδο Ιουνίου – Νοεμβρίου 2019 στην ευρύτερη περιοχή της βόρειας Αφρικής, του Ατλαντικού Ωκεανού, της Καραϊβικής Θάλασσας και του κόλπου του Μεξικό, με έμφαση στη μελέτη των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων (AEWs) πάνω από τη δυτική Αφρική και τον τροπικό ανατολικό Ατλαντικό πάνω από τον οποίο μετατρέπονται σε έως και τους μισούς τροπικούς κυκλώνες.

Αν το τελικό αποτέλεσμα μιας τροπικής διαταραχής ή ενός AEW είναι η δημιουργία ενός κυκλώνα ή όχι εξαρτάται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες και το περιβάλλον στο οποίο θα αναπτυχθεί. Η παρούσα μελέτη βασίζεται σε δεδομένα του 2019 το οποίο επιλέχθηκε καθώς αποτελεί μια χρονιά με μεγαλύτερη από το μέσο όρο (12 για την κλιματολογία 1970-2019) κυκλωνική δραστηριότητα με 18 συστήματα συνολικά, από τα οποία τα 6 ήταν κυκλώνες και τα 3 από αυτά ήταν ισχυροί κυκλώνες (κατηγορίας 3 και άνω). Τα AEWs ήταν υπεύθυνα για σχεδόν τα μισά συστήματα, για 4 από τους 6 κυκλώνες (66.67%) αλλά για όλους (100%) τους ισχυρούς κυκλώνες του 2019.

3.2 Η μέση κατάσταση της ατμόσφαιρας στην Αφρική και στον Ατλαντικό Ωκεανό για την περίοδο των κυκλώνων του 2019

Σε αυτό το υπο-κεφάλαιο μελετάται η μέση κατάσταση της ατμόσφαιρας στη βόρεια Αφρικανική ήπειρο καθώς και στον Ατλαντικό Ωκεανό με τη χρήση των δεδομένων reanalysis, ERA5. Μελετώνται τα χαρακτηριστικά του AEJ όπως η μέση μηνιαία θέση του, η έντασή του και η δομή του αλλά ταυτόχρονα ολόκληρο το καθεστώς του ζωνικού ανέμου στην περιοχή. Επίσης μελετάται η δομή της μέσης μηνιαίας δυναμικής θερμοκρασίας για τους ίδιους μήνες στα 850 hPa. Επιλέχθηκε αυτό το επίπεδο προς αποφυγή της επίδρασης της τοπογραφίας.

Στη συνέχεια παρουσιάζεται η διάτμηση του ανέμου ανάμεσα στα 850 και 200 hPa καθώς και οι μέσες μηνιαίες επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας (sea surface temperatures, SSTs). Οι SSTs υπολογίζονται για την περίοδο Ιουνίου-Νοεμβρίου 2019 ξεχωριστά αλλά και συγκριτικά η μέση μηνιαία τιμή τους στο ίδιο διάστημα σε σχέση με την κλιματολογία της τριακονταετίας 1981-2010. Με αυτόν τον τρόπο τεκμηριώνεται σε ποιο βαθμό οι SSTs που επικράτησαν στον Ατλαντικό αποτέλεσαν κινητήριο παράγοντα για την άνω του μετρίου κυκλωνική δραστηριότητα του έτους.

Παρουσιάζεται επίσης η οριζόντια δομή της σχετικής υγρασίας στην ευρύτερη περιοχή της Αφρικής και του Ατλαντικού από τον Ιούνιο μέχρι και το Νοέμβριο όπως επίσης και η οριζόντια δομή του δυναμικού στροβιλισμού στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K.
3.2.1 Αφρικανικός Ανατολικός Αεροχείμαρρος (African Easterly Jet, AEJ)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Τα σχήματα 3.1-3.5 απεικονίζουν την κατακόρυφη δομή του μέσου μηνιαίου ζωνικού ανέμου στις 5°A (κεντρική βόρεια Αφρική), 15°Δ (δυτική ακτή της β. Αφρικής) & 30°Δ (ανατολικός Ατλαντικός ωκεανός) για το διάστημα Ιουνίου-Νοεμβρίου 2019. Τα κύρια ανεμολογικά χαρακτηριστικά που παρατηρούνται στην περιοχή γίνονται αμέσως αντιληπτά στο πρώτο σχήμα 3.1 με τον ΑΕJ πλήρως ανεπτυγμένο στα 600 hPa, στις 12.5°B με μέση μέγιστη ταχύτητα στα 12 m/s στον πυρήνα του στις 5°A, ενώ δυτικότερα ο πυρήνας του εμφανίζεται χαμηλότερα (περίπου 650 hPa, 30°Δ) με ελαφρώς πιο μεγάλες ταχύτητες ανέμου στα 14 m/s. Η θέση και ένταση του ΑΕJ για την τριακονταετία 1981-2010 (σχήμα 3.1 β, δ, στ) εμφανίζουν ιδιαίτερα μεγάλη ταύτιση σε σχέση με τον Ιούνιο του 2019.

Δεύτερο κύριο χαρακτηριστικό είναι ο υποτροπικός αεροχείμμαρος στις 28°B ο πυρήνας του οποίου εμφανίζεται αρκετά υψηλότερα περίπου στα 200 hPa και με σχετικά πιο υψηλές ταχύτητες στα 24 m/s. Τον Ιούνιο είναι ενδιαφέρουσα η δομή του δυτικότερα (σχήματα 3.1 γ,ε) με την εμφάνιση δύο πυρήνων, στις 27°B και 38°B (ο 2°ς αποτελεί τμήμα του πυρήνα του πολικού αεροχειμμάρου) στην τομή των 15°Δ (σχήμα 3.1 γ) και ακόμα νοτιότερα, 22°B και 36°B αλλά αποδυναμωμένους στις 30°Δ (σχήμα 3.1 ε). Η θέση του είναι σε ταύτιση με την κλιματολογία του 1981-2010 (σχήμα 3.1 β, δ, στ).

Μια άλλη χαρακτηριστική ροή είναι ο τροπικός ανατολικός αεροχείμαρρος (Tropical Easterly Jet, TEJ) ο οποίος εμφανίζεται περίπου στις 1-2°B στα 200 hPa πάνω από την Αφρική. Κοντά στην επιφάνεια γίνονται αντιληπτά δύο είδη ροών (σχήμα 3.1 α): μια δυτική ροή κάτω από τον AEJ η οποία είναι γνωστή ως δυτική μουσσωνική ροή. Αυτή επηρεάζει τη δυτική Αφρική ανάμεσα στα γεωγραφικά πλάτη 9-20°B (Gentili et al. 2012) με συχνή τη νοτιο-δυτική συνιστώσα από τον Κόλπο της Γουινέας προς τη ξηρά, η οποία εκδηλώνεται κατά τη διάρκεια των καλοκαιρινών μηνών. Η δεύτερη ροή ονομάζεται στις 30°B κοντά στην επιφάνεια και μεταφέρει τις θερμές και ξηρές αέριες μάζες καθώς και σκόνη από την έρημο Σαχάρα προς τον Ατλαντικό ωκεανό. Οι επιφανειακές αυτές ροές είναι σαφώς ανεπτυγμένες στις 5°A αλλά αποδυναμώνονται προς τα δυτικά. Όπως και με τις προηγούμενες ροές, παρατηρείται ταύτιση τόσο του TEJ όσο και των επιφανειακών ροών με την κλιματολογία (σχήμα 3.1 β, δ, στ).



Σχήμα 3.1: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) τον Ιούνιο 2019 – Κατακόρυφες τομές στις α) 5°A, γ) 15°Δ και ε) 30°Δ. (δεξιά) τον Ιούνιο της χρονοσειράς 1981-2010 – Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.



Μια ελαφρώς διαφορετική εικόνα παρουσιάζεται στο μέσο ανεμολογικό πεδίο της περιοχής τον Ιούλιο (σχήμα 3.2), με τον ΑΕJ να εμφανίζεται με περίπου την ίδια δομή, θέση και χαρακτηριστικά (600 hPa, 13°B και 12 m/s η μέση ταχύτητα στον πυρήνα), παραμένοντας σταθερός από τα ανατολικά προς τα δυτικά. Ο υποτροπικός αεροχείμαρρος στα 200 hPa παρατηρείται αρκετά βορειότερα από τον Ιούνιο στις 37°B αλλά λίγο αποδυναμωμένος με 20 m/s μέση ταχύτητα στον πυρήνα του.

Ο ΤΕJ εμφανίζεται αρκετά πιο επιμηκυμένος στη μεσημβρινή διεύθυνση και ενδυναμωμένος σε σχέση με τον Ιούνιο, καθώς εκτείνεται από τον ισημερινό μέχρι περίπου τις 15°B με παραπάνω από τη διπλάσια μέση ταχύτητα στον πυρήνα του (18 m/s) πάνω από την ξηρά στις 5°A. Όμως η έντασή του μειώνεται προς τα δυτικά με σαφώς λιγότερο επιμηκυμένο πυρήνα. Η δυτική μουσσωνική ροή κοντά στην επιφάνεια παρουσιάζεται ελαφρώς ενισχυμένη ενώ αντιθέτως η μέση ταχύτητα του Χαρματάν φτάνει έως τα 8 m/s με μια σαφή επέκταση του πυρήνα προς τα ανώτερα στρώματα, στα 950-800 hPa επάνω από τη ξηρά στις 5°A, η οποία όμως υποχωρεί προς τα δυτικά. Όπως και τον Ιούνιο, οι θέσεις και οι μέσες εντάσεις των βασικών ροών στα 3 γεωγραφικά μήκη δεν αποκλίνουν ιδιαίτερα από την κλιματολογία του 1981-2010 με μοναδική εξαίρεση τον ισχυρότερο ΑΕJ στις 5°A για το 2019 κατά 2 m/s.



Ιούλιος 2019

Ιούλιος 1981-2010



Σχήμα 3.2: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) τον Ιούλιο 2019 – Κατακόρυφες τομές στις α) 5°A, γ) 15°Δ και ε) 30°Δ. (δεξιά) τον Ιούλιο της χρονοσειράς 1981-2010 – Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.

Τον Αύγουστο, ο AEJ δε φαίνεται ως καλά ανεπτυγμένο σύστημα στις 5°A (σχήμα 3.3) με λιγότερο ξεκάθαρο σχηματισμένο πυρήνα και μέση ταχύτητα στα 8 m/s η οποία φτάνει τα 10-12 m/s δυτικότερα (σχήματα 3.3 β,γ). Ο αεροχείμαρρος στην άνω τροπόσφαιρα είναι μετατοπισμένος βορειότερα των 40°B, ενώ ο σαφώς ανεπτυγμένος ΤΕJ, η δυτική μουσσωνική ροή η οποία στις 5°A έχει επεκταθεί καθ'ύψος μέχρι περίπου τα 600 hPa και ο Χαρματάν παρουσιάζουν παρόμοια εικόνα με αυτή του Ιουλίου τόσο πάνω από τη ξηρά όσο και στον ωκεανό. Επίσης δεν εμφανίζονται ιδιαίτερες αποκλίσεις σε σύγκριση με την κλιματολογία με εξαίρεση την ελάχιστα πιο μικρή έντασή του το 2019.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.3: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) τον Αύγουστο 2019 – Κατακόρυφες τομές στις α) 5°A, γ) 15°Δ και ε) 30°Δ. (δεξιά) τον Αύγουστο της χρονοσειράς 1981-2010 – Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.

41



Ιδιαίτερο ενδιαφέρον εμφανίζει ο Σεπτέμβριος το ανεμολογικό πεδίο του οποίου φαίνεται στο σχήμα 3.4. Στα ανατολικά (σχήμα 3.4 α) ο AEJ φαίνεται ελαφρώς χαμηλότερα από ότι τους καλοκαιρινούς μήνες, στα 650 hPa στο συνηθισμένο γεωγραφικό πλάτος των 13°B με ταχύτητα 14 m/s, ενώ δυτικότερα στις 15°Δ εντοπίζεται δύο μοίρες βορειότερα με μια αξιοσημείωτη εξασθένησή του με τη μέση ταχύτητα να ανέρχεται στα 12 m/s ενώ δυτικότερα μόλις στα 8 m/s.

Ο υποτροπικός αεροχείμμαρος στα 200 hPa κάνει και πάλι την εμφάνισή του νοτιότερα στις 28°B με σαφώς ανεπτυγμένο πυρήνα στο κέντρο του οποίου η ταχύτητα φτάνει τα 12-16 m/s. Δυτικότερα (στις 30°Δ) εμφανίζεται ένας μικρότερος πυρήνας αυτής της ροής με τη μισή ταχύτητα στο κέντρο του και σαφώς μετατοπισμένος προς τους τροπικούς στις 22-23°B. Ο ΤΕJ παρουσιάζεται λιγότερο επιμηκυσμένος με μέση ταχύτητα 12 m/s και αποδυναμώνεται προς τα δυτικά, ειδικότερα στις 30°Δ όπου δεν παρατηρείται. Επίσης, η δυτική μουσσωνική ροή φαίνεται να εξασθενεί (σχήμα 3.4 γ,ε). Τέλος, η ένταση του ΑΕJ στις 15 & 30°Δ φαίνεται να είναι κάτα 2 m/s μεφανίζει μεγάλες αποκλίσεις (σχήμα 3.4 δ,στ).



Σεπτέμβριος 2019



Σχήμα 3.4: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) το Σεπτέμβριο 2019 – Κατακόρυφες τομές στις α) 5°A, γ) 15°Δ και ε) 30°Δ. (δεξιά) το Σεπτέμβριο της χρονοσειράς 1981-2010 -Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.

Το ανεμολογικό πεδίο του Οκτωβρίου, στον οποίο ήταν ασυνήθιστα έντονη η κυκλωνική δραστηριότητα με 5 τροπικούς κυκλώνες, φαίνεται στο σχήμα 3.5. Ο ΑΕJ εμφανίζει σταθερό πυρήνα στα ανατολικά μέχρι και τις 15°Δ, με το κέντρο του σταθερά στα 700 hPa και μέγιστη ταχτύτητα ανέμων στα 10 m/s, ενώ δυτικότερα είναι σαφώς εξασθενημένος (όπως ήταν και το Σεπτέμβριο). Το 2019 εμφανίζεται σταθερά βορειότερα από την κλιματολογική του θέση κατά 3-5° ιδιαίτερα πάνω από την Αφρική στις 5°A (σχήμα 3.5 α,β).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

ΦΡΔΣ

Ο υποτροπικός αεροχείμμαρος στα 200 hPa εμφανίζεται ισχυρός με μέγιστη ταχύτητα ανέμων στα 24 m/s και αρκετά πιο κοντά στους τροπικούς (24°B) από ότι ήταν τους προηγούμενους μήνες. Η θέση του δε φαίνεται να μεταβάλλεται ιδιαίτερα όσον αφορά το γεωγραφικό πλάτος με μια μικρή απόκλιση βορειότερα στις 15°Δ (σχήμα 3.5 γ). Ο TEJ εμφανίζεται οργανωμένος μόνο στις 5°A (σχήμα 3.5 α) με μέγιστη ταχύτητα ανέμων στα 14 m/s ενώ η δυτική μουσσωνική ροή κάτω από τον AEJ φαίνεται αποδιοργανωμένη και ασθενής.

Αντιθέτως, τον Νοέμβριο όλες οι ροές πλην του υποτροπικού αεροχειμάρρου εμφανίζονται αποδιοργανωμένες και ασθενείς. Ακόμα και πάνω από την ηπειρωτική Αφρική ο AEJ φτάνει τη μέγιστη ταχύτητα ανέμου 5 m/s (σχήμα 3.6 α), ενώ σε συμφωνία με την κλιματολογία έχει μετατοπιστεί σαφώς νοτιότερα σε σχέση με τους προηγούμενους μήνες (σχήμα 3.6).

44



Σχήμα 3.5: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) το Οκτώβριο 2019 – Κατακόρυφες τομές στις α) 5°A, γ) 15°Δ και ε) 30°Δ. (δεξιά) το Οκτώβριο της χρονοσειράς 1981-2010 – Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.



Νοέμβριος 2019



Σχήμα 3.6: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) για (αριστερά) το Νοέμβριο 2019 - Κατακόρυφες τομές στις α) $5^{\circ}A$, γ) $15^{\circ}\Delta$ και ε) $30^{\circ}\Delta$. (δεξιά) το Νοέμβριο της χρονοσειράς 1981-2010 – Κατακόρυφες τομές στις β) 5°A, δ) 15°Δ και στ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.



Σύμφωνα με τα σχήματα 3.1-3.6 στα οποία φάνηκε η μέση θέση του AEJ, τα 600 hPa αποτέλεσαν το κατάλληλο ισοβαρικό επίπεδο για τη μελέτη των χαρακτηριστικών του (σχήμα 3.7). Η μέση έντασή του είναι μέγιστη στην αρχή της περιόδου των κυκλώνων με τιμές πάνω από 15 m/s να παρατηρούνται τον Ιούνιο πάνω από τον ανατολικό Ατλαντικό και τις ακτές της αφρικανικής ηπείρου (σχήμα 3.7 α). Η επιμηκυμένη δομή του κοντά στις 15°B παραμένει ίδια καθ'όλη τη διάρκεια της περιόδου με ελάχιστη μετατόπισή του μερικές μοίρες βόρεια τον Ιούλιο και τον Αύγουστο με σταδιακή εξασθένιση και νότια μετατόπιση το Νοέμβριο. Επιπλέον, μεγαλύτερη έκταση του μέγιστου της έντασης του ΑΕJ εντοπίζεται περισσότερο πάνω από τη ξηρά από ότι στον ωκεανό τον Σεπτέμβριο και τον Οκτώβριο ενώ τον Νοέμβριο (σχήμα 3.7 στ) δεν είναι πλέον ορατός.



Σχήμα 3.7: Μέσος μηνιαίος ζωνικός άνεμος (m/s) στα 600 hPa για α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο, ε) Οκτώβριο, στ) Νοέμβριο 2019. Δεδομένα ERA5.

3.2.2 Δυναμική Θερμοκρασία (θ)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Το σχήμα 3.8 δείχνει την εικόνα της μέσης δυναμικής θερμοκρασίας πάνω από τη βόρεια Αφρική και τον Ατλαντικό ωκεανό στα 850 hPa κατά την περίοδο Ιουνίου – Νοεμβρίου 2019, η οποία είναι πολύ σημαντική για τη βαροκλινική ανάπτυξη των AEWs αλλά και για την πορεία που θα ακολουθήσουν πάνω από τη ξηρά (Pytharoulis 1999). Στα χαμηλότερα επίπεδα, όπως στα 950 hPa (δεν παρουσιάζεται) παρατηρείται ισχυρή θερμοβαθμίδα μόνο κοντά στις ακτές και στη ξηρά η οποία γίνεται αντιληπτή και στα 850 hPa (σχήμα 3.8) και σχετίζεται με τις υψηλές θερμοκρασίες στην επιφάνεια πάνω από την έρημο Σαχάρα (Pytharoulis and Thorncroft 1999). Η βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας δεν εκτείνεται περαιτέρω προς τον Ατλαντικό στα 950 hPa, ακολουθώντας την ακτογραμμή της βορειο-δυτικής Αφρικής ενώ εκτείνεται μόνο μερικώς στα 850 hPa.

Ιδιαίτερα ισχυρή θερμοβαθμίδα παρατηρείται τον Ιούνιο κατά μήκος της νότιας Σαχάρας σχεδόν παράλληλα με τις 13-14°B και στη συνέχεια στις ακτές της βορειοδυτικής Αφρικής. Μια κατάσταση η οποία φαίνεται όλους τους μήνες με ιδιαίτερα έντονη τη θερμοβαθμίδα στη βορειο-δυτική Αφρική τον Ιούλιο και τον Αύγουστο (σχήμα 3.8 β,γ) με τιμές δυναμικής θερμοκρασίας της τάξης των 36°C στις ακτές της βορειο-δυτικής Αφρικής (25-35°B). Το ίδιο παρατηρείται νοτιότερα προς τη βόρεια πλευρά του ΑΕJ, η οποία στη συνέχεια αποδιοργανώνεται με ελάχιστα χαμηλότερες θερμοκρασίες προς το φθινόπωρο και πιο ομαλές βαθμίδες, τόσο στη νότια Σαχάρα όσο και στις βορειο-δυτικές ακτές της ηπείρου. Αξιοσημείωτη είναι η εξασθένιση της μεσημβρινής βαθμίδας της θ τον Οκτώβριο και τον Νοέμβριο (σχήμα 3.8 ε,στ) όπως επίσης η μετατόπισή της από τη Σαχάρα προς την κεντρική Αφρική κυρίως τον Νοέμβριο.

Όσον αφορά την κατακόρυφη βαθμίδα παρατηρείται κυρίως στις 5°A πάνω από τη ξηρά, ένα καλά αναμεμιγμένο (ισεντροπικό) στρώμα από τα 900 hPa κατά μέσο όρο μέχρι τα 600 hPa. Αυτό γίνεται ιδιαίτερα αντιληπτό τον Αύγουστο (σχήμα 3.10 δ,ε,στ) όπου αυτό το στρώμα εκτείνεται από κοντά στην επιφάνεια μέχρι τα 500 hPa και από τις 20°B μέχρι τις 35°B το Σεπτέμβριο (σχήμα 3.10 ζ,η,θ) όπου εκτείνεται από την επιφάνεια μέχρι τα 600 hPa αλλά αρκετές μοίρες νοτιότερα (15-27°B). Τους μήνες Ιούνιο και Ιούλιο (σχήματα 3.9 & 3.10 α,β,γ) η έκταση του ισεντροπικού στρώματος είναι μικρότερη στην κατακόρυφη και στη μεσημβρινή διεύθυνση με τα 700 hPa να αποτελούν το μέγιστο στρώμα έκτασης κατακόρυφα και τις 17-23°B τη μεσημβρινή έκταση τον Ιούνιο ενώ τον Ιούλιο εκτείνεται από τα 900 hPa σχετίζεται και πάλι με τις υψηλές θερμοκρασίες που επικρατούν επιφανειακά πάνω από την έρημο Σαχάρα γι αυτό και φαίνεται κυρίως στις 5°A.



Σχήμα 3.8: Μέση μηνιαία δυναμική θερμοκρασία (°C) στα 850 hPa για α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο, ε) Οκτώβριο, στ) Νοέμβριο 2019. Δεδομένα ERA5.



Σχήμα 3.9: Μέση δυναμική θερμοκρασία (°C) για τον Ιούνιο 2019 στις α) 5°A, β) 15°Δ και γ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.



Σχήμα 3.10: Μέση δυναμική θερμοκρασία (°C) για τον Ιούλιο 2019 στις α) 5°A, β) 15°Δ και γ) 30°Δ, τον Αύγουστο 2019 στις δ) 5°A, ε) 15°Δ και στ) 30°Δ, το Σεπτέμβριο 2019 στις ζ) 5°A, η) 15°Δ και θ) 30°Δ και τον Οκτώβριο 2019 στις ι) 5°A, ια) 15°Δ και ιβ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.



Σχήμα 3.11: Μέση δυναμική θερμοκρασία (C°) για το Νοέμβριο 2019 στις α) 5°A, β) 15°Δ και γ) 30°Δ. Δεδομένα ERA5.

Στα ίδια σχήματα (3.9-3.11 β,γ) που απεικονίζουν τη δυναμική θερμοκρασία δυτικότερα στις 15-30°Δ, η εικόνα της δομής της είναι διαφορετική, με την στατική ευστάθεια της κατώτερης τροπόσφαιρας να αυξάνεται σε σχέση με την ηπειρωτική βόρεια Αφρική. Στις 15°Δ η έκταση αυτού του στρώματος είναι προφανής μόνο τον Ιούλιο (σχήμα 3.10) αλλά και τον Οκτώβριο (σχήμα 3.11) ενώ στις 30°B η δομή της δυναμικής θερμοκρασίας εμφανίζεται σταθεροποιημένη με παράλληλες ισόθερμες από τους 25°C στα 900 hPa μέχρι 55°C στα 500 hPa.

3.2.3 Κατακόρυφη Διάτμηση του Ανέμου

Η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου είναι από τους πιο σημαντικούς παράγοντες που ελέγχουν το σχηματισμό αλλά και τη διάλυση των τροπικών κυκλώνων στον Ατλαντικό. Σε γενικές γραμμές οι μεγάλες τιμές διάτμησης δεν ευνοούν το σχηματισμό αλλά και την περαιτέρω ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων (Gray 1968; Zehr 1992; De Maria 1996). Ο Hebert (1978) χρησιμοποιεί τη διαφορά μεταξύ 200-600 hPa & 600-1000 hPa και προτείνει ότι η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου πρέπει να έχει τιμή μικρότερη από 5 m/s κοντά σε μια τροπική διαταραχή νοτιότερα των 30°B για να υπάρξει κυκλογένεση. Ο Palmen (1948) θεωρεί ότι μικρές τιμές της διάτμησης του ανέμου είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τη δημιουργία του ματιού ενός κυκλώνα σε συμφωνία με τον Ramage (1959) ο οποίος την αναφέρει ως μια από τις πέντε προϋποθέσεις για πιο έντονες ανωμαλίες στην ατμόσφαιρα. Σε άλλες περιοχές όπως ο νοτιο-δυτικός Ατλαντικός και ο κεντρικός Ειρηνικός ωκεανός στις οποίες δεν παρατηρούνται τροπικοί κυκλώνες η τιμή της διάτμησης του ανέμου είναι αρκετά μεγάλη και θεωρείται ότι αυτό αποτελεί ανασταλτικό παράγοντα για την ανάπτυξη τους (Gray 1968).



