

**ΑΚΑΔΗΜΙΑ ΕΜΠΟΡΙΚΟΥ ΝΑΥΤΙΚΟΥ
Α.Ε.Ν ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ**

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ: ΡΩΣΣΙΑΔΟΥ ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΑ

**ΘΕΜΑ: ΑΚΡΑΙΑ ΚΥΚΛΟΣΤΡΟΦΙΚΑ ΣΥΣΤΗΜΑΤΑ: ΣΙΦΩΝΕΣ – ΤΡΟΠΙΚΑ
ΧΑΜΗΛΑ- ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ ΧΑΜΗΛΑ – HURRICANEFORCE – ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ
ΧΑΜΗΛΑ ΚΥΚΛΩΝΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ**

**ΤΟΥ ΣΠΟΥΔΑΣΤΗ: ΛΕΥΘΕΡΙΩΤΗ ΙΩΑΝΝΑ
Α.Γ.Μ: 3676**

**Ημερομηνία ανάληψης της εργασίας: 09/05/2017
Ημερομηνία παράδοσης της εργασίας:**

<i>A/A</i>	<i>Όνοματεπώνυμο</i>	<i>Ειδικότητα</i>	<i>Αξιολόγηση</i>	<i>Υπογραφή</i>
<i>1</i>				
<i>2</i>				
<i>3</i>				
ΤΕΛΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ				

Ο ΔΙΕΥΘΥΝΤΗΣ ΣΧΟΛΗΣ : ΤΣΟΥΛΗΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη	3
ΕΙΣΑΓΩΓΗ	
1.Γενικά – Σύνθεση της κατώτερης ατμόσφαιρας	4
2.Καιρός και κλίμα	5
Κεφάλαιο 1: ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ	
1.1 Ατμοσφαιρική πίεση	7
1.2 Άνεμος	10
1.3 Κυκλοστροφικός άνεμος	17
1.4 Αέριες μάζες	18
1.5 Μέτωπα – Είδη μετώπων	19
1.6 Βαρομετρικά συστήματα	26
Κεφάλαιο 2: ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΛΛΑΓΗ	
2.1 Ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα	32
2.2 Φαινόμενο Θερμοκηπίου	34
2.3 Φαινόμενο ElNino – LaNina	37
2.4 Κλιματική αλλαγή	40
Κεφάλαιο 3: ΣΙΦΩΝΕΣ	
3.1 Καταιγίδα	45
3.2 Σίφωνες	50
3.3 Ανεμοστρόβιλος	59
Κεφάλαιο 4: ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ	
4.1 Γενικά χαρακτηριστικά	61
4.2 Συνθήκες δημιουργίας τροπικών κυκλώνων	63
4.3 Δομικά χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων	64
4.4 Κινήσεις των τροπικών κυκλώνων	66
4.5 Φαινόμενα που προαναγγέλλουν τροπικό κυκλώνα	70
4.6 Χειρισμοί πλοίου για την αποφυγή κυκλώνα	72
Κεφάλαιο 5: ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ ΧΑΜΗΛΑ HURRICANE - FORCE	
5.1 Γενικά χαρακτηριστικά μετωπικών υφέσεων	75
5.2 Κυκλώνες μέσω γεωγραφικών πλατών	79
5.3 Γεωγραφική κατανομή υφέσεων	88
Κεφάλαιο 6: ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ ΧΑΜΗΛΑ ΚΥΚΛΩΝΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ	
6.1 Μεσόγειος θάλασσα και υφεσιακή δραστηριότητα	90
6.2 Μεσογειακοί κυκλώνες	95
Κεφάλαιο 7: ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΚΡΑΙΩΝ ΚΥΚΛΟΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ	
7.1 Πλημμύρες	97
7.2 Μετεωρολογική παλίρροια	98
7.3 Άνεμος	99
7.4 Ανεμογενή κύματα	100
Παράρτημα	101
Βιβλιογραφία	102

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα εργασία με θέμα, «Ακραία κυκλοστροφικά συστήματα : Σίφωνες – Τροπικά χαμηλά – Εξωτροπικά χαμηλά Hurricaneforce – Εξωτροπικά χαμηλά κυκλωνικού τύπου», αναφέρεται σε βαρομετρικά συστήματα χαμηλού τύπου (L), στα οποία μεγάλες μάζες ατμοσφαιρικού αέρα υπόκεινται σε κυκλωνική κίνηση και στα οποία η φυγόκεντρος δύναμη έχει πολύ μεγαλύτερη τιμή από τη δύναμη Coriolis. Τα συστήματα αυτά δημιουργούνται από διαταραχές στην ατμόσφαιρα, όταν επικρατεί μεγάλη αστάθεια και συνοδεύονται συνήθως από έντονα καιρικά φαινόμενα (θυελλώδεις ανέμους, ισχυρές βροχοπτώσεις, καταιγίδες) με καταστροφικές συνέπειες τόσο για τις κατοικημένες περιοχές που πλήττουν όσο και για τη ναυσιπλοΐα, την αεροπλοΐα κ.λπ. Τα συστήματα αυτά στις περιοχές των Τροπικών ζωνών καλούνται «κυκλώνες» ή «τυφώνες» ή «hurricanes» και χαρακτηρίζονται από φαινόμενα μικρής έκτασης και διάρκειας, αλλά πολύ μεγάλης έντασης, ενώ στις εξωτροπικές περιοχές καλούνται «βαρομετρικά χαμηλά» ή «υφέσεις» και χαρακτηρίζονται από φαινόμενα που καταλαμβάνουν μεγάλη έκταση, διαρκούν περισσότερο και έχουν μικρή σχετικά ένταση. Τα ακραία κυκλοστροφικά φαινόμενα συνδέονται άμεσα με την θερμοκρασία των υδάτων των ωκεανών και θαλασσών και του αέρα. Το φαινόμενο της κλιματικής αλλαγής, που συνδέεται συχνά με την παγκόσμια αύξηση της θερμοκρασίας, λόγω του φαινομένου του θερμοκηπίου και του φαινομένου ElNino –LaNina, μπορεί να αλλάξει την επιρροή του μεγέθους, αλλά και τη συχνότητα εκδήλωσης των συστημάτων αυτών, με αποτέλεσμα να πλήττουν περισσότερες περιοχές παγκοσμίως και οι συνέπειές τους να είναι ακόμα πιο καταστροφικές.

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1. Γενικά – Σύνθεση της κατώτερης ατμόσφαιρας

Ατμόσφαιρα ονομάζεται το αεριώδες τμήμα του πλανήτη που τον περιβάλλει και τον ακολουθεί στο σύνολο των κινήσεών του. Κάθε τμήμα του πλανήτη (αεριώδες – στερεό) έχει τη δική του ταχύτητα περιστροφής, που συνήθως δεν είναι ίσες.

Είναι δυνατό, η ατμόσφαιρα να απορροφήσει ποσό ενέργειας και να αποκτήσει έτσι μεγαλύτερη ταχύτητα περιστροφής. Στην περίπτωση αυτή, το στερεό τμήμα του πλανήτη λειτουργεί ως απορροφητής ενέργειας με αποτέλεσμα να εξισωθούν οι δύο ταχύτητες. Από την άλλη, είναι δυνατό η ατμόσφαιρα να χάσει ποσό ενέργειας, οπότε θα συμβεί το αντίθετο.

Σύνθεση της ατμόσφαιρας

Η ατμόσφαιρα της Γης κοντά στην επιφάνειά της αποτελείται από : α) «ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα», β) νερό με τη μορφή στερεού, υγρού ή αερίου και γ) ατμοσφαιρικά αιωρήματα ή «αερολύματα».

- Ξηρός ατμοσφαιρικός αέρας είναι αυτός που είναι απαλλαγμένος από υδρατμούς και κάθε είδους κονιορτούς και αιωρήματα. Αποτελείται από Άζωτο (78% κ.ο.), Οξυγόνο (20.95% κ.ο.), Αργό (0.93% κ.ο.), Διοξείδιο του άνθρακα (0.03% κ.ο.), καθώς και άλλα αέρια σε πολύ μικρές ποσότητες, όπως ήλιον, νέο, μεθάνιο, κρυπτόν, υδρογόνο, νιτρικό οξύ, ξέnon, όζον, θειικό οξύ κ.λπ. Το άζωτο και το οξυγόνο αποτελούν το 99% του ατμοσφαιρικού αέρα, αλλά παραμένουν αδρανή στις περισσότερες μετεωρολογικές διαδικασίες. Αντίθετα, μερικά από τα άλλα συστατικά της ατμόσφαιρας, παρά τις μικρές τους συγκεντρώσεις, προκαλούν σημαντικές ατμοσφαιρικές επιδράσεις. Το διοξείδιο του άνθρακα εισέρχεται στην ατμόσφαιρα από τις διεργασίες της αναπνοής και της αποσύνθεσης των οργανικών ενώσεων, καθώς και των καύσεων της οργανικής ύλης και από τις φυσικές πηγές (ηφαίστεια, θερμοπηγές κ.α.).

Η συγκέντρωση του διοξειδίου του άνθρακα στην κατώτερη ατμόσφαιρα επηρεάζεται από αλλαγές στη θερμοκρασία των ωκεανών, εξαιτίας των οποίων το διοξείδιο του άνθρακα απελευθερώνεται μέσα στον αέρα. Περίπου το 99% του διοξειδίου του άνθρακα

της ατμόσφαιρας είναι διαλυμένο στο νερό των ωκεανών και η διαλυτότητά του ποικίλλει με τη θερμοκρασία.

Αν εξαιρέσουμε τους υδρατμούς, το θειικό οξύ και το διοξείδιο του άνθρακα, τα άλλα αέρια της ατμόσφαιρας είναι μόνιμα αέρια¹. Η κατ' όγκο (κ.ο.) αναλογία των μόνιμων αερίων παραμένει σταθερή μέχρι το ύψος των 80 Km. Πάνω από τη μεσόπαυση, η σύνθεση της ατμόσφαιρας μεταβάλλεται αυξανόμενου του ύψους, γιατί στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας λαμβάνουν χώρα φυσικές διεργασίες, που είτε δε συμβαίνουν στα κατώτερα στρώματα είτε αν συμβαίνουν οι επιδράσεις τους στη σύνθεση του αέρα είναι σε πολύ μικρή κλίμακα.

- Υδρατμοί υπάρχουν πάντοτε μέσα στην ατμόσφαιρα σε μεταβλητές ποσότητες. Αυτοί μπορούν να αλλάξουν την κατάστασή τους και να γίνουν στερεοί ή υγροί. Σαν αποτέλεσμα απελευθερώνουν λανθάνουσα θερμότητα και έτσι παίζουν σημαντικό ρόλο στις θερμοδυναμικές διαδικασίες μέσα στην ατμόσφαιρα. Επίσης, οι υδρατμοί διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στην απορρόφηση της ακτινοβολίας μαζί με το διοξείδιο του άνθρακα και το όζον.

- Τα στερεά σωματίδια και τα υδροσταγονίδια, που σε μικρό διαμελισμό και μεγάλο πλήθος αιωρούνται στην ατμόσφαιρα, ονομάζονται ατμοσφαιρικά αιωρήματα ή αερολύματα.

Τα αιωρήματα διακρίνονται ανάλογα με την ακτίνα τους σε : πυρήνες Aitken, μεγάλους πυρήνες και γίγαντες πυρήνες. Ανάλογα με την προέλευσή τους διακρίνονται σε : κονιορτούς, χημικές ενώσεις και οργανικά αιωρήματα.

2. Καιρός και Κλίμα

Στο κατώτερο επίπεδο της ατμόσφαιρας ζει και κινείται ο άνθρωπος, οπότε η μελέτη της είναι μεγάλης σημασίας γι' αυτόν. Μέσα στην ατμόσφαιρα παρατηρούνται μετατροπές της ηλιακής και της γήινης ακτινοβολίας σε άλλες μορφές ενέργειας, όπως θερμότητα, κινητική ενέργεια κ.λπ. Μπορεί, λοιπόν, να θεωρηθεί σαν ένα κέντρο θερμοδυναμικών και μηχανικών λειτουργιών, που δημιουργούν τα διάφορα φαινόμενα που ονομάζονται μετεωρολογικά φαινόμενα.

Η ατμόσφαιρα παρουσιάζεται με διαρκώς εναλλασσόμενες καταστάσεις. Τα αποτελέσματα αυτών των διαφορετικών καταστάσεων ονομάζονται καιρικές

καταστάσεις. Η κατάσταση της ατμόσφαιρας πάνω από μια περιοχή και για ορισμένη χρονική στιγμή ονομάζεται καιρός, συμπεριλαμβανομένης της εξέλιξης της κατάστασης, στη συγκεκριμένη περιοχή, από τη στιγμή της γένεσης μέχρι και το τέλος της ατμοσφαιρικής διαταραχής. Ο καιρός, λοιπόν, είναι το σύνολο των ατμοσφαιρικών μεταβλητών σε έναν ορισμένο τόπο και για σύντομο χρονικό διάστημα. Στην πράξη, ο καιρός αντιπροσωπεύει την κατάσταση της ατμόσφαιρας από μέρα σε μέρα και αναφέρεται σε μεταβολές μικρής διάρκειας στη θερμοκρασία, στην υγρασία, και στην κίνηση του αέρα, ενώ οφείλεται κατά κύριο λόγο στις διεργασίες που συντελούν στην εξισορρόπηση των διαφορών που εμφανίζονται λόγω ανισοκατανομής της ηλιακής ενέργειας πάνω στην επιφάνεια του πλανήτη.

Η μέση καιρική κατάσταση, δηλαδή η σύνθεση του καιρού για μεγάλη χρονική περίοδο, ονομάζεται κλίμα. Το κλίμα είναι κάτι περισσότερο από τον μέσο καιρό που επικρατεί σε μια περιοχή, είναι το σύνολο των συνθηκών που με την καθημερινή διαδοχή τους χαρακτηρίζουν την ατμοσφαιρική κατάσταση και που σαν αποτέλεσμα δίνουν σε κάθε τόπο της Γης τη δική του μοναδικότητα. Η έννοια του κλίματος μιας περιοχής έχει ανάγκη από την καλή γνώση των μετεωρολογικών συνθηκών που συναντώνται συχνότερα στην περιοχή αυτή και από την εξέλιξή τους στην πορεία των εποχών και των ετών. Για να έχουμε αντικειμενική γνώση του κλίματος, θα πρέπει να καθορίσουμε με αριθμητικές τιμές τα κύρια στοιχεία που σε ορισμένη στιγμή καθορίζουν τον καιρό. Παρόλο που σε μια κλιματική μελέτη δίνεται έμφαση στους μέσους όρους των στοιχείων, πολύ σημαντικές είναι και οι περιπτώσεις των ακραίων καταστάσεων, οι τάσεις μεταβολής των κλιματικών παραμέτρων, οι πιθανότητες να συμβούν εξαιρετικά γεγονότα κ.λπ.