Στην παρούσα διατριβή η κατακόρυφη διάτμηση του ζωνικού ανέμου υπολογίστηκε ανάμεσα στα 850 hPa, ένα βασικό επίπεδο της κατώτερης τροπόσφαιρας και στα 200 hPa τα οποία αντιπροσωπεύουν την ανώτερη τροπόσφαιρα, οπότε πιθανώς η τιμή ταχύτητας που έθεσε ο Hebert (1978) μεταξύ των 2 αυτών επιπέδων να είναι υψηλότερη. Η διάτμηση του ανέμου που δρα πάνω σε έναν τυπικό τροπικό κυκλώνα στον Ατλαντικό εντοπίζεται μέσα σε αυτό το στρώμα. Επιπλέον η διάτμηση που υπολογίζεται δε λαμβάνει υπ'όψιν τις μικρής κλίμακας αλλαγές που συμβαίνουν μέσα στο στρώμα. Σε γενικές γραμμές η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου μετατοπίζει τις θερμές θερμοκρασιακές ανωμαλίες που είναι απαραίτητες για τη βάθυνση ενός κυκλώνα από το κέντρο του, ενώ μεγάλες τιμές διάτμησης μπορούν να παραμορφώσουν το σχήμα του, με το ανώτερο τμήμα του να μετακινείται με μεγαλύτερη ταχύτητα από το κατώτερο.

Στο σχήμα 3.12 φαίνεται η μέση διάτμηση του ανέμου ανάμεσα στα 850 και 200 hPa, για την περίοδο Ιουνίου-Νοεμβρίου 2019. Στην περιοχή σχηματισμού της πλειονότητας των τροπικών κυκλώνων οι τιμές της διάτμησης ξεπερνούν τα 12 m/s. Σημειώνεται ότι σύμφωνα με τους Landsea et al. (1998) η τροπική κυκλογένεση στον Ατλαντικό μπορεί να λάβει χώρα σε περιοχές με τιμή κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου χαμηλότερες από 7.5-10 m/s, χωρίς αυτό να σημαίνει ότι η κυκλογένεση δεν εξαρτάται από άλλους παράγοντες όπως η δομή της αρχικής τροπικής διαταραχής (Pytharoulis 1999). Τιμές κάτω των 10 m/s παρατηρούνται κυρίως στον κεντρικό/δυτικό τροπικό Β.Ατλαντικό με ελάχιστη διάτμηση στα 6 m/s στις 40°Δ. Φαίνεται ότι τα AEWs συνάντησαν ευνοϊκές συνθήκες πάνω από τον ωκεανό από άποψη διάτμησης. Αυτές όμως οφείλονται στη μεσοποίηση και στις υψηλές τιμές διάτμησης (15-20 m/s) στην αρχή της κυκλωνικής περιόδου, κυρίως τον Ιούνιο, Ιούλιο και Αύγουστο (δεν παρουσιάζεται). Ο Σεπτέμβριος (δεν παρουσιάζεται) χαρακτηρίζεται από πολύ μικρότερες τιμές διάτμησης (5-10 m/s).





52

Κάποιοι μεγάλης κλίμακας παράγοντες είναι σε θέση να επηρεάσουν τις παραμέτρους που μελετώνται σε αυτό το κεφάλαιο όπως το El Nino Southern Oscillation (ENSO). Συνθήκες El Nino συναντώνται όταν οι SSTs του τροπικού ανατολικού Ειρηνικού ωκεανού είναι θερμότερες από ότι συνήθως ενώ αντίστοιχα οι SSTs στο δυτικό Ειρηνικό είναι ψυχρότερες. Αυτή η ταλάντωση επαναλαμβάνεται κάθε 2-7 χρόνια (NOAA 2021). Σε έτη με έντονες συνθήκες El Nino είναι πολύ πιθανότερο η κυκλωνική δραστηριότητα στον Ατλαντικό να είναι μειωμένη (Gray 1984; Shapiro 1987). Οι Goldenberg και Shapiro (1996) επίσης βρήκαν αρνητική συσχέτιση μεταξύ του El Nino και της συχνότητας κυκλώνων κατηγορίας 3 και άνω στον Ατλαντικό. Όταν επικρατούν συνθήκες El Nino η ανωμεταφορά που επικρατεί στον τροπικό ανατολικό Ειρηνικό ενισχύεται εξ'αιτίας των θερμότερων SSTs. Αυτή η ενισχυμένη ανωμεταφορά δύναται να προκαλέσει δυτικές ροές στην άνω τροπόσφαιρα στη λεκάνη του Ατλαντικού. Με την επικρατούσα ροή στην κατώτερη τροπόσφαιρα του τροπικού Β.Ατλαντικού να είναι ανατολική, αυτή η δυτική ροή θα προκαλέσει αυξημένη κατακόρυφη διάτμηση, συνεπώς αντίζοες συνθήκες για κυκλογένεση.

Το διάστημα Σεπτεμβρίου 2018 – Ιουλίου 2019 στον κεντρικό τροπικό Ειρηνικό χαρακτηρίστηκε από συνθήκες El Nino με το δείκτη Nino 3.4 άνω του ορίου των 0.4°C. Μετά από τον Ιούλιο οι συνθήκες στον τροπικό Ειρηνικό επέστρεψαν στις φυσιολογικές, ουδέτερες συνθήκες ENSO (NOAA 2020). Αυτό υποστηρίζεται από τις ουδέτερες ατμοσφαιρικές συνθήκες (νέφωση, υετός) καθώς και από την εμφάνιση των αληγών ανέμων ενδεικτικών της κυκλοφορίας Walker η οποία αποδυναμώνεται κατά τη διάρκεια ενός El Nino (NOAA 2020).

3.2.4 Επιφανειακές Θερμοκρασίες της Θάλασσας (Sea Surface Temperatures – SSTs)

Είναι ευρέως γνωστό ότι η ανάπτυξη μιας τροπικής ύφεσης (tropical depression) σε έναν ονομασμένο τροπικό κυκλώνα απαιτεί θερμική ενέργεια την οποία αντλεί από τον ωκεανό. Αυτός είναι ένας λόγος για τον οποίο δεν αναπτύσσονται τροπικοί κυκλώνες σε γεωγραφικά πλάτη στα οποία η θερμοκρασία της θάλασσας είναι κάτω των 26.5°C (Palmen 1948; Gray 1968).

Είναι σημαντικό να κατανοηθεί ότι οι υψηλές SSTs από μόνες τους δεν αρκούν για την εκδήλωση κυκλογένεσης σε αντίθεση με το συνδυασμό τους με τις άλλες παραμέτρους όπως η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου και η σχετική υγρασία που επικρατεί στη μέση τροπόσφαιρα (Pytharoulis 1999). Στην κατανομή των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών της λεκάνης του Ατλαντικού για τη χρονοσειρά 1981-2010, (σχήμα 3.13) παρατηρείται στον κάθε μήνα μια επέκταση των θερμών υδάτων από τους τροπικούς (16°B) προς το βορειο-δυτικό Ατλαντικό (35°B), στην πλευρά της Καραϊβικής και του Δυτικού Ατλαντικού, κοντά στη βόρεια Αμερική ενώ ανατολικότερα αυτά τα νερά περιορίζονται περισσότερο στους τροπικούς. Γίνεται αμέσως προφανές ότι οι περιοχές με θερμοκρασίες 26.5°C και άνω και συνεπώς με τη μεγαλύτερη κυκλωνική δραστηριότητα βρίσκονται μεταξύ των 0-20°B και δυτικότερα



Σχήμα 3.13 Μέσες μηνιαίες επιφανειακές θαλάσσιες θερμοκρασίες (SSTs, °C) στον Ατλαντικό για τη χρονοσειρά 1981-2010: α) Ιούνιος, β) Ιούλιος, γ) Αύγουστος, δ) Σεπτέμβριος, ε) Οκτώβριος και στ) Νοέμβριος. Δεδομένα ERA5.

Η αντίστοιχη περίοδος του Ιουνίου – Νοεμβρίου για το 2019 (σχήμα 3.14) παρουσιάζει μια παρόμοια εικόνα με μεγάλο βαθμό ταύτισης σε σύγκριση με την κλιματολογία. Οι θερμοκρασίες κοντά στις ακτές της Αφρικής (κυρίως νότια των 15°B) κυμαίνονται στους 25-28°C, ενώ προς την Καραϊβική και τον Κόλπο του Μεξικό στους 28-30°C. Συνεπώς τα AEWs που σχηματίστηκαν και κινήθηκαν προς τα δυτικά συνάντησαν ιδανικές συνθήκες καθώς ένα μεγάλο μέρος του Ατλαντικού ωκεανού χαρακτηρίζεται από ευνοϊκές θαλάσσιες θερμοκρασίες για την ανάπτυξη τροπικών κυκλώνων.

Η συνολική περιοχή στην οποία οι SSTs υπερβαίνουν τους 26°C είναι περιορισμένη προς το δυτικό και νότιο ανατολικό Β. Ατλαντικό τον Ιούνιο και Ιούλιο (σχήμα 3.14 α,β). Τους μήνες Αύγουστο, Σεπτέμβριο, Οκτώβριο και Νοέμβριο και που αποτελούν τους μήνες με τις μεγαλύτερες SSTs, ο ανατολικός τροπικός Ατλαντικός χαρακτηρίζεται σταθερά από θερμοκρασίες άνω των 28°C. Συνεπώς οι μήνες με τις καταλληλότερες συνθήκες για το σχηματισμό κυκλώνων όσον αφορά τις θαλάσσιες επιφανειακές θερμοκρασίες είναι σαφέστατα ο Σεπτέμβριος (σχήμα 3.14 δ) με τον



Οκτώβριο (σχήμα 3.14 ε) και Αύγουστο (σχήμα 3.14 γ) να ακολουθούν, σε συμφωνία με την κλιματολογία. Αυτό αντικατοπτρίζεται απόλυτα στον αριθμό των σχηματισμών τροπικών καταιγίδων (7, 5 και 3 αντίστοιχα). Ένας σημαντικός λόγος για τον οποίο σχηματίστηκαν 2 παραπάνω κυκλώνες τον Οκτώβριο από ότι τον Αύγουστο αποτελούν πιθανώς οι θερμότερες SSTs. Τον Νοέμβριο (σχήμα 3.14 στ) επίσης παρατηρούνται θερμοκρασίες άνω των 26°C μετατοπισμένες εμφανώς στον τροπικό Ατλαντικό κοντά στον ισημερινό. Επίσης ο Οκτώβριος και Νοέμβριος εμφανίζουν μια χαρακτηριστική μετατόπιση των θερμών υδάτων αρκετά πιο ανατολικά σε σύγκριση με την κλιματολογία των SSTs για τη χρονοσειρά 1981-2010.



Σχήμα 3.14: Μέσες μηνιαίες επιφανειακές θαλάσσιες θερμοκρασίες (SSTs, °C) για τον Ατλαντικό: α) Ιούνιος, β) Ιούλιος, γ) Αύγουστος, δ) Σεπτέμβριος, ε) Οκτώβριος και στ) Νοέμβριος 2019. Δεδομένα ERA5.

3.2.5 Σχετική Υγρασία

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Gray (1979) έχει δείξει ότι πέρα από άλλους παράγοντες όπως η μικρή διάτμηση του ανέμου, οι επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας και οι μεγάλες τιμές της Coriolis παραμέτρου, η σχετική υγρασία της μέσης τροπόσφαιρας αποτελεί σημαντικό παράγοντα για την κυκλογένεση. Συγκεκριμένα αποτελεί ένα μεγάλης κλίμακας παράγοντα που επηρεάζει την ανάπτυξη των AEWs. Είναι ευρέως αποδεκτό ότι υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας από την επιφάνεια μέχρι τη μέση τροπόσφαιρα είναι ιδανικές για την κυκλογένεση. Ο ξηρός αέρας στη μέση τροπόσφαιρα εμποδίζει την ανάπτυξη ενός κυκλώνα καθώς η ύπαρξη ξηρών αερίων μαζών συνδέεται με μικρές τιμές της ισοδύναμης δυναμικής θερμοκασίας, θε. Αυτές μεταφέρονται μέσω των καθοδικών ρευμάτων (downdrafts) των καταιγίδων από τη μέση στην κάτω τροπόσφαιρα και περιορίζεται η αστάθεια.

Σύμφωνα με τους Wu et al. (2013) οι οποίοι διεξήγαγαν αναλύσεις με δεδομένα υγρασίας (Atmospheric Infrared Sounder, AIRS) σε πάνω από 198 τροπικούς κυκλώνες στη λεκάνη του Ατλαντικού, η σχετική υγρασία πάνω από το οριακό στρώμα γενικά μειώνεται με το χρόνο και την εξέλιξη του κυκλώνα. Κοντά στην επιφάνεια μένει σχεδόν σταθερή ενώ παρουσιάζει ανοδική πορεία με την αύξηση τόσο της έντασης όσο και του ρυθμού αύξησης της έντασης. Οι ραγδαία αναπτυσσόμενοι κυκλώνες σχετίζονται με ποσοστά σχετικής υγρασίας (σε σχέση με τη μέση σχετική υγρασία όλων των τροπικών κυκλώνων) 10% περισσότερο από τους τροπικούς κυκλώνες που βρίσκονται στο στάδιο αποδυνάμωσής τους (Wu et al. 2013). Οι Braun et al. (2012) έδειξαν ότι το χρονικό διάστημα που χρειάζεται ένας τροπικός κυκλώνας για να φτάσει στο ώριμο στάδιο ποικίλλει ανάλογα με την απόσταση του στρώματος ξηρού αέρα από το κέντρο της κυκλοφορίας. Όταν ο ξηρός αέρας βρίσκεται περισσότερο από 270 km μακριά από το κέντρο, η επίδρασή του στην ένταση του κυκλώνα θα είναι μηδαμινή.

Εξετάζοντας αρχικά τη δομή της σχετικής υγρασίας για το διάστημα Ιουνίου-Νοεμβρίου της τριακονταετίας 1981-2010 στη μέση τροπόσφαιρα στα 600 hPa (σχήμα 3.15 α) παρατηρείται μια επιμηκυμένη περιοχή σχετικά ευνοϊκής σχετικής υγρασίας της τάξης του 60% κατά μήκος των 12-13°B στην περιοχή του Ατλαντικού καθώς και στο εσωτερικό της Αφρικής. Η βαθμίδα της φαίνεται να είναι έντονη από αυτά τα γεωγραφικά πλάτη προς τον Ισημερινό και πιο ομαλή προς τα βόρεια με τον τροπικό Ατλαντικό να χαρακτηρίζεται από τιμές υγρασίας 50-60% ενώ βορειότερα από τις 20°B επικρατούν τιμές 40-45%.

Αντιστοίχως μελετώντας τη δομή της σχετικής υγρασίας στα 600 hPa για το ίδιο χρονικό διάστημα το 2019 (σχήμα 3.15 β) παρατηρεί κανείς μια αύξηση 10% σε σχέση με την κλιματολογία στις περιοχές της κεντρικής-ανατολικής Αφρικής αλλά κυρίως στην περιοχή ενδιαφέροντος, του τροπικού Ατλαντικού (4-9°B) με τιμές σχετικής υγρασίας πάνω από 70%. Η ελαφρώς ομαλότερη βαθμίδα προς τα βόρεια παρουσιάζει παρόμοια εικόνα και έρχεται σε συμφωνία με την κλιματολογία αλλά με κατά 5% υψηλότερες τιμές. Η ευρύτερη περιοχή του τροπικού Ατλαντικού χαρακτηρίζεται από τιμές υγρασίας 50-70%, ενώ βορειότερα των 20°B επικρατούν αρκετά χαμηλότερες τιμές από την κλιματολογία στο 30-40%.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 3.15: Μέση σχετική υγρασία (%) στα 600 hPa για το διάστημα Ιουνίου-Νοεμβρίου για το α) 1981-2010, β) 2019. Δεδομένα ERA5.

Τα σχήματα 3.16, 3.17 απεικονίζουν τη μέση μηνιαία σχετική υγρασία για τους μήνες Ιούνιο-Νοέμβριο 2019 στα 850 και 600 hPa με έμφαση κυρίως στην απεικόνιση της διαφοράς των ξηρών και των υγρών αερίων μαζών. Χαρακτηριστική είναι η εικόνα του Ιουνίου (σχήμα 3.16 α,β) κατά τον οποίο η σχετική υγρασία δεν παρουσιάζεται με τόσο έντονες αντιθέσεις όσο οι υπόλοιποι μήνες τόσο στα 850 (σχήμα 3.16 α) όσο και στα 600 hPa (σχήμα 3.16 β). Τον Ιούλιο και τον Αύγουστο παρουσιάζεται παρόμοια εικόνα καθώς στα 850 hPa (σχήμα 3.16 γ,ε) παρατηρείται σαφώς η επίδραση της ξηράς και της ερήμου Σαχάρα στην κατανομή των ξηρών αερίων μαζών, με τιμές 15-40%, οι οποίες περιορίζονται πάνω από τις ηπειρωτικές περιοχές με μια επέκταση προς τον Ατλαντικό μέχρι τις 45°Δ περίπου. Οι περιοχές νότια των 17°B στη ξηρά και των 14°B στον ωκεανό χαρακτηρίζονται από τιμές άνω του 50% με τις πιο υγρές αέριες μάζες να εντοπίζονται κατά μήκος των 5-10°B. Υψηλότερα, στα 600 hPa (σχήμα 3.16 δ,στ) η εικόνα είναι διαφορετική με μια επέκταση των υγρών αερίων μαζών από τους τροπικούς, πιθανώς μέσω των AEWs, στις υπο-τροπικές περιοχές, κυρίως στην ήπειρο. Αντιθέτως στον ωκεανό παρατηρούνται πολύ περισσότερες ξηρές αέριες μάζες κυρίως στα εξω-τροπικά γεωγραφικά πλάτη καθώς και κοντά στον ισημερινό. Αυτό οφείλεται στη μεταφορά ξηρών αερίων μαζών από την άνω τροπόσφαιρα και συγχρόνως λόγω αδιαβατικής θέρμανσης εξ'αιτίας καθοδικών κινήσεων στον αντικυκλώνα των Αζορών.



0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95

Σχήμα 3.16: Μέση μηνιαία σχετική υγρασία (%) για τον Ιούνιο 2019 στα α) 850 hPa, β) 600 hPa, τον Ιούλιο 2019 στα γ) 850 hPa, δ) 600 hPa, τον Αύγουστο 2019 στα ε) 850 hPa, στ) 600 hPa. Δεδομένα ERA5.



0 5 10 15 20 25 30 35 40 45 50 55 60 65 70 75 80 85 90 95

Σχήμα 3.17: Μέση μηνιαία σχετική υγρασία (%) για το Σεπτέμβριο 2019 στα α) 850 hPa, β) 600 hPa, τον Οκτώβριο 2019 στα γ) 850 hPa, δ) 600 hPa, το Νοέμβριο 2019 στα ε) 850 hPa, στ) 600 hPa. Δεδομένα ERA5.

Το Σεπτέμβριο στα 850 hPa (σχήμα 3.17 α) παρατηρείται παρόμοια εικόνα με αυτή του Αυγούστου αλλά με πιο έντονη την παρουσία υγρών αερίων μαζών σε μεγαλύτερο μέρος του Ατλαντικού με σχεδόν όλη τη λεκάνη του ωκεανού να χαρακτηρίζεται από σχετική υγρασία άνω του 50% μέχρι και 70-75%. Στα 600 hPa (σχήμα 3.17 β) ο Σεπτέμβριος εμφανίζεται και πάλι με υγρές αέριες μάζες σε σχέση με τον Αύγουστο ιδίως στον κεντρικό τροπικό Ατλαντικό.

Στα 850 hPa (σχήμα 3.17 γ) τον Οκτώβριο η εικόνα της σχετικής υγρασίας είναι παρόμοια με τον Αύγουστο στο ίδιο επίπεδο με ποσοστά άνω του 50% σε όλο τον Ατλαντικό εκτός από μια επέκταση ξηρών αερίων μαζών από τη Σαχάρα στον ανατολικό Ατλαντικό βόρεια 12°B. Στα 600 hPa (σχήμα 3.17 δ) το μεγαλύτερο ποσοστό του εξω-τροπικού Ατλαντικού χαρακτηρίζεται από ξηρές αέριες μάζες με σαφή περιορισμό των υγρών αερίων μαζών κοντά στον ισημερινό σε σχέση με τους 2 προηγούμενους μήνες. Το Νοέμβριο στα 850 hPa (σχήμα 3.17 ε) παρατηρείται παρόμοιο καθεστώς με το Σεπτέμβριο και Οκτώβριο ενώ υψηλότερα (σχήμα 3.17 στ) οι ξηρές αέριες μάζες έχουν μετατοπιστεί σαφώς νοτιότερα (10°B) σε σχέση με τον Οκτώβριο (15-20°B) πάνω από την Αφρική. Αυτό οφείλεται στη μετατόπιση της ITCZ προς τον νότο.

3.2.6 Δυναμικός Στροβιλισμός (Potential Vorticity, PV)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στην ισεντροπική επιφάνεια των 315Κ κατά τους μήνες Ιούνιο-Νοέμβριο 2019 (σχήμα 3.18) φαίνεται ότι οι θετικές ανωμαλίες του δυναμικού στροβιλισμού (potential vorticity, PV) εκτείνονται από την ηπειρωτική Αφρική μέχρι τον Ατλαντικό ωκεανό. Σε όλους τους μήνες υπάρχει μια ζώνη μέγιστων τιμών πάνω από την ηπειρωτική Αφρική και τον ανατολικό Ατλαντικό η οποία είναι καλύτερα ανεπτυγμένη κατά την περίοδο Ιουλίου-Οκτωβρίου (σχήμα 3.18 β,γ,δ,ε). Το μέγιστο αυτό δεν ξεπερνά τα 2 PVU ενώ η τοποθεσία του είναι στις 9-10°B. Παρατηρείται μια εποχική μετατόπιση ανά μήνα η οποία ακολουθεί την κίνηση του ΑΕJ αλλά και της καταιγιδοφόρου δράσης. Το μέγιστο γεωγραφικό πλάτος που φτάνουν οι μέγιστες τιμές των 2 PVU φαίνεται τον Αύγουστο στις 15°B (σχήμα 3.18 γ) και τον Σεπτέμβριο (σχήμα 3.18 δ) πάνω από τον Ατλαντικό καθώς στην Αφρική περιορίζεται νότια των 10°B. Η αύξηση του δυναμικού στροβιλισμού στο νότιο τμήμα είναι αποτέλεσμα της συνδυαστικής δράσης της κυκλωνικής κυκλοφορίας νότια του ΑΕJ και της ανωμεταφοράς από την ΙΤCZ.

Επομένως ο δυναμικός στροβιλισμός στην 315K αυξάνεται από τον ισημερινό μέχρι το μέγιστο των τιμών (δηλαδή στη νότια πλευρά του AEJ) και μειώνεται βορειότερα αυτού (βόρεια του AEJ). Συνεπώς νότια του μεγίστου η μεσημβρινή βαθμίδα του PV έχει θετικό πρόσημο, ενώ βόρεια αυτού γίνεται αρνητική. Στα χαμηλά επίπεδα, βόρεια του AEJ υπάρχει πολύ ισχυρή μεταβολή της θ (σχήματα 3.8-3.11) η οποία αλληλεπιδρά έντονα με την αρνητική μεσημβρινή βαθμίδα του PV βόρεια, κοντά στον πυρήνα του AEJ (βαροκλινική αστάθεια). Συγχρόνως, στο επίπεδο του AEJ η αρνητική βαθμίδα του PV αλληλεπιδρά με τη θετική μεσημβρινή βαθμίδα του PV νότια του AEJ (βαροτροπική αστάθεια).



Το Σεπτέμβριο, η αρνητική βαθμίδα του PV είναι πιο έντονη από τους υπόλοιπους μήνες το οποίο συμβαδίζει με τη δραστηριότητα των AEWs αλλά και με τον αριθμό των τροπικών καταιγίδων εκείνο το μήνα ο οποίος ήταν ο πιο δραστήριος του 2019 (7 συστήματα). Εάν δε ληφθούν υπ'όψιν οι υπόλοιποι παράγοντες κυκλογένεσης και ακολουθώντας τους Molinari et al. (1997); Thorncroft and Hoskins (1994) σύμφωνα με τους οποίους η ένταση της αρνητικής μεσημβρινής βαθμίδας του PV σχετίζονται με το ρυθμό ανάπτυξη των AEWs, ο στροβιλισμός φαίνεται να έπαιξε μεγάλο ρόλο στην κυκλωνική δραστηριότητα του μήνα αλλά και του έτους γενικότερα.



Σχήμα 3.18: Μέσος μηνιαίος δυναμικός στροβιλισμός (PVU) στην ισεντροπική επιφάνεια 315Κ για τους μήνες α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο, ε) Οκτώβριο και στ) Νοέμβριο 2019. Δεδομένα ERA5.

3.3 Η Δομή των Αφρικανικών Ανατολικών Κυμάτων το 2019

3.3.1 Φασματική Ανάλυση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ

Για την απεικόνιση της περιόδου των AEWs το 2019 πραγματοποιήθηκε φασματική ανάλυση με τα δεδομένα του μεσημβρινού ανέμου στα 950, 850 και 700 hPa στις θέσεις από ανατολικά προς τα δυτικά: Niamey (Νίγηρας), Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο), Bamako (Μάλι) και Dakar (Σενεγάλη) (σχήμα 3.19). Επιλέχθηκαν αυτά τα επίπεδα επειδή αναμένεται να απεικονίσουν ξεκάθαρα τα AEWs τόσο χαμηλά όσο και κοντά στον αεροχείμαρρο. Ειδικά τα 700 hPa είναι ιδανικά για να ανιχνευτούν τα AEWs με την τυπική περίοδο των 3-5 ημερών νότια της Σαχάρας (Lavaysse et al. 2010).



Σχήμα 3.19: Γεωγραφικές τοποθεσίες των 4 σταθμών Niamey (Νίγηρας), Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο), Bamako (Μάλι) και Dakar (Σενεγάλη)

Οι δύο βασικότεροι σταθμοί θεωρούνται αυτοί του Bamako και του Dakar καθώς τα χαρακτηριστικά των AEWs είναι άμεσα συγκρίσιμα με προηγούμενες μελέτες στις συγκεκριμένες τοποθεσίες. Στο σχήμα 3.20 α όπου απεικονίζονται τα αποτελέσματα της φασματικής ανάλυσης του μεσημβρινού ανέμου στο Bamako για την περίοδο Μαΐου-Νοεμβρίου 2019 φαίνεται η ξεκάθαρα μεγαλύτερη ισχύς στο σήμα των AEWs στα 700 hPa με την περίοδό τους να ανέρχεται στις 4.9 ημέρες σε συμφωνία με τον Pytharoulis (1999). Μικρότερη ισχύς παρατηρείται στα 850 και 950 hPa με τα αντίστοιχα μέγιστα στην ισχύ των AEWs να εντοπίζονται στις 3.5, 4.7 και 5.7 ημέρες τόσο στα 850 όσο και στα 950 hPa.

Αντίστοιχα για το Dakar (σχήμα 3.20 β) φαίνεται η σχεδόν διπλάσια ισχύς των AEWs στα 700 hPa με την ίδια περίοδο των 4.9 ημερών. Σε αντίθεση με το Bamako, παρουσιάζονται ιδιαίτερα ενισχυμένα στα 950 hPa σε περιόδους 4.2 και 5.5 ημερών, αλλά και στα 850 hPa (4.9 ημέρες). Αρκετά παρόμοια εικόνα φαίνεται στους άλλους 2 σταθμούς του Niamey και Ouagadougou (σχήμα 3.20 ε,στ) με τη μέγιστη ισχύ των AEWs να παρατηρείται κυρίως στα 700 hPa στις 4.9 ημέρες με δευτερεύοντα μέγιστα της τάξης των 3.2-3.9 ημερών σε όλα τα επίπεδα.



Σύμφωνα με τη βιβλιογραφία (Carlson 1969a; Burpee 1972; Reed et al. 1977, 1988) εμφανίζονται διαταραχές τριών περιόδων: η 1^η μεταξύ 3.4-3.9 ημερών, η 2^η με μεγαλύτερη ισχύ μεταξύ 4.2 και 5 ημερών και η 3^η με σχετικά μεγάλη ισχύ με περίοδο 5.5-10 ημερών. Οι 2 πρώτες περίοδοι μεταξύ των 3-5 ημερών αποτελούν τα γνωστά πλέον αφρικανικά ανατολικά κύματα (AEWs) και το αντικείμενο μελέτης της παρούσας διατριβής. Σύμφωνα με το σχήμα 3.20 συμπεραίνεται ότι τα AEWs το 2019 παρουσίασαν περιόδους ανάμεσα σε 2.5 με 5.9 ημέρες ερχόμενα σε σχεδόν πλήρη συμφωνία με προηγούμενες μελέτες.

Εκτός από την ύπαρξη αυτών των κυμάτων έχει παρατηρηθεί ένας δεύτερος τύπος παρόμοιων ατμοσφαιρικών διαταραχών από τους Diedhiou et al. (1998). Αυτές οι διαταραχές διαφέρουν από τα κύματα με περίοδο 3-5 ημερών καθώς η δική τους παρατηρείται κατά μέσο όρο στις 6-9 ημέρες με μήκος κύματος στα 5000 km σύμφωνα με τους Lavaysse et al. (2010). Ο Diedhiou τα περιγράφει ως διαταραχές διαφορετικής περιοδικότητας 6-9 ημερών στη χαμηλή και μέση τροπόσφαιρα οι οποίες αντιστοιχούν σε κύματα με κίνηση προς τα δυτικά με μήκος κύματος 6000 km και ταχύτητα κίνησης 8.5 μοίρες ανά ημέρα. Τοποθετούνται βορειότερα των τυπικών κυμάτων (από την έρημο Σαχάρα μέχρι και την Αλγερία) και οι κυκλωνικές/αντικυκλωνικές κυκλοφορίες τους περιορίζονται στα βόρεια του AEJ (Diedhiou et al. 1998) αλλά η επίδρασή τους στην ανωμεταφορά όσο και η πηγή προέλευσής τους δεν είναι ακόμα πλήρως κατανοητή.

Οι παραπάνω διαταραχές παρατηρήθηκαν και στην παρούσα διατριβή σε όλους τους σταθμούς (σχήμα 3.20) με περιόδους περίπου 7-10 ημερών σε συμφωνία με τις προηγούμενες μελέτες που δείχνουν την ύπαρξη των δύο καθεστώτων πάνω από τη δυτική Αφρική και τον Ατλαντικό. Οι Diedhiou et al. (1998) προτείνουν ότι αυτές οι διαταραχές είναι αποτέλεσμα μιας αλληλεπίδρασης μεταξύ των γνωστών κυμάτων περιόδου 3-5 ημερών με μεγάλου μεγέθους αντικυκλώνες που επεκτείνονται δυτικά όπως ο Λιβυϊκός και ο αντικυκλώνας των Αζορών.

Για την απομόνωση των περιόδων που σχετίζονται μόνο με τα AEWs εφαρμόστηκε φιλτράρισμα τύπου bandpass. Τα χαρακτηριστικά του φίλτρου Lanczos που χρησιμοποιήθηκε αναφέρονται από τον Duchon (1979). Σημειώνεται ότι μετά τη χρήση του φίλτρου δε θα είναι διαθέσιμες 240 τιμές (30 ημέρες x 8 τιμές ανά ημέρα) στην αρχή και το τέλος της κάθε χρονοσειράς, που αντιστοιχούν στους μήνες Μάιος και Νοέμβριος.



Σχήμα 3.20: Φασματική ανάλυση του μεσημβρινού ανέμου για το διάστημα Μαΐου-Νοεμβρίου 2019 στο: α) Bamako, β) Dakar, ε) Niamey, στ) Ouagadougou, πράσινη γραμμή: 950 hPa, κόκκινη γραμμή: 850 hPa, μπλε γραμμή: 700 hPa. Οι γεωγραφικές θέσεις των 4 σταθμών φαίνονται στο σχήμα 3.19. Επίσης φαίνεται η συνάρτηση (response function) του φίλτρου που χρησιμοποιήθηκε στα παραπάνω δεδομένα για το γ) Bamako και δ) Dakar.

3.3.2 Κατακόρυφη Δομή

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παρά το γεγονός ότι η ανάλυση των δεδομένων του μεσημβρινού ανέμου δίνει μια σαφή εικόνα για τη δομή των AEWs σε κάθε σταθμό, θα μπορούσε να αποκτηθεί ακόμα πιο ξεκάθαρη αντίληψη αν αφαιρεθούν οι κυκλοφορίες και οι ροές που δε σχετίζονται με αυτά. Συνεπώς εφαρμόστηκε φιλτράρισμα (bandpass) που διατηρεί την ενέργεια του εύρους περιόδων 2.5 - 6 ημερών. Στο σχήμα 3.20 γ,δ φαίνεται η συνάρτηση (response function) του φίλτρου που χρησιμοποιήθηκε στις θέσεις του Bamako και του Dakar.

Στα σχήματα 3.21, 3.22 απεικονίζεται η κατακόρυφη δομή των κυμάτων που πέρασαν από τους δύο σταθμούς στο διάστημα Ιουνίου-Οκτωβρίου 2019. Όσον αφορά το Bamako και τον Ιούνιο (σχήμα 3.21 α) τα AEWs εμφανίζονται ενισχυμένα στα μέσα του μηνός κοντά στον AEJ. Τον Ιούλιο παρουσιάζονται αδύναμα με μέγιστη ταχύτητα του ανέμου στα 4-5 m/s παρατηρούμενη κυρίως στο 2° μισό του μήνα πάλι κοντά στα 700 hPa. Ιδιαίτερα τον Αύγουστο φαίνονται ενισχυμένα στα 600 & 450 hPa στις αρχές και τέλος του μήνα αντίστοιχα. Κατά κύριο λόγο όμως εμφανίζονται ενισχυμένα τον Οκτώβριο όπου φτάνουν τις ταχύτητες των 7-8 m/s στα 600 hPa κατά το διάστημα 12-14 του μηνός. Αξιοσημείωτη είναι η επέκταση των υψηλών ταχυτήτων από τα 950 μέχρι και τα 300 hPa. Το Σεπτέμβριο αν και ήταν ο μήνας της πιο έντονης δραστηριότητας τροπικών κυκλώνων παρουσιάζεται μια παρόμοια εικόνα με αυτή του Ιουλίου δηλαδή μέγιστα των 4-5 m/s στα 650-600 hPa στα μέσα του μηνός και ελαφρώς μικρότερες ταχύτητες στα χαμηλά επίπεδα στην αρχή του μηνός.

64



Bamako



Σχήμα 3.21: Διαγράμματα χρόνου-πίεσης (Hovmöller) του φιλτραρισμένου μεσημβρινού ανέμου (m/s) σε περιόδους 2.5-6 ημερών στο Bamako τον α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο και ε) Οκτώβριο 2019. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ανά 3 ώρες. Δεδομένα ERA5.



Τα αντίστοιχα σχήματα της κατακόρυφης δομής του φιλτραρισμένου μεσημβρινού ανέμου στις 2,5-6 ημέρες για το ίδιο χρονικό διάστημα στο Dakar παρουσιάζονται στο σχήμα 3.22. Τα AEWs στο Dakar γενικά εμφανίζονται περισσότερο ενισχυμένα από ότι στο Bamako, ιδιαίτερα στα χαμηλά επίπεδα αλλά και στα υψηλά με τις ταχύτητες του μεσημβρινού ανέμου να είναι διαρκώς 1-3 m/s ανώτερες στο Dakar από ότι στο Bamako. Ενδεικτικό αυτού είναι το 2° μισό του Ιουνίου και Ιουλίου με μέγιστα ταχυτήτων 6-8 m/s στα 900 hPa αλλά και το διάστημα 5-15 Αυγούστου όπου παρουσιάζονται ταχύτητες 6-7 m/s. Οι αρχές του Σεπτεμβρίου (1-6 του μηνός) είναι επίσης ενδεικτικές της ανώτερης ισχύος των κυμάτων στο Dakar κοντά στην επιφάνεια.

Στα υψηλότερα επίπεδα κοντά στον AEJ ο Ιούνιος εμφανίζει ιδιαίτερα φτωχή εικόνα σε αντίθεση με τον Ιούλιο όπου το διάστημα 15-23 του μηνός χαρακτηρίζεται από τις υψηλότερες ταχύτητες που παρατηρήθηκαν, στα 10-11 m/s. Αυτές οι ταχύτητες παρατηρούνται κυρίως στα 750-700 hPa αλλά και μια ευρύτερη στήλη από τα 800 μέχρι τα 600 hPa χαρακτηρίζεται από ιδιαίτερα υψηλές ταχύτητες του μεσημβρινού ανέμου. Τον Αύγουστο παρατηρούνται ταχύτητες 5-6 m/s σε επίπεδα υψηλότερα του AEJ (550-500 hPa) προς το τέλος του μήνα. Σε αντίθεση με το Bamako, τα AEWs το Σεπτέμβριο παρουσιάζονται με πιο ξεκάθαρη δομή στα χαμηλά επίπεδα στην αρχή του μήνα με μέγιστα 6 m/s. Στα 650 hPa παρατηρούνται παρόμοια μέγιστα του μεσημβρινού ανέμου στα 5-6 m/s (17-21 Σεπτεμβρίου) αλλά και υψηλότερα στα 350-300 hPa με παρόμοιες ταχύτητες. Παρόμοια εικόνα με αυτή του Bamako παρουσιάζει ο Οκτώβριος στο Dakar όπου εμφανίζονται ισχυρά μέγιστα των 8-10 m/s κυρίως στο 1° μισό του μήνα στα 700-600 hPa.



Σχήμα 3.22: Διαγράμματα χρόνου-πίεσης (Hovmöller) του φιλτραρισμένου μεσημβρινού ανέμου (m/s) σε περιόδους 2.5-6 ημερών στο Dakar τον α) Ιούνιο, β) Ιούλιο, γ) Αύγουστο, δ) Σεπτέμβριο, ε) Οκτώβριο 2019. Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα ανά 3 ώρες. Δεδομένα ERA5.

3.3.3 Κινητική Ενέργεια

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι περιοχές ανάπτυξης των AEWs εκατέρωθεν του AEJ θα διερευνηθούν με τη χρήση της μέσης κινητικής ενέργειας $(u'^2+v'^2)/2$ όπου u', v' ο φιλτραρισμένος ζωνικός και μεσημβρινός άνεμος αντίστοιχα για 2.5-6 ημέρες. Για την καλύτερη κατανόηση της θέσης αυτών των περιοχών σε σχέση με τον AEJ παρουσιάζεται στο σχήμα 3.23 ο μέσος ζωνικός άνεμος στα 700 hPa για την περίοδο Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019 όπου απεικονίζεται ξεκάθαρα η θέση του αφρικανικού ανατολικού αεροχειμάρρου, στις 12-16°B με μέγιστη ένταση της ζωνικής του συνιστώσας στα 10-11 m/s, ο οποίος μάλιστα εκτείνεται στον ανατολικό Ατλαντικό.



Σχήμα 3.23: Μέσος ζωνικός άνεμος (m/s) στα 700 hPa για την περίοδο Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019. Δεδομένα ERA5.

Στα 700 hPa (σχήμα 3.24 α) παρατηρούνται μεγάλες τιμές στο νότιο τμήμα του αεροχειμάρρου κυρίως κοντά στις ανατολικές αφρικανικές ακτές (5-6 m²/s²). Το κέντρο μεγάλων τιμών της τάξης των 13 m/s στις $22^{\circ}B/40^{\circ}\Delta$ πιθανώς οφείλεται στον τυφώνα Lorenzo (βλ. σχήμα 4.1) ο οποίος εκδηλώθηκε εξ'αιτίας ενός AEW και είχε ισχύ ισχυρού τυφώνα (major hurricane) κατά την περίοδο 26-29 Σεπτεμβρίου με μέγιστη ταχύτητα επιφανειακών ανέμων στα 64.3 m/s (National Hurricane Center 2020).

Στα χαμηλότερα επίπεδα παρατηρείται μια σταδιακή ενίσχυση των τιμών της κινητικής ενέργειας των κυμάτων με αυτές στα 850 hPa (σχήμα 3.24 β) να κυμαίνονται στα 6-7 m²/s² στο βόρειο τμήμα του αεροχειμάρρου κοντά στη Δυτική ακτή της B.Αφρικής. Η δραστηριότητα στα βόρεια του AEJ είναι σε αντίθεση με αυτή στο νότιο τμήμα του όπου οι τιμές κυμαίνονται στα 2-3 m²/s². Αυτή η έντονη δραστηριότητα στο βόρειο τμήμα του αεροχειμάρρου σε σχέση με το νότιο γίνεται αντιληπτή και χαμηλότερα στα 950 hPa (σχήμα 3.24 γ) αλλά σαφώς περιορισμένη χωρικά κοντά στην ακτή.



Σχήμα 3.24: Μέση $(u'^2 + v'^2)/2 (m^2/s^2)$ για την περίοδο Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019 στα α) 700 hPa, β) 850 hPa, γ) 950 hPa. Δεδομένα ERA5.

Συμπεραίνεται από τα παραπάνω ότι υπάρχουν 2 περιοχές δραστηριότητας των AEWs: 1) στα νότια του AEJ κοντά στο επίπεδο του AEJ και 2) στα βόρεια του AEJ αλλά χαμηλότερα από τον πυρήνα του και κοντά στην επιφάνεια στο νότιο τμήμα της ερήμου Σαχάρα σε συμφωνία με τους Carlson 1969b; Burpee 1972; Reed et al. 1977; Thorncroft and Hodges 2001; Pytharoulis and Thorncroft 1999. Προηγούμενες μελέτες (Pytharoulis and Thorncroft 1999; Ross and Krishnamurti 2007) προτείνουν ότι οι 2 κυκλοφορίες δεν είναι ανεξάρτητες αλλά συνυπάρχουν ως μια διαταραχή.

3.3.4 Ροές Ενέργειας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για να μελετηθούν οι μηχανισμοί ανάπτυξης των AEWs υπολογίστηκαν σύμφωνα με το ενεργειακό διάγραμμα του Lorenz οι συνδιακυμάνσεις (covariances) των μέσων u'v', v'T', ω'T' για την περίοδο Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019 για τα επίπεδα των 700, 850 και 950 hPa αντίστοιχα.

Το γινόμενο της μέσης συνδιακύμανσης u'v' με τη μέση μεσημβρινή βαθμίδα του ζωνικού ανέμου εκφράζει τη μετατροπή της ζωνικής κινητικής ενέργειας (zonal kinetic energy, KZ) σε στροβιλώδη κινητική ενέργεια (eddy kinetic energy, EKE). Η ποσότητα του μέσου v'T' είναι ένα μέτρο για τη μετατροπή της ζωνικής διαθέσιμης δυναμικής ενέργειας (zonal available potential energy, AZ) σε στροβιλώδη διαθέσιμη δυναμική ενέργεια (eddy available potential energy, AE) και συνδυάζεται με τη μεσημβρινή βαθμίδα της δυναμικής θερμοκρασίας. Τέλος, η ποσότητα της μέσης ω'T' εκφράζει τη μετατροπή της AE σε EKE.

Στο σχήμα 3.25 α παρουσιάζεται η ποσότητα του μέσου u'v' στα 700 hPa (το επίπεδο στο οποίο εμφανίζει τις μέγιστες τιμές του) για την περίοδο Ιουνίου - Οκτωβρίου 2019 η οποία στο νότιο τμήμα παρουσιάζεται με θετικά πρόσημα ενώ στο βόρειο με αρνητικά. Συγκεκριμένα εμφανίζονται υψηλότερες τιμές στο νότιο τμήμα και κυρίως στη Δυτική Β. Αφρική, αλλά με επέκταση στον Ατλαντικό, σε συμφωνία με τον Pytharoulis (1999) για το 1995. Ο συνδυασμός θετικών (αρνητικών) u'v' με αρνητική (θετική) μεσημβρινή βαθμίδα του ζωνικού ανέμου νότια (βόρεια) του ΑΕΙ δηλώνει την ύπαρξη βαροτροπικής αστάθειας. Η συνδιακύμανση v'T' στα 850 hPa (σχήμα 3.25 β) παρουσιάζει αρνητικές τιμές στα βόρεια του αεροχειμμάρου κυρίως κοντά στην ακτή. Ο συνδυασμός των αρνητικών τιμών του ν'Τ' με τη θετική μεσημβρινή θερμοβαθμίδα στο νότιο άκρο της Σαχάρας δηλώνει ενεργειακή μετατροπή ΑΖ σε ΑΕ. Η συνδιακύμανση ω'Τ' στα 950 hPa (σχήμα 3.25 γ) εμφανίζει αρνητικές τιμές στη βόρεια πλευρά του ΑΕΙ από την Ερυθρά Θάλασσα μέχρι τον Ατλαντικό, με μέγιστες αρνητικές τιμές στη Δυτική Αφρική κυρίως στη Νότια Σαχάρα. Συμπεραίνεται λοιπόν ότι η βαροκλινική και βαροτροπική αστάθεια ήταν εξίσου σημαντικές για την ανάπτυξη των AEWs το 2019. Αυτό έρχεται σε συμφωνία με την ανάλυση του κριτηρίου των Charney-Stern στην παράγραφο 3.2.6.



Σχήμα 3.25: Συνδιακυμάνσεις μεσοποιημένες στο διάστημα Ιουνίου – Οκτωβρίου 2019 για φιλτραρισμένα δεδομένα σε περιόδους 2.5-6 ημέρων των ποσοτήτων: α) ζωνικού και μεσημβρινού ανέμου (m²/s²) στα 700 hPa, β) μεσημβρινού ανέμου και θερμοκρασίας (m s⁻¹ K) στα 850 hPa, γ) κατακόρυφης ταχύτητας (ω) και θερμοκρασίας (10⁻² Pa s⁻¹ K) στα 950 hPa. Δεδομένα ERA5.

Η παρούσα μελέτη έδωσε έμφαση στο περιβάλλον στο οποίο αναπτύχθηκαν τα AEWs το 2019, μια χρονιά με έντονη κυκλωνική δραστηριότητα κατά την οποία το 67% (4/6) των κυκλώνων και το 100% (3/3) των ισχυρών κυκλώνων (major hurricanes) οφείλονται σε AEWs.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

3.4 Σύνοψη

Οι συνθήκες που επικράτησαν στον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό και στη δυτική Αφρική ήταν σαφώς ευνοϊκές με θερμές SSTs το Σεπτέμβριο-Νοέμβριο, χαμηλές τιμές της διάτμησης του ανέμου (κυρίως κατά τους φθινοπωρινούς μήνες) και υψηλή σχετική υγρασία στη μέση τροπόσφαιρα. Επίσης η μελέτη του δυναμικού στροβιλισμού έδωσε ενδείξεις ότι ο PV μπορεί να έπαιξε σημαντικό ρόλο στην κυκλογένεση της περιόδου μετά τον Ιούλιο αλλά κυρίως το Σεπτέμβριο ο οποίος αποτέλεσε το μήνα με τη μεγαλύτερη δραστηριότητα AEWs και τροπικών κυκλώνων (7).

Η δραστηριότητα των AEWs ήταν ιδιαίτερα μειωμένη κατά το ξεκίνημα της κυκλωνικής περιόδου (Ιούνιο, Ιούλιο) λόγω των αντίξοων συνθηκών (μεγάλη διάτμηση του ανέμου, ψυχρά ύδατα, ασθενή μεσημβρινή βαθμίδα PV) που συνάντησαν κάτι το οποίο αντικατοπτρίζεται στο μικρό αριθμό τροπικών κυκλώνων που εκδηλώθηκαν κατά αυτούς τους μήνες (Ιούνιος: 0, Ιούλιος: 1 – δεν αναπτύχθηκε λόγω AEW). Ο Αύγουστος και ο Σεπτέμβριος αποτέλεσαν τους μήνες με τις καταλληλότερες συνθήκες και κατ'επέκταση τη μεγαλύτερη AEW δραστηριότητα. Ο Οκτώβριος εμφάνισε ιδιαίτερα θερμά ύδατα στον Ατλαντικό κάτι το οποίο εξηγεί τη μεγάλη κυκλωνική δραστηριότητα του μήνα.

Τα AEWs παρουσιάστηκαν με περίοδο 2.5-5.9 ημερών και πιο ενισχυμένα προς τα δυτικά (Dakar), κοντά στον ωκεανό από ότι στην ηπειρωτική Αφρική (Bamako). Όπως εξελίχθηκε η χρονιά, παρατηρήθηκαν δύο περιοχές ανάπτυξης AEWs και στις 2 πλευρές του AEJ: στα νότια κοντά στο επίπεδο του AEJ και βόρεια κοντά στην επιφάνεια. Ενώ παλαιότερες μελέτες (Burpee 1972; Reed et al. 1977) έδιναν έμφαση μόνο στην περιοχή νότια του αεροχειμμάρου, μεταγενέστερες έρευνες (Reed et al. 1988; Pytharoulis and Thorncroft 1999; Diedhiou et al. 1998) διευκρίνισαν την ύπαρξη AEW δραστηριότητας και βόρεια του AEJ. Κάτι με το οποίο έρχεται σε συμφωνία η παρούσα μελέτη για το 2019 η οποία επιβεβαιώνει την πολύπλοκη δομή και διπλή κυκλοφορία που χαρακτηρίζει αυτές τις διαταραχές.

Τέλος, δείχθηκε ότι η ανάπτυξη των AEWs οφείλεται στη βαροτροπική αστάθεια νότια του AEJ και στη βαροκλινική αστάθεια βόρεια του AEJ. Λαμβάνοντας υπ'όψιν τις υγρές διαδικασίες (που σχετίζονται με έκλυση λανθάνουσας θερμότητας), είναι πιθανό η βαροκλινική αστάθεια να αποτέλεσε σημαντικό παράγοντα και στη νότια πλευρά του αεροχειμάρρου όμως δε διερευνήθηκε κάτι τέτοιο. Η περαιτέρω μελέτη των κυμάτων στα βόρεια του AEJ είναι απαραίτητη καθώς ενδέχεται να παίζουν εξίσου σημαντικό ρόλο στην κυκλογένεση στον Ατλαντικό με τα κύματα της νότιας πλευράς του.
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: Ο ΤΡΟΠΙΚΟΣ ΚΥΚΛΩΝΑΣ DORIAN (CASE STUDY)

4.1 Επισκόπιση των Τροπικών Κυκλώνων στον Ατλαντικό το 2019

Ψηφιακή συλλογή

Σε αυτό το κεφάλαιο όπου αναφέρεται ο όρος «κυκλωνικά συστήματα», «κυκλώνες/τροπικοί κυκλώνες», «τυφώνες», «καταιγίδες/τροπικές καταιγίδες» ή «συστήματα» γίνεται αναφορά σε κυκλωνικά συστήματα με μέγιστη ταχύτητα ανέμων τουλάχιστον 17 m/s (τροπικές καταιγίδες/tropical storms ή κυκλώνες/hurricanes).