Το κλίμα εξαρτάται σε μεγάλο βαθμό από τον καιρό. Γι' αυτό και πολλές φορές οι άνθρωποι ταυτίζουν τις δύο αυτές έννοιες. Το κλίμα μπορεί να παραλληλιστεί με το χαρακτήρα ενός ανθρώπου και ο καιρός με τη στιγμιαία συμπεριφορά του. Τόσο ο καιρός όσο και το κλίμα, παρόλο που δεν είναι ταυτόσημες έννοιες, περιγράφονται από το συνδυασμό των ίδιων ατμοσφαιρικών μεταβλητών, οι οποίες για τον καιρό ονομάζονται μετεωρολογικά στοιχεία και για το κλίμα κλιματολογικά στοιχεία. Τα κυριότερα από αυτά είναι : η θερμοκρασία, η βροχή, η ατμοσφαιρική πίεση, ο άνεμος, η υγρασία του αέρα, η νέφωση, η ηλιακή ακτινοβολία, ο υετός², η εξατμισοδιαπνοή.

Κεφάλαιο 1

ΓΕΝΙΚΑ ΣΤΟΙΧΕΙΑ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

1.1 Ατμοσφαιρική πίεση

Ο ατμοσφαιρικός αέρας, λόγω της κινητικής ενέργειας των μορίων του, ασκεί πίεση πάνω στην επιφάνεια των διαφόρων σωμάτων, η οποία ονομάζεται ατμοσφαιρική πίεση. Εάν ο ατμοσφαιρικός αέρας βρίσκεται σε ηρεμία, η κίνηση των μορίων του είναι εντελώς τυχαία και κατά συνέπεια η ατμοσφαιρική πίεση ασκείται ομοιόμορφα προς όλες τις κατευθύνσεις. Αυτή ονομάζεται στατική πίεση ή βαρομετρική πίεση. Μπορούμε να ορίσουμε την ατμοσφαιρική πίεση σαν το βάρος της υπερκείμενης στήλης αέρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους ή οποιασδήποτε άλλης επιφάνειας πάνω από αυτό, στη μονάδα επιφάνειας. Είναι δηλαδή,

$$P = \frac{B}{A}, \text{ όπου } B = \text{Βάρος και } A = \text{επιφάνεια}$$

Στη Μετεωρολογία σαν μονάδα μέτρησης πίεσης λαμβάνεται το χεκτοπασκάλ (hPa). Είναι $1 \text{ hPa} = 100 \text{ Pa}$ ($1 \text{ Pa} = 1 \text{ N/m}^2$). Μέχρι πρόσφατα σαν μονάδα πίεσης χρησιμοποιούταν το μιλιπάρ (mb) ($1 \text{ mb} = 1 \text{ hPa}$).

Η ατμοσφαιρική πίεση είναι από τα σπουδαιότερα μετεωρολογικά στοιχεία γιατί οι καιρικές συνθήκες είναι άμεσα συνδεδεμένες με την ατμοσφαιρική πίεση και τις μεταβολές της. Ένα άλλο μετεωρολογικό στοιχείο που είναι συνδεδεμένο στενά με την ατμοσφαιρική πίεση και τις μεταβολές της είναι ο άνεμος.

Ημερήσια μεταβολή πίεσης

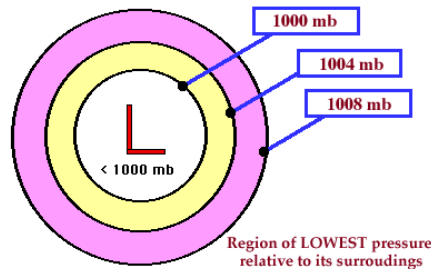
Η βαρομετρική πίεση σε ένα τόπο παρουσιάζει τυχαίες και κανονικές μεταβολές. Οι τυχαίες μεταβολές στις διεργασίες της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας, η οποία προκαλεί τις συνεχείς μετακινήσεις των βαρομετρικών συστημάτων (βαρομετρικά χαμηλά, αντικυκλώνες κ.λπ.), ενώ οι κανονικές είναι ως επί το πλείστον περιοδικές και οφείλονται σε σταθερούς παράγοντες. Η ημερήσια μεταβολή της πίεσης είναι περιοδική και χαρακτηρίζεται από μικρό πλάτος, το οποίο στα μεσαία και μεγάλα γεωγραφικά πλάτη ανέρχεται σε μερικά δέκατα του hPa, ενώ στις τροπικές και ιδίως στις ισημερινές περιοχές φτάνει 3 – 4 hPa.

Οι ημερήσιες διακυμάνσεις είναι πιθανό να οφείλονται στην περιοδική θέρμανση της ατμόσφαιρας από την ηλιακή ακτινοβολία και λόγω αυτής στη διαστολή της ατμόσφαιρας στην πλευρά που φωτίζεται από τον Ήλιο. Εκτός αυτού, η ατμόσφαιρα της Γης, λόγω της έλξης από τη Σελήνη και τον Ήλιο, υπόκειται σε παλιρροιακές κινήσεις, αλλά το μέγεθός τους είναι μικρό σε σύγκριση με αυτό που παρατηρείται στους ωκεανούς, λόγω της μικρής πυκνότητας του αέρα.

Ισοβαρείς καμπύλες

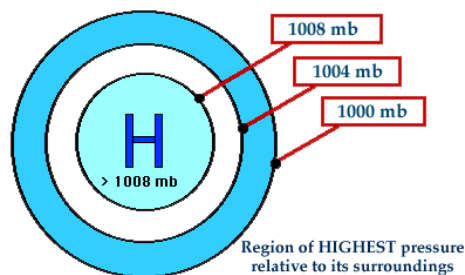
Ισοβαρείς καμπύλες είναι οι καμπύλες που προκύπτουν, όταν ενώσουμε πάνω σε έναν γεωγραφικό χάρτη, όλα τα σημεία που έχουν την ίδια ατμοσφαιρική πίεση. Είναι φανερό, ότι οι ισοβαρείς καμπύλες πάνω στο χάρτη δε θα τέμνονται και δε θα συμπίπτουν. Ο χάρτης που προκύπτει με αυτό τον τρόπο λέγεται «Χάρτης Ισοβαρών Καμπύλων». Οι τιμές των ισοβαρών αυτών είναι πάντα ανοιγμένες στη Μέση Στάθμη της θάλασσας και γενικά οι χάρτες αυτοί ονομάζονται «Χάρτες Μέσης Στάθμης Θάλασσας». Οι ισοβαρείς καμπύλες παρουσιάζουν, πάνω στους χάρτες καιρού, διάφορες μορφές ανάλογα με τον τρόπο κατανομής της πίεσης. Οι πιο γνωστές μορφές είναι :

α) Κυκλών (ύφεση ή χαμηλό) (Low) : κλειστές ισοβαρείς καμπύλες με μορφή, που μοιάζει με κυκλική ή ελλειπτική, στις οποίες η πίεση ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο.



Εικόνα1.1 : Παράδειγμα ύφεσης. (Από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

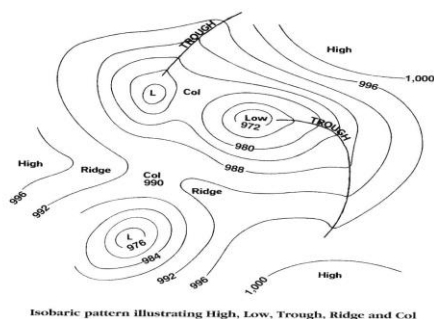
β) Αντικυκλών (υψηλό) (High) : κλειστές ισοβαρείς καμπύλες με μορφή περίπου κυκλική, στις οποίες η πίεση αυξάνει από την περιφέρεια προς το κέντρο.



Εικόνα1.2 : Παράδειγμα αντικυκλώνα. (Από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

γ) Δευτερεύουσα ύφεση : κλειστές ισοβαρείς καμπύλες που περιέχονται στις ισοβαρείς καμπύλες μεγαλύτερης ύφεσης, συνήθως στη νοτιοδυτική πλευρά της (για το Β. Ημισφαίριο).

δ) Σφήνας υψηλών πιέσεων (Ridge) : οξεία προβολή τμήματος αντικυκλώνα σε περιοχή χαμηλών πιέσεων.



Isobaric pattern illustrating High, Low, Trough, Ridge and Col

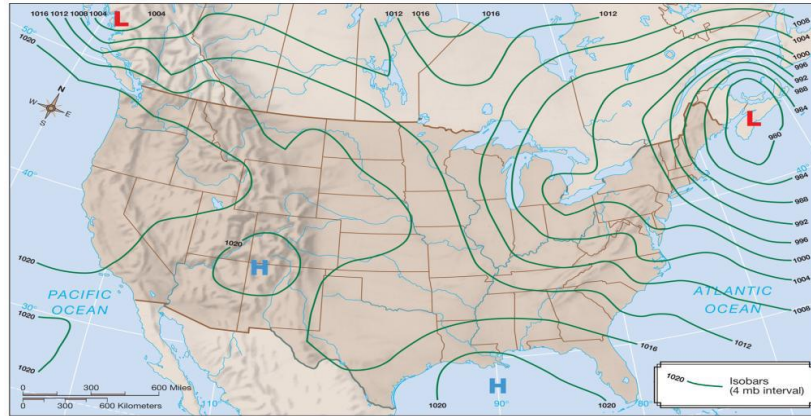
Εικόνα 1.3 : Σύνολο βαρομετρικών συστημάτων

ε) Σκάφη χαμηλών πιέσεων (Trough) : οξεία προβολή τμήματος κυκλώνα σε περιοχή υψηλών πιέσεων.

στ) Βαρομετρικός λαιμός (col) : τμήματα ισοβαρή που βρίσκονται ανάμεσα σε δυο υφέσεις και δυο αντικυκλώνες, που έχουν ταχθεί σταυρωτά.

ζ) Ευθύγραμμοι ισοβαρείς : ισοβαρείς που είναι ευθείες και μεταξύ τους παράλληλοι.

Σαν μέτρο των μεταβολών της ατμοσφαιρικής πίεσης χρησιμοποιείται η βαροβαθμίδα, η οποία εκφράζει την ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης ανά μονάδα μήκους προς μια ορισμένη κατεύθυνση.



© 2010 Pearson Education, Inc.

Εικόνα 1.4 : Απεικόνιση ισοβαρικών σχηματισμών στο συνοπτικό χάρτη επιφανείας.

1.2 Άνεμος

Άνεμος καλείται η κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα σε σχέση με την επιφάνεια της Γης. Οι παράγοντες που δημιουργούν τις κινήσεις του ατμοσφαιρικού αέρα είναι τρεις : α) η περιστροφική κίνηση της Γης, β) η ανομοιομορφία του γήινου ανάγλυφου, γ) η ηλιακή ακτινοβολία, που παίρνει τόσο η ατμόσφαιρα της Γης όσο και η επιφάνεια του εδάφους.

Επειδή, η κατακόρυφη συνιστώσα των κινήσεων αέρα είναι συνήθως μικρή με τον όρο άνεμο εννοούμε, σχεδόν πάντοτε, την οριζόντια μόνο συνιστώσα της κίνησης. Ο άνεμος, σαν μετεωρολογικό στοιχείο, προσδιορίζεται από δυο στοιχεία τη διεύθυνση και την ταχύτητα ή έντασή του. Με τον όρο διεύθυνση εννοούμε το σημείο του ορίζοντα από το οποίο πνέει ο άνεμος αυτός.

Σχετικά με την ταχύτητα του ανέμου χρησιμοποιούνται ανάλογα με τις εκάστοτε εφαρμογές οι εξής μονάδες : α) m/sec, β) Km/h, γ) Ναυτικά μίλια (1853m) ανά ώρα ή Κόμβοι (Knots), δ) Μίλια (1609m) ανά ώρα (m.p.h). Ισχύει $1\text{m/sec} = 3.6\text{ Km/h} = 1.943\text{ Knots} = 2.237\text{ m.p.h}$. Στις αρχές του 19^{ου} αιώνα, ο Άγγλος Ναύαρχος Sir Francis Beaufort επινόησε και πρότεινε μια καθαρά εμπειρική ανεμομετρική κλίμακα, που φέρει το όνομά του (κλίμακα Beaufort) και η οποία εξακολουθεί να χρησιμοποιείται και σήμερα πολύ ιδιαίτερα από τους ναυτιλλομένους.

Δυνάμεις που καθορίζουν την κίνηση των αερίων μαζών

Από τη Φυσική είναι γνωστό, ότι το αίτιο για την κίνηση ενός σώματος είναι η δύναμη. Στην περίπτωση μας ως σώμα θεωρούμε τις διάφορες αέριες μάζες. Γενικά οι δυνάμεις που καθορίζουν την κίνηση μιας αέριας μάζας διακρίνονται :

α) Στις δυνάμεις που μπορούν να θέσουν σε κίνηση μια αέρια μάζα και συγχρόνως να διατηρήσουν την κίνησή της. Τέτοιες δυνάμεις είναι η δύναμη βαρύτητας και η δύναμη βαροβαθμίδας.

β) Στις δυνάμεις που εμφανίζονται κατά την κίνηση και υπάρχουν μόνο κατά τη διάρκεια της κίνησης. Τέτοιες δυνάμεις είναι : η δύναμη Coriolis, η δύναμη τριβής και η κυκλοστροφική δύναμη (φυγόκεντρη ή κεντρομόλος). Αναλυτικά έχουμε :

1) Δύναμη βαρύτητας

Σύμφωνα με το νόμο της Παγκόσμιας έλξης, η δύναμη της βαρύτητας είναι η δύναμη που ασκεί η Γη πάνω σε μια μάζα m

$$F = G \frac{Mm}{r^2}, \text{ όπου } G = \text{σταθερά της παγκόσμιας έλξης, } M = \text{η μάζα της Γης, } r =$$

απόσταση μεταξύ των μαζών M και m .

$$\text{Αν } m = 1 \text{ Kg και επειδή } F = mg, \text{ έχουμε : } g = G \frac{M}{r^2}$$

Σε γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 45^\circ$ έχουμε $g = 9.81 \text{ m/s}^2$. Για Μετεωρολογικές εφαρμογές το g θεωρείται σταθερό στην τροπόσφαιρα.

2) Δύναμη βαροβαθμίδας

Είναι γνωστό ότι με τον όρο «βαροβαθμίδα» εννοούμε τη μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης, σε διεύθυνση κάθετη στις ισοβαρείς καμπύλες, στη μονάδα του μήκους. Όταν μεταξύ δύο τόπων, μέσα στην ατμόσφαιρα, υπάρχει βαροβαθμίδα με τιμή διάφορη του μηδενός, τότε αναπτύσσεται πάνω στην αέρια μάζα, μεταξύ των δυο αυτών τόπων, μια δύναμη που είναι γνωστή ως «Δύναμη βαροβαθμίδας» (F_p). Η δύναμη αυτή είναι η κύρια αιτία δημιουργίας του ανέμου. Από τα πιο πάνω προκύπτει ότι η δύναμη βαροβαθμίδας είναι ανάλογη της μεταβολής της πίεσης με την απόσταση και όχι αυτής κάθε αυτής της πίεσης και έχει πάντοτε φορά από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις.

3) Δύναμη Coriolis

Είναι γνωστό από τη Φυσική, ότι σε κάθε σώμα που κινείται σε ένα περιστρεφόμενο σύστημα αναφοράς, αναπτύσσεται μια δύναμη αδράνειας που ονομάζεται δύναμη Coriolis (F_c), από το όνομα του Γάλλου επιστήμονα G. Coriolis, που πρώτος μίλησε γι' αυτή. Έτσι, σε κάθε κίνηση που γίνεται μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης (κίνηση ατμοσφαιρικού αέρα) θα αναπτύσσεται η δύναμη αυτή, της οποίας το μέτρο F_c ανά μονάδα μάζας, δίνεται από τη σχέση

$$F_c = 2 \omega v \sin \varphi$$

όπου ω = η γωνιακή ταχύτητα της Γης, v = η σχετική ταχύτητα του αέρα, φ = το γεωγραφικό πλάτος.

Η δύναμη Coriolis αναγκάζει τα σώματα, άρα και τον αέρα, να κινούνται πάνω στη Γη, να εκτρέπονται προς τα δεξιά της κίνησής τους στο Β. Ημισφαίριο και προς τα αριστερά στο Ν. Ημισφαίριο και δρα πάντοτε κάθετα προς την ταχύτητα.

4) Δύναμη Τριβής

Στη Μετεωρολογία, με τον όρο αυτό αναφερόμαστε : α) στην επιφανειακή τριβή ολίσθησης, που είναι δύναμη που αντιτίθεται στην κίνηση του αέρα πάνω από το έδαφος, και β) στην εσωτερική τριβή που είναι η δύναμη που προκύπτει κατά την ολίσθηση των διαφόρων στρωμάτων του ατμοσφαιρικού αέρα μεταξύ τους.

5) Φυγόκεντρη ή Κεντρομόλος Δύναμη

Από τη Φυσική γνωρίζουμε ότι οι δυο αυτές δυνάμεις είναι ίσες και αντίθετες και εμφανίζονται μόνο κατά τις περιστροφικές ή καμπυλόγραμμες κινήσεις. Η φυγόκεντρη δύναμη (F_ϕ) είναι υπαρκτή μόνο για παρατηρητή που συμμετέχει στην κίνηση, δηλαδή που συνδέεται με το κινούμενο σύστημα αναφοράς, ενώ η κεντρομόλος δύναμη στην αντίθετη περίπτωση. Το μέτρο της δύναμης αυτής είναι : $F_\phi = \frac{mv^2}{r} = m\omega^2 r$, όπου v = η γραμμική ταχύτητα του αέρα, ω = η γωνιακή ταχύτητά του, r = η ακτίνα καμπυλότητας της περιστροφικής κίνησης.

Θερμικές και δυναμικές παράμετροι

A) Δυναμική θερμοκρασία (Potential temperature) Θ

Η δυναμική θερμοκρασία (Θ) δίνεται από τον τύπο $\Theta = T (P/P_0)^{0.286}$

και εκφράζει τη «δυναμική» θερμοκρασία που θα αποκτούσε ο ξηρός αέρας (T,P), αν μεταφερόταν αδιαβατικά στη στάθμη πίεσης των 1000hPa (P_0). Η δυναμική θερμοκρασία παραμένει σταθερή κατά τη διάρκεια μιας ξηρής αδιαβατικής αντιστρεπτής μεταβολής της μάζας και αυτό αποτελεί χαρακτηριστικό για τη θερμοδυναμική μελέτη των αερίων μαζών.

B) Στροβιλισμός (Vorticity)

Στροβιλισμός είναι η μικροσκοπική μέτρηση της περιστροφής ενός ρευστού, είναι διανυσματικό μέγεθος και ορίζεται ως η περιστροφή (curl) του διανύσματος της ταχύτητας (V). Ο συντελεστής της κατακόρυφης συνιστώσας του στροβιλισμού ονομάζεται οριζόντιος στροβιλισμός ή ισοβαρικός στροβιλισμός και συμβολίζεται με ζ . Ο στροβιλισμός ζ είναι αποτέλεσμα :α) της καμπυλότητας του συστήματος και β) της μεταβολής της έντασης του ανέμου κατά διεύθυνση κάθετη προς τις ρευματογραμμές.

- Ελάττωση του ζ συνεπάγεται έναρξη αντικυκλωνικής κυκλοφορίας.
- Αύξηση του ζ συνεπάγεται έναρξη κυκλωνικής κυκλοφορίας.

Η ταχύτητα V, θεωρήθηκε ότι είναι η σχετική κίνηση του ανέμου ως προς την κίνηση της Γης, δηλαδή η ταχύτητα που παρατηρούμε στο έδαφος. Αν, αντί αυτής της ταχύτητας θεωρήσουμε την απόλυτη ταχύτητα, δηλαδή την ταχύτητα του ανέμου ως προς αδρανειακό σύστημα αναφοράς θα πάρουμε τον απόλυτο στροβιλισμό (n) : $n = \zeta + f$, όπου ζ : σχετικός στροβιλισμός και f : Coriolis παράμετρος.

Ο στροβιλισμός καμπυλότητας οδηγεί στη δημιουργία νεφών με σπειροειδή μορφή, όπως σε περιπτώσεις :

α) Κέντρων χαμηλών πιέσεων των μέσων γεωγραφικών πλατών ($30^\circ - 60^\circ$), δηλαδή σε εξωτροπικές περιοχές.

β) Νεφών τύπου «κόμματος» (Commas)

γ) Ανάπτυξη νεφικών σχηματισμών τύπου «φύλλου» (Developing Waves)

Γ) Θετική μεταφορά στροβιλισμού (PVA) (Positive Vorticity Advection)

Σύμφωνα με τη δυναμική μετεωρολογία, οι κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα συνδέονται με τη μεταβολή καθ' ύψος της μεταφοράς στροβιλισμού. Καθώς ο υπολογισμός αυτής της παραμέτρου δεν είναι απλός, χρησιμοποιούνται οι μέγιστες (ή ελάχιστες) τιμές της μεταφοράς στροβιλισμού, που σημειώνονται στην επιφάνεια των 500 hPa ή των 300 hPa.

Οι μέγιστες τιμές της θετικής μεταφοράς στροβιλισμού (PVA) μπορεί να σχετίζονται με :

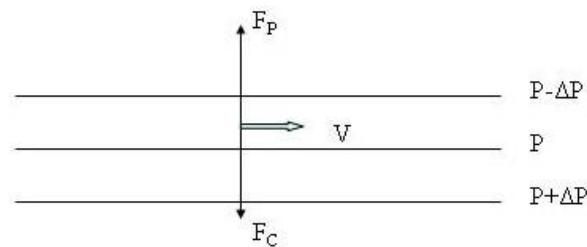
- α) Ανάπτυξη διαταραχής (κύματος)
- β) Γρήγορη κυκλογέννηση
- γ) Χαρακτηριστικά νέφη ψυχρού τομέα :ενισχυμένα σωρειτόμορφα νέφη ή τύπου κόμματος
- δ) Ενίσχυση μετωπικών ζωνών.

Είδη ανέμων

Υπάρχουν τα εξής είδη ανέμων, που αναλύονται στη συνέχεια :

A) Γεωστροφικός Άνεμος

Είναι ο άνεμος που είναι απαλλαγμένος από τη δύναμη της τριβής. Αυτό μπορεί να συμβεί σε μεγάλο ύψος, όπου το ανάγλυφο παύει να επιδρά στην κίνηση της αέριας μάζας. Τότε, αν οι ισοβαρείς είναι παράλληλες, ο ατμοσφαιρικός αέρας δέχεται την επίδραση της δύναμης βαροβαθμίδας (F_P), που τον μετακινεί από τις υψηλές στις χαμηλές πιέσεις και εφόσον καταργείται η δύναμη της τριβής, θα πρέπει η δύναμη Coriolis (F_C), που επίσης δέχεται, να αντισταθμίζει τη δύναμη βαροβαθμίδας, προκειμένου να επέλθει ισορροπία, με αποτέλεσμα να είναι κάθετη στις ισοβαρείς με φορά προς τις υψηλές πιέσεις.



Εικόνα 1.5 : Απεικόνιση γεωστροφικού ανέμου για το βόρειο ημισφαίριο

Ο άνεμος που δημιουργείται από την ισορροπία των δυο αυτών δυνάμεων, ονομάζεται γεωστροφικός άνεμος και είναι παράλληλος στις ισοβαρείς, με τις υψηλές πιέσεις στα δεξιά του για το βόρειο ημισφαίριο και αριστερά για το νότιο ημισφαίριο.

B) Άνεμος βαθμίδας

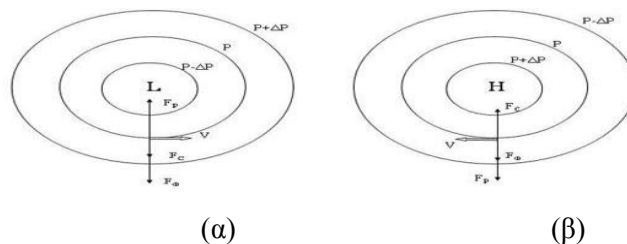
Η οριζόντια κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα που γίνεται απουσία της τριβής, παράλληλα προς τις ισοβαρείς και χωρίς επαπτομενική επιτάχυνση ονομάζεται άνεμος βαθμίδας³.

Στην περίπτωση αυτή έχουμε ισορροπία ανάμεσα στη δύναμη βαροβαθμίδας (F_p), τη φυγόκεντρη δύναμη (F_ϕ) και τη δύναμη Coriolis (F_c).

Περίπτωση A : Η δύναμη βαροβαθμίδας είναι ίση με το άθροισμα της δύναμης Coriolis και της φυγόκεντρης δύναμης. Ο άνεμος στην περίπτωση αυτή, με βάση το γεγονός ότι η δύναμη Coriolis δρα δεξιά της κίνησης, κινείται με φορά αντίθετη από εκείνη των δεικτών του ρολογιού, παράλληλα προς τις ισοβαρείς. Είναι η περίπτωση της κυκλωνικής κίνησης. (εικόνα 1.6 (α))

$$V = -\frac{fR}{2} + \left(\frac{f^2 R^2}{4} + fRV_g\right)^{1/2} \Rightarrow V_g = V + \frac{V^2}{fR}$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι σε περίπτωση κυκλωνικής κίνησης (κέντρο χαμηλών πιέσεων) γίνεται σημαντικό λάθος στην εκτίμηση της ταχύτητας του πραγματικού ανέμου αν αγνοήσουμε την καμπυλότητα της τροχιάς και προσεγγίσουμε τον πραγματικό άνεμο με το γεωστροφικό και όχι με τον άνεμο βαθμίδας. Το λάθος αυτό γίνεται ασήμαντο όταν η προσέγγιση αυτή επιχειρείται σε περιοχές πολύ απομακρυσμένες από το κέντρο της κυκλωνικής κίνησης. Στις περιπτώσεις αυτές ο παράγοντας $V^2 / fR \rightarrow 0$ και επομένως $V_g \cong V$



Εικόνα 1.6 : Απεικόνιση ανέμου βαθμίδας για το βόρειο ημισφαίριο, (α) γύρω από ένα κέντρο χαμηλών πιέσεων και (β) γύρω από ένα κέντρο υψηλών πιέσεων.

Περίπτωση Β : Η φυγόκεντρη δύναμη είναι ίση με το άθροισμα της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis.

$$V = +\frac{fR}{2} + \left(\frac{f^2 R^2}{4} + \frac{R}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}\right)^{1/2}$$

Ο άνεμος στην περίπτωση αυτή, εξαιτίας της φοράς που δρα η δύναμη Coriolis, έχει τη φορά των δεικτών του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο (αντίθετα στο νότιο) και ταχύτητα αυξημένη. Η περίπτωση αυτή είναι σπάνια και χαρακτηρίζεται σαν ανώμαλη κυκλωνική κίνηση.

Στην εικόνα 1.6 (β) απεικονίζεται ένα κέντρο υψηλών πιέσεων στο βόρειο ημισφαίριο, όπου η δύναμη Coriolis είναι ίση με το άθροισμα της δύναμης βαροβαθμίδας και της φυγόκεντρης δύναμης και ο άνεμος κινείται με τη φορά των δεικτών του ρολογιού.

Γ) Φαινόμενος Άνεμος

Ο άνεμος που μετρούν τα όργανα του πλοίου, ενώ αυτό κινείται, ονομάζεται φαινόμενος άνεμος. Η διεύθυνση και η ένταση του φαινομένου ανέμου, υπολογίζονται από τη συνισταμένη του διανύσματος που παριστάνει τον αληθή άνεμο και του διανύσματος που οφείλει την ύπαρξή του στην κίνηση του πλοίου. Έτσι, προκειμένου να υπολογιστεί ο αληθής άνεμος από το φαινόμενο και από τα στοιχεία που αφορούν στην ταχύτητα και στην πορεία του πλοίου, χρησιμοποιείται το αβάκιο. Σχεδιάζεται αρχικά το διάνυσμα που παριστάνει την ταχύτητα και την πορεία του πλοίου και προστίθενται γραφικά ο φαινόμενος άνεμος.

Επίσης, ο άνεμος χαρακτηρίζεται και ως λείος, ριπαίος, μεταβλητός και σταθερός.

Λείος, χαρακτηρίζεται ο άνεμος που δεν παρουσιάζει αυξομειώσεις στην έντασή του.

Ριπαίος, χαρακτηρίζεται ο άνεμος του οποίου η ένταση μεταβάλλεται κατά σύντομα χρονικά διαστήματα.

Μεταβλητός, χαρακτηρίζεται ο άνεμος του οποίου η ένταση μεταβάλλεται.

Σταθερός, χαρακτηρίζεται ο άνεμος που διατηρεί τη διεύθυνσή του για μεγάλο χρονικό διάστημα.