Το 2019 αποτελεί την 6^η χρονιά, μετά το 1970, με την εμφάνιση 18 και άνω τροπικών καταιγίδων στον Ατλαντικό ωκεανό και το 4° συναπτό έτος από το 2016¹ με παραπάνω από το μέσο όρο κυκλωνική δραστηριότητα. Σχηματίστηκαν 18 συστήματα από τα οποία 6 εξελίχθηκαν σε κυκλώνες και 3 σε πολύ ισχυρούς (κατηγορίας 3,4 και 5). Αναφορικά, οι μεσοποιημένες τιμές των καταγεγραμμένων καταιγίδων, κυκλώνων και ισχυρών κυκλώνων για την τριακονταετία 1981-2010 είναι 12.1, 6.4 και 2.7 αντίστοιχα. Το έτος αποτελεί μία από τις 8 χρονιές στην ιστορία στις οποίες εκδηλώθηκαν τουλάχιστον 18 καταιγίδες, με πρόσφατα παραδείγματα τα 2005, 2010, 2011 και 2012¹.

Η κυκλωνική περίοδος ξεκίνησε επισήμως στις 1 Ιουνίου και έληξε στις 30 Νοεμβρίου αν και ήταν η 5^η συνεχόμενη χρονιά στην οποία αναπτύχθηκε τροπικός/υπο-τροπικός κυκλώνας πριν από την 1^η Ιουνίου, στις 20 Μαΐου 2019 με τον Andrea. Το χρονικό διάστημα μεταξύ της 12^{ης} Ιουλίου και της 20^{ης} Αυγούστου δεν παρατηρήθηκε κανένας σχηματισμός καταιγίδας, πράγμα το οποίο έχει να συμβεί από το 1982. Το μέγιστο της δραστηριότητας έλαβε χώρα στο δεύτερο μισό της περιόδου ανάμεσα στην 21^η Αυγούστου με την 23^η Σεπτεμβρίου με το σχηματισμό 10 συστημάτων συνολικά, με τις μόνες παρόμοιες περιπτώσεις να εντοπίζονται τις χρονιές 1949 και 2010. Επτά από τις 18 καταιγίδες διήρκησαν το πολύ 24 ώρες, κάτι το οποίο δεν έχει παρατηρηθεί ποτέ στην ιστορία (το 2005 στη χρονιά με τους περισσότερους τροπικούς κυκλώνες μόλις 6 συστήματα διήρκησαν για τέτοιο διάστημα).

Στο σχήμα 4.1 φαίνεται η συνολική πορεία που ακολούθησαν οι 18 καταιγίδες στην ευρύτερη περιοχή του Ατλαντικού ωκεανού. Ορισμένες ξεκινούν από τη γένεσή τους στον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό με κίνηση προς τα δυτικά στις περιοχές της Καραϊβικής και των νοτιο-ανατολικών ΗΠΑ, στη συνέχεια παράλληλα με τις ακτές των ΗΠΑ και του Καναδά ακολουθώντας μια κίνηση προς τα βορειο-ανατολικά πριν διαλυθούν στον κεντρικό-βόρειο Ατλαντικό ωκεανό. Άλλες δημιουργούνται στον κόλπο του Μεξικό ή κοντά/μέσα στην Καραϊβική. Μια σύνοψη βασικών χαρακτηριστικών των συστημάτων αναφέρεται στον πίνακα 4.1 στον οποίο αναγράφεται η ημερομηνία εκδήλωσής τους, η ελάχιστη πίεση στο μάτι, η μέγιστη

¹ Δεν έχει ληφθεί υπ'όψιν το έτος 2020 κατά το οποίο συγγράφηκε η παρούσα διατριβή, μια χρονιά που αποτέλεσε έτος-ρεκόρ με συνολικά 30 ονομασμένες τροπικές καταιγίδες.



ταχύτητα ανέμων, οι θάνατοι και οι ζημιές που προκάλεσαν καθώς και αν σχηματίστηκαν από κάποιο AEW. Σύμφωνα με τις αναφορές που δημοσιεύτηκαν από το NHC (2020) σχεδόν οι μισοί οφείλονται στα AEWs, με τον Dorian να είναι το 1° σύστημα από αυτά (24 Αυγούστου) και την Olga το τελευταίο (8 Οκτωβρίου). Πάνω από τους μισούς κυκλώνες (67%, 4 στους 6) και όλοι (3 στους 3) οι ισχυροί κατηγορίας 3 και άνω οφείλονται σε AEWs. Χαρακτηριστικό της χρονιάς αυτής ήταν οι πολύ χαμηλές ταχύτητες με τις οποίες κινήθηκαν οι κυκλώνες (της τάξης των 1.3-4 m/s ενώ η μέση ταχύτητα ενός τροπικού κυκλώνα είναι 5 m/s) γεγονός που τους επέτρεψε να παραμείνουν στην ξηρά για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα.

Οι τροπικοί κυκλώνες που σχηματίστηκαν στον Κόλπο του Μεξικό ανέρχονται σε 5, κάτι που έχει παρατηρηθεί μόνο σε δύο ακόμα περιπτώσεις το 1957 και το 2003 (NOAA 2020). Αυτό οφείλεται σε μεγάλο βαθμό στο γεγονός ότι ο Σεπτέμβριος του 2019 ήταν ο θερμότερος στην ιστορία για την περιοχή με τη θερμοκρασία 0.99°C πάνω από το μέσο όρο (NOAA 2020). Παρ'όλα αυτά ο χρόνος ζωής τους ήταν πολύ μικρός εξ'αιτίας της πρόωρης επαφής τους με τη ξηρά αλλά και της αλληλεπίδρασής τους με ψυχρά μέτωπα.

Χαρακτηριστικό της χρονιάς ήταν ο μεγάλος αριθμός σχηματιζόμενων τροπικών κυκλώνων το μήνα Σεπτέμβριο (7), ενώ ακολουθεί ο Οκτώβριος (5) και ο Αύγουστος (3) στον οποίο σχηματίστηκε ο Dorian, ενώ τον Μάιο, Ιούλιο και Νοέμβριο δημιουργήθηκε από ένα σύστημα.



Ψηφιακή συλλογή

Σχήμα 4.1: Σύνοψη της πορείας όλων των τροπικών καταιγίδων (18) στον Ατλαντικό, Καραϊβική, Κόλπο του Μεξικό για το έτος 2019 (NOAA 2020). Το υπόμνημα πάνω αριστερά δείχνει τον αριθμό του συστήματος, τον τύπο του, την ονομασία του και την ημερομηνία εκδήλωσής του. Κάτω αριστερά φαίνονται τα στάδια που ακολούθησε κάθε σύστημα από τη γένεση μέχρι τη διάλυσή του. Με πράσινο απεικονίζονται οι τροπικές υφέσεις (tropical depressions), με πορτοκαλί οι υπο-τροπικές καταιγίδες (subtropical storms) με κίτρινο οι τροπικές καταιγίδες (tropical storms), με κόκκινο οι κυκλώνες (hurricanes), με ιώδες οι ισχυροί κυκλώνες (major hurricanes), με διακεκομμένο πράσινο τα χαμηλά (wave/low) ενώ με μαύρους σταυρούς απεικονίζονται οι εξω-τροπικές καταιγίδες. Κάθε μαύρη τελεία απεικονίζει τη θέση του συστήματος με τον αριθμό δίπλα να σημειώνει την ημερομηνία και το μαύρο βέλος τη γεωγραφική τοποθεσία του στη στιγμή ελάχιστης πίεσης (hPa).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη ΟΦΡΑΣΤΟΣ"

Πίνακας 4.1: Σύνοψη όλων των ονομασμένων τροπικών κυκλώνων του βορείου Ατλαντικού για το 2019. Κατηγοριοποίηση αλφαβητικά, με τον τύπο της καταιγίδας, τη γένεσή της εξ'αιτίας AEW ή οχι, την ημερομηνία εκδήλωσης, την ελάχιστη πίεση (hPa), τη μέγιστη ταχύτητα (m/s), τους θανάτους και ζημιές (\$) – Όλα τα δεδομένα του πίνακα από: NOAA (2020). Με πράσινο χρώμα σημειώνονται οι τροπικοί κυκλώνες που προήλθαν από AEWs.

No	Όνομα	Τύπος	ΑΕΨ (Ναι/Οχι)	Ημερομηνία Εκδήλω σ ης	Ελάχιστη Πίεση (hPa)	Μέγιστη ταχύτητα ανέμων (m/s)	Θάνατοι (έμμε σ οι)*	Ζημιές (\$)
1	ANDREA	Υπο- τροπική καταιγίδα	OXI	20-21 Μαΐου	1006	18.0	-	-
2	BARRY	Τρ. Κυκλ. (κατ. 1)	OXI	11-15 Ιουλ	993	32.9	-	600 εκατομ.
3	CHANTAL	Τροπική καταιγίδα	OXI	20-23 Αυγ	1007	18.0	-	-
4	DORIAN	Τρ. Κυκλ. (κατ. 5)	NAI	24 Aυγ – 7 Σεπ	910	95.2	74 (4) ⁽¹⁾	4.68 δις
5	ERIN	Τροπική καταιγίδα	OXI	26-29 Αυγ	1002	18.0	-	-
6	FERNAND	Τροπική καταιγίδα	OXI	3-5 Σεπ	1003	20.6	1	383 εκατομ.
7	GABRIELLE	Τροπική καταιγίδα	NAI	3-10 Σεπ	995	28.3	-	-
8	HUMBERTO	Τρ. Κυκλ. (κατ. 3)	NAI	13-19 Σεπ	950	56.6	2	25 εκατομ.
9	IMELDA	Τροπική καταιγίδα	OXI	17-19 Σεπ	1003	20.6	5	5 δις
10	JERRY	Τρ. Κυκλ. (κατ. 2)	NAI	17-24 Σεπ	976	46.3	-	-
11	KAREN	Τροπική Καταιγίδα	NAI	22-27 Σεπ	1003	20.6	-	-
12	LORENZO	Τρ. Κυκλ. (κατ. 5)	NAI	23 Σεπ – 2 Οκτ	925	82.3	19	367 εκατομ.
13	MELISSA	Τροπική καταιγίδα	OXI	11-14 Οκτ	994	28.3	-	-
14	NESTOR	Τροπική καταιγίδα	NAI	18-19 Οκτ	996	25.7	0 (3) ⁽²⁾	125 εκατομ.
15	OLGA	Τροπική καταιγίδα	NAI	25 Οκτ	998	20.6	1	400 εκατομ.
16	PABLO	Τρ. Κυκλ. (κατ. 1)	OXI	25-28 Οκτ	977	36.0	-	-
17	REBEKAH	Υπο- τροπική καταιγίδα	OXI	30 Οκτ – 1 Νοε	982	36.0	-	-
18	SEBASTIEN	Τροπική καταιγίδα	OXI	19-24 Νοε	991	30.9	-	-
	-	•	-	20 Μαΐου – 24 Νοε	-	-	102 (7)	11.58 δις

- (1) Σημειώνεται ότι ο υπουργός υγείας των Μπαχάμας εκτίμησε πάνω από 200 θανάτους εξ'αιτίας του Dorian ενώ η Μετεωρολογική Υπηρεσία της χώρας εκτιμά το σύνολο των 74 ανθρώπων. Επίσης αναφέρουν 245 ανθρώπους ως αγνοούμενους κατά τη συγγραφή της αναφοράς τους (20 Απριλίου 2020).
- (2) Σύμφωνα με το NOAA (2020) «άμεσοι» θάνατοι χαρακτηρίζονται αυτοί που είναι αποτέλεσμα των επιδράσεων του κυκλώνα (παλίρροια, ισχυρά θαλάσσια ρεύματα, κύματα, πλυμμήρες, κεραυνούς και φαινόμενα που σχετίζονται με τους ισχυρούς ανέμους). Ως «έμμεσοι» χαρακτηρίζονται οι θάνατοι που επηρεάζονται από παράγοντες όπως πυρκαγιές, ηλεκτροπληξίες, αυτοκινητιστικά ατυχήματα κλπ.

4.1.1 Επιπτώσεις των Τροπικών Κυκλώνων το 2019

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι τρεις ισχυρότεροι κυκλώνες του έτους ήταν ο Dorian (κατηγορίας 5), ο Humberto και ο Lorenzo. Ο Dorian αποτελεί τον 2ο πιο ισχυρό κυκλώνα στην ιστορία του βορείου Ατλαντικού όσον αφορά την ταχύτητα ανέμων του μαζί με τον Labor Day Hurricane (1935), τον Gilbert (1988) και τη Wilma (2005). Αν ληφθεί υπ'όψιν η ελάχιστη πίεση, ο Dorian αποτελεί τον 12° πιο ισχυρό κυκλώνα στην ιστορία του βορείου Ατλαντικού. Έπληξε την περιοχή των νήσων Μπαχάμα αποτελώντας τον πιο καταστροφικό κυκλώνα στην ιστορία της χώρας, τις νοτιο-ανατολικές ΗΠΑ αλλά και τον Καναδά. Αξιοσημείωτο αποτελεί το γεγονός ότι δεν έχει καταγραφτεί ποτέ παρόμοιος χρόνος ζωής τυφώνα πάνω από τη ξηρά όσο αυτός του Dorian επάνω από τις νήσους Μπαχάμα. Για τους παραπάνω λόγους επιλέχθηκε να μελετηθεί στην παρούσα διατριβή.

Τις μεγαλύτερες καταστροφές του 2019 προκάλεσαν ο Dorian (4.68 δισεκατομμύρια δολάρια, NOAA 2020), ο Barry (600 εκατομμύρια δολάρια, NOAA 2020), ο Lorenzo που αποτέλεσε τον πιο καταστροφικό τυφώνα στην ιστορία των νήσων Αζορών με ζημιές κόστους 367 εκατομμυρίων δολαρίων (Masters 2019) και η Imelda που επηρέασε κυρίως το βορειο-ανατολικό Μεξικό και το Τέξας προκαλώντας ζημιές ύψους 5 δισεκατομμυρίων δολαρίων (NOAA 2020). Επίσης οι κυκλώνες Fernard και Olga προκάλεσαν ζημιές κόστους 383 και 400 εκατομμυρίων δολαρίων αντίστοιχα (NOAA 2020).

Όλες οι πληροφορίες για τις επιπτώσεις του κυκλώνα υπο μελέτη, Dorian είναι από την επίσημη αναφορά του NOAA (2020). Μία αναφορά της Inter-American Development Bank (2019) εκτίμησε τις ζημιές του τυφώνα στις Μπαχάμες να ανέρχονται στα 3.4 δισεκατομμύρια δολάρια, πάνω από το 25% του GDP (Ακαθάριστο Εγχώριο Προϊόν, ΑΕΠ) του κράτους. Εβδομήντα τοις εκατό αυτών προκλήθηκαν από την επίδραση του τυφώνα στο Άμπακο (σχήμα 4.15), 15% στο Γκραντ Μπαχάμα και 9% στα υπόλοιπα νησιά. Επίσης σύμφωνα με το NOAA (2020), ο Dorian ήταν υπεύθυνος για ζημιές κόστους 1.6 δισεκατομμυρίων δολαρίων στις ΗΠΑ ενώ το κόστος των καταστροφών στον Καναδά ανέρχεται στα 79 εκατομμύρια δολάρια.

Το υπουργείο υγείας των νήσων Μπαχάμα εκτίμησε ότι περίπου 200 άνθρωποι έχασαν τις ζωές τους εξ'αιτίας του Dorian ενώ η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία του κράτους εκτίμησε ότι ο αριθμός ήταν πολύ χαμηλότερος στους 74, με 63 από αυτούς να αναφέρονται στο Άμπακο και 11 στη Γκραντ Μπαχάμα. Επιπλέον, 245 άνθρωποι αναφέρθηκαν ως αγνοούμενοι (από τις 20 Απριλίου 2020). Οι μεγαλύτερες και πιο κοστοβόρες καταστροφές του Dorian ήταν κυρίως στα δύο προαναφερθέντα νησιά με ζημιές ύψους 3.4 δις δολαρίων. Η νήσος Άμπακο υπέφερε το 87% των καταστροφών και το 75% όλων των οικημάτων στο νησί υπέστησαν κάποιου είδους ζημιά.



Σχήμα 4.2: (πάνω αριστερά) φωτογραφία από το Abaco Beach Resort στο νησί Γκρέιτ Άμπακο στις 1 Σεπτεμβρίου 2019. (πάνω δεξιά, κάτω αριστερά, κάτω δεξιά) εναέριες φωτογραφίες του νησιού Γκρέιτ Άμπακο μετά το πέρασμα του Dorian στις 4 Σεπτεμβρίου 2019. Πηγή: The Atlantic (2019).

Η Inter-American Development Bank (IDB) ύστερα από μια μελέτη μετά το πέρασμα του τυφώνα υπολόγισε ότι ο Dorian άφησε 29.500 ανθρώπους άστεγους και άνεργους. Στο σχήμα 4.2 παρουσιάζονται μερικές εικόνες μετά το πέρασμα του τυφώνα από τις Μπαχάμες. Πάνω αριστερά φαίνονται οι ζημιές στο Abaco Beach Resort στο νησί του Γκρέιτ Άμπακο στις 1 Σεπτεμβρίου. Στις υπόλοιπες φωτογραφίες φαίνονται σε μικρή και μεγάλη κλίμακα οι ζημιές που προκλήθηκαν στο ίδιο νησί (4 Σεπτεμβρίου).

Στις Ηνωμένες Πολιτείες αναφέρθηκαν 4 έμμεσοι θανάτοι εξ'αιτίας του Dorian. Οι ισχυρές ριπές του επηρέασαν παράκτιες περιοχές της Νότιας Καρολίνας κατέρριψαν μεγάλο αριθμό δέντρων και καλωδίων ρεύματος με διακοπές ρεύματος επηρεάζοντας πάνω από 160.000 οικισμούς σε όλη την πολιτεία αλλά και επιπλέον 190.000 σπίτια στις παράκτιες περιοχές της Βόρειας Καρολίνας. Πλημμύρες επηρέασαν ιδιαίτερα τη Νότια Καρολίνα με ισχυρά κύματα να ανασχηματίζουν/διαβρώνουν κάποια μέρη των παράκτιων φραγμάτων και να παρασύρουν ζώα. Με παρόμοιο τρόπο η διάβρωση των κυμάτων επηρέασε παράκτιες περιοχές στην πολιτεία της Ντέλαγουερ. Το ΝΟΑΑ National Centers for Environmental Information (NCEI) εκτίμησε το συνολικό κόστος καταστροφών στις ΗΠΑ στα 1.6 δις δολάρια.

Η χώρα του Καναδά επηρεάστηκε από τον τυφώνα σε μια μεγάλη περιοχή εξ'αιτίας του εκτεταμένου πεδίου ισχυρών ανέμων και της βροχόπτωσης στη δυτική του πλευρά. Οι καταστροφές ήταν μικρότερης κλίμακας από τα δύο προηγούμενα κράτη με αναφορές για μεγάλα ξεριζωμένα δέντρα, κατεστραμμένα καλώδια ρεύματος και



ζημιές σε οροφές και κτήρια. Οι επιδράσεις του τυφώνα στις ακτές περιλαμβάνουν εκτεταμένες παλίρροιες, μεγάλα κύματα τα οποία οδήγησαν σε πλημμύρες σε συνδυασμό με την ισχυρή βροχή κατά μήκος ολόκληρης της ανατολικής ακτής της χώρας. Πολλές παράκτιες περιοχές υπέστησαν ζημιές σε λιμάνια και άλλες υποδομές αλλά και εκτεταμένη διάβρωση.

Υετός και Πλημμύρες

Η πορεία του Dorian πάνω από τα νησιά της ανατολικής Καραϊβικής συνοδεύτηκε από περιορισμένη καταιγιδοφόρο δραστηριότητα με λίγες βροχοπτώσεις στην περιοχή. Καθώς η ταχύτητα κίνησης του τυφώνα μειώθηκε πάνω από τις βορειο-δυτικές Μπαχάμες το σύνολο της βροχόπτωσης ανήλθε στα 580.1 mm στη Hope Town. Όσον αφορά τις ΗΠΑ, ο τυφώνας ήταν υπεύθυνος για σημαντικές βροχοπτώσεις με την ισχυρότερη να παράγει 386.3 mm βροχής (Νότια Καρολίνα). Στον Καναδά μετρήθηκαν 130-150 mm βροχής (αθροιστικά) σε όλη τη Nova Scotia.

<u>Μετεωρολογική Παλίρροια (Storm Surge)</u>

Με τον όρο παλίρροια εννοείται η ασυνήθιστη άνοδος της στάθμης της θάλασσας εξ'αιτίας μιας καταιγίδας και εκφράζεται σε υψόμετρο της στάθμης πάνω από τα κανονικά επίπεδα αυτής. Τα νησιά του Άμπακο και Γκραντ Μπαχάμα στις βορειοδυτικές Μπαχάμες επηρεάστηκαν από καταστροφικές παλίρροιες. Το University of Hawaii Sea Level Center (2019) μέτρησε άνοδο της στάθμης της θάλασσας 2 μέτρων πάνω από τη μέση στάθμη στη δυτική Γκραντ Μπαχάμα. Στις Ηνωμένες Πολιτείες παρατηρήθηκαν παλίρροιες κατά μήκος περιοχών στα νοτιο-ανατολικά παράλια από τη Φλόριντα στη Βιρτζίνια με την πιο έντονη να εκδηλώνεται στη Βόρεια Καρολίνα. Η πιο υψηλή παλίρροια του Dorian στις ΗΠΑ ήταν 1.7 m στο σταθμό Hatteras. Ο Dorian προκάλεσε παλίρροιες και στις ακτές του ανατολικού Καναδά με το μεγαλύτερο ύψος του νερού να ανέρχεται περίπου στα 2 m (Shediac, New Brunswick). Στις Παρθένες Νήσους και στο Πουέρτο Ρίκο η υψηλότερη παλίρροια που μετρήθηκε ανέρχεται στα 0.36 m με ελάχιστες έως καθόλου παραλιακές πλημμύρες.

<u>Ανεμοστρόβιλοι</u>

Ο Dorian ήταν υπεύθυνος για τη γένεση 21 συνολικά καταγεγραμμένων ανεμοστρόβιλων, από τους οποίους 19 εκδηλώθηκαν στην ανατολική Βόρεια Καρολίνα και 2 στη βορειο-ανατολική Νότια Καρολίνα από τις 4 με 6 Σεπτεμβρίου. Από τους 21, οι 17 έφτασαν ισχύ F0, οι 2 έφτασαν F1 και ακόμη 2 F2 στην κλίμακα Fujita. Οι πιο σημαντικές ζημιές λόγω των ανεμοστρόβιλων παρατηρήθηκαν στη Βόρεια Καρολίνα.

4.1.2 Σύγκριση του 2019 με τις Μέσες Κλιματικές Συνθήκες

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Για τη δημιουργία των σχημάτων 4.3-4.6 χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από το NOAA (2020) στα οποία πραγματοποιήθηκε γραμμική παλινδρόμηση.

Στο σχήμα 4.3 παρουσιάζεται ο ετήσιος αριθμός των ονομασμένων συστημάτων στη λεκάνη του Ατλαντικού για τη χρονοσειρά 1970-2019. Είναι εμφανής η αυξητική τάση που παρουσιάζει ο αριθμός εμφάνισης των τροπικών καταιγίδων τα τελευταία/πιο πρόσφατα χρόνια με συντελεστή γραμμικής παλινδρόμησης ίσο με 0.1693, δηλαδή 0.169 παραπάνω κυκλώνες ετησίως (ένας ανά δετία).

Το 2019 είναι ένα εξαιρετικά ενεργό έτος σε σχέση με τις μέσες κλιματικές συνθήκες. Μετά από το 1970, το 2019 μαζί με τα έτη 1995, 2005, 2010, 2011, 2012² είναι τα μόνα στα οποία εμφανίζονται τουλάχιστον 18 ονομασμένες τροπικές καταιγίδες. Επιπροσθέτως, 2 τροπικές υφέσεις εκδηλώθηκαν κατά τη διάρκεια της κυκλωνικής περιόδου το 2019 στον Ατλαντικό (22-23 Ιουλίου & 14-16 Οκτωβρίου) οι οποίες δεν έφτασαν ποτέ την ισχύ ονομασμένου συστήματος.

Η χρονιά χαρακτηρίστηκε από τη μέγιστη κυκλωνική δραστηριότητά της το Σεπτέμβριο με την εμφάνιση σχεδόν διπλάσιων (7) συστημάτων από τη σχετική τιμή του μήνα (3.84) για τη χρονοσειρά 1970-2019. Η κλιματολογική εικόνα για τη χρονοσειρά 1970-2019 τοποθετεί τον Σεπτέμβριο ως τον πιο ενεργό μήνα με 192 συνολικά συστήματα (πίνακας 4.2). Επίσης το 2019 αποτελεί ένα από τα 5 έτη στα οποία εμφανίζονται 7 και άνω συστήματα αυτόν τον μήνα (σχήμα 4.5).

Σε αντίθεση με τη γενική εικόνα κατά την οποία ο $2^{\circ\varsigma}$ πιο ενεργός μήνας είναι ο Αύγουστος με την εμφάνιση 167 συστημάτων συνολικά (πίνακας 4.2), ο $2^{\circ\varsigma}$ πιο ενεργός μήνας του 2019 ήταν ο Οκτώβριος με την εμφάνιση 5 κυκλώνων για πρώτη φορά μάλιστα μετά από το 2012 (σχήμα 4.3). Σύμφωνα με την κλιματολογία ο αριθμός των κυκλώνων του Οκτωβρίου είναι ο μισός αυτών του Αυγούστου με τη χρονιά του 2019 να είναι η 1^η μετά από το 2005 στην οποία εμφανίζονται παραπάνω κυκλώνες (2) τον Οκτώβριο από ότι τον Αύγουστο.

Πίνακας 4.2: Αριθμός ονομασμένων τροπικών κυκλώνων το 2019 σε σύγκριση με τη χρονοσειρά 1970-2019

	Iav	Απρ	Μάιος	Ιούν	Ιούλ	Αύγ	Σεπ	Οκτ	Noé	Δεκ
2019	0	0	1	0	1	3	7	5	1	0
Σχετική Τιμή (1970- 2019)	0.04	0.06	0.24	0.66	1.16	3.34	3.84	1.98	0.6	0.14
Απόλυτη Τιμή (1970- 2019)	2	3	12	33	58	167	192	99	30	7

² δεν έχει ληφθεί υπ'όψιν το 2020

80



Σύμφωνα με τα σχήματα 4.4, 4.5 και 4.6 στα οποία απεικονίζεται ο αριθμός των τροπικών καταιγίδων για τη χρονοσειρά 1970-2019 ανά μήνα και τις αντίστοιχες τάσεις, φαίνεται ότι η μεγαλύτερη αυξητική τάση εμφανίζεται τους φθινοπωρινούς μήνες Σεπτέμβριο και Οκτώβριο με συντελεστή 0.0436 και 0.0445 αντίστοιχα, πιθανώς επεκτείνοντας τη διάρκεια της κυκλωνικής περιόδου περαιτέρω μέσα στο φθινόπωρο τα επόμενα χρόνια. Ο Αύγουστος είναι ο επόμενος μήνας ο οποίος παρουσιάζει αυξητική τάση με συντελεστή 0.0322 αν και το 2019 μεμονωμένα δεν έρχεται σε συμφωνία με αυτό (σχήμα 4.4).



Σχήμα 4.3: Αριθμός των ονομασμένων τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού ανά έτος για τη χρονοσειρά 1970-2019. Εμφανίζεται η γραμμή τάσης με την αντίστοιχη εξίσωση. Στατιστιστική σημαντικότητα γραμμικής παλινδρόμησης 95%.



Σχήμα 4.4: αριθμός των ονομασμένων τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού ανά έτος για τον Αύγουστο και για τη χρονοσειρά 1970-2019. Εμφανίζεται η γραμμή τάσης με την αντίστοιχη εξίσωση. Στατιστιστική σημαντικότητα γραμμικής παλινδρόμησης 95%.



Σχήμα 4.5: αριθμός των ονομασμένων τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού ανά έτος για το Σεπτέμβριο και για τη χρονοσειρά 1970-2019. Εμφανίζεται η γραμμή τάσης με την αντίστοιχη εξίσωση. Στατιστιστική σημαντικότητα γραμμικής παλινδρόμησης 95%.



Σχήμα 4.6: αριθμός των ονομασμένων τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού ανά έτος για τον Οκτώβριο και για τη χρονοσειρά 1970-2019. Εμφανίζεται η γραμμή τάσης με την αντίστοιχη εξίσωση. Στατιστιστική σημαντικότητα γραμμικής παλινδρόμησης 95%.

4.2 Ο Τροπικός Κυκλώνας Dorian (2019)

4.2.1 Γενικά

Ο λόγος για τον οποίο επιλέχθηκε να μελετηθεί ο κυκλώνας Dorian στην παρούσα διατριβή, είναι επειδή αποτέλεσε τον πιο ισχυρό και καταστροφικό τροπικό κυκλώνα (κατηγορίας 5) του 2019 και τον πιο καταστροφικό στην ιστορία των νήσων Μπαχάμα, από το 1851 που ξεκίνησαν οι μετρήσεις. Αποτέλεσε τη μεγαλύτερη φυσική καταστροφή στην ιστορία της χώρας (NOAA 2020) προκαλώντας το θάνατο τουλάχιστον 74 ανθρώπων, αφήνοντας 70.000 άστεγους με καταστροφές κόστους 4.68 δισεκατομμυρίων δολαρίων και με περίπου 13.000 σπίτια (45% των σπιτιών της χώρας) να καταστρέφονται πλήρως. Εκτός από τις νήσους Μπαχάμα επηρέασε τις ανατολικές ΗΠΑ και Καναδά, το Πουέρτο Ρίκο, τη Γροινλανδία και την Ισλανδία.

Ήταν επίσης από τους πιο ισχυρούς τυφώνες που καταγράφηκαν στον Ατλαντικό όσον αφορά την ταχύτητα των ανέμων του (1 minute sustained wind speed) η οποία έφτασε τα 95.2 m/s. Μαζί με τον Labor Day Hurricane (1935) είναι ο τυφώνας με τους ισχυρότερους καταγεγραμμένους ανέμους Ατλαντικού κυκλώνα πάνω από ξηρά. Επιπλέον, χαρακτηριστικό του Dorian ήταν οι ισχυρότεροι καταγεγραμμένοι άνεμοι σε συνδυασμό με την βορειότερη τοποθεσία του σε γεωγραφικό πλάτος 26.6°B αλλά και η πολύ μικρή ταχύτητά του (ταχύτητα κίνησης του ματιού, translation speed) πάνω από την ξηρά με 0.9-2.2 m/s στις Μπαχάμες διασχίζοντας τη χώρα σε 27 ώρες συνολικά. Ο τυφώνας κινήθηκε μόνο 40 km σε 24 ώρες γεγονός που τον κατατάσσει ως το 2° πιο αργό ισχυρό Ατλαντικό τυφώνα σε μια 24-ωρη περίοδο μετά το 1950, χωρίς μάλιστα να έχει καταγραφεί στο παρελθόν ξανά επίδραση στη ξηρά παρόμοιας χρονικής διάρκειας από τυφώνα κατηγορίας 5 (Masters 2019).

4.2.2 Πορεία και Ένταση

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Ο Dorian ήταν το τέταρτο ονομασμένο κυκλωνικό σύστημα, ο δεύτερος κυκλώνας και ο πρώτος ισχυρός κυκλώνας του 2019. Σχηματίστηκε στις 24 Αυγούστου από μια τροπική διαταραχή (AEW), μετατράπηκε σε κυκλώνα (hurricane) στις 28 Αυγούστου (NOAA) και διαλύθηκε πλήρως στις 9 Σεπτεμβρίου.

Στις 19 Αυγούστου το National Hurricane Center (NHC) αναγνώρισε μια τροπική διαταραχή (έναν επιμηκυσμένο αυλώνα χαμηλών πιέσεων) στα 700 hPa πάνω από τις περιοχές της Γουινέας και Σενεγάλης στη δυτική Αφρική. Αυτή η διαταραχή κινήθηκε προς τα δυτικά κατά μήκος του Ατλαντικού ωκεανού με ταχύτητα 7.7-10 m/s ενώ ανωμεταφορά μέτριας έντασης παρατηρήθηκε 165-185 km νότια του αυλώνα ανάμεσα στις 20-48°Δ.

Εκτιμάται ότι η διαταραχή μετατράπηκε σε τροπική ύφεση (tropical depression) στις 0600 UTC 24 Αυγούστου ενώ βρισκόταν περίπου 1230 km ανατολικά-νοτιοανατολικά των νήσων Barbados. Δεδομένα μικροκυμάτων (microwave data) έδειξαν την ανάπτυξη μιας ζώνης ανωμεταφοράς με τη μορφή ματιού διαμέτρου 18 km στα μέσα επίπεδα όταν και το σύστημα επισήμως κατατάχθηκε ως τροπική καταιγίδα με όνομα Dorian στις 1800 UTC 24 Αυγούστου. Η πορεία του συνεχίστηκε προς τα δυτικά με το κέντρο του μόλις να περνάει δίπλα από τα νησιά Barbados (σχήμα 4.1) με ισχυρούς ανέμους ταχύτητας 24.5 m/s και βροχές πριν αρχίσει να κινείται προς τα βορειο-δυτικά και στο νησί της St. Lucia στην Καραϊβική. Το ορεινό ανάγλυφο του νησιού δεν επέτρεψε στην περαιτέρω οργάνωση του συστήματος στα χαμηλά επίπεδα και το κέντρο του ανασχηματίστηκε στα βόρεια του νησιού. Η δορυφορική εικόνα στο σχήμα 4.7 α απεικονίζει τον Dorian στις 27 Αυγούστου 2019 πάνω από τις Μικρές Αντίλλες.

Όπως προαναφέρθηκε, στις 28 Αυγούστου κατατάχθηκε ως κυκλώνας (hurricane) κατηγορίας 1 όταν η ταχύτητα των ανέμων έφτασε τα 33.1 m/s κατά την κίνησή του πάνω από τις Αμερικανικές Παρθένες Νήσους (σχήμα 4.7 β). Το κέντρο του πέρασε μόλις πάνω από τα ανατολικά του Πουέρτο Ρίκο αλλά οι ισχυρότεροι άνεμοί του απέφυγαν το νησί.

Στις 29 Αυγούστου (σχήμα 4.7 γ) ο ολοένα και πιο ισχυρός Dorian συνέχισε τη βορειοδυτική πορεία του καθοδηγούμενος από τη ροή ανάμεσα σε ένα χαμηλό και μια υποτροπική ράχη στον Ατλαντικό. Εξαναγκάστηκε να κινηθεί προς τα βορειο-δυτικά σε μια περιοχή με χαμηλή διάτμηση του ανέμου, υψηλά ποσά υγρασίας αλλά και πολύ θερμά νερά (29-30°C), συνθήκες σαφώς ιδανικές για τη ραγδαία ανάπτυξή του.



Νωρίς την επόμενη ημέρα ο Dorian κατατάχθηκε σε κυκλώνα κατηγορίας 2 και μερικές ώρες αργότερα, στις 1800 UTC 30 Αυγούστου ενώ η ανάπτυξή του ήταν πλέον ραγδαία, σε τυφώνα 3^{ης} κατηγορίας όταν και το κέντρο του βρισκόταν 710 km ανατολικά των βορειο-δυτικών Μπαχάμα (σχήμα 4.7 δ). Αυτή τη χρονική στιγμή το NHC δήλωσε ότι η καταιγίδα «αποτελεί πλέον σημαντική απειλή για τη Φλόριντα και τις βορειο-δυτικές Μπαχάμες». Χαρακτηριστικές ήταν οι αστραπές που παρατηρήθηκαν τις πρωινές ώρες της 30^{ης} Αυγούστου.

Την πρώτη ημέρα του Σεπτεμβρίου, ο κυκλώνας ανήκει πλέον στην 5^η κατηγορία με ταχύτητα ριπών στα 90.7 m/s στην επιφάνεια, των ανέμων (1-minute sustained winds) στα 80.5 m/s και ελάχιστη πίεση να εκτιμάται στα 912 hPa. Στις 1640 UTC φτάνει στο νησί Γκρέιτ Άμπακο με ταχύτητες ανέμων στα 82.7 m/s και ριπές στα 98.3 m/s αποτελώντας τον πιο ισχυρό τυφώνα που επηρεάζει τις Μπαχάμες και πίεση στα 911 hPa η οποία τις επόμενες ώρες έφτασε τα 910 hPa. Το Γκρέιτ Άμπακο ήταν το πρώτο που επηρεάστηκε για 3 ημέρες συνεχόμενα με ανέμους κλίμακας τουλάχιστον τροπικής καταιγίδας. Η ταχύτητα κίνησής του μειώθηκε σημαντικά καθώς κινήθηκε προς τη Γκράντ Μπαχάμα. Στο σχήμα 4.8 φαίνεται η πορεία του Dorian πάνω από τις βόρειες Μπαχάμες (νησιά Άμπακο και Γράντ Μπαχάμα), την περιοχή την οποία επηρέασε περισσότερο κατά το χρονικό διάστημα 1-3 Σεπτεμβρίου 2019. Το πρωί της 3^{ης} Σεπτεμβρίου ο τυφώνας αποδυναμώθηκε και κατατάχθηκε σε 2^{ης} κατηγορίας απομακρυνόμενος από τις νήσους Μπαγάμα και κινούμενος πάνω από υψηλή διάτμηση και ελαφρώς πιο ψυχρά ύδατα. Το μάτι του έφτασε μέχρι 161 km μακριά από τις ακτές της Φλόριντα. Αξιοσημείωτο είναι το γεγονός της ταυτόχρονης ανάπτυξης ακόμα δύο καταιγίδων (Fernarnd στον Κόλπο του Μεξικό και Juliette στον Ειρηνικό Ωκεανό, σχήμα 4.7 ζ).

Στις 1500 UTC 5 Σεπτεμβρίου κινήθηκε βορειο-δυτικά προς τις Ηνωμένες Πολιτείες κατά μήκος των ακτών της Φλόριντα με τους ανέμους να δυναμώνουν ξανά. Στη Νότια Καρολίνα οι περισσότερες παράκτιες παρατηρήσεις έδωσαν μετρήσεις ανέμων από 20-24.5 m/s και ριπές έως και 34.4 m/s (1827 UTC 5 Σεπτεμβρίου).

Αρκετές ώρες αργότερα ο τυφώνας ήρθε αντιμέτωπος με υψηλή διάτμηση του ανέμου γεγονός που τον εξασθένισε και πάλι σε τυφώνα κατηγορίας 2 και νωρίς την επόμενη ημέρα σε κατηγορίας 1 όταν και μετά το πέρασμά του από το Cape Hatteras στη Βόρεια Καρολίνα (σχήμα 4.7 η) άρχισε να απομακρύνεται από τις ΗΠΑ.

Στις 1800 UTC 7 Σεπτεμβρίου ο Dorian με συνεχώς επεκτεινόμενο πεδίο ανέμων έφτασε στη Nova Scotia (Καναδάς) αρκετές ώρες αργότερα, στις 2200 UTC ως 2^{ης} κατηγορίας εξω-τροπική καταιγίδα με αυξημένες ταχύτητες ανέμων στα 44.7 m/s και ισχυρές ριπές που επηρέασαν όλο τον ανατολικό Καναδά. Παρατηρήθηκε ελάχιστη πίεση 958 hPa προκαλώντας εκτεταμένες ζημιές κυρίως στις παραλιακές περιοχές πριν συνεχίσει την πορεία του βορειότερα. Στις 0300 UTC 9 Σεπτεμβρίου είχε πλέον φτάσει στη θάλασσα του Λαμπραντόρ με βορειο-δυτική κίνηση αλλά τις επόμενες ώρες δεν αποτελούσε πλέον απειλή και διαλύθηκε νότια των ακτών της Γροινλανδίας στις 0600 UTC 9 Σεπτεμβρίου.



Σχήμα 4.7: Δορυφορική εικόνα: α) από τον GOES East φαίνεται η τότε τροπική καταιγίδα Dorian να περνάει από τις Μικρές Αντίλλες στις 27 Αυγούστου 2019. Διακρίνεται η μεταφορά σκόνης από τη Σαχάρα προς τον Ατλαντικό β) της τροπικής καταιγίδας Dorian στο υπέρυθρο κανάλι 11μm στις 28 Αυγούστου 2019, ΝΑ των Αμερικανικών Παρθένων Νήσων και του Πουέρτο Ρίκο γ) του GOES East ο οποίος επικεντρώνεται στον τυφώνα Dorian (πλέον κατηγορίας 1) την Πέμπτη 29 Αυγούστου 2019 όποτε και μετακινείται από το Πουέρτο Ρίκο προς τις Αμερικανικές Παρθένες Νήσους δ) του τυφώνα Dorian στις 30 Αυγούστου 2019 στο υπέρυθρο κανάλι 11μm. Σημειώνονται οι κορυφές των νεφών κατακόρυφης ανάπτυξης (overshooting tops) ε) στο υπέρυθρο κανάλι 11μm του πλέον κατηγορίας 4 τυφώνα, με το καλο-σχηματισμένο μάτι του στις 31 Αυγούστου 2019 στ) του GOES East απεικονίζονται των κατηγορίας 5 τυφώνα πάνω από τη Γκραντ Μπαχάμα στις 2 Σεπτεμβρίου 2019 ζ) του τυφώνα Dorian με την ταυτόχρονη ανάπτυξη δύο ακόμα συστημάτων στον Ατλαντικό (Fernand) και στον

Ανατολικό Ειρηνικό (Juliette). Εικόνα του GOES West στις 3 Σεπτεμβρίου 2019 η) του τυφώνα Dorian πάνω από τις ΗΠΑ (Β.Καρολίνα) στις 6 Σεπτεμβρίου 2019 Πηγή: NOAA (2019)

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Α.Π.Θ



Σχήμα 4.8: Πορεία του κυκλώνα Dorian πάνω από τις βόρειες Μπαχάμες στις 1-3 Σεπτεμβρίου 2019. Πηγή: NOAA (2019)

Στο σχήμα 4.9 παρουσιάζονται οι μέσες 3-ωρες επιφανειακές θαλάσσιες θερμοκρασίες (SSTs) για το χρονικό διάστημα της εκδήλωσης του Dorian (24 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου 2019). Κατά αυτό το διάστημα ολόκληρος ο Ατλαντικός ωκεανός χαρακτηρίζεται από SSTs άνω των 26°C. Ο δε ανατολικός τροπικός Ατλαντικός παραμένει άνω των 27°C με μερικές περιοχές κοντά στις ακτές να φτάνουν τους 28°C. Από τις 30°Δ και δυτικότερα οι θερμοκρασίες είναι ολοένα και πιο ιδανικές μέχρι το μέγιστο των 30-31°C που επιτυγχάνεται στα νησιά της Καραϊβικής και κατ'επέκταση φυσικά στις νήσους Μπαχάμες όπου ήταν πιο ισχυρός. Αξιοσημείωτη είναι η εξάπλωση των θερμών υδάτων και στα μέσα γεωγραφικά πλάτη με θερμοκρασίες σταθερά άνω των 27°C δυτικά των 22°Δ. Συνεπώς ο Dorian συνάντησε στο διάστημα της πορείας του κάτι παραπάνω από ιδανικές θαλάσσιες θερμοκρασίες.



Σχήμα 4.9: Μέσες θαλάσσιες επιφανειακές θερμοκρασίες (SSTs, °C) για το χρονικό διάστημα 24 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου 2019. Δεδομένα ERA5.

Μελετάται επίσης η μέση διάτμηση του ανέμου στο ίδιο χρονικό διάστημα 24 Αυγούστου με 7 Σεπτεμβρίου 2019 ανάμεσα στα 850 και 200 hPa (σχήμα 4.10). Υπολογίστηκε η τιμή της διάτμησης σε κάθε χρονική στιγμή ανά 3 ώρες και στη συνέχεια μεσοποιήθηκε στο εκάστοτε χρονικό διάστημα. Οι μικρότερες τιμές διάτμησης στη δυτική ακτή της Αφρικής και στον ανατολικό Ατλαντικό παρατηρούνται κατά μήκος μιας ζώνης στις 16-23°B με τιμές κάτω των 10 m/s. Δυτικότερα στις 40-50°Δ φαίνονται παρόμοιες τιμές διάτμησης οι οποίες εκτείνονται και νοτιότερα κοντά στον ισημερινό. Αν ληφθεί το όριο διάτμησης 7.5-10 m/s των Landsea et al. (1998) άνω του οποίου δεν μπορεί να υπάρξει κυκλογένεση, οι συνθήκες στις δυτικές αφρικανικές ακτές δεν είναι ευνοϊκές. Κατά την πορεία του όμως δυτικότερα, ο Dorian συναντά αρκετά πιο ευνοϊκές συνθήκες για μεγάλο μέρος του κεντρικού Ατλαντικού (35-58°Δ) με τις υψηλές τιμές διάτμησης στην Καραϊβική πιθανώς να συμβάλλουν στην αποδυνάμωσή του μετά τις 30 του μηνός. Αν το σχήμα 4.10 συγκριθεί με την πορεία και την ισχύ του Dorian (σχήμα 4.1) υπάρχει συσχέτιση με τη χαμηλή τιμή της διάτμησης και του χαρακτηρισμού του ως ισχυρό κυκλώνα (major hurricane, πχ ανατολική Καραϊβική) και αντίστοιχα με την υψηλή τιμή διάτμησης και την αποδυνάμωσή του σε κυκλώνα (hurricane, BA της Κούβας). Δύο περιοχές οι οποίες χαρακτηρίζονται από SSTs 29-30°C (παρόμοιες ευνοϊκές συνθήκες).



Σχήμα 4.10: Μέση διάτμηση του ανέμου (m/s) ανάμεσα στα 850 και 200 hPa για το χρονικό διάστημα 24 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου 2019. Δεδομένα ERA5.

Η μέση ταχύτητα και πορεία ενός τροπικού κυκλώνα καθορίζεται σε μεγάλο βαθμό από τη μέση ροή στα 500 hPa (Elsberry 1995). Στο σχήμα 4.11 φαίνεται το μέσο γεωδυναμικό ύψος στα 500 hPa για την ίδια χρονική περίοδο χωρισμένη σε 2 εβδομάδες: 24-31 Αυγούστου (σχήμα 4.11 α) & 1-7 Σεπτεμβρίου 2019 (σχήμα 4.11 β). Την 1^η εβδομάδα το γεωδυναμικό ύψος παρουσιάζεται σχεδόν ζωνικά στην περιοχή δημιουργίας του Dorian με μια καμπύλωσή του προς το Βορρά στην Καραϊβική. Ο αντικυκλώνας των Αζορών ο οποίος εμφανίζει 2 κέντρα (λόγω μετατόπισης του



κέντρου του στη μικρή χρονική περίοδο που μεσοποιήθηκε) βρίσκεται κοντά στην Αμερική και τις 2 εβδομάδες αρκετά πιο ανατολικά από την κλιματολογική θέση του κέντρου του. Τη 2^η εβδομάδα βρίσκεται ακόμα πιο κοντά στις ακτές, μάλιστα με τα πολύ χαμηλά ύψη στα δυτικά της Φλόριντα να οφείλονται στον Dorian ο οποίος βρισκόταν σε αυτή την περιοχή εκείνες τις ημέρες. Φαίνεται ότι η ροή του αντικυκλώνα επηρέασε σημαντικά την ανα-κατεύθυνση του συστήματος προς τα Β-ΒΑ μετά το πέρασμά του από την Καραϊβική, με το μάτι του κυκλώνα να αποφεύγει εντελώς τις ηπειρωτικές ΗΠΑ και να μετακινείται σχεδόν παράλληλα με τις ακτές (βλ σχήμα 4.1). Μάλιστα ο Dorian πλησίασε την ηπειρωτική Βόρεια Αμερική περισσότερο από τα υπόλοιπα συστήματα. Αυτή η μετατόπιση προς τα ΒΑ της πορείας των τροπικών κυκλώνων παρατηρείται πολύ πιο έντονα σε όλους τους υπόλοιπους κυκλώνες (εκτός αυτών που δημιουργήθηκαν στον Κόλπο του Μεξικό) (σχήμα 4.1). Συμπεραίνεται λοιπόν ότι ο αντικυκλώνας στα 500 hPa είναι ο πρωταρχικός λόγος για τον οποίο συμβαίνει αυτό, με το φαινόμενο να παρατηρείται και από άλλους ερευνητές (Elsberry 1995). Η πιθανή συσγέτιση της εκτροπής των τροπικών κυκλώνων προς τα ΒΑ και της έντασης του αντικυκλώνα των Αζορών πιθανώς να είναι ένα ενδιαφέρον αντικείμενο μελέτης στο μέλλον.



Σχήμα 4.11: Μέσο γεωδυναμικό ύψος (gpm) στα 500 hPa για το χρονικό διάστημα α) 24-31 Αυγούστου και β) 1-7 Σεπτεμβρίου 2019. Δεδομένα ERA5.

Ελάχιστη πίεση και μέγιστη ταχύτητα του ανέμου

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο σχήμα 4.12 (πάνω) παρουσιάζεται η πορεία της ελάγιστης πίεσης στο μάτι του κυκλώνα από τις 24 Αυγούστου μέχρι τις 7 Σεπτεμβρίου 2019. Στον οριζόντιο άξονα φαίνονται οι ημερομηνίες και στον κατακόρυφο η πίεση σε hPa. Όλες οι μετρήσεις της πίεσης προέρχονται από επιλεγμένες επιφανειακές παρατηρήσεις, εκτιμήσεις από τη τεχνική Dvorak (μια διαδικασία κατά την οποία εκτιμάται η ένταση ενός τροπικού κυκλώνα με τη χρήση υπέρυθρων δορυφορικών εικόνων), από τη σχέση Knaff-Zehr-Courtney για τη σχέση μεταξύ πίεσης-ανέμου και από δορυφορικές εικόνες του Cooperative Institute for Meteorological Satellite Studies (CIMSS). Με τη μαύρη γραμμή φαίνεται η πορεία της πίεσης με βάση όλα τα παραπάνω, ενώ οι κατακόρυφες γραμμές αντιπροσωπεύουν κάθε φορά που ο κυκλώνας διέσχισε τη ξηρά. Από τις 24 Αυγούστου (περίπου στα 1010 hPa) μέχρι τις 27 Αυγούστου η πτώση της πίεσης είναι αρχικά ομαλή με πτώση μόλις 5 hPa. Τις επόμενες 2 ημέρες μέχρι τις 29 Αυγούστου παρατηρείται σαφώς γρηγορότερη πτώση με την τιμή να φτάνει τα 993 hPa. Από τις 29 και μετά μετράται ραγδαία και απότομη πτώση της πίεσης με την τιμή της στις 30 Αυγούστου να φτάνει τα 980 hPa, στις 31 Αυγούστου τα 950 hPa και τη 1 Σεπτεμβρίου τα 940 hPa (όλες οι τιμές στις 0000 UTC της εκάστοτε ημέρας). Η γρήγορη αυτή πτώση οφείλεται σαφώς στις υψηλές τιμές των SSTs (29-30°C) αλλά και στη μικρή κατακόρυφη διάτμηση. Στο χρονικό διάστημα 1-2 Σεπτεμβρίου η πίεση παρουσιάζει την πιο απότομη πτώση της και την ελάχιστη τιμή των 910 hPa. Τις επόμενες 2 ημέρες φαίνεται η ραγδαία ανοδική της πορεία μέχρι τις 4 Σεπτεμβρίου (964 hPa) όπου παρουσιάζει μια μικρή τοπική πτώση στα 955 hPa στις 5 Σεπτεμβρίου. Τέλος, τις επόμενες ημέρες μέχρι τις 7 Σεπτεμβρίου μετά την οποία η πίεση αρχίζει να επανέρχεται σε κανονικά επίπεδα παρατηρούνται μικρές διακυμάνσεις της τάξης των 5 hPa με τοπική ελάχιστη πίεση να μετράται στις 7 Σεπτεμβρίου στα 955 hPa.