1.3 Κυκλοστροφικός άνεμος

Στις περιπτώσεις οριζόντιων κινήσεων πολύ μικρής κλίμακας (10^2m), το αποτέλεσμα της δύναμης Coriolis θεωρείται ασήμαντο σε σχέση με εκείνο της δύναμης βαροβαθμίδας. Κατά συνέπεια εφόσον η κίνηση είναι κυκλική και με σταθερή ταχύτητα θα υπάρχει ισορροπία, κάθετα προς τη διεύθυνση κίνησης, ανάμεσα στη δύναμη βαροβαθμίδας και στη φυγόκεντρη δύναμη.

$$-\frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n} = \frac{V^2}{R} \quad \text{Στην περίπτωση αυτή ο άνεμος που δημιουργείται ονομάζεται}$$

κυκλοστροφικός και η ταχύτητά του προσδιορίζεται από τη σχέση : $V = \left(-\frac{R}{\rho} \cdot \frac{\partial p}{\partial n}\right)^{\frac{1}{2}}$

Ο κυκλοστροφικός άνεμος είναι είτε κυκλωνικός είτε αντικυκλωνικός με τη δύναμη βαροβαθμίδας να κατευθύνεται πάντα προς το κέντρο.

Ο λόγος ανάμεσα στην φυγόκεντρο δύναμη (F_ϕ) και τη δύναμη Coriolis (F_c) είναι :

$$\frac{F_\phi}{F_c} = \frac{V^2/R}{fV} \Rightarrow \frac{F_\phi}{F_c} = \frac{V}{fR} = R_o \quad (\text{αριθμός Rossby})$$

Σαν παράδειγμα αναφέρουμε την περίπτωση των ακραίων κυκλοστροφικών συστημάτων, όπως του σίφωνα (tornado). Έστω η ταχύτητα $V=30\text{m/s}$ σε απόσταση $R=300\text{m}$ από το κέντρο.

$$\text{Τότε : } R_o = \frac{30}{10^{-4} \cdot 300} = 10^3$$

Δηλαδή, η φυγόκεντρη δύναμη είναι χίλιες φορές μεγαλύτερη από τη δύναμη Coriolis. Στα αρχικά στάδια της ανάπτυξης ενός σίφωνα η συμβολή της δύναμης Coriolis είναι σημαντική, επειδή η παρουσία της αναγκάζει την αέρια μάζα να κινηθεί κυκλικά και όχι κατά τη διεύθυνση της βαροβαθμίδας. Όταν αποκατασταθεί η κυκλική κίνηση η αναπτυσσόμενη φυγόκεντρη δύναμη γίνεται, όπως αποδείχτηκε παραπάνω, πολύ μεγαλύτερη από τη δύναμη Coriolis και κατά συνέπεια στα επόμενα στάδια της ανάπτυξης παραλείπεται.

1.4 Αέριες μάζες

Μια αέρια μάζα είναι μια μεγάλη έκταση ατμοσφαιρικού αέρα που η διάμετρός της ξεπερνά τα 1000 Km, ενώ το πάχος της μπορεί να φτάσει ως την Τροπόπαυση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ό,τι αφορά την υγρασία και τη θερμοκρασία, σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους.

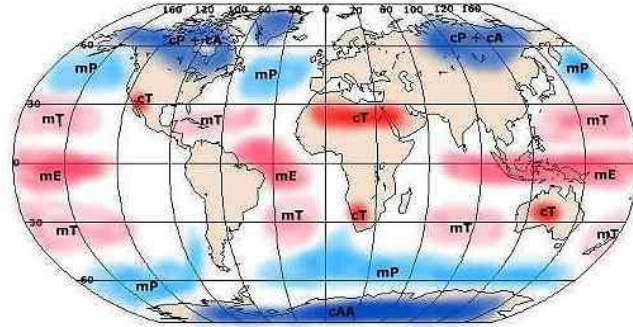
Η μελέτη των αερίων μαζών είναι πολύ σημαντική, γιατί με τις αέριες μάζες πραγματοποιείται η γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας και μεταφέρονται μεγάλες ποσότητες θερμότητας από τον Ισημερινό προς τους Πόλους. Για τη μελέτη των αερίων μαζών, τρία είναι τα κύρια γνωρίσματά τους : η πηγή, η διαδρομή και η ηλικία. Πηγή μιας αέριας μάζας ονομάζεται η περιοχή πάνω από την οποία πήρε τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της. Διαδρομή μιας αέριας μάζας ονομάζεται η τροχιά που διέτρεξε η αέρια μάζα, από την πηγή μέχρι την περιοχή που εξετάζουμε.

Ηλικία είναι ο χρόνος που χρειάστηκε η αέρια μάζα για τη διαδρομή της.

Περιοχές του πλανήτη που μπορούν να χαρακτηριστούν σαν πηγές αερίων μαζών είναι οι πολικές , οι τροπικές και οι υποτροπικές περιοχές. Ο λόγος είναι ότι η περιοχή πάνω από την οποία μια αέρια μάζα αποκτά κάποια ιδιαίτερα χαρακτηριστικά πρέπει να είναι εκτεταμένη, ομογενής και κατά το δυνατόν να μην επηρεάζεται από τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας, ώστε η αέρια μάζα να μπορέσει να παραμείνει αρκετό χρόνο πάνω από την περιοχή.

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε τέσσερις κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους Πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που δημιουργήθηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται στην ξηρά, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental– ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η αέρια μάζα δημιουργήθηκε πάνω από θάλασσα, τότε θα είναι υγρή και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T. Συχνά μια πολύ ψυχρή ηπειρωτική αέρια μάζα (cP) χαρακτηρίζεται σαν ηπειρωτική αρκτική (continental arctic – cA), ενώ μια θαλάσσια τροπική (mT) χαρακτηρίζεται σαν θαλάσσια ισημερινή (maritime quatorial – mT). Πάντως, ο

διαχωρισμός μεταξύ αρκτικών και πολικών αερίων μαζών δεν είναι εύκολος, ούτε και μεταξύ τροπικών και ισημερινών.



Εικόνα 1.7 : Κατανομή των αερίων μαζών στον πλανήτη ανάλογα με την πηγή προέλευσής τους.

Όταν η αέρια μάζα είναι ψυχρότερη από το υποκείμενο έδαφος, τότε αυτό θερμαίνεται. Η συγκεκριμένη κατάσταση δημιουργεί αστάθεια του αέρα στα κατώτερα στρώματα και προκαλούνται ανοδικές κινήσεις και τυρβώδεις αναταράξεις. Εάν υπάρχει ταυτόχρονα και μεγάλη υγρασία, τότε δημιουργούνται νέφη κατακόρυφης ανάπτυξης (cumuliform) και εκδηλώνονται βροχοπτώσεις και χιονοπτώσεις.

Όταν η αέρια μάζα είναι θερμότερη από το υποκείμενο έδαφος, τότε τα κατώτερα στρώματά της ψύχονται. Στην περίπτωση που ο θερμός αέρας βρεθεί πάνω από ψυχρότερο αέρα προκαλείται ευστάθεια με πολύ μικρή κατακόρυφη ανάμιξη. Τότε δημιουργείται θερμοκρασιακή αναστροφή κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία μπορεί να προκαλέσει επεισόδια ατμοσφαιρικής ρύπανσης και παγίδευσης ρύπων κοντά στο έδαφος. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία στον αέρα μπορεί να δημιουργηθούν στρωματόμορφα νέφη (stratiform), ομίχλη⁴ ή δρόσος.

1.5 Μέτωπα – Είδη μετώπων

Όταν δυο αέριες μάζες με διαφορετικά χαρακτηριστικά συναντηθούν, τότε η μεταξύ τους διαχωριστική επιφάνεια είναι μια επιφάνεια ασυνέχειας των χαρακτηριστικών των αερίων μαζών και ονομάζεται μετωπική επιφάνεια. Η τομή μιας τέτοιας επιφάνειας με ένα οριζόντιο επίπεδο λέγεται μέτωπο.

Αν οι αέριες μάζες που διαχωρίζονται από τη μετωπική επιφάνεια ήταν ακίνητες, τότε η επιφάνεια αυτή θα έπρεπε να ήταν οριζόντια και η θερμότερη αέρια μάζα θα βρισκόταν πάνω από την ψυχρότερη. Επειδή, όμως, οι αέριες μάζες κινούνται ο πυκνότερος ψυχρός αέρας εισχωρεί κάτω από τον ελαφρύτερο θερμό σαν σφήνα και γι αυτό η μετωπική επιφάνεια έχει κλίση σε σχέση με την κατακόρυφο. Στις μετωπικές επιφάνειες, επειδή οι αέριες μάζες που έρχονται σε επαφή έχουν διαφορετική θερμοκρασία και υγρασία, συχνά σχηματίζεται ομίχλη ανάμιξης.

Ψυχρό Μέτωπο

Στο ψυχρό μέτωπο η ψυχρή αέρια μάζα κινείται ταχύτερα της προηγούμενης και θερμότερης αέριας μάζας. Έτσι, ο ψυχρός εισχωρεί κάτω από τον θερμό αέρα δεχόμενος ταυτόχρονα της επίδραση της τριβής που δημιουργεί το έδαφος. Ο θερμός αέρας που προηγείται του ψυχρού αναγκάζεται σε μια κατακόρυφη ανοδική κίνηση, δηλαδή σε μια αδιαβατική εκτόνωση. Επομένως, τόσο ο τύπος του νεφικού σχηματισμού που θα δημιουργηθεί όσο και η ραγδαιότητα της βροχής που θα προκληθεί θα είναι συνάρτηση τόσο της σχετικής ταχύτητας της ψυχρής αέριας μάζας όσο και του είδους της ισορροπίας που επικρατεί στην θερμή αέρια μάζα.

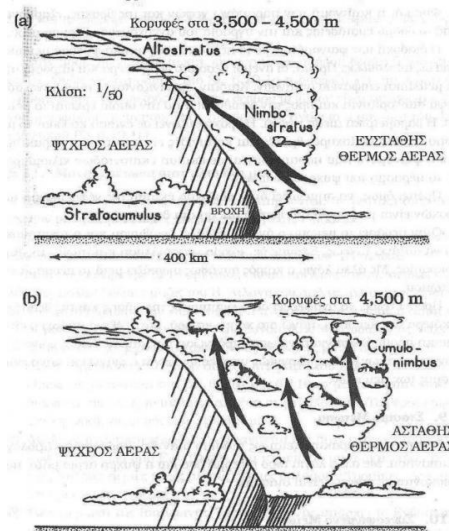
Στους χάρτες καιρού τα ψυχρά μέτωπα σχεδιάζονται σαν συνεχείς μπλε γραμμές, ενώ τα τρίγωνα κατά μήκος του μετώπου δείχνουν με την κορυφή τους την κατεύθυνση της κίνησης.



Εικόνα 1.8 : Κίνηση ψυχρού μετώπου στο χάρτη (από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

Όταν ο ψυχρός αέρας κινείται αργά τότε ο νεφικός σχηματισμός είναι εκτεταμένος και εκτείνεται αρκετά πίσω από τη θέση του μετώπου. Αν ο θερμός αέρας είναι ασταθής τα νέφη είναι σωρειτόμορφα, ενώ αν είναι ευσταθής τότε τα νέφη είναι στρατόμορφα.

Όταν ο ψυχρός αέρας κινείται πολύ γρήγορα τότε η κλίση του μετώπου γίνεται πολύ μεγάλη και ο νεφικός σχηματισμός που δημιουργείται βρίσκεται βασικά μπροστά από το μέτωπο σε μια στενή ζώνη κακοκαιρίας. Στην περίπτωση αυτή αν ο θερμός αέρας είναι υγρός και ασταθής, τότε μπροστά από το μέτωπο και σε όλη του την έκταση αναπτύσσεται μια συνεχή γραμμή έντονων καταιγίδων που είναι γνωστή σαν γραμμή λαίλαπας. Η γραμμή αυτή αναγνωρίζεται από το τρομερό τείχος των νεφών με τις ισχυρές κατακόρυφες αναταράξεις που φτάνει πολλές φορές μέχρι το ύψος των 15 Km. Γενικά τα ψυχρά μέτωπα προσανατολίζονται κατά τον άξονα ΝΔ – ΒΑ κινούμενα προς τα ανατολικά, για το Β. ημισφαίριο.



Εικόνα 1.9 : Κατακόρυφη τομή ψυχρού μετώπου (α) με το θερμό αέρα ευσταθή και (b) με το θερμό αέρα ασταθή. (E. S. GATES «Meteorology and Klimatology»).

Θερμό Μέτωπο

Στο θερμό μέτωπο η θερμή αέρια μάζα ακολουθεί την ψυχρή κινούμενη με μεγαλύτερη ταχύτητα. Αποτέλεσμα αυτού είναι η θερμή αέρια μάζα να αναρριχηθεί ολισθαίνοντας πάνω στην ψυχρή. Συνέπεια αυτής της ανολίσθησης είναι η αδιαβατική ψύξη της θερμής

αέριας μάζας και επομένως, εάν υπάρχει αρκετή ποσότητα υδρατμών, ο κορεσμός της προς σχηματισμό εκτεταμένου νεφικού σχηματισμού, πάχους μέχρι και 6Km, το οποίο νεφικό σύστημα εκτείνεται μέχρι και 1200 Km μπροστά από τη θέση του μετώπου. Φυσικά μια τέτοια προέκταση του νεφικού σχηματισμού παρουσιάζεται στις περιπτώσεις που η κλίση του μετώπου είναι μικρή και η θερμή έρια μάζα αρκετά πλούσια σε υδρατμούς.

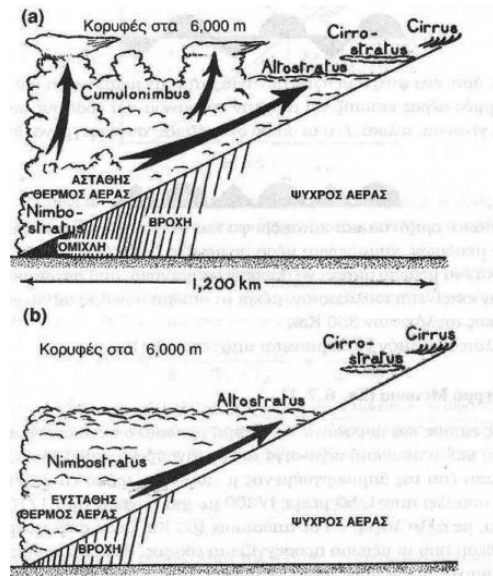
Στους χάρτες καιρού τα θερμά μέτωπα σχεδιάζονται με συνεχείς κόκκινες γραμμές, ενώ η διεύθυνση κίνησης του μετώπου δίνεται από ημικύκλια, τα οποία σχεδιάζονται προς την περιοχή της ψυχρής μάζας.