Αντιστοίχως, στο σχήμα 4.12 (κάτω) φαίνεται η πορεία της τιμής της μέγιστης ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου (κόμβοι, kt) (maximum sustained surface wind speed) για το ίδιο χρονικό διάστημα. Στον οριζόντιο άξονα αναγράφονται οι ημερομηνίες και στον κατακόρυφο η ταχύτητα του ανέμου (kt). Χρησιμοποιήθηκαν παρατηρήσεις αεροσκαφών στα 700, 800 hPa και 460 m ύψος καθώς και μετρήσεις από ραδιοβολίδες, εκτιμήσεις από τον επιφανειακό άνεμο στα 150 m και από την τεχνική Dvorak και το CIMSS. Η πορεία της ταχύτητας με το χρόνο προφανώς είναι αντίθετη με αυτή της πίεσης με την αρχική τιμή της να ανέρχεται μόλις στους 25 κόμβους (12.9 m/s) στις 24 Αυγούστου, παρουσιάζοντας διαδοχικά «σκαλοπάτια» ανόδου μέχρι τις 28 Αυγούστου όπου φτάνει σχεδόν τη διπλάσια τιμή. Από τις 29 του μηνός και έπειτα η ταχύτητα του ανέμου ανέρχεται ραγδαία μέχρι τη 1^η Σεπτεμβρίου όπου μετράται το τοπικό μέγιστο στους 100 κόμβους (51.4 m/s). Από εκείνη τη στιγμή οι τιμές της ταχύτητας επανέρχονται στα κανονικά τους επίπεδα.



Σχήμα 4.12: (πάνω) Πορεία της ελάχιστης πίεσης (hPa) στο μάτι του κυκλώνα Dorian για το χρονικό διάστημα 24 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου 2019. (κάτω) Πορεία της μέγιστης ταχύτητας του επιφανειακού ανέμου (kt) για το χρονικό διάστημα 24 Αυγούστου-7 Σεπτεμβρίου 2019. Πηγή: National Hurricane Center, NOAA Tropical Cyclone Report – Hurricane Dorian (2020)

<u>Δομή του Dorian</u>

Σύμφωνα με την επίσημη αναφορά του ΝΟΑΑ (2020), η μέγιστη ένταση του Dorian μετρήθηκε στις 1 Σεπτεμβρίου 1640 UTC στις 26.5°B, 77°Δ με την ελάχιστη πίεση να φτάνει τα 910 hPa και τη μέγιστη ταχύτητα ανέμων στα 95.2 m/s (160 κόμβους) (βλ. σχήμα 4.12 πάνω).

Κοιτώντας κανείς το σχήμα 4.13 στο οποίο φαίνεται η χρονοσειρά των δεδομένων reanalysis ERA5 για την ελάχιστη πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας στο παράθυρο: 20-40°B, 85-60°Δ για τη χρονική περίοδο 30 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου (ανά 1 ώρα) παρατηρεί ότι η ελάχιστη πίεση την 1^η Σεπτεμβρίου είναι μόλις 986 hPa. Η ελάχιστη πίεση στα δεδομένα reanalysis παρατηρείται μερικές μέρες μετά στις 4 Σεπτεμβρίου 2200 UTC και ανέρχεται στα 964 hPa. Προς επιβεβαίωση αυτού απεικονίστηκε η πίεση στη μέση στάθμη της θάλασσας για τις 2 αυτές χρονικές στιγμές (1700 UTC 1/9/2019 & 2200 UTC 4/9/2019) η οποία φαίνεται στο σχήμα 4.14.

Η θέση του Dorian στις 1/9 στα ERA5 συμπίπτει με την πραγματική αλλά η πίεσή του είναι μόλις κάτω των 992 hPa (σχήμα 4.14 α) αντί των 910 hPa που αναμενόταν από τις πραγματικές μετρήσεις (σχήμα 4.12). Παρ'όλα αυτά στις 4 Σεπτεμβρίου 2200 UTC όταν ο Dorian εμφάνισε την ελάχιστη πίεση στα δεδομένα ERA5 (σχήμα 4.14 β) η γεωγραφική θέση του ματιού (30.5° B, 79.5°Δ) και η πίεση (μόλις κάτω των 968 hPa) από τα reanalysis συμπίπτουν σε μεγάλο βαθμό με τις τιμές που αναφέρονται στην αναφορά του NOAA (960 hPa στις 1800 UTC 4/9).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Συνεπώς για την καλύτερη απεικόνιση και μελέτη της κατακόρυφης δομής και των χαρακτηριστικών του κυκλώνα στη μέγιστη έντασή του χρησιμοποιήθηκαν κάθετες τομές στην ατμόσφαιρα από τις 4/9 στις 2200 UTC (σχήμα 4.15) καθώς τα χαρακτηριστικά του σύμφωνα με τα reanalysis ERA5 αυτή η χρονική στιγμή ταιριάζουν καλύτερα με τα πραγματικά.

Αυτή η απόκλιση των reanalysis δεδομένων από τις πραγματικές τιμές στις αρχές του μήνα οφείλεται εν μέρει στην αδρή (coarse) ανάλυσή τους και στη μικρή κλίμακα τέτοιων συστημάτων και είναι κάτι που θα πρέπει να λαμβάνεται υπ'όψιν από μελλοντικούς ερευνητές που μελετούν τροπικούς κυκλώνες.



Σχήμα 4.13: Χρονοσειρά της ελάχιστης πίεσης (hPa) στη μέση στάθμη της θάλασσας για το χρονικό διάστημα 30 Αυγούστου – 7 Σεπτεμβρίου 2019, στο παράθυρο 20-40°B, 85-60°Δ. Δεδομένα reanalysis ERA5 ανά 1 ώρα.



Σχήμα 4.14: Πίεση (hPa) στη μέση στάθμη της θάλασσας για α) 1 Σεπτεμβρίου 2019, 1700 UTC β) 4 Σεπτεμβρίου 2019, 2200 UTC. Δεδομένα ERA5.

Στο σχήμα 4.15 φαίνεται η κατακόρυφη δομή 5 πεδίων με τη βοήθεια των οποίων μελετάται η δομή και τα χαρακτηριστικά του Dorian στη χρονική στιγμή μέγιστης έντασής του στα ERA5. Όλες οι τομές είναι στη διεύθυνση Δ-Α στις 30.5°B στις 4 Σεπτεμβρίου 2019, 2200 UTC. Αρχικά φαίνεται ότι ο Dorian αποτέλεσε ένα βαθύ, καλο-σχηματισμένο κυκλωνικό σύστημα με τη μέγιστη ένταση του μεσημβρινού ανέμου να εντοπίζεται στα χαμηλά επίπεδα. Ο μεσημβρινός άνεμος (σχήμα 4.15 α) παρουσιάζει τιμές της τάξης των 50-55 m/s στα ανατολικά και δυτικά του ματιού λίγο υψηλότερα από την επιφάνεια, στα 900 hPa. Στην ανώτερη τροπόσφαιρα, δυτικά του ματιού λίγο υματιού οι τιμές της ν συνιστώσας του ανέμου είναι θετικές (νότια ροή) και ανατολικά είναι αρνητικές (βόρεια ροή) συνεπώς η ροή εκεί είναι αντικυκλωνική. Το αντίθετο παρατηρείται αρκετά πιο έντονα χαμηλά παρουσιάζοντας μια αναμενόμενη εικόνα δομής κυκλωνικού συστήματος με σύγκλιση των αερίων μαζών χαμηλά, και απόκλιση υψηλά.

Λόγω της εξίσωσης του θερμικού ανέμου, είναι γνωστό ότι κυκλωνικά συστήματα όπως οι τροπικοί κυκλώνες με θερμές αέριες μάζες στο κέντρο τους παρουσιάζουν το μέγιστο της κυκλωνικότητας (δηλαδή του στροβιλισμού) στα χαμηλά επίπεδα. Με την άνοδο του ύψους αυτή η τιμή μειώνεται και σε μεγάλα υψόμετρα μετατρέπεται σε αντικυκλωνική κυκλοφορία. Αυτό ακριβώς επιβεβαιώνεται από το σχήμα 4.15 β στο οποίο ο σχετικός στροβιλισμός εμφανίζει ένα μέγιστο 1.4x10⁻³ s⁻¹ κοντά στην επιφάνεια το οποίο μειώνεται καθ'ύψος φτάνοντας μια ελάχιστη τιμή των 0.2x10⁻³ s⁻¹ στην άνω τροπόσφαιρα με αποτέλεσμα την πιο αδύναμη κυκλωνική κυκλοφορία. Ακόμα, το παραπάνω επιβεβαιώνει την ύπαρξη του θερμού πυρήνα του συστήματος. Πράγματι στο σχήμα 4.15 γ στο οποίο απεικονίζεται η δυναμική θερμοκρασία φαίνεται καθαρά μια «γλώσσα» θερμών αερίων μαζών που δηλώνει το θερμό πυρήνα του Dorian.



Επιπλέον η δομή της κατακόρυφης ταχύτητας ω (σχήμα 4.15 δ) σύμφωνα με την οποία οι θετικές τιμές δηλώνουν τις καθοδικές κινήσεις, το μάτι του κυκλώνα (μαύρο βέλος) φαίνεται στις 79°Δ με τις ανοδικές κινήσεις του τοιχώματος (eyewall) να είναι επίσης ορατές εκατέρωθεν. Η θέση του ματιού επιβεβαιώνεται ακόμη από την κατακόρυφη δομή της σχετικής υγρασίας (σχήμα 4.15 ε, μαύρο βέλος). Φαίνεται και πάλι στις 79°Δ στα 500 hPa μια κατακόρυφη ζώνη χαμηλών τιμών υγρασίας, της τάξης του 40% που δηλώνει το μάτι, η οποία περιβάλλεται από πολύ υψηλές τιμές (90-100%) σε όλη την ατμόσφαιρα στις οποίες αναπτύσσεται το τοίχωμα (eyewall).



Σχήμα 4.15: Κατακόρυφες τομές στις 4 Σεπτεμβρίου 2019, 2200 UTC στις 30.5°B, 90-70°Δ του/ης: α) μεσημβρινού ανέμου (m/s), β) σχετικού στροβιλισμού (10^{-3} s⁻¹), γ) δυναμικής θερμοκρασίας (K), δ) κατακόρυφης ταχύτητας ω (Pa/s) και ε) σχετικής υγρασίας (%). Το βέλος δείχνει το κέντρο του Dorian. Δεδομένα ERA5.

4.3 Συνοπτική και δυναμική ανάλυση του ΑΕW που μετασχηματίστηκε στον κυκλώνα Dorian

Ο κυκλώνας Dorian προήλθε από ένα μεγάλο, επιμηκυμένο AEW του οποίου ο αυλώνας εντοπίστηκε στις ακτές της δυτικής Αφρικής, μέσα σε έναν αυλώνα πάνω από τη Γουινέα και τη Σενεγάλη, στις 19 Αυγούστου 2019. Η διαταραχή κινήθηκε προς τα δυτικά κατά μήκος του τροπικού Ατλαντικού και στις 22 Αυγούστου αναπτύχθηκε μια μικρή περιοχή με έντονη ανωμεταφορά θερμών αερίων μαζών κατά μήκος του άζονα του κύματος στις 40°Δ. Δορυφορικές εικόνες δείχνουν μια αρχική κυκλωνική κυκλοφορία στα χαμηλότερα νέφη, ενδεικτική του μικρού βαρομετρικού χαμηλού που αναπτύχθηκε. Αυτό μετακινούνταν προς τα δυτικά με ταχύτητα περίπου 5 m/s δείχνοντας πιο συστηματική και οργανωμένη ανωμεταφορά κατά την τροχιά του, παρά την επιρροή της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου.

Η διαταραχή αναγνωρίστηκε επισήμως ως τροπική ύφεση (tropical depression) στις 24 Αυγούστου 0600 UTC ενώ βρισκόταν περίπου 1300 km νοτιο-ανατολικά των νήσων Barbados. Στις 1800 UTC 24 Αυγούστου 2019 πήρε το όνομα Dorian. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε το χρονικό διάστημα 19-24 Αυγούστου για τη μελέτη και κατανόηση των χαρακτηριστικών της ατμόσφαιρας πριν ο Dorian αναβαθμιστεί σε τροπική καταιγίδα (tropical storm) και γίνει ονομασμένος τροπικός κυκλώνας και για να ληφθούν συμπεράσματα που αφορούν τους κινητήριους παράγοντες υπεύθυνους για τη δημιουργία του.

4.3.1 Γενικά

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στο σχήμα 4.16 απεικονίζονται οι τιμές άνω των $20x10^{-5}$ s⁻¹ του σχετικού στροβιλισμού μεσοποιημένου στις 7-15°B για το χρονικό διάστημα 16 Ιουλίου – 16 Σεπτεμβρίου 2019 στα 700 hPa. Επιλέχθηκε αυτό το κατώφλι για να εμφανιστεί ξεκάθαρα η περιοδικότητα των AEWs στον Ατλαντικό χωρίς την εισαγωγή «θορύβου» από άλλου τύπου διαταραχές. Παρουσιάζεται μια εικόνα χαρακτηριστικών Rossbyτύπου κυμάτων να μεταδίδονται σε αλληλουχία προς τα δυτικά (η δυτική κίνηση φαίνεται από την κλίση τους). Υπάρχουν αρκετές διαταραχές με τιμές στροβιλισμού άνω των $20x10^{-5}$ s⁻¹ στις 40-50°A οι οποίες όμως δεν μεταδίδονται δυτικότερα πιθανώς εμποδιζόμενες από την ορογραφία (υψίπεδα Αιθιοπίας, όρη Darfur σχήμα 1.3). Αυτές κατά πάσα πιθανότητα δε σχετίζονται με τις τροπικές διαταραχές που μελετώνται στην παρούσα διατριβή. Φαίνεται ότι η περιοχή γένεσης των ΑΕW είναι περίπου στα γεωγραφικά μήκη 30-32°A με πολλές να δημιουργούνται στις 10-20°A κατά μέσο όρο. Χαρακτηριστική είναι η γενική εικόνα των διαταραχών στον Ατλαντικό με την περίοδό τους να ανέρχεται περίπου στις 2-3 ημέρες σταθερά μέχρι τον Αύγουστο και στις 3-4 ημέρες το Σεπτέμβριο.

Η τροπική διαταραχή που στη συνέχεια μετασχηματίστηκε στον τυφώνα Dorian υποδεικνύεται από το μαύρο βέλος στις 24 Αυγούστου 46°Δ. Αυτό έρχεται σε συμφωνία με το NOAA (2020) που εντοπίζει το AEW στις 0600 UTC της ίδιας ημέρας στις 10.3°B, 46.4°Δ. Ακολουθώντας την προς τα πίσω, γίνεται προφανές ότι το νωρίτερο που μπορεί να αναγνωριστεί η διαταραχή είναι περίπου στις 10-12°Δ στις 19

Αυγούστου. Η αναγνώρισή της επάνω από την ξηρά είναι ιδιαίτερα δύσκολη σε σχέση με τον ωκεανό γι αυτό και σε μεγάλο αριθμό διαγραμμάτων δώθηκε έμφαση στις δυτικές αφρικανικές ακτές και στον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό από ότι στην ηπειρωτική Αφρική.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Σχήμα 4.16: Διάγραμμα Hovmöller στα 700 hPa, μεσοποιημένο στις 7-15°B για την περίοδο 16 Ιουλίου - 16 Σεπτεμβρίου 2019 για το σχετικό στροβιλισμό (10⁻⁵s⁻¹), τιμές άνω των 20x10⁻⁵s⁻¹. Το AEW που μετασχηματίστηκε στον Dorian φαίνεται με το μαύρο βέλος στις 24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.

4.3.2 Μέσες περιβαλλοντικές συνθήκες πριν τη δημιουργία του Dorian

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Παρουσιάζονται οι SSTs για το χρονικό διάστημα της ανάπτυξης του AEW πριν ονομαστεί ο κυκλώνας (19-24 Αυγούστου 2019, σχήμα 4.17 α). Επίσης φαίνονται οι γεωγραφικές θέσεις στις οποίες το AEW αναπτύχθηκε σε τροπική ύφεση (tropical depression, 24/8 0600 UTC) και σε τροπική καταιγίδα (tropical storm, 24/8 1800 UTC). Οι θερμοκρασίες σαφώς ήταν ευνοϊκές καθ'όλο το χρονικό διάστημα μελέτης. Συγκεκριμένα στον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό είναι σταθερά πάνω από 27°C, ενώ μάλιστα μετά τις 30-40°Δ ανέρχονται στους 28-30°C. Είναι πολύ πιθανό η διαταραχή να μην κατάφερε να αναπτυχθεί σε κυκλώνα νωρίτερα από τις 24 Αυγούστου λόγω των ελαφρώς ψυχρότερων SSTs κοντά στην Αφρική.

Το σχήμα 4.17 β δείχνει τη μέση διάτμηση του ανέμου υπολογισμένη σε κάθε χρονική στιγμή ανά 3 ώρες και μεσοποιημένη, ανάμεσα στα 850 και 200 hPa για τις 19-24 Αυγούστου 2019. Το AEW εξερχόμενο από την Αφρική περίπου στις 10-15°B συνάντησε μεγάλες τιμές διάτμησης (20-30 m/s) αρκετά πάνω από το όριο των 10 m/s. Όμως στις 49°Δ οι τιμές πέφτουν στα 10 m/s και το κύμα βρέθηκε σε ένα περιβάλλον ιδιαίτερα ευνοϊκό από άποψη διάτμησης. Συγχρόνως, οι SSTs σε εκείνη την περιοχή ξεπερνούν τους 28°C αποτελώντας ιδανική θερμοκρασία για ανωμεταφορά. Επομένως ο λόγος για τον οποίο το AEW μετασχηματίστηκε σε κυκλώνα στις 24 Αυγούστου και όχι νωρίτερα ήταν οι μεγάλες τιμές διάτμησης που το εμπόδισαν να εξελιχθεί. Μόλις οι τιμές της όμως έπεσαν κάτω των 10 m/s είναι προφανές ότι αυτές και οι SSTs έπαιξαν καθοριστικό ρόλο στην εξέλιξη του κυκλώνα Dorian.



Σχήμα 4.17: α) Μέσες SSTs (°C) για το χρονικό διάστημα 19-24 Αυγούστου 2019. β) Μέση διάτμηση του ανέμου (m/s) ανάμεσα στα 850 και τα 200 hPa για το χρονικό διάστημα 19-24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.

4.3.3 Ανάλυση του ΑΕΨ που δημιούργησε τον Dorian

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Στις παρακάτω δορυφορικές εικόνες (σχήμα 4.18) του δορυφόρου MSG απεικονίζονται τα νέφη στον ευρύτερο χώρο της δυτικής Αφρικής και στον κεντρικόανατολικό Ατλαντικό ωκεανό για το χρονικό διάστημα 19-24 Αυγούστου 2019. Οι εικόνες στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm (Thermal Infrared, IR) δείχνουν τη θερμοκρασία των κορυφών των νεφών. Τα χαμηλά νέφη τα οποία χαρακτηρίζονται από υψηλότερες θερμοκρασίες απεικονίζονται με σκούρες εμφανίζονται με πιο ανοιχτές αποχρώσεις.

Η επίσημη αναφορά του ΝΟΑΑ (2020) αναφέρει ότι η τροπική διαταραχή κινήθηκε δυτικά από την ηπειρωτική Αφρική στις 19 Αυγούστου. Στη συνέχεια το κύμα (ο αυλώνας του) κινούμενο δυτικά έχασε μεγάλο μέρος της καταιγιδοφόρου δραστηριότητάς του. Όμως στις 22 του μηνός άρχισε να σχηματίζεται μια μικρή περιοχή ανωμεταφοράς με τον άζονα του κύματος περίπου στις 40°Δ. Αυτό πράγματι επιβεβαιώνεται από τις δορυφορικές εικόνες καθώς στις 21 του μηνός (σχήμα 4.18 γ) φαίνεται ότι η ανωμεταφορά αποδυναμώθηκε αρκετά πριν την εκ νέου οργάνωση του συστήματος στις 22 Αυγούστου. Ο λόγος για τον οποίο αποδυναμώθηκε είναι η υψηλή τιμή της διάτμησης στην περιοχή όπως φάνηκε στο σχήμα 4.17. Μόλις το κύμα διέφυγε αυτή την περιοχή μπόρεσε να αναπτυχθεί περαιτέρω. Επίσης στις 22/8 (σχήμα 4.18 δ, άσπρο βέλος) γίνεται ορατή για 1^η φορά μια περιοχή κυκλωνικής κυκλοφορίας με χαρακτηριστική ελικοειδή δομή. Όσο το σύστημα μετασχηματιζόταν προς τη φάση της τροπικής ύφεσης (tropical depression), οι νεφικοί σχηματισμοί έδειχναν ολοένα και πιο οργανωμένοι (άσπρο βέλος, σχήμα 4.18 ε,στ).

Ο Frank (1969) έδειξε ότι μια τυπική εικόνα διεργασιών ανωμεταφοράς που σχετίζονται με τα AEWs στις 25-30°Δ (κυρίως πριν το Σεπτέμβρη) εμφανίζεται με μια μορφή ανάστροφου γράμματος "V" (σχήμα 4.19). Σε αυτή τη διάταξη τα νέφη παρουσιάζονται παράλληλα με τη ροή των ανέμων αλλάζοντας διέυθυνση κατά μήκος του άξονα του κύματος. Κάτι τέτοιο φαίνεται χαρακτηριστικά στην εικόνα των νεφών στις 20 του μηνός (σχήμα 4.18 β) η οποία παρουσιάζεται με ακριβώς αυτή τη μορφή. Νωρίτερα στις 19 Αυγούστου (σχήμα 4.18 α) το AEW δεν έχει προλάβει να αναπτυχθεί ακόμη όμως γίνεται ορατή η επίδραση της ανωμεταφοράς μόλις δυτικά του Dakar με μερικούς υψηλούς νεφικούς σχηματισμούς πάνω από τον ωκεανό.

Η ακριβής θέση του άξονα του AEW δεν μπορεί να είναι γνωστή μόνο από τις δορυφορικές εικόνες καθώς η παρατηρούμενη ανωμεταφορά μπορεί να βρίσκεται ελάχιστα μπροστά ή πίσω από αυτόν. Αυτή μπορεί να τοποθετηθεί με μεγαλύτερη ακρίβεια μελετώντας τον δυναμικό στροβιλισμό στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K (σχήμα 4.21).



Σχήμα 4.18: Δορυφορικές εικόνες του δορυφόρου MSG στο κανάλι 9 του θερμικού υπέρυθρου στα 10.8 μm (Thermal Infrared, IR) στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου, γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Πηγή: EUMETSAT.



Σχήμα 4.19: Διάγραμμα που απεικονίζει τη σχέση μεταξύ της ροής στην κατώτερη τροπόσφαιρα και της δομής του ανάστροφου "V" στα AEWs. Από Frank (1969).

Γεωδυναμικό Ύψος

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Οι φυσικές διεργασίες που καθορίζουν το σχηματισμό ενός τροπικού κυκλώνα δεν κατανοούνται πλήρως από την επιστημονική κοινότητα, με τις περισσότερες πληροφορίες να γνωρίζονται από το ώριμο στάδιο ενός κυκλώνα και έπειτα. Ένας λόγος για τον οποίο συμβαίνει αυτό είναι η έλλειψη δεδομένων για την ανώτερη τροπόσφαιρα (Montgomerry and Farrell 1993). Οι ίδιοι ερευνητές υποστηρίζουν ότι αυλώνες χαμηλών υψών στην ανώτερη τροπόσφαιρα είναι ικανοί για τη δημιουργία και σχηματισμό τροπικών κυκλώνων, σε περιπτώσεις όπου επικρατεί ασθενής κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου.