Εικόνα 1.10 : Κίνηση θερμού μετώπου στο χάρτη (από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

Το θερμό μέτωπο είναι αρκετά ευδιάκριτο. Στις περιπτώσεις που είναι ευδιάκριτο η παρουσία του γίνεται αισθητή αρκετές ώρες πριν αυτό φτάσει σε μια περιοχή από τα χαρακτηριστικά είδη των νεφών που συνθέτουν τον νεφικό σχηματισμό. Στην αρχή στο δυτικό ορίζοντα αρχίζουν να φαίνονται θύσσανοι⁵ με χαρακτηριστικό αγκιστροειδές σχήμα. Στη συνέχεια εμφανίζονται τα θυσσανοστρώματα, τα υψιστρώματα⁶ και οι σωρειτομελανίες⁷ συνοδευόμενα από συνεχή και παρατεταμένη βροχή, που στον ψυχρό τομέα του μετώπου δημιουργεί λόγω της χαμηλής θερμοκρασίας, ομίχλες και χαμηλά νέφη.

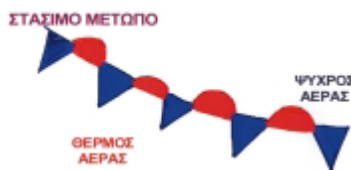
Στην περίπτωση που ο θερμός αέρας παρουσιάζει αστάθεια, τότε μέσα στον νεφικό σχηματισμό και κοντά στην περιοχή του μετώπου, αναπτύσσονται καταιγιδοφόρα νέφη (σωρειτομελανίες). Στην περίπτωση που η ψυχρή αέρια μάζα έχει θερμοκρασίες κάτω από το μηδέν, τότε ο υετός που παρατηρείται παίρνει τη μορφή του χιονολυτού ή της παγωμένης βροχής.



Εικόνα 1.11 : Κατακόρυφη τομή θερμού μετώπου (α) με το θερμό αέρα ασταθή και (β) με το θερμό αέρα ευσταθή.(E. S. GATES«Meteorology and Klimatology»)

Στάσιμο μέτωπο

Όταν ένα μέτωπο κινείται πολύ αργά, δηλαδή όταν μια ψυχρή μια θερμή αέρια μάζα βρίσκονται σε επαφή και καμία από αυτές δεν εμφανίζει την τάση να εκτοπίσει την άλλη, τότε η τομή της διαχωριστικής επιφάνειας με την επιφάνεια του εδάφους ονομάζεται στάσιμο μέτωπο. Στο χάρτη καιρού το στάσιμο μέτωπο αποτυπώνεται με μια εναλλασσόμενη μπλε και κόκκινη γραμμή.

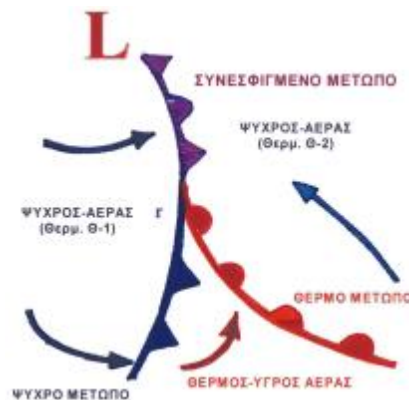


Εικόνα 1.12 : Στάσιμο μέτωπο (από την Ιστοσελίδα Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

Συνεσφιγμένο Μέτωπο

Όταν ένα ψυχρό μέτωπο συναντήσει στην κίνησή του ένα θερμό, έχουμε τη σύσφιξη ή το συνεσφιγμένο μέτωπο. Στην περίπτωση αυτή, ο θερμός αέρας εγκλωβίζεται ανάμεσα σε δυο ψυχρές αέριες μάζες και εξαναγκάζεται σε ανοδική κίνηση. Υπάρχουν δυο κατηγορίες συσφίξεων. Όταν ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι θερμότερος από τον ψυχρό αέρα μπροστά από το θερμό μέτωπο, η σύσφιξη είναι θερμή. Όταν ο ψυχρός αέρας του ψυχρού μετώπου είναι ψυχρότερος από τον ψυχρό αέρα μπροστά από το θερμό μέτωπο, η σύσφιξη είναι ψυχρή.

Στον χάρτη καιρού το συνεσφιγμένο μέτωπο αναπαρίσταται με μια μωβ συνεχή γραμμή πάνω στην οποία εναλλάσσονται τα τρίγωνα του ψυχρού μετώπου με τα ημικύκλια του θερμού μετώπου. Και τα δυο σύμβολα είναι στραμμένα προς την κατεύθυνση της κίνησης.



Εικόνα 1.13 : Σύσφιξη : όταν $\theta_1 < \theta_2$ τότε έχουμε ψυχρή σύσφιξη, ενώ αν $\theta_2 < \theta_1$ τότε έχουμε θερμή σύσφιξη (από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana-Champaign)

Γεωγραφική και εποχική κατανομή των μετώπων

Εκτός από τα μέτωπα που κινούνται σε ορισμένες περιοχές της Γης, παρατηρείται μεγάλη συχνότητα εμφάνισης μετωπικών επιφανειών, οι οποίες δεν μετακινούνται ουσιαστικά. Οι περιοχές αυτές βρίσκονται μεταξύ των πηγών των κυριότερων αερίων μαζών και ονομάζονται κύριες μετωπικές ζώνες ή κύρια μέτωπα. Το αρκτικό μέτωπο του Ατλαντικού χωρίζει τον θαλάσσιο πολικό αέρα του Βόρειου Ατλαντικού από τον

αρκτικό. Αυτό το μέτωπο κατά τη χειμερινή περίοδο είναι έντονο, ενώ κατά τη θερινή εξασθενεί σημαντικά. Το πολικό μέτωπο του Ατλαντικού κατά το χειμώνα διαχωρίζει τις πολικές ηπειρωτικές μάζες που προέρχονται από τη Β. Αμερική από τις τροπικές θαλάσσιες μάζες του Β. Ατλαντικού. Η μετωπική αυτή επιφάνεια μετατοπίζεται πολλές φορές μέσα πλατιά όρια. Έτσι, όταν μετακινείται προς το Βορρά μπορεί να φτάσει τα ΝΑ τμήματα του Καναδά ή όταν επεκτείνεται προς τα ανατολικά μπορεί να φτάσει στις ακτές της Δ. Ευρώπης. Το καλοκαίρι το μέτωπο αυτό εξασθενεί σημαντικά και μετατοπίζεται προς το Βορρά κατά μήκος των ακτών του νότιου Καναδά.

Ανάλογες μετωπικές επιφάνειες συναντούμε και στον Ειρηνικό Ωκεανό. Το πολικό μέτωπο του Ειρηνικού, το οποίο εκτείνεται πάνω από τον ωκεανό, έξω από τις ασιατικές ακτές, διαχωρίζει τις ψυχρές πολικές αέριες μάζες από τις τροπικές θαλάσσιες μάζες. Συνήθως, ο μόνιμος υποτροπικός αντικυκλώνας του Ειρηνικού διασπάται σε δύο χωριστά τμήματα και έτσι σχηματίζεται μεταξύ τους μια μετωπική ζώνη. Κατά τη θερινή περίοδο το μουσωνικό σύστημα των ανέμων μετατοπίζει το πολικό μέτωπο προς το Βορρά μέχρι τις ακτές της Σιβηρίας, ενώ εξαφανίζεται το αρκτικό μέτωπο του Ειρηνικού.

Κατά το χειμώνα, πάνω από τη Μεσόγειο δημιουργείται μια μετωπική ζώνη, η οποία διαχωρίζει τις ψυχρές ηπειρωτικές αέριες μάζες της Ευρώπης από τις θερμές τροπικές της Β. Αφρικής. Το Μεσογειακό αυτό μέτωπο εξαφανίζεται τελείως το καλοκαίρι. Στο γεγονός αυτό οφείλεται, κυρίως, η ξηρότητα του κλίματος στην περιοχή αυτή κατά τη θερινή περίοδο.

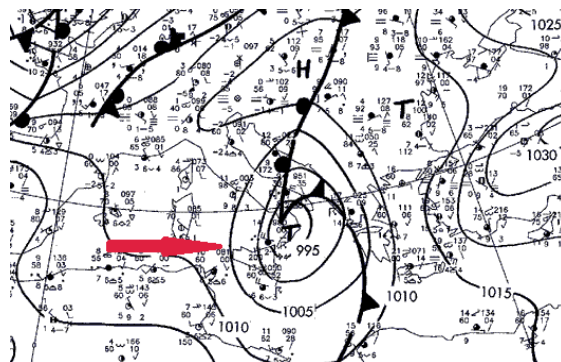
Τέλος, η σύγκλιση του αέρα με τους αληγείς ανέμους στη ζώνη των Ισημερινών νηνεμιών έχει σαν αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας μετωπικής ζώνης, η οποία είναι γνωστή ως υποτροπικό μέτωπο. Το μέτωπο αυτό είναι ασθενές, γιατί οι θερμομετρικές αντιθέσεις στην ισημερινή περιοχή είναι μικρές. Κατά τη θερινή περίοδο το μέτωπο αυτό μετατοπίζεται προς το Βορρά και το χειμώνα προς το Νότο ακολουθώντας την κατ' απόκλιση κίνηση του Ήλιου. Στην Ινδία ο θερινός μουσώνας μετατοπίζει τη μετωπική ζώνη στο εσωτερικό της Ασίας, ενώ ο χειμερινός την παρασύρει νότια του Ισημερινού.

1.6 Βαρομετρικά συστήματα

Σαν βαρομετρικά συστήματα χαρακτηρίζονται μάζες ατμοσφαιρικού αέρα μεγάλων διαστάσεων με ιδιαίτερη κινητική κατάσταση και που δημιουργούν χαρακτηριστικά φαινόμενα στην περιοχή που κυριαρχούν και επηρεάζουν. Άλλα από τα συστήματα αυτά παραμένουν ακίνητα σε ορισμένες περιοχές του πλανήτη και άλλα μετακινούνται με κατεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Τα σπουδαιότερα από τα βαρομετρικά συστήματα είναι : α) το βαρομετρικό υψηλό ή αντικυκλώνας (High) και β) το βαρομετρικό χαμηλό ή κυκλώνας ή ύφεση (Low).

Ύφεση

Ύφεση ή κυκλώνας ή βαρομετρικό χαμηλό ορίζεται αρχικά, μια εικόνα της γεωγραφικής κατανομής των ισοβαρών καμπύλων πάνω σε έναν χάρτη καιρού, όπου φαίνεται ότι η ατμοσφαιρική πίεση σε μια συγκεκριμένη περιοχή είναι σχετικά χαμηλή, ενώ αυξάνει προς την περιφέρεια της περιοχής αυτής.

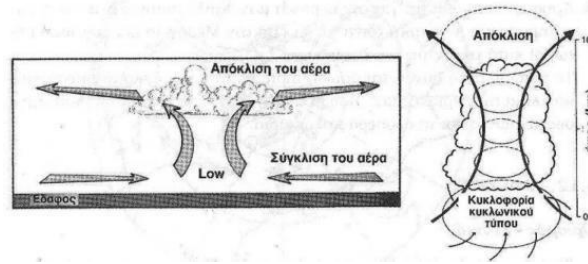


Εικόνα 1.14 : Συνοπτικός χάρτης επιφανείας, όπου διακρίνεται βαρομετρικό χαμηλό (Πηγή : Αρχείο δορυφορικών εικόνων του τομέα Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας Α.Π.Θ.)

Ο άνεμος σε μια τέτοια περιοχή στο Βόρειο ημισφαίριο πνέει αντίθετα από τη φορά των δεικτών του ρολογιού με μια συνιστώσα προς το κέντρο της περιοχής, όταν το εξεταζόμενο τμήμα της ύφεσης βρίσκεται μέσα στο στρώμα τριβής, διαφορετικά κατά την εφαπτομένη προς τις ισοβαρείς.

Οι υφέσεις είναι συνήθως συστήματα κακοκαιρίας με έντονη νέφωση, υετό και ισχυρούς ανέμους. Το αίτιο της κακοκαιρίας είναι το είδος της «κυκλοφορίας» που επικρατεί

γενικά στα βαρομετρικά χαμηλά, το οποίο χαρακτηρίζεται από συγκλίσεις στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας και αποκλίσεις στα ανώτερα στρώματα αυτής. Οι συγκλίσεις των αερίων μαζών προς το κέντρο του χαμηλού αναγκάζουν σε αδιαβατική εκτόνωση των μαζών αυτών προς τα πάνω με αποτέλεσμα την ψύξη τους, στη συνέχεια τη συμπύκνωση και τέλος τη δημιουργία νεφών.



Εικόνα 1.15 : Η γενική κυκλοφορία των αερίων μαζών στην περιοχή μια υφέσης στην επιφάνεια και στην ανώτερη ατμόσφαιρα (Πηγή : Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004)

Οι υφέσεις ανάλογα με τον τρόπο δημιουργίας τους διακρίνονται σε : α) Μετωπικές υφέσεις, β) Θερμικές υφέσεις, γ) Ορειογραφικές υφέσεις.

Υφέσεις θερμικού τύπου

Οι υφέσεις θερμικού τύπου δημιουργούνται λόγω της ανομοιόμορφης θέρμανσης ξηρών και θαλασσών, κυρίως κατά την καλοκαιρινή περίοδο. Όταν ο αέρας θερμαίνεται διαστέλλεται και οι ισοβαρικές επιφάνειες ανυψώνονται. Αυτό έχει σαν συνέπεια την ελάττωση της ατμοσφαιρικής πίεσης κοντά στο έδαφος, στη θερμαινόμενη περιοχή, και την εισροή αέρα προς τα επιφανειακά στρώματα του αέρα, η οποία σε συνδυασμό με τη γεωστροφική δύναμη προκαλεί κυκλωνική κυκλοφορία και οδηγεί στο σχηματισμό θερμικής υφέσης ή θερμικού χαμηλού. Η υφέση αυτή εξασθενεί με το ύψος, η ένταση των κυκλωνικών ανέμων ελαττώνεται και πάνω από μια στάθμη μετατρέπονται σε αντικυκλωνικούς.

Στο σχηματισμό των θερμικών υφέσεων συμβάλλουν και οι συνθήκες αστάθειας που επικρατούν στα ανώτερα στρώματα. Εάν η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα είναι υπεραδιαβατική, δημιουργούνται ριπαίες βροχές αστάθειας, ελάττωση της πίεσης στο έδαφος και σχηματισμός υφέσης. Σε αυτή την περίπτωση, στο σύστημα προστίθεται

ενέργεια λόγω της λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης, η οποία ελευθερώνεται από τη συμπύκνωση των υδρατμών.

Παραδείγματα θερμικών υφέσεων είναι το θερμικό χαμηλό των Ινδιών, το οποίο ρυθμίζει την κυκλοφορία των μουσσώνων⁸. Στην ίδια κατηγορία ανήκουν και οι χαμηλές πιέσεις της Ισημερινής ζώνης. Επίσης, θερμικές υφέσεις αναπτύσσονται και στις ζώνες εκτεταμένης μάζας πολικού αέρα στις εύκρατες περιοχές σε συνδυασμό με την καλοκαιρινή αστάθεια κατά τη θερινή περίοδο. Οι βροχές σε αυτές τις υφέσεις είναι κατά κανόνα τοπικές καταιγίδες που καταλήγουν μερικές φορές σε συνεχείς βροχές.

Τέλος, θερμικές υφέσεις δημιουργούνται και κατά τη χειμερινή περίοδο πάνω από κλειστές υδάτινες επιφάνειες, όπως είναι η Μεσόγειος Θάλασσα, ο Εύξεινος Πόντος, οι Μεγάλες Λίμνες της Β. Αμερικής κ.λπ.

Ορεογραφικές υφέσεις

Οι υφέσεις αυτές σχηματίζονται στις περιπτώσεις εκείνες που ρεύμα αέρα συναντήσει ένα ορεινό εμπόδιο αρκετά εκτεταμένο. Η παρεμβολή αυτού του ορεινού όγκου στην κίνηση του αέρα δημιουργεί αυξημένη πίεση στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου και ελαττωμένη πίεση στην υπήνεμη πλευρά. Ο αέρας στην περίπτωση αυτή κυκλοφορεί κυρίως γύρω από το εμπόδιο, ενώ ένα μικρό μέρος αυτού υπερπηδά τον ορεινό όγκο, οπότε δημιουργεί στη υπήνεμη πλευρά υψηλότερη θερμοκρασία (θερμό κέντρο) σε σχέση με τη θερμοκρασία των αερίων μαζών που παρακάμπτουν την οροσειρά και συγκλίνουν προς το θερμό κέντρο.

Παρόμοιο φαινόμενο συμβαίνει όταν ψυχρό μέτωπο παράλληλο προς την οροσειρά, αναγκαστεί να την υπερπηδήσει. Μετά την υπερπήδηση της οροσειράς οι ψυχρές αέριες μάζες βρίσκονται πάνω από τις θερμές με αποτέλεσμα τη δημιουργία αστάθειας και το σχηματισμό καταιγίδων.



Εικόνα 1.16 : Σχηματισμός ορειογραφικής ύφεσης

Πιο αναλυτικά, όταν ένα ρεύμα αέρα συναντήσει ένα εμπόδιο από την τοπογραφία, όπως έναν ορεινό όγκο για παράδειγμα, τότε αναγκάζεται να κινηθεί προς τα πάνω. Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του ορεινού όγκου εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Οι παραγόμενες κατακόρυφες ταχύτητες του αέρα εξαρτώνται από την ταχύτητα και τη διεύθυνση του ανέμου και αποκτούν εντάσεις μέχρι 10m/s. Πολλές φορές, λόγω διατάραξης της ροής του αέρα πάνω από το όρος, ο υγρός αέρας ξεπερνά το επίπεδο συμπύκνωσης και σχηματίζει νέφωση. Ο ακριβής τύπος του νέφους, που σχηματίζεται, εξαρτάται από την ποσότητα υγρασίας της αέριας μάζας και την κατάσταση ευστάθειας της ατμόσφαιρας.

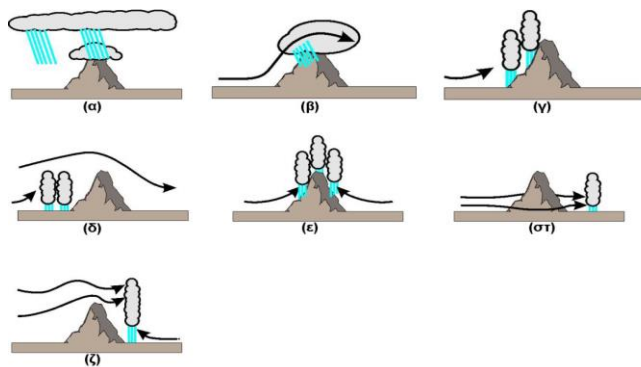
Το πρώτο κύμα στις ρευματογραμμές σχηματίζεται πάνω από τον ορεινό όγκο, ονομάζεται ορειογραφικό κύμα και παράγει τα ορειογραφικά νέφη. Η περιεκτικότητα σε νερό ενός τέτοιου νέφους φτάνει τη μέγιστη τιμή της στην προσήνεμη πλαγιά του όρους, ενώ η περιεκτικότητα σε πάγο, αν η θερμοκρασία είναι αρκετά χαμηλή, φτάνει το μέγιστό της στην κορυφή. Η κορυφή του νέφους στην προσήνεμη πλευρά του όρους βρίσκεται χαμηλότερα απ' ό,τι στην υπήνεμη, γιατί η βροχή στην προσήνεμη πλευρά αφαιρεί νερό από τον αέρα, ενώ στην υπήνεμη πλευρά τα νέφη δίνουν κατακρημνίσματα, καθώς ο αέρας κινείται προς τα κάτω. Τα ορειογραφικά νέφη μπορεί, κατά περίπτωση, να είναι εκτεταμένα σημαντικά σε περιοχές όπου εκτείνονται οροσειρές. Εάν οι συνθήκες είναι κατάλληλες, τότε μπορεί να υπάρξει διατάραξη ροής του αέρα στην υπήνεμη πλευρά του όρους, οπότε δημιουργείται μια σειρά από κύματα Lee.

Η κλασική θεώρηση για την ανάπτυξη νεφών και καταιγίδων, λόγω της ορειογραφίας, βασίζεται στην ψύξη του αέρα, καθώς ρέει ανοδικά πάνω από τα βουνά, με αποτέλεσμα τη συμπύκνωση των υδρατμών και τελικά τη βροχόπτωση. Αυτός ο

μηχανισμός είναι γνωστός ως μηχανισμός «ομαλής αναρρίχησης». Πρόβλημα στο μηχανισμό αυτό αποτελεί ο συνολικός χρόνος που απαιτείται για να σχηματιστούν κατακρημνίσματα, ο οποίος αρκετές φορές είναι μεγαλύτερος από εκείνον που απαιτείται για να ξεπεράσει ο αέρας τη συνολική έκταση του ορεινού όγκου.

Οι μηχανισμοί δημιουργίας ορειογραφικών νεφών που προκαλούν κατακρημνίσματα είναι οι εξής :

- α) Μηχανισμός seeder – feeder : Τα κατακρημνίσματα από ένα νέφος που βρίσκεται ψηλά μπορούν να εμπλουτιστούν καθώς περνούν από ένα νέφος που βρίσκεται σε χαμηλότερο επίπεδο. Το νέφος τροφοδότης μπορεί να είναι ένα νέφος stratus ή cumulus, το οποίο από μόνο του μπορεί να μη δημιουργούσε βροχόπτωση.
- β) Συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης αερίων μαζών : Καθώς ο αέρας αναρριχάται στις πλαγιές του όρους, εκτονώνεται και ψύχεται αδιαβατικά. Εάν υπάρχει αρκετή υγρασία, τότε επέρχεται συμπύκνωση υδρατμών μέσα στο οριακό στρώμα και σχηματίζονται νέφη εκτεταμένα καθ' ύψος.
- γ) Ανοδική μεταφορά λόγω της ορειογραφίας : Κάθε κίνηση του αέρα προς τα πάνω, ακολουθώντας την κλίση του όρους, μπορεί να προκαλέσει σύγκλιση και ανοδική μεταφορά, αν ο αέρας είναι αρκετά υγρός και ασταθής. Μερικές φορές, επειδή η ροή του αέρα πάνω από την ανώμαλη επιφάνεια γίνεται σύνθετη, ο αέρας αναρριχάται σε μεγάλα ύψη για σημαντική απόσταση κινούμενος αντίθετά από την κλίση του όρους.
- δ) Ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης : Η θέρμανση των πλαγιών του όρους από τον Ήλιο προκαλεί ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση στην κορυφή του βουνού.
- ε) Ανοδική μεταφορά στην υπήνεμη πλευρά του όρους : Η ροή του αέρα γύρω από ένα απομονωμένο βουνό έχει ως συνέπεια την εμφάνιση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά.
- στ) Ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους : Πολλές φορές έντονη ανοδική κίνηση, που προκαλείται στην προσήνεμη πλευρά, ενισχύεται στη υπήνεμη. Αυτή η ενίσχυση οφείλεται αφενός σε ανοδική κίνηση του αέρα στα μεσαία στρώματα της ατμόσφαιρας συνδεόμενη με κατακόρυφα διαδιδόμενο κύμα που προκαλείται από τη ροή επάνω στο όρος και αφετέρου σε θέρμανση των χαμηλών στρωμάτων στην υπήνεμη πλευρά που προκαλεί ανοδικές κινήσεις.



Εικόνα 1.17 : Μηχανισμοί ανάπτυξης νεφών και καταιγίδων από την ορογραφία : α) μηχανισμός seeder – feeder, β) συμπύκνωση λόγω αναρρίχησης αερίων μαζών, γ) ανοδική μεταφορά σύμφωνα με την κλίση του όρους, δ) αναρρίχηση του αέρα αντίθετα από την κλίση του όρους, ε) ανοδική μεταφορά λόγω θέρμανσης, στ) πρόκληση ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους, ζ) ενίσχυση της ανοδικής μεταφοράς στην υπήνεμη πλευρά του όρους (αναδημοσίευση από Μαυροματίδης, 2003)

Οι περισσότερες υφέσεις που δημιουργούνται στη Βόρεια Ιταλία και επηρεάζουν τον καιρό της Μεσογείου σχηματίζονται με τον τρόπο αυτό.

Τις μετωπικές υφέσεις θα μελετήσουμε αναλυτικά στο κεφάλαιο 5.

Στις περιοχές των Τροπικών τα συστήματα αυτά είναι μικρής έκτασης αλλά με φαινόμενα μεγάλης έντασης (σίφωνες, ανεμοστρόβιλοι, τροπικοί κυκλώνες). Για τα συστήματα αυτά επικράτησε ο όρος κυκλώνες. Αντίθετα στις εξωτροπικές περιοχές, τα συστήματα αυτά είναι μεγάλης έκτασης, αλλά με καιρικά φαινόμενα μικρής σχετικά έντασης (Hurricane – force, χαμηλά κυκλωνικού τύπου). Για τα συστήματα αυτά επικράτησε ο όρος βαρομετρικά χαμηλά ή υφέσεις. Τα συστήματα αυτά θα τα μελετήσουμε αναλυτικά στα κεφάλαια που ακολουθούν.

Κεφάλαιο 2

ΚΛΙΜΑΤΙΚΗ ΑΛΛΑΓΗ

2.1 Η Ακτινοβολία στην Ατμόσφαιρα

Η κινητήρια δύναμη για όλα σχεδόν τα φαινόμενα, που δημιουργούνται και εξελίσσονται μέσα στην ατμόσφαιρα της Γης, είναι η ενέργεια που δέχεται η Γη από τον Ήλιο με μορφή ακτινοβολίας και οι μεταβολές και ανακατανομή αυτής της ενέργειας στο σύστημα Γη – Ατμόσφαιρα. Η διαθέσιμη ποσότητα ενέργειας στην ατμόσφαιρα είναι τεράστια, όπως φαίνεται κατά την εκδήλωση των βίαιων καιρικών φαινομένων. Η ποσότητα ενέργειας που δέχεται η ατμόσφαιρα από πηγές διαφορετικές από τον Ήλιο, όπως οι απλανείς αστέρες ή το εσωτερικό της Γης, είναι αμελητέα.

Ηλιακή Ακτινοβολία :

Ο Ήλιος ακτινοβολεί ως μέλαν σώμα⁹ με θερμοκρασία 6000°Kelvin. Το 99% περίπου της ενέργειας της ηλιακής ακτινοβολίας περιέχεται στην περιοχή των μικρών μηκών κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος¹⁰ με μήκη από 0.15μm μέχρι 4.0μm, γι αυτό ονομάζεται ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος. Από αυτή 9% βρίσκεται στο υπεριώδες, 45% βρίσκεται στο ορατό και 46% στο υπέρυθρο μέρος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος. Η μεγαλύτερη ποσότητα ενέργειας ανά μονάδα μήκους κύματος βρίσκεται γύρω στα 0.5μm. Κατά το πέρασμα της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα από την ατμόσφαιρα της Γης, η ακτινοβολία αυτή υφίσταται : α) ανάκλαση και διάχυση στο διάστημα από νέφη και από μόρια ξηρού αέρα, σκόνη και υδρατμούς (25%) και β) απορρόφηση από νέφη και από μόρια ξηρού αέρα, σκόνη, υδρατμούς (25%). Το 50% της ηλιακής ακτινοβολίας φτάνει στην επιφάνεια της Γης ως άμεση και ως διάχυτη ακτινοβολία. Από αυτή το 5% ανακλάται και διαχέεται από την επιφάνεια της Γης και το 45% απορροφάται από αυτή. Η ακτινοβολία που απορροφάται μετατρέπεται σε θερμότητα και επανεκπέμπεται με διάφορους τρόπους. Το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους ακτινοβολίας απορροφάται από το όζον στη στρατόσφαιρα. Οι υδρατμοί απορροφούν σημαντικό μέρος της ορατής ακτινοβολίας. Τα νέφη και η σκόνη απορροφούν σε όλα τα μήκη κύματος. Όταν υπάρχει εκτεταμένη νεφοκάλυψη, μεγάλο

μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται από τις κορυφές των νεφών και επιστρέφει στο διάστημα. Ανάκλαση και επιστροφή στο διάστημα υφίσταται και μικρό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης.

Η ηλιακή ακτινοβολία υφίσταται, επίσης, διάχυση προς όλες τις κατευθύνσεις από τα αέρια της ατμόσφαιρας και τα αιωρούμενα σωματίδια. Μέρος αυτής της ακτινοβολίας φτάνει στην επιφάνεια της Γης από διάφορες κατευθύνσεις και καλείται διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία, ενώ η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει από τον ηλιακό δίσκο ονομάζεται άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Το άθροισμα της άμεσης και της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας ονομάζεται ολική ηλιακή ακτινοβολία.