Στο σχήμα 4.20 απεικονίζεται πεδίο του γεωδυναμικού ύψους στα 700 hPa πάνω από τον ανατολικό τροπικό Ατλαντικό. Αμέσως γίνονται προφανείς οι χαμηλές τιμές των υψών στις 24 του μηνός, 46°Δ-10°B (σχήμα 4.19 στ, άσπρο βέλος) οι οποίες αποτελούν τον Dorian, ξανά επιβεβαιώνοντας τη θέση του από το NOAA (2020). Αντίστοιχα στις 23 και 22 Αυγούστου (σχήμα 4.20 ε,δ) είναι σχετικά εύκολος ο εντοπισμός της διαταραχής από το κέντρο χαμηλών υψών (3160-3170 gpm). Νωρίτερα από αυτές τις ημέρες όμως με τη χρήση του γεωδυναμικού ύψους και μόνο καθιστάται ιδιαίτερα δύσκολη έως και αδύνατη η ακριβής τοποθέτηση και αναγνώριση της τροπικής διαταραχής (σχήμα 4.20 α,β,γ) καθώς η περιοχή χαμηλών υψών είναι πολύ εκτεταμένη για να φανεί ξεκάθαρα ο αυλώνας της.



Σχήμα 4.20: Γεωδυναμικό ύψος (gpm) στα 700 hPa για τη δυτική Αφρική & κεντρικό/ανατολικό Ατλαντικό στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου , γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.

Δυναμικός Στροβιλισμός - Άνεμος - Ροές Λανθάνουσας Θερμότητας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η ανάλυση του δυναμικού στροβιλισμού πάνω σε μια ισεντροπική επιφάνεια προσφέρει σημαντικά πλεονεκτήματα σε σχέση με τη μελέτη παραμέτρων όπως ο ζωνικός άνεμος και ο στροβιλισμός σε ισοβαρικές επιφάνειες, καθώς οι αδιαβατικές διαδικασίες απλώς αναδιανέμουν τον δυναμικό στροβιλισμό (Berry and Thorncroft 2005) αντί να τον δημιουργούν/καταστρέφουν (Hoskins et al. 1985). Μελετώντας τον δυναμικό στροβιλισμό στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K, πάνω από την Αφρική και τον ανατολικό Ατλαντικό δίνεται η δυνατότητα της εξερεύνησης και εξέλιξης της πορείας του AEW που σχετίζεται με τη γένεση του τυφώνα Dorian.

Στις 20 του μηνός (σχήμα 4.21 β, άσπρο βέλος) είναι χαρακτηριστική η εικόνα του σχήματος ανάστροφου "V" των τιμών του PV στις 20-25°Δ, 8-13°B άνω των 4-8 PVU τοποθετώντας εκεί ο αυλώνας του AEW, παρομοίως με τις δορυφορικές εικόνες (σχήμα 4.18). Επομένως μια μέρα νωρίτερα η περιοχή ανωμεταφοράς και το AEW φαίνονται μόλις στα δυτικά του Dakar με τιμές 4-10 PVU (άσπρο βέλος, σχήμα 4.21 α). Μετά τις 22 Αυγούστου η ανωμεταφορά ενισχύεται και το κύμα αναπτύσσεται ραγδαία. Οι τιμές του PV παρουσιάζουν ξεκάθαρα μέγιστα μετά τις 35°Δ στις 22/8 (σχήμα 4.29 δ) της τάξης των 12 PVU. Σε συμφωνία με την πραγματική θέση των νεφικών σχηματισμών (σχήμα 4.18) τα μέγιστα του δυναμικού στροβίλισμού τις επόμενες 2 ημέρες τοποθετούνται μόλις πριν τις 45°Δ στις 23 και αμέσως μετά στις 24 (σχήμα 4.21 ε, στ). Η αύξηση του PV τις τελευταίες ημέρες οφείλεται στην έκλυση λανθάνουσας θερμότητας λόγω της καταιγιδοφόρου δράσης που ενισχύθηκε.

Γίνεται επίσης ορατό από το πεδίο του PV το αέριο στρώμα της Σαχάρας (SAL) καθώς πέρα από τον αντικυκλώνα των Αζορών, οι μικρές τιμές δυναμικού στροβιλισμού (< 1 PVU) υποδεικνύουν τη θέση του καλά ανανεμιγμένου και ισεντροπικού αυτού στρώματος. Αυτό είναι ορατό στα βόρεια των μεγίστων του PV κοντά στους τροπικούς, περίπου στις 15-30°B και κινείται προς τα δυτικά. Ακόμα καλύτερα φαίνεται στο πεδίο της δυναμικής θερμοκρασίας στα 850 hPa (ενότητα 4.3.4).

Η αρχική αποδυνάμωση του κύματος μέχρι τις 21 Αυγούστου επιβεβαιώνεται και από το πεδίο του ανέμου στα 700 hPa (σχήμα 4.22). Φαίνεται η θέση του αυλώνα του AEW αρχικά ως ένας ανοιχτός σχηματισμός η κυκλοφορία του οποίου γίνεται πιο κλειστή τις επόμενες ημέρες. Αυτό πιθανώς να οφείλεται στην καταιγιδοφόρο δράση που προκαλεί εφελκυσμό (stretching) του στροβίλου και αύξηση του στροβιλισμού. Στις 22 του μηνός (σχήμα 4.22 δ) φαίνεται η ραγδαία ενίσχυση του ανέμου με ένα μέγιστο ταχυτήτων 18 m/s στις 37°Δ και ελάχιστα βορειότερα του κέντρου του συστήματος. Στις επόμενες 2 ημέρες οι ταχύτητες ανέρχονται στα 20 m/s με ιδιαίτερα έντονη βαροβαθμίδα και θέση των εκάστοτε μεγίστων ελάχιστα πιο βόρεια από το κέντρο της κυκλωνικής κυκλοφορίας (σχήμα 4.22 ε, στ).



Σχήμα 4.21: Δυναμικός στροβιλισμός (PVU) στην ισεντροπική επιφάνεια 315K στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου , γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.





Σχήμα 4.22: Άνεμος (m/s) στα 700 hPa στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου , γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.



Οι ροές λανθάνουσας θερμότητας λόγω εξάτμισης αποτελούν πολύ σημαντικό παράγοντα για την ανάπτυξη των τροπικών κυκλώνων (Malkus and Riehl 1960; Ooyama 1969; Craig and Gray 1996). Το ίδιο δηλώνει και η θεωρία WISHE (Emanuel 1986) σύμφωνα με την οποία οι επιφανειακές ροές λανθάνουσας θερμότητας λόγω της εξάτμισης αποτελούν πηγή ενέργειας για τα κυκλωνικά συστήματα. Ο τρόπος με τον οποίο το επιτυγγάνουν είναι αυξάνοντας την ισοδύναμη δυναμική θερμοκρασία στο οριακό στρώμα του εκάστοτε συστήματος το οποίο οδηγεί σε ενίσχυση της αστάθειας και της καταιγιδοφόρου δράσης στην ατμόσφαιρα. Συνεπώς όσο πιο έντονη είναι η έκλυση λανθάνουσας θερμότητας τόσο πιο ισχυρή θα είναι η αστάθεια και η κατακόρυφη κυκλοφορία που επικρατεί στο μάτι. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα τη δημιουργία θερμού πυρήνα και την πτώση της πίεσης ενισχύοντας έτσι την οριζόντια επιφανειακή βαροβαθμίδα και κατ'επέκταση την ένταση των επιφανειακών ανέμων. Τελικό αποτέλεσμα είναι η ανάλογη με τον άνεμο ενίσχυση των επιφανειακών ροών θερμότητας. Απεικονίζοντας τη ροή της λανθάνουσας θερμότητας (σχήμα 4.23) δείχνεται η ενίσχυση της πηγής ενέργειας του κυκλωνικού συστήματος. Οι αρνητικές τιμές δηλώνουν ροές από την επιφάνεια προς την ατμόσφαιρα ενώ με μαύρο βέλος φαίνεται η θέση του αυλώνα του ΑΕW που αποτέλεσε τον Dorian. Σε γενικές γραμμές αλλά ιδιαίτερα τις 3 πρώτες ημέρες (19-21 Αυγούστου, σχήμα 4.23 α, β, γ) ο ανατολικός Ατλαντικός βόρεια των 12°B περίπου χαρακτηρίστηκε από πιο αδύναμες ροές από ότι στους τροπικούς. Κάτι το οποίο μετά τις 22 Αυγούστου (σχήμα 4.23 δ) φαίνεται να βοηθά στη ραγδαία ανάπτυξη του κύματος με τιμές ροής λανθάνουσας θερμότητας 120-160 W/m² ενώ προηγουμένως συναντούσε τιμές μέχρι 60-100 W/m².



-340 -320 -280 -260 -240 -200 -180 -140 -120 -100 -60 -40

Σχήμα 4.23: Επιφανειακή ροή λανθάνουσας θερμότητας (W/m²) στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου , γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Με μαύρο βέλος υποδεικνύεται η θέση του συστήματος κάθε χρονική στιγμή. Δεδομένα ERA5.



Κατακόρυφες τομές απεικονίζουν 4 βασικές παραμέτρους στην τοποθεσία όπου παρατηρήθηκε η έντονη ανωμεταφορά στα ανοιχτά του Dakar (14°B, 10-30°Δ), στις 19 Αυγούστου (σχήμα 4.24 α,γ,ε,ζ), λόγω του ΑΕW. Επιπλέον παρουσιάζονται οι δομές των ίδιων παραμέτρων δυτικότερα (30-50°Δ) στη θέση της τροπικής καταιγίδας (πλέον) Dorian στις 11°B στις 24 του μηνός (σχήμα 4.24 β,δ,στ,η). Στη θέση εξόδου του ΑΕW από την Αφρική παρατηρείται σχετικά έντονος μεσημβρινός άνεμος (έως 6 m/s, σχήμα 4.24 α) και υψηλές τιμές σχετικού στροβιλισμού (180x10⁻⁵s⁻¹, σχήμα 4.24 γ) στη μέση τροπόσφαιρα ενώ η υγρασία φτάνει το 90% στο κέντρο του (σχήμα 4.24 ε). Επιπλέον, ανοδικές κινήσεις χαρακτηρίζουν τη μέση και άνω τροπόσφαιρα όχι όμως τα χαμηλά επίπεδα.

Η στιγμή αναγνώρισης του συστήματος ως τροπική καταιγίδα στις 24 του μηνός, στις 46°Δ χαρακτηρίζεται από σαφώς πιο έντονες ανοδικές κινήσεις σε όλη πλέον την τροπόσφαιρα (σχήμα 4.24 η), με μεγάλες τιμές υγρασίας (> 90%) μέχρι τα 200 hPa λόγω της καταιγιδοφόρου δράσης (σχήμα 4.24 στ). Το τοίχωμα του ματιού και το μάτι δεν αναπαρίστανται ακόμα ξεκάθαρα στα δεδομένα ERA5 σε αυτό το στάδιο. Επίσης δημιουργείται μια στήλη κυκλωνικού σχετικού στροβιλισμού που χαρακτηρίζεται από τιμές μεγαλύτερες των 10^{-4} s⁻¹ σχεδόν σε όλη την τροπόσφαιρα. Οι μέγιστες τιμές του ($30x10^{-5}$ s⁻¹) εμφανίζονται σε χαμηλότερα επίπεδα από όταν το σύστημα βρισκόταν έξω από την Αφρική (σχήμα 4.24 δ), σε συμφωνία με τη δομή θερμού πυρήνα που έχει αρχίσει να αναπτύσσεται. Παρομοίως ο μεσημβρινός άνεμος εμφανίζεται με έντονη βαθμίδα σε όλη την έκταση της ατμόσφαιρας και μέγιστο ταχυτήτων στα 14 m/s, κοντά στα 600 hPa (σχήμα 4.24 β) αλλά και ενισχυμένη ροή κοντά στην επιφάνεια σε συμφωνία με τον μετασχηματισμό του συστήματος σε χαμηλό θερμού πυρήνα.





Σχήμα 4.24: α) Μεσημβρινός άνεμος (m/s) στις 19 Αυγούστου στη θέση του ΑΕΨ, β) Μεσημβρινός άνεμος (m/s) στις 24 Αυγούστου στη θέση του Dorian, γ) Σχετικός στροβιλισμός (10⁻⁵s⁻¹) στις 19 Αυγούστου στη θέση του ΑΕΨ, δ) Σχετικός στροβιλισμός (10⁻⁵s⁻¹) στις 24 Αυγούστου στη θέση του Dorian, ε) Σχετική υγρασία (%) στις 19 Αυγούστου στη θέση του ΑΕΨ, στ) Σχετική υγρασία (%) στις 24 Αυγούστου στη θέση του Dorian, η) Κατακόρυφη ταχύτητα (Pa/s) στις 19 Αυγούστου στη θέση του ΑΕΨ, η) Κατακόρυφη ταχύτητα (Pa/s) στις 24 Αυγούστου στη θέση του Dorian. Όλα τα σχήματα στις 1200 UTC. Με μαύρο βέλος υποδεικνύεται το γεωγραφικό μήκος του ΑΕΨ στις 19/8 και της τροπικής καταιγίδας Dorian στις 24/8. Δεδομένα ERA5.

Ο υετός που σχετίζεται με το AEW που μετασχηματίστηκε στον Dorian απεικονίζεται στο σχήμα 4.25. Πρόκειται για τον αθροιστικό υετό των 3 προηγούμενων ωρών από τις 1200 UTC από τα δορυφορικά δεδομένα IMERG-GPM με γωρική ανάλυση 0.1°x0.1°. Το άσπρο βέλος στο σχήμα 4.25 στ δείχνει τη θέση της τροπικής καταιγίδας Dorian τη στιγμή αναγνώρισής της. Φαίνεται το μέγιστο του υετού 2-3° πιο δυτικά από το κέντρο του PV στην 315Κ (σχήμα 4.19) όπως επίσης και από τις δορυφορικές εικόνες (σχήμα 4.17). Ακολουθώντας το σύστημα αναδρομικά τις προηγούμενες ημέρες γίνονται προφανή τα μεγάλα ποσά υετού (>100mm) στις 23 Αυγούστου αυτή τη φορά με μεγαλύτερη ταύτιση των πεδίων του υετού και PV ως προς τη θέση του συστήματος. Ιδιαίτερα διάσπαρτα μέγιστα βροχής παρατηρούνται τις 3 προηγούμενες ημέρες (σχήμα 4.25 α, β, γ) με μεγαλύτερα ποσά στο νότιο τμήμα του AEW (σχήμα 4.25 γ). Στις 20 του μηνός φαίνεται και πάλι η μορφή ανάστροφου "V" στις τοποθεσίες με έντονη ανωμεταφορά συνεπώς και βροχή (σχήμα 4.25 β) ενώ στις 19 Αυγούστου παρατηρείται μέγιστο του υετού στα ανοιχτά του Dakar. Φαίνεται ότι η δράση του ΑΕΨ συνοδεύτηκε από υετό καθ'όλη τη διάρκεια ζωής του από τη στιγμή γένεσής του μέχρι την αναγνώρισή του ως τροπική καταιγίδα, ομολογουμένως πιο έντονο και οργανωμένο μετά την ενδυνάμωση του κύματος στις 22 Αυγούστου.



Σχήμα 4.25: Αθροιστικός υετός (mm) των 3 προηγούμενων ωρών από τις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου, γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Με άσπρο βέλος υποδεικνύεται η θέση της τροπικής καταιγίδας Dorian. Δεδομένα IMERG-GPM από Giovanni/NASA.

4.3.4 Αέριο Στρώμα της Σαχάρας (Saharan Air Layer, SAL)

Όπως προαναφέρθηκε, το SAL αποτελεί ένα μεγάλης έκτασης, καλά ανανεμιγμένο, ομοιόμορφο στρώμα στη βόρεια Αφρική (Prospero and Carlson 1972). Η ύπαρξή του σχετίζεται με την έντονη ζέστη της ερήμου Σαχάρα και τους στροβίλους που αναπτύσσονται οι οποίοι φτάνουν μέχρι τη μέση τροπόσφαιρα αναμιγνύοντας και ομογενοποιώντας την ατμόσφαιρα. Παρουσιάζεται η δομή της δυναμικής θερμοκρασίας (σχήμα 4.26) στην οποία γίνεται ξεκάθαρη η δομή του SAL κατά το χρονικό διάστημα μετασχηματισμού του AEW στον κυκλώνα Dorian (19-24 Αυγούστου 2019). Ιδιαίτερα στις 19 με 21 του μηνός (σχήμα 4.26 α,β,γ) το SAL γίνεται ορατό πάνω από τη δυτική Σαχάρα προεκτεινόμενο προς τον ανατολικό Ατλαντικό, σταθερά βόρεια των 15°B, με τιμές δυναμικής θερμοκρασίας 34-44°C (μέχρι 46°C στις 20/8, σχήμα 4.26 β). Το στρώμα κινείται δυτικά καθώς φαίνεται η επέκτασή του προς τον ωκεανό με το πέρασμα των ημερών μέχρι τις 22 του μηνός όπου χωρίζεται σε 2 τμήματα (σχήμα 4.26 δ) από τα οποία το δυτικότερο (χαρακτηριζόμενο από θερμοκρασίες 34-38°C) συνεχίζει την κίνησή του προς την Αμερική.



Σχήμα 4.26: Δυναμική θερμοκρασία (°C) στα 850 hPa, στις 1200 UTC για τις α) 19 Αυγούστου, β) 20 Αυγούστου , γ) 21 Αυγούστου, δ) 22 Αυγούστου, ε) 23 Αυγούστου, στ) 24 Αυγούστου 2019. Δεδομένα ERA5.

Στο σχήμα 4.27 β απεικονίζεται η κατακόρυφη μεταβολή της δυναμικής θερμοκρασίας ως προς την ατμοσφαιρική πίεση στο Tamanrasset (νότια Αλγερία, σχήμα 4.27 α) στις 18 Αυγούστου 2019 00Ζ. Γίνεται αμέσως προφανές ότι η δυναμική θερμοκρασία δε μεταβάλλεται σχεδόν καθόλου καθ'ύψος από τα 1500 m μέχρι τα 4000 m (600 hPa) και ελάχιστα μέχρι τα 6500 m (450 hPa). Παρόμοια εικόνα παρουσιάζει και η αναλογία μίγματος. Φαίνεται λοιπόν πόσο καλά αναμεμιγμένο είναι το SAL.



Σχήμα 4.27: α) τοποθεσία του σταθμού Tamanrasset στη νότια Αλγερία, β) Ραδιοβόλιση στο Tamanrasset στις 18 Αυγούστου 2019, 00Ζ από το Πανεπιστήμιο του Wyoming.

Επιπλέον απεικονίζεται το SAL στην αρχή και στο τέλος του χρονικού διαστήματος μελέτης, στις 19 Αυγούστου (σχήμα 4.28 α) και στις 24 Αυγούστου (σχήμα 4.28 β) στο κανάλι Dust RGB του δορυφόρου MSG. Με τις ροζ αποχρώσεις γίνεται ορατή η σκόνη που μεταφέρεται μέσω του ανέμου από την έρημο Σαχάρα προς τον ωκεανό. Σε συμφωνία με τη δομή της δυναμικής θερμοκρασίας φαίνεται ότι το SAL εκτείνεται μέχρι περίπου τις 35°Δ στις 19/8. Μέχρι τις 24/8 το δυτικό τμήμα συνεχίζει να μεταδίδεται δυτικά (δεν παρουσιάζεται) με το ανατολικό να περιορίζεται ανατολικά των 30°Δ. Ο ρόλος του SAL στη δημιουργία του Dorian και γενικά των τροπικών κυκλώνων δεν είναι ξεκάθαρος καθώς από τη μία αυξάνει τον αριθμό των πυρήνων συμπύκνωσης αλλά ταυτόχρονα μειώνει πολύ την υγρασία. Η μελέτη του ακριβή ρόλου του μέσω αριθμητικών πειραμάτων, προτείνεται για μελλοντική έρευνα.



Σχήμα 4.28: Δορυφορικές εικόνες από το δορυφόρο MSG στο κανάλι Dust RGB στις 1200 UTC για τις: α) 19 Αυγούστου, β) 24 Αυγούστου 2019. Πηγή: EUMETSAT.

108
Βιβλιοθήκη 4.4 Σύνοψη ΤΟΣ

Ψηφιακή συλλογή

Σε αυτό το κεφάλαιο μελετήθηκε ο κυκλώνας Dorian ο οποίος έπληξε τις Μπαχάμες, τις ΗΠΑ και τον Καναδά κατά τις 24 Αυγούστου με 7 Σεπτεμβρίου 2019 καθώς και η τροπική διαταραχή (AEW) από την οποία μετασχηματίστηκε. Το 2019 εμφάνισε ασυνήθιστα ενεργή κυκλωνική δραστηριότητα στη λεκάνη του Ατλαντικού με 18 ονομασμένα συστήματα από τα οποία 6 εξελίχθηκαν σε κυκλώνες και 3 από αυτούς σε ισχυρούς (κατηγορίας 3 και άνω). Ο πιο ισχυρός και καταστροφικός κυκλώνας της χρονιάς ήταν ο Dorian. Πάνω από τους μισούς κυκλώνες και όλοι οι ισχυροί εκδηλώθηκαν από κάποιο AEW το 2019.

Μια σύντομη στατιστική ανάλυση (γραμμική παλινδρόμηση) της κλιματολογίας από το 1970 μέχρι το 2019 έδειξε ότι ο αριθμός εμφάνισης των τροπικών κυκλώνων παρουσιάζει αυξητική τάση τα τελευταία χρόνια, τόσο λαμβάνοντας ολόκληρη την περίοδο υπ'όψιν όσο και ανά μήνα (με στατιστικά σημαντικά αποτελέσματα). Ο Σεπτέμβριος κι ο Οκτώβριος παρουσιάζουν τη μεγαλύτερη αυξητική τάση λόγω των αυξημένων τροπικών κυκλώνων τα τελευταία έτη πιθανώς επεκτείνοντας τη διάρκεια της κυκλωνικής περιόδου μέχρι τα μέσα-τέλη του φθινοπώρου στα επόμενα έτη³.

Κατά τη διάρκεια της πορείας του ο Dorian συνάντησε ιδανικές συνθήκες με θερμές SSTs (29-30°C) και μικρές τιμές διάτμησης κυρίως στον κεντρικό και δυτικό Ατλαντικό και Καραϊβική που βοήθησαν στη ραγδαία ανάπτυξη κατά το πέρασμά του από τις Μπαχάμες και τις νοτιο-ανατολικές ΗΠΑ. Μάλιστα οι εναλλαγές των τιμών της διάτμησης πάνω από τα 10-12 m/s με τιμές κάτω από 10 m/s ταυτίζονται σε μεγάλο βαθμό με τις φάσεις αποδυνάμωσης-ενίσχυσης του κυκλώνα αντίστοιχα. Η δράση ενός αντικυκλωνικού κέντρου στα 500 hPa είχε ως αποτέλεσμα την εκτροπή του Dorian (και όλων των τροπικών κυκλώνων όπως φάνηκε από τη μαζική αποφυγή τους από τη ξηρά) προς τα ΒΑ πριν προλάβει να πλήξει τις ηπειρωτικές ΗΠΑ. Η ελάχιστη πίεση του κυκλώνα επιτεύχθηκε την 1^η Σεπτεμβρίου στα νησιά Άμπακο (Μπαχάμες) με την πτώση της στα 910 hPa σε συνδυασμό με τη μέγιστη ταχύτητα του ανέμου στα 95.2 m/s. Παρ'όλα αυτά υπήρξε σημαντική χρονική απόκλιση αυτών των τιμών στα reanalysis ERA5 δεδομένα, σύμφωνα με τα οποία η ελάχιστη πίεση παρατηρείται 3 ημέρες μετά στις 4 Σεπτεμβρίου. Επίσης τα δεδομένα ERA5 υποεκτίμησαν την ελάχιστη ατμοσφαιρική πίεση του συστήματος κατά 55 hPa. Ο λόγος για τον οποίο παρατηρήθηκε αυτό πιθανώς οφείλεται στη μικρή κλίμακα συγκεκριμένων χαρακτηριστικών των τροπικών κυκλώνων, όπως το μάτι του, σε σχέση με την αδρή ανάλυση των reanalysis ERA5. Συμπεραίνεται λοιπόν ότι η χρήση του συγκεκριμένου τύπου δεδομένων για τη μελέτη συστημάτων όπως οι τροπικοί κυκλώνες πρέπει να γίνεται με προσοχή και να συνδυάζεται με τη σύγκριση πραγματικών μετρήσεων.

³ το 2020 το οποίο δε λήφθηκε υπ'όψιν κατά τη διάρκεια συγγραφής της παρούσας διατριβής σίγουρα είναι ενδεικτικό αυτού με τη συνεχόμενη εκδήλωση τροπικών κυκλώνων μέχρι τα μέσα Νοεμβρίου (NOAA 2020).

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



Ο Dorian αποτέλεσε έναν τυπικό κυκλώνα με θερμό πυρήνα και μέγιστη κυκλωνική δραστηριότητα στα χαμηλά επίπεδα η οποία συνδυάστηκε με αδύναμη αντι-κυκλωνική ροή στην άνω τροπόσφαιρα. Το μάτι του ήταν ξεκάθαρα σχηματισμένο με χαμηλά ποσά υγρασίας στο κέντρο του και ισχυρές καθοδικές κινήσεις κυρίως στη μέση τροπόσφαιρα και ισχυρές ανοδικές εκατέρωθεν. Ο σχετικός στροβιλισμός παρουσίασε μέγιστες τιμές στα χαμηλότερα επίπεδα όπως αναμενόταν λόγω του θερμού πυρήνα.