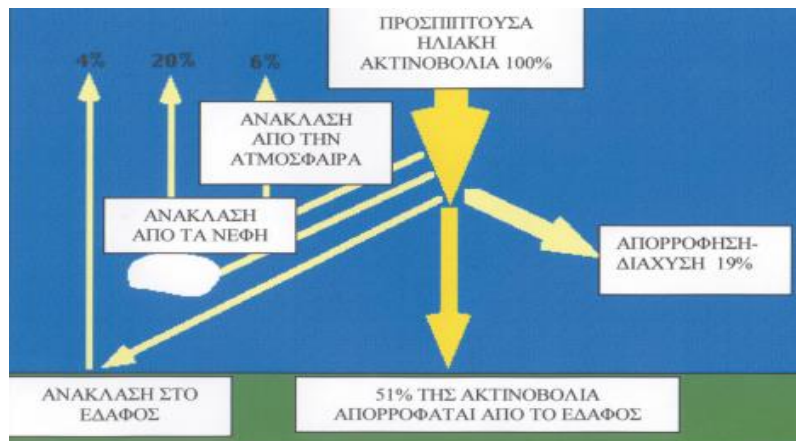
Γήινη Ακτινοβολία :

Η μικρού μήκους κύματος ηλιακή ακτινοβολία, η οποία απορροφάται από την επιφάνεια της Γης μετατρέπεται σε θερμότητα. Η μέση θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια της Γης είναι 15°C. Η επιφάνεια της Γης εκπέμπει με μορφή ακτινοβολίας τη θερμότητα που δέχεται. Θεωρείται ότι η Γη ακτινοβολεί ως μέλαν σώμα θερμοκρασίας 300°Kelvin. Η ακτινοβολία αυτή ονομάζεται γήινη ακτινοβολία, βρίσκεται στην περιοχή μηκών κύματος 4.0μm μέχρι 80μm του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος, στο υπέρυθρο, γι αυτό καλείται και ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Η μεγαλύτερη ποσότητα ενέργειας ανά μονάδα μήκους κύματος βρίσκεται γύρω στα 10μm.Συστατικά της ατμόσφαιρας της Γης, τα οποία απορροφούν μικρές ποσότητες ηλιακής ακτινοβολίας, απορροφούν και εκπέμπουν έντονα και επιλεκτικά τη μεγάλου μήκους κύματος γήινη ακτινοβολία. Οι υδρατμοί και το διοξείδιο του άνθρακα απορροφούν έντονα σε όλα σχεδόν τα μήκη κύματος της γήινης ακτινοβολίας εκτός από την περιοχή 8μm και 13μm, μέσα από την οποία γήινη ακτινοβολία διαφεύγει στο διάστημα, γι' αυτό και η περιοχή αυτή καλείται «ατμοσφαιρικό παράθυρο».

Οι διεργασίες που σχετίζονται με τη γήινη ακτινοβολία συμβαίνουν συνεχώς, μέρα και νύχτα, ενώ κατά τη διάρκεια της νύχτας παύει να υπάρχει η ηλιακή ακτινοβολία. Έτσι, σε κάθε τόπο το ισοζύγιο της ενέργειας είναι θετικό την ημέρα (θέρμανση) και αρνητικό τη νύχτα (ψύξη).

2.2 Φαινόμενο του Θερμοκηπίου

Ένα φαινόμενο, που έχει απασχολήσει τα τελευταία χρόνια τους επιστήμονες, είναι το φαινόμενο του θερμοκηπίου. Το φαινόμενο αυτό είναι τόσο παλιό όσο και ο πλανήτης μας. Η ζωή χωρίς την ύπαρξη του φαινομένου αυτού δε θα υπήρχε, όπως τη γνωρίζουμε σήμερα, αφού η θερμοκρασία της Γης θα ήταν στους -18°C αντί των 15°C , που είναι σήμερα, γεγονός που σημαίνει ότι θα ήταν απαγορευτική για την ανάπτυξη της ζωής.



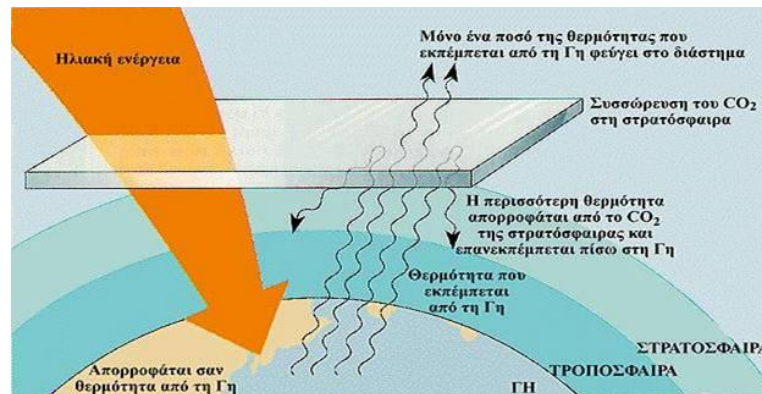
Εικόνα 2.1 : Τα είδη της Ηλιακής Ακτινοβολίας .(Από την Ιστοσελίδα των Royal British Columbia Museum και Okanagan University College)

Η Γη περιβάλλεται από την ατμόσφαιρά της και εξασφαλίζει τις ενεργειακές της ανάγκες από τον Ήλιο, ο οποίος της στέλνει συνεχώς ακτινοβολία. Μέρος αυτής της ακτινοβολίας κατακρατείται από τη Γη, ενώ το υπόλοιπο επιστρέφει στο διάστημα. Όπως φαίνεται στην Εικόνα 3.2, το 51% της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από την επιφάνεια της Γης και χρησιμοποιείται για τη θέρμανση της επιφάνειας και της χαμηλότερης ατμόσφαιρας, για την τήξη των πάγων ή του χιονιού, την εξάτμιση των υδάτων και την πρόκληση της φωτοσύνθεσης στα φυτά. Από το 49% που απομένει, το 4% ανακλάται από την επιφάνεια της Γης και επιστρέφει στο διάστημα, το 26% ανακλάται πίσω από τα νέφη και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας και το 19% απορροφάται από τα ατμοσφαιρικά αέρια, σωματίδια και νέφη.

Η θέρμανση της Γης τη μετατρέπει σε πομπό ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος (υπέρυθρη). Από αυτή την ακτινοβολία ένα μέρος διαφεύγει στο διάστημα, ενώ το

μεγαλύτερο μέρος απορροφάται από τα λεγόμενα αέρια του θερμοκηπίου της ατμόσφαιρας, τα οποία έχουν φυσική προέλευση. Τα αέρια αυτά θερμαίνόμενα αρχίζουν και αυτά να εκπέμπουν προς κάθε κατεύθυνση υπέρυθρη ακτινοβολία, αλλά το 90% οδηγείται στο έδαφος, το οποίο θερμαίνεται περαιτέρω, ενισχύεται η υπέρυθρη ακτινοβολία του και το φαινόμενο επαναλαμβάνεται αενάως.

Το φαινόμενο του θερμοκηπίου πήρε το όνομά του από τα θερμοκήπια των φυτών, όπου οι καλλιέργειες καλύπτονται με υλικό που επιτρέπει την είσοδο της μικρού μήκους κύματος ηλιακής ακτινοβολίας, αποτρέπει δε τη διαφυγή της μεγάλου μήκους κύματος γήινης ακτινοβολίας. Η ενέργεια αυτών των ακτινοβολιών εγκλωβίζεται στο χώρο του θερμοκηπίου με αποτέλεσμα τη θέρμανση του αέρα και την επίτευξη συνθηκών ταχείας και πρόωρης ανάπτυξης των φυτών. Στην Εικόνα 2.2, φαίνονται παραστατικά η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία και η πορεία της σε σχέση με το στρώμα CO₂, το οποίο αποτελεί σημαντικό ρύπο ανθρωπογενούς προέλευσης, προϊόν καύσης σε αυτοκίνητα και βιομηχανίες.



Εικόνα 2.2 : Παγίδευση ακτινοβολίας από στρώμα διοξειδίου του άνθρακα.

Τη μεγαλύτερη συνεισφορά στο φαινόμενο του θερμοκηπίου έχουν κατά σειρά οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και τα νέφη, που δεν προέρχονται όλα από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Συνεπώς, το φαινόμενο του θερμοκηπίου είναι φυσικό φαινόμενο. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, βέβαια, αυξάνουν τη συγκέντρωση φυσικών αερίων του θερμοκηπίου καθώς και τη δημιουργία νέων ιχνοστοιχείων, όπως τους χλωροφθοράνθρακες, αυξάνοντας έτσι του απορροφητές της γήινης ακτινοβολίας και μειώνοντας την εκπομπή της προς το διάστημα. Τελικά, αυξάνει η διαθέσιμη ενέργεια

στο σύστημα Γη – Ατμόσφαιρα με συνέπεια την αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας. Δηλαδή, οι ανθρώπινες δραστηριότητες ενισχύουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου, δεν το προκαλούν. Η ενίσχυση του φαινομένου του θερμοκηπίου σε συνδυασμό με άλλες καταστρεπτικές παρεμβάσεις του ανθρώπου στον πλανήτη που τον φιλοξενεί συνιστά κίνδυνο ανατροπής της φυσικής οικολογικής ισορροπίας με συνέπειες ορατές για πολλούς επιστήμονες.

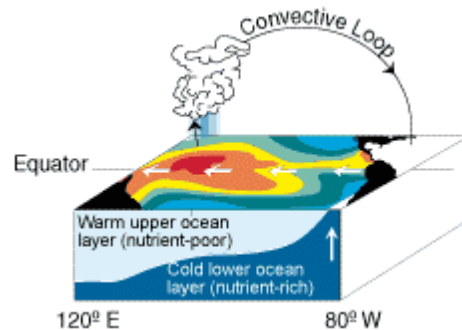
Οι παράγοντες που ενισχύουν το φαινόμενο του θερμοκηπίου είναι οι πυρκαγιές των δασών, τα καυσαέρια των οχημάτων και των βιομηχανιών και η αλόγιστη καύση πετρελαίου και άνθρακα στις βιομηχανικές χώρες που συσσωρεύουν κυρίως CO₂ στην ατμόσφαιρα. Όλα αυτά συμβάλλουν στην εκδήλωση του γνωστού ως «πρόβλημα Παγκόσμιας Θέρμανσης». Πολλοί επιστήμονες πιστεύουν ότι η μέση θερμοκρασία της επιφάνειας της Γης έχει αυξηθεί κατά 0.3 έως 0.8°C κατά τα τελευταία 100 χρόνια. Ως προς τις συνέπειες, οι πιο συζητημένες επιπτώσεις του φαινομένου είναι η ανύψωση της στάθμης των θαλασσών λόγω τήξεως των πάγων των πόλων και η ερημοποίηση εκτεταμένων περιοχών της εύκρατης ζώνης με μετακίνηση των ζωνών βροχόπτωσης από τον ισημερινό προς το βορρά. Εκτός όμως από αυτές, οι επιπτώσεις της παγκόσμιας θέρμανσης θα είναι απρόβλεπτες τόσο στις κλιματικές επιπτώσεις όσο και στην ανακατανομή της ποιότητας των εδαφών. Άγνωστος είναι ακόμη και ο τρόπος και βαθμός προσαρμογής του ζωικού και του φυτικού βασιλείου στις νέες συνθήκες. Όλα αυτά θα οδηγήσουν σε αλυσιδωτά προβλήματα, που θα αφορούν όλους τους τομείς της ανθρώπινης δραστηριότητας.

Ο κίνδυνος έχει γίνει αντιληπτός και πολλά κράτη και φορείς έχουν ευαισθητοποιηθεί και είναι αισθητή μια κινητικότητα, η οποία όμως δε θα οδηγήσει σε ριζική αντιμετώπιση του προβλήματος. Η απαισιοδοξία απορρέει από το γεγονός ότι όλοι έχουν ως πρώτη προτεραιότητα το χρήμα, ενώ η λήψη μέτρων σημαίνει κόστος. Παράδειγμα αποτελούν η παγκόσμια διάσκεψη του Ρίο Ιανέιρο στη Βραζιλία το 1992, όπου 176 αρχηγοί κρατών συνήλθαν για την υπερθέρμανση του πλανήτη και η διάσκεψη του Κιότο στην Ιαπωνία το 1997. Τα αποτελέσματα δεν ήταν τα αναμενόμενα, αφού οι αναπτυγμένες χώρες και κυρίως οι Η.Π.Α. δε διατίθενται να μειώσουν δραστικά τις εκπομπές καυσαερίων και να περιστείλουν την υπερκαταναλωτική μανία των πολιτών τους, οι δε υπό ανάπτυξη χώρες αρνούνται και αυτές να ανακόψουν τους

καταστροφικούς για το περιβάλλον ρυθμούς ανάπτυξης, στην προσπάθειά τους να βελτιώσουν το δικό τους βιοτικό επίπεδο.

2.3 Το φαινόμενο ElNino – LaNina

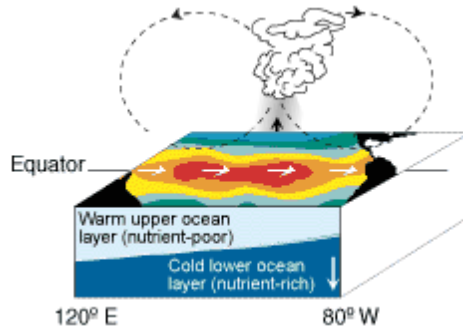
Στις δυτικές ακτές της Νότιας Αμερικής, στον τροπικό Ειρηνικό Ωκεανό, επικρατεί συνήθως ένα ψυχρό ρεύμα, το οποίο κατευθύνεται προς τα βόρεια. Άνεμοι νοτίων διευθύνσεων οδηγούν στην επιφάνεια ψυχρό, πλούσιο σε θρεπτικές ουσίες νερό το οποίο ευνοεί την ανάπτυξη μεγάλων πληθυσμών ψαριών.



Εικόνα 2.3 :Οι αληγείς άνεμοι διατηρούν την ισορροπία του θερμού δυτικού Ειρηνικού με το ψυχρό ανατολικό.

Περιστασιακά, όμως, εμφανίζεται ένα θερμό θαλάσσιο ρεύμα με κατεύθυνση τις νοτιοδυτικές ακτές της Νότιας Αμερικής, το οποίο είναι φτωχό σε θρεπτικά συστατικά και ψάρια. Αυτό το θερμό ρεύμα γίνεται αντιληπτό στο Περού περίπου την περίοδο των Χριστουγέννων, γι' αυτό οι ψαράδες της περιοχής το ονόμασαν ElNino, που σημαίνει «Θείο Βρέφος». Τα περισσότερα χρόνια, η θέρμανση διαρκεί μόνο μερικές εβδομάδες έως ένα μήνα, πριν η κατάσταση επανέλθει σε φυσιολογικά επίπεδα. Κάποιες χρονιές όμως, το φαινόμενο έχει μεγαλύτερη ένταση και συνεχίζεται για αρκετούς μήνες οδηγώντας τους τοπικούς ψαράδες σε απόγνωση, αλλά και δημιουργώντας διαταραχές στη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Τα επεισόδια αυτά συμβαίνουν με μια περιοδικότητα 2 – 7 χρόνια και ονομάζονται Μεγάλα Επεισόδια ElNino.

Χαρακτηριστικά αναφέρονται τα Μεγάλα Επεισόδια τις περιόδους 1982 – 1983 και 1997 – 1998.