Το AEW υπεύθυνο για τη γένεση του Dorian εντοπίστηκε στα ανοιχτά των ακτών της δυτικής Αφρικής στις 19 Αυγούστου. Αρχικά παρέμεινε αδρανές αποτελώντας όμως μια τυπική εικόνα AEW κατά τις 19-22 Αυγούστου με τη χαρακτηριστική δομή αναστρόφου "V". Στη συνέχεια εξελίχθηκε ραγδαία όταν για 1^η φορά συνάντησε μικρές τιμές διάτμησης μετά τις 22/8, σε συνδυασμό με SSTs άνω των 28°C και ιδιαίτερα έντονες ροές λανθάνουσας θερμότητας (>120 W/m²) από την εξάτμιση του ωκεανού. Η δράση του AEW συνδυάστηκε με έντονα ποσά υετού ιδιαίτερα μετά τις 22 Αυγούστου. Η μελέτη του γεωδυναμικού ύψους στα 700 hPa αποτέλεσε μια δύσκολη διαδικασία για την αναγνώριση του AEW πριν από αυτή τη μέρα γι αυτό και δόθηκε μεγαλύτερη βάση στον PV στην ισεντροπική επιφάνεια των 315K, σε δορυφορικές εικόνες και στο πεδίο των ανέμων.

κεφαλαίο 5: Συμπερασματά

υήμα Γεωλογίας

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Η παρούσα διατριβή έδωσε έμφαση σε δύο κύρια στοιχεία: 1) τη μελέτη της δομής των AEWs ερευνώντας τη μέση κατάσταση της ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια όλης της κυκλωνικής περιόδου (Ιούνιος – Νοέμβριος 2019) πάνω από την Αφρική και τον Ατλαντικό, 2) τη μελέτη ενός μεμονωμένου AEW μερικές ημέρες πριν μετασχηματιστεί στον κυκλώνα Dorian στις 24 Αυγούστου 2019. Επιλέχθηκε αυτή η χρονιά καθώς βρίσκεται στο 5% των πιο ενεργών ετών από το 1851 όσον αφορά την κυκλωνική δραστηριότητα με την εμφάνιση 18 τροπικών κυκλώνων στη λεκάνη του Ατλαντικού. Έξι από αυτούς έφτασαν την ισχύ κυκλώνα από τους οποίους οι μισοί ήταν ισχυροί κυκλώνες (κατηγορίας 3 και άνω). Τα AEWs ήταν υπεύθυνα για το 67% όλων των κυκλώνων και για το 100% των ισχυρών του 2019 στον Β. Ατλαντικό. Η τροπική διαταραχή που στη συνέχεια αποτέλεσε τον κυκλώνα Dorian (κατηγορίας 5) μελετήθηκε 5 ημέρες πριν την εκδήλωσή του. Τα κύρια συμπεράσματα της παρούσας διατριβής παρουσιάζονται παρακάτω.

Οι περιβαλλοντικές συνθήκες που επικράτησαν κατά όλη τη διάρκεια της κυκλωνικής περιόδου ήταν ευνοϊκές, με ιδιαίτερα θερμές SSTs στο 2° μισό αυτής (Σεπτέμβριος – Νοέμβριος). Η κατακόρυφη διάτμηση του ανέμου ανάμεσα στην κατώτερη (850 hPa) και ανώτερη τροπόσφαιρα (200 hPa) το φθινόπωρο αποτέλεσε επίσης βοηθητικό παράγοντα καθώς κατά το φθινόπωρο επικράτησαν μικρές τιμές διάτμησης. Ο δυναμικός στροβιλισμός παρουσίασε δομή ιδιαίτερα ευνοϊκή το Σεπτέμβριο και η αρνητική του μεσημβρινή βαθμίδα εμφανίστηκε πιο έντονη από τους υπόλοιπους μήνες πάνω από την ηπειρωτική Αφρική και τον δυτικό Ατλαντικό. Αυτό ενδεχομένως να σχετίζεται με το ότι ο Σεπτέμβριος ήταν ο μήνας με τη μεγαλύτερη δραστηριότητα (7 ονομασμένοι τροπικοί κυκλώνες).

Ο Αύγουστος και ο Σεπτέμβριος ήταν οι μήνες στους οποίους παρουσιάστηκαν οι πιο ευνοϊκές συνθήκες, συνεπώς εμφανίζοντας τη μεγαλύτερη ΑΕΨ δραστηριότητα και κατ'επέκταση τους περισσότερους ονομασμένους τροπικούς κυκλώνες αυτό το διάστημα. Αξίζει να σημειωθούν οι ασυνήθιστα θερμές επιφανειακές θερμοκρασίες της θάλασσας τον Οκτώβριο ο οποίος για 1^η φορά μετά από 9 χρόνια είχε την εκδήλωση περισσότερων τροπικών κυκλώνων από ότι ο Αύγουστος.

Πραγματοποιήθηκε φασματική ανάλυση των AEWs σε 4 τοποθεσίες της ηπειρωτικής Αφρικής (από τα δυτικά προς τα ανατολικά): Dakar (Σενεγάλη), Bamako (Μάλι), Ouagadougou (Μπουρκίνα Φάσο) και Niamey (Νίγηρας). Αυτά εμφανίστηκαν πιο ενισχυμένα στη δυτική Αφρική (Dakar) από ότι στην ηπειρωτική με περίοδο 2.5-5.9 ημερών συμφωνώντας με μελέτες άλλων ετών (πχ Reed et al. 1977; Diedhiou et al. 1998; Pytharoulis and Thorncroft 1999).

Επίσης σε αντίθεση με παλαιότερες μελέτες (Burpee 1974; Reed et al. 1977) οι οποίες εστιάστηκαν μόνο το νότιο τμήμα του AEJ, το 2019 παρατηρήθηκαν 2 περιοχές ανάπτυξης των AEWs εκατέρωθεν του αεροχειμάρρου. Η πλέον γνωστή πλευρά είναι στα νότια κοντά στο επίπεδο του AEJ και η βόρεια κοντά στην επιφάνεια. Αυτό

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη



επιβεβαιώνει την εξαιρετικά πολύπλοκη δομή των συγκεκριμένων διαταραχών. Επίσης λαμβάνοντας υπ'όψιν μόνο τις ξηρές διαδικασίες (δηλαδή χωρίς την έκλυση λανθάνουσας θερμότητας) συμπεραίνεται ότι η ανάπτυξη των AEW οφείλεται στη βαροτροπική αστάθεια στο νότιο τμήμα του AEJ και στη βαροκλινική στο βόρειο.

Η τροπική διαταραχή που παρατηρήθηκε στις 19 Αυγούστου στα ανοιχτά του Dakar, ενώ μετακινούνταν προς τα δυτικά για τουλάχιστον 2 ημέρες με έντονο υετό και μεγάλες τιμές δυναμικού στροβιλισμού δεν πρόλαβε να εξελιχθεί μέχρι μετά τις 22 του μηνός. Κατά την πορεία της πριν τις 22 συνάντησε πολύ μεγάλες τιμές διάτμησης, οι οποίες μόλις έφτασαν κάτω από 10 m/s στα ανοιχτά του Ατλαντικού το κύμα εξελίχθηκε σε τροπική ύφεση. Παρά τις θερμές SSTs που επικρατούσαν, η διάτμηση φάνηκε να παίζει τον πιο καθοριστικό παράγοντα στην έναρξη της ραγδαίας εξέλιξης του AEW.

Ο κυκλώνας Dorian παρουσίασε μια αναμενόμενη κατακόρυφη δομή στη στιγμή μέγιστης έντασής του με έντονη κυκλωνική ροή χαμηλά και αντι-κυκλωνική υψηλά. Το μέγιστο της κυκλωνικής ροής παρατηρήθηκε κοντά στην επιφάνεια όπως αναμενόταν. Η μελέτη της κατακόρυφης δομής του επίσης επιβεβαίωσε την ύπαρξη του θερμού πυρήνα του συστήματος.

Επίσης συμπεραίνεται ότι στη χρήση των reanalysis ERA5 για τη μελέτη τροπικών κυκλώνων πρέπει να λαμβάνεται υπ'όψιν η σύγκριση με πραγματικές μετρήσεις, εικόνες και δεδομένα. Παρουσιάστηκε έντονη χρονική απόκλιση (3 ημέρες) μεταξύ των reanalysis και των πραγματικών τιμών της ελάχιστης πίεσης στη μέση στάθμη της θάλασσας καθώς και υποεκτίμηση της έντασής του η οποία πιθανώς οφείλεται στη μικρή κλίμακα των τροπικών κυκλώνων σε σχέση με την αδρή ανάλυση των reanalysis ERA5.

Τέλος, με βάση τα συμπεράσματα της παρούσας διατριβής καθώς και παρόμοιων δημοσιεύσεων προτείνεται μελλοντική μελέτη των AEWs σε μεγαλύτερο αριθμό ετών καθώς και στη βόρεια πλευρά του AEJ. Προτείνεται επίσης η διερεύνηση του ρόλου του SAL στο μετασχηματισμό των AEWs σε τροπικούς κυκλώνες.



ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Albignat J.P., R.J. Reed (1980). The Origin of African Wave Disturbances During Phase III of GATE. Mon. Wea. Rev., 108, no. 11, 1827-1839.
- Avila L.A. (1991). Atlantic Tropical Systems of 1990. Mon. Wea. Rev., 119, 2027-2033.
- Avila L.A. and J. Pasch (1995). Atlantic Tropical Systems of 1993. Mon. Wea. Rev., 123, 887-896.
- Berry G.J., C.D. Thorncroft (2005). Case Study of an Intense African Easterly Wave, Mon. Wea. Rev., 133, no. 4, 752-766.
- Braun S.A., J.A. Sippel, D.S. Nolan (2012). The Impact of Dry Midlevel Air on Hurricane Intensity in Idealized Simulations with No Mean Flow. Mon. Wea. Rev., 69, no.1, 236-257.
- Burpee R.W. (1971). The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa, J. Atmos. Sci., 29, 77-90.
- Burpee R.W. (1972). Characteristics of North African Easterly Waves During the Summers of 1968 and 1969, J. Atmos. Sci., 31, 1556–1570.
- Burpee R.W. (2003) Characteristics of African Easterly Waves, J. Atmos. Sci., In: Johnson R.H., Houze R.A. (eds) A Half Century of Progress in Meteorology: A Tribute to Richard Reed. Meteorological Monographs. American Meteorological Society, Boston, MA., ISBN: 978-1-878200-61-1.
- Carlson T.N. (1969a). Synoptic histories of three African Disturbances that developed into Atlantic Hurricanes. Mon. Wea. Rev, 97, 256–276.
- Carlson T.N. (1969b). Some remarks on African Disturbances and their progress over the Tropical Atlantic. Mon. Wea. Rem, 97, 716–726.
- Carlson T.N., J.M. Prospero (1972). The large-scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic. J. Appl. Meteor., 11, 283–297.
- Charney J.G., M.E. Stern (1962). On the Stability of Internal Baroclinic Jets in a Rotating Atmosphere. J. Atmos. Sci., 19, 159–172.
- Chen T.C., Shih-Yu Wang, A.J. Clark (2008). North Atlantic Hurricanes Contributed by African Easterly Waves North and South of the African Easterly, Journal of Climate, 21, no. 24, 6767–6776.
- Cook K.H. (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation, Journal of Climate, 12, no. 5, 1165-1184.

Craig G.C., S.L. Gray (1996). CISK or WISHE as the Mechanism for Tropical Cyclone Intesification. J. Atmos. Sci., 53, 3528-3540.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- De Maria M. (1996). The Effect of Vertical Shear on Tropical Cyclone Intensity Change. J. Atmos. Sci., 53, no.14, 2076-2088.
- Diedhiou A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, H. Laurent (1998). Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. Climate Dynamics 15, 795-822.
- Dickinson, M.J., J. Molinari (2000). Climatology of sign reversals of the meridional potential vorticity gradient over Africa and Australia. Mon. Wea. Rev., 128, 3890-3900.
- Duchon C.E. (1979). Lanczos filtering in one and two dimensions. J. Applied Meteor., 18, 1016-1022.
- Eldridge R.H. (1957). A Synoptic Study of West African Disturbance Lines. Q. J. R. Meteorol. Soc, 83., no. 357, 303-314.
- Elsberry, R.L., (1995). Tropical cyclone motion. In: Global Pespectives on tropical cyclones. WMO Report No. TCP-38, Geneva, pp. 106-197.
- Emanuel K. (1986). An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady State Maintenance. J. Atmos. Sci., 43, 585-604.
- Emanuel K. (2003). Tropical Cyclones, Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 31, no. 1, 75-104.
- Emanuel K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years, Nature, 436, no. 7051, 686–688.
- Foley, GR. (1995). Observations and analysis of tropical cyclones. In: Global Perspectives on Tropical Cyclones. WMO Report No. TCP-38, Geneva, 1-20.
- Frank, N.L., (1969). The 'inverted-V' cloud pattern- An easterly wave?. Mon. Wea. Rev., 97, 130-140.
- Frank N.L. (1970). Atlantic Tropical Systems of 1969. Mon. Wea. Rev., 98, 307-314.
- GBF (2010) Inondations du 1er Septembre 2009 au Burkina Faso: evaluation des dommages, pertes et besoins de construction, de reconstruction et de relevement (Vol. 56803 BF). Government of Burkina Faso, World Bank, United Nations
- Galvin J.F.P. (2010). Two easterly waves in West Africa in summer 2009. Mon. Wea. Rev., 65., no.8, 219-227.
- Gentili J., P.J. Smith, T.N. Krishnamurti (2012). West African Monsoon. Encyclopedia Britannica. britannica.com/science/West-African-monsoon. Πρόσβαση τον Μάιο 2020.

Goldenberg S.B., L.J. Shapiro (1996). Physical Mechanisms for the Association of El Nino and West African Rainfall with Atlantic Major Hurricane Activity. J. Clim., 9, 1169-1187.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Gray W.M. (1968) Global View Of The Origin Of Tropical Disturbances And Storms, Mon. Wea. Rev., 96, 669-700.
- Gray W.M. (1979). Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation. In: Meteorology over the tropical ocean. D.B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., 155-218.
- Gray W.M. (1984). Atlantic Seasonal Hurricane Frequency. Part I: El Nino and 30 mb QBO influences. Mon. Wea. Rev., 112, 1649-1668.
- Gray W.M. (1990). Comments on "Gradient Balance in Tropical Cyclones", J. Atmos. Sci., 48, 1201–1208.
- Gray W.M., C.W. Landsea, P.W. Mielke Jr., K.J. Berry (1994). Predicting Atlantic Basin Seasonal Tropical Cyclone Activity by 1 June. Wea.Forecasting, 9, 103-115.
- Grist J.P. (2002). Easterly waves over Africa. II: observed and modeled contrasts between wet and dry years. Mon. Wea. Rev., 130, no.2, 212-225.
- Hebert P.J., (1978). Intensification criteria for tropical depressions of the western North Atlantic. Mon. Wea. Rev., 106, 831-840.
- Hopsch S.B., C.D. Thorncroft, K. Hodges, A. Aiyyer (2007). West African Storm Tracks and Their Relationship to Atlantic Tropical Cyclones. Journal of Climate, 20, no. 11, 2468-2483.
- Hoskins, B.J., M.E. McIntyre, A.W. Robertson (1985). On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. Q. J. R. Meteorol. Soc. 111, 877–946.
- Houze R.A., A.K. Betts (1981). Convection in GATE. Review of Geophysics and Space Physivs, 19, no. 4, 541-576.
- Hsieh J.S., K.H. Cook (2005). Generation of African Easterly Wave Disturbances: Relationship to the African Easterly Jet. Mon. Wea. Rev., 133, no. 5, 1311-1327.
- Hsieh J.S., K.H. Cook (2007). A Study of the Energetics of African Easterly Waves Using a Regional Climate Model. J. Atmos. Sci., 64, no. 2, 421-440.
- Hsieh J.S., K.H. Cook (2008). On the Instability of the African Easterly Jet and the Generation of African Waves: Reversals of the Potential Vorticity Gradient. J. Atmos. Sci., 65, no.7, 2130-2151.
- Janiga M.A., C.D. Thorncroft (2012). Regional differences in the kinematic and thermodynamic structure of African easterly waves. Q. J. R. Meteorol. Soc., 139, no. 675, 1598-1614.

Kiladis G.N., C.D. Thorncroft, N.M.J. Hall (2008). Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part III: Genesis. J. Atmos. Sci., 65, no. 11, 3596-3607.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Kleinschmidt E. Jr (1951) Grundlagen einer Theorie der tropischen Zyklonen. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie A, 4, no. 1, 53-72.

- Landsea C.W. (1993). A Climatology of Intense (or Major) Atlantic Hurricanes. Mon. Wea. Rev., 121, 1703-1713.
- Landsea C.W., W.M. Gray (1993). The strong association between western Sahel monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. Journal of Climate, 5, 435-453.
- Landsea C.W., G.D. Bell, W.M. Gray, S.B. Goldenberg (1998). The Extremely Active 1995 Atlantic Hurricane Season: Environmental Conditions and Verification of Seasonal Forecasts, Mon. Wea. Rev., 126, 1174-1193.
- Lavaysse C., C. Flamant, S. Janicot, P. Knippertz (2010). Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. Q. J. Roy. Met. Soc., 136 (SUPP 1). 141-158.
- Malkus J.S., H. Riehl (1960). On the Dynamics and Energy Transformations in Steady-State Hurricanes. Tellus, 12, 1-20.
- Masters J. (2019). A Review of the Atlantic Hurricane Season of 2019 (Scientific American). {<u>https://blogs.scientificamerican.com/eye-of-the-storm/a-review-of-the-atlantic-hurricane-season-of-2019/</u>}. Πρόσβαση τον Μάιο 2020.
- Molinari J., D. Knight, M. Dickinson, D. Vollaro, S. Skubis (1997). Potential Vorticity, Easterly Waves, and Eastern Pacific Tropical Cyclogenesis. Mon. Wea. Rev., 125, no.10, 2699-2708.
- Montgomery M.T., B.F. Farrell, (1993). Tropical Cyclone Formation, J. Atmos. Sci., 50, 285-310.
- Neumann C. (1993). Global overview. Chap. 1, Global Guide to Tropical Cyclone Forecasting. WMO, Geneva, 1.1-1.56.
- Nicholson S.E. (2000). Land surface processes and Sahel climate. Reviews of Geophysics, 38, no.1, 117-139.
- Ooyama K.V. (1969). Numerical simulation of the life cycle of tropical cyclones. J. Atmos. Sci., 26, 3-40.
- Palmen E.H. (1948). On the formation and structures of tropical cyclones. Geophysica, Helsinki, 3, 26-38.
- Parker D.J., C.D. Thorncroft, R.R. Burton, A. Diongue-Niang (2005). Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment., Q. J. Met. Soc., vol. 131, no. 608., 1461-1482.

Payne S.W., M.M. McGarry (1977). The Relationship of Satellite Inferred Convective Activity to Easterly Waves Over West Africa and the Adjacent Ocean During Phase III of GATE, Department of Atmospheric Sciences, University of Washington, Seattle 98195., Mon. Wea. Rev., 105, 413-420.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

- Pielke R.A., J. Gratz, C.W. Landsea, D. Collins (2008). Normalized Hurricane Damage in the United States 1900-2005. Nat. Hazard. Rev. 9, 29–42.
- Pomroy H.R., A.J. Thorpe (2000). The Evolution and Dynamical Role of Reduced Upper-Tropospheric Potential Vorticity in Intensive Observing Period One of FASTEX. Mon. Wea. Rev., 128, no. 6, 1817-1834.
- Prospero J.M., T.N. Carlson (1972). Vertical and areal distribution of Saharan dust over the western equatorial north Atlantic Ocean. Oceans and Atmospheres, 77, no. 27, 5255-5265.
- Pytharoulis I. (1999). African Easterly Waves and Their Transformation Into Tropical Cyclones In North Atlantic, PhD Thesis, Department of Meteorology, University of Reading, Reading, United Kingdom.
- Pytharoulis I., C.D. Thorncroft, (1999). The Low-Level Structure of African Easterly Waves in 1995, Mon. Wea. Rev., 127, 2266-2280.
- Ramage C.S. (1959). Hurricane Development, J.Meteor., 16, 227-237.
- Reed R.J., D.C. Norquist, E.E. Recker (1977). The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. Mon. Wea. Rev., 105, 317-333.
- Reed, R. J., (1979) Easterly Waves. In: Meteorology over the tropical oceans. D.B. Shaw (Ed.), Roy. Meteor. Soc., 57-71.
- Reed R.J., E. Klinker, A. Hollingsworth (1988). The structure and characteristics of African easterly wave disturbances as determined from the ECMWF operational analysis/forecast system. Meteorol. Atmos. Phys., 38, 22-33.
- Rennick M.A. (1976). The generation of African waves. J. Atmos. Sci., 33, no. 10. 1955-1969.
- Riehl H. (1950). A Model of Hurricane Formation. Journal of Applied Physics 21, 917.
- Riehl H. (1979). Climate and Weather in the tropics. Academic Press. 611.
- Ross R.S., T.N. Krishnamurti (2007). Low-level African easterly wave activity and its relation to Atlantic tropical cyclogenesis in 2001. Mon. Wea. Rev., 135, 3950–3964.
- Royer J.F., F. Chauvin, M. Moustaoui (2002). African easterly wave activity in a variable resolution GCM. Climate Dynamics, 19. no. 3, 289-301.

Rowell D.P., J.R. Milford (1993). On the Generation of African Squall Lines. Journal of Climate, 6, no. 6, 1181-1193.

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

Saffir H. S. (1973). Hurricane Wind and Storm Surge, The Military Engineer, 423., 4-5.

1

- Shapiro L.J., (1987). Month-to-month variability of the tropical Atlantic circulation and its relationship to tropical storm formation. Mon. Wea. Rev., 115, 2598-2614.
- Simpson R.H., N. Frank, D. Shideler, H.M. Johnson (1968). Atlantic Tropical Disturbances. Mon. Wea. Rev., 97, no. 3, 240-255.
- The Saffir-Simpson Team (Timothy Schott, Chris Landsea, Gene Hafele, Jeffrey Lorens, Arthur Taylor, Harvey Thurm, Bill Ward, Mark Willis, and Walt Zaleski, (2019). The Saffir-Simpson Team Hurricane Wind Scale. (PDF). Miami, Florida: National Hurricane Center. p. 3. {<u>https://tighepa.com/resources/the-saffir-simpson-hurricane-wind-scale-according-to-noaa/</u>} Πρόσβαση τον Μάιο 2020.
- Thorncroft C.D., K. Hodges (2001). African Easterly Wave Variability and Its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity, J. Climate, 14, no.6, 1166-1179.
- Thorncroft C.D., B.J. Hoskins (1994). An idealized study of African easterly waves. I: A linear view. Q.J.R. Meteorol. Soc., 119, 17-55.
- Thorncroft C.D., M. Blackburn (1999). Maintenance of the African Easterly Jet. Q. J. Roy. Met. Soc., 125, no. 555, 763-786.
- Thorncroft C.D., K. Hodges (2001). African Easterly Wave Variability and Its Relationship to Atlantic Tropical Cyclone Activity. J. Climate, 14, no. 6, 1166-1179.
- Vecchi G.A., T.R. Knutson (2011). Estimating Annual Numbers of Atlantic Hurricanes Missing from the HURDAT Database (1878–1965) Using Ship Track Density. J. Climate., 24, no. 6, 1736-1746.
- Wang Shih-Yu, R.R. Gillies (2011). Observed Change in Sahel Rainfall, Circulations, African EasterlyWaves, and Atlantic Hurricanes Since 1979, International Journal of Physics, vol. 2011, Article ID 259529, 14 pages.
- Weatherford C.L., W.M. Gray (1988). Typhoon Structure as Revealed by Aircraft Reconnaissance. Part I: Data Analysis and Climatology. Mon. Wea. Rev., 116, no. 5. 1032-1043.
- Wernli, H., H. C. Davies (1997). A langrangian-based analysis of extratropical cyclones.I: the method and some applications. Q. J. R. Meteorol. Soc., 123, 467-489.
- Willoughby H.E. (1979), Forced Secondary Circulations in Hurricanes., Journal of Geophysical Research: Oceans, 84, issue C6, 3173-3183.

Willoughby H.E. (1990). Temporal Changes of the Primary Circulation in Tropical Cyclones. J. Atmos. Sci., 47, no. 2, 242-264.

- Willoughby H.E. (1995). Mature Structure and evolution. In: Global Perspectives on Tropical Cyclones., WMO Report No. TCP-38, Geneva, pp. 21-62.
- Wu L., H. Su, R.G. Fovell, B. Wang, J.T. Shen, B.H. Kahn, S.M. Hristova-Veleva, B.H. Lambrigtsen, E.J. Fetzer, J.H. Jiang (2013). Relationship of environmental relative humidity with North Atlantic tropical cyclone intensity and intensification rate., Geophysical Research Letters, 39, no. 20.
- Zehr, R.M. (1992): Tropical cyclogenesis in the western Pacific. NOAA Tech. Rep. NESDIS 61, 181.

Διαδικτυακές πηγές

Ψηφιακή συλλογή Βιβλιοθήκη

https://www.noaa.gov/ https://www.noaa.gov/ https://www.nhc.noaa.gov/ https://www.weather.gov/ https://www.iadb.org/en http://tornado.sfsu.edu/geosciences/classes/e365/EasterlyWaves/EasterlyWaves.html https://www.meted.ucar.edu/tropical/synoptic/Afr_E_Waves/ http://metoffice.gov.uk https://www.unidata.ucar.edu/data/NGCS/lobjects/chp/structure/ https://climate.ncsu.edu/climate/hurricanes/structure https://web.archive.org/web/20060614205417/ http://tropic.ssec.wisc.edu/misc/sal/info.sal.m8split.html http://ww2010.atmos.uiuc.edu/(Gh)/guides/mtr/hurr/enso.rxml https://www.climate.gov/news-features/blogs/enso/impacts https://uhslc.soest.hawaii.edu/