Εικόνα 2.4 : Με την εξασθένιση των ανατολικών αληγών ανέμων, θερμά ύδατα από τον δυτικό Ειρηνικό μετακινούνται ανατολικά

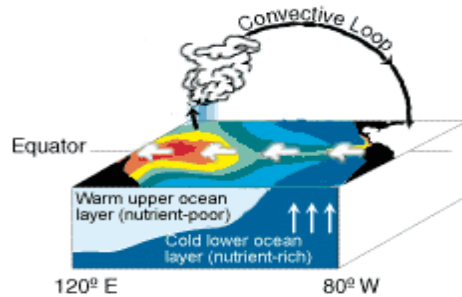
Κατά τη διάρκεια του ElNino, για άγνωστους λόγους, η ατμοσφαιρική πίεση στο δυτικό Ειρηνικό αυξάνεται και στα ανατολικά ελαττώνεται, ενώ συνήθως επικρατούν οι αντίστροφες συνθήκες. Η αναστροφή της κατανομής της πίεσης ονομάζεται Νότια Κύμανση και λόγω του ότι συμβαίνει σχεδόν ταυτόχρονα με το θερμό ωκεάνιο ρεύμα, οι επιστήμονες το ονομάζουν ENSO (ElNino/ Southern Oscillation). Μια τεράστια περιοχή του νότιου Ειρηνικού γίνεται το κέντρο ενός εκτεταμένου τοπικού συστήματος, που τροποποιεί τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Λόγω αλλαγής της κυκλοφορίας, τα θερμά νερά του δυτικού Ειρηνικού κινούνται ανατολικά προς τις ακτές της Νοτίου Αμερικής ανεβάζοντας τη θερμοκρασία της θάλασσας έως και 7°C.

Η αύξηση αυτή εμποδίζει τα ψάρια, που αποτελούν την κυριότερη πλουτοπαραγωγική πηγή των περιοχών αυτών, να ανέβουν σε μικρά βάθη και έτσι η αλιεία υφίσταται μεγάλες απώλειες στη διάρκεια του ElNino. Τα θερμά νερά παρασύρουν μαζί τους μεγάλα σύννεφα βροχής. Όσο πιο υψηλή είναι η θερμοκρασία τόσο περισσότερες και εντονότερες είναι οι βροχές, οι οποίες πλημμυρίζουν τις περιοχές αυτές και προκαλούν πολλές καταστροφές. Αντίθετα, στις δυτικές περιοχές του Ειρηνικού, όπου κανονικά θα υπήρχαν βροχές (περίοδος μουσώνων) επικρατεί ξηρασία, μέχρι τις ακτές της ανατολικής Αφρικής. Όλες οι περιοχές από την Αιθιοπία και το Σουδάν μέχρι την Ινδία, το Βόρνεο και την Αυστραλία υφίσταται τεράστια ξηρασία .

Το ElNino αποτελεί τη μεγαλύτερη μεμονωμένη καιρική διαταραχή στον πλανήτη και είναι η μεγαλύτερη αιτία για τη μεταβλητότητα του κλίματος. Η εμφάνισή του συνοδεύεται από καταστροφικές πλημμύρες και ξηρασία στις διαφορετικές πλευρές του Ειρηνικού. Η έξαρση του φαινομένου τα τελευταία χρόνια, οδηγεί στη σύνδεσή του με το φαινόμενο του θερμοκηπίου και την κλιματική αλλαγή που το ακολουθεί.

Μετά τη λήξη των επεισοδίων ElNino η κατάσταση συνήθως επανέρχεται στα φυσιολογικά της επίπεδα. Για λόγους, όχι ακόμα πλήρως κατανοητούς, περιοδικά αυτοί οι άνεμοι ενισχύονται αυξάνοντας το ποσό του ψυχρού ύδατος προς την ακτή της Νότιας Αμερικής και μειώνοντας τις θερμοκρασίες της επιφάνειας της θάλασσας. Το φαινόμενο αυτό είναι γνωστό με το όνομα LaNina (το κοριτσάκι). Ισχυροί αληγεΐς¹¹ άνεμοι ωθούν τα θερμά επιφανειακά ύδατα προς την Ασία. Έτσι, τα ψυχρότερα ρεύματα στις ακτές της Αμερικής αναδύονται στην επιφάνεια. Οι θρεπτικές ουσίες πληθαίνουν, αλλά οι υδρατμοί μειώνονται μαζί και οι νεφώσεις και οι βροχές.

Το αυξανόμενο ποσό του ψυχρού ύδατος προς την ακτή της Νότιας Αμερικής, προκαλεί αύξηση της συγκέντρωσης των νεφών προς τη Νοτιοανατολική Ασία, με συνέπεια το κλίμα να εμφανίζεται πιο υγρό από τις κανονικές συνθήκες στην Ινδονησία κατά τη διάρκεια του χειμώνα στο Β. ημισφαίριο.



Εικόνα 2.5 : Εκδήλωση του φαινομένου LaNina

Οι αλλαγές στον τροπικό Ειρηνικό συνοδεύονται από τις μεγάλες διαμορφώσεις του αέριου ρεύματος μέσα στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, που μετατοπίζουν το σημείο στο οποίο το ρεύμα διασχίζει κανονικά τη Βόρεια Αμερική. Οι γενικές αλλαγές στην ατμόσφαιρα οδηγούν στις ανωμαλίες θερμοκρασίας και πτώση της θερμοκρασίας στη Βόρεια Αμερική, που μπορεί να διαρκέσει πολλούς μήνες.

Επιπτώσεις ElNino – LaNina

Ό,τι συμβαίνει στον ωκεανό επηρεάζει και την ατμόσφαιρα. Οι τροπικές καταιγίδες τροφοδοτούνται από θερμό και υγρό αέρα πάνω από τους ωκεανούς. Όσο θερμότερος είναι ο αέρας, τόσο εντονότερες και μεγαλύτερες είναι οι καταιγίδες. Καθώς θερμότερες υδάτινες μάζες του Ειρηνικού εξαπλώνονται προς τα ανατολικά, κινούνται μαζί τους και οι μεγαλύτερες καταιγίδες. Έτσι, νησιά όπως η Ταϊτή, που υπό κανονικές συνθήκες είναι τροπικοί παράδεισοι, ξαφνικά πλήττονται από μεγάλο αριθμό καταιγίδων. Τα αποτελέσματα του ElNino μπορούν να φανούν σε όλο τον κόσμο. Σε μερικά μέρη του κόσμου, το ElNino προκαλεί τις έντονες βροχοπτώσεις και τις πλημμύρες. Σε άλλα μέρη, η ξηρασία και ο λιμός εμφανίζονται ως αποτέλεσμα του ElNino. Στον ωκεανό, οι μεταναστεύσεις ψαριών οφείλονται στις αλλαγές της θερμοκρασίας που προκαλούνται από το ElNino.

Τα νέφη και οι καταιγίδες που συνδέονται με τα θερμά ωκεάνια ύδατα μετατοπίζονται προς τα ανατολικά. Έτσι, οι βροχές που κανονικά θα έπεφταν στα τροπικά δάση της Ινδονησίας αρχίζουν να πέφτουν πάνω από τις ερήμους του Περού, με αποτέλεσμα να εκδηλώνονται πυρκαγιές στην Ινδονησία και πλημμύρες στο Δυτικό Περού. Στον Ισημερινό, οι πλημμύρες και οι καθιζήσεις εδαφών, οδηγούν σε θανάτους και καταστροφές περιουσιών. Επίσης, η ατμόσφαιρα της Γης επηρεαζόμενη από τη θέρμανση που προκαλεί το ElNino επηρεάζει σημαντικά τον καιρό ακόμα και πιο μακριά από τον Ισημερινό.

Το φαινόμενο ElNino επηρεάζει τον καιρό και σε άλλα μέρη του κόσμου. Στις ανατολικές ακτές της Νότιας Αφρικής, συχνά επικρατούν συνθήκες ξηρασίας. Στη Ζιμπάμπουε, οι επιπτώσεις ξηρασίας μπορεί να είναι ολέθριες για τον πληθυσμό. Ξηρασία αναμένεται, λόγω του ElNino, στο δυτικό Ειρηνικό, τη Βορειοανατολική Βραζιλία και τη Νοτιοανατολική Αφρική.

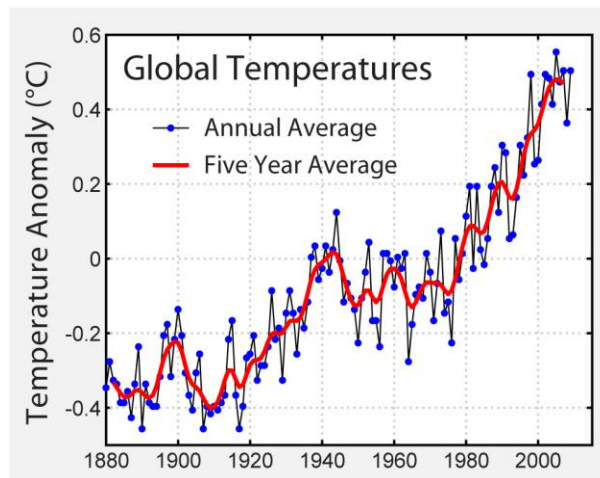
2.4 Κλιματική αλλαγή

Το παγκόσμιο κλίμα αποτελεί ένα σύνθετο ενεργό σύστημα αλληλεπίδρασης πολλών παραγόντων, που χαρακτηρίζουν αφενός την κύρια πηγή ενέργειας (ηλιακή ακτινοβολία) και αφετέρου ένα μεγάλο αριθμό γήινων χαρακτηριστικών και φαινομένων, όπως η σύσταση της ατμόσφαιρας, οι άνεμοι, τα θαλάσσια ρεύματα, η βροχή και οι

ηφαιστειακές εκρήξεις. Το κλίμα της Γης δεν υπήρξε ποτέ σταθερό, αλλά συνεχώς μεταβαλλόταν εξαιτίας της παρουσίας παγετωδών και μεσοπαγετωδών περιόδων. Τα τελευταία 60 χρόνια, όμως, έχουν παρουσιαστεί σημαντικές διαφοροποιήσεις πέρα του φυσιολογικού, οι οποίες αποτελούν κίνητρο για επιπλέον έρευνα και μελέτη των αιτιών που τις προκαλούν. Η ευρέως διαδεδομένη αιτία της κλιματικής μεταβολής των τελευταίων ετών θεωρείται η ανθρώπινη παρέμβαση στο φυσικό περιβάλλον με την καύση των ορυκτών καυσίμων για την παραγωγή ενέργειας σε συνδυασμό με το πλήθος των βιομηχανικών και γεωργικών δραστηριοτήτων.

Ο όρος κλιματική αλλαγή παραπέμπει στη διαφοροποίηση του κανονικού κλίματος μιας περιοχής ή ολόκληρου του πλανήτη, ως αποτέλεσμα της μεταβολής των μετεωρολογικών στοιχείων που αναφέρθηκαν και η μεταβλητότητα των οποίων εκτείνεται σε βάθος χρόνου. έννοια της κλιματικής αλλαγής είναι άμεσα συνδεδεμένη με την αύξηση της παγκόσμιας θερμοκρασίας του πλανήτη και ειδικότερα με το φαινόμενο του θερμοκηπίου, που αποτελεί τον κύριο μηχανισμό της παγκόσμιας θέρμανσης. Η πιθανότητα η αύξηση της θερμοκρασίας του κλιματικού συστήματος να οφείλεται στις εκπομπές των αερίων του θερμοκηπίου είναι μεγαλύτερη από 95%.

Ο όρος παγκόσμια θέρμανση του πλανήτη (global warming) αναφέρεται στην αύξηση της μέσης θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας και του νερού των ωκεανών, εξαιτίας της ανθρώπινης δραστηριότητας κυρίως των τελευταίων 50 ετών.



Διάγραμμα 2.1 : Μεταβολές στη μέση παγκόσμια θερμοκρασία από το 1856 έως το 2005 (Πηγή : NASA)

Οι παράγοντες που διαμορφώνουν το κλίμα της Γης, μπορεί να είναι είτε φυσικοί είτε ανθρωπογενείς. Κατά βάση, το κλίμα είναι το αποτέλεσμα της απορρόφησης και της αναδιανομής της ηλιακής ακτινοβολίας μεταξύ του σύμπαντος και της Γης. Το ένα τρίτο της ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται πίσω στο διάστημα, ενώ το υπόλοιπο απορροφάται από τις διαφορετικές συνιστώσες του κλιματικού συστήματος όπως, την ατμόσφαιρα, τους ωκεανούς, την ξηρά και τις διάφορες μορφές ζωής. Η Γη εκπέμπει, επίσης, και υπέρυθρη ακτινοβολία προς το διάστημα.

Η λεπτή ισορροπία ανάμεσα στην εξερχόμενη και την εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία προσδιορίζει το παγκόσμιο κλίμα. Οποιαδήποτε αλλαγή στους παράγοντες, που επιδρούν τόσο στην εισερχόμενη όσο και στην εξερχόμενη ακτινοβολία ή στο μηχανισμό αναδιανομής της ενέργειας, οδηγούν σε αλλαγή του κλίματος.

Βάσει των πιθανών σεναρίων εκπομπής αερίων (SRES) η Διακυβερνητική Επιτροπή για την Αλλαγή του Κλίματος (IPCC) εκτιμά ότι είναι πιθανό η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας της Γης να αυξηθεί από 0.3°C στο πιο αισιόδοξο σενάριο και έως 4.8°C στο δυσμενέστερο, ως το τέλος του αιώνα σε σχέση με τη μέση θερμοκρασία της περιόδου 1986 – 2005. Η μεγάλη αυτή διαφορά ανάμεσα στις προβολές αυτές εξαρτάται, κατά κύριο λόγο, από τις ποσότητες των αερίων του θερμοκηπίου που θα εκλυθούν στην ατμόσφαιρα τις προσεχείς δεκαετίες. Αξίζει να σημειώσουμε ότι η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας έχει αυξηθεί κατά 0.8°C περίπου από την προβιομηχανική εποχή. Η αύξηση αυτή της μέσης θερμοκρασίας παγκοσμίως εκτιμάται από τους επιστήμονες, ότι είναι ικανή να προκαλέσει πλήθος αρνητικών επιπτώσεων σε αρκετές φυσικές μεταβλητές, όπως για παράδειγμα στη μέση στάθμη της θάλασσας, στην ένταση των ακραίων καιρικών φαινομένων και στη μεταβολή των μετεωρολογικών συνθηκών, όπως η κατεύθυνση και η ένταση πνοής του ανέμου. Ειδικά για την άνοδο της στάθμης της θάλασσας η IPCC εκτιμά ότι πιθανότατα αυτή θα ανέβει κατά μέσο όρο από 28 – 82 cm έως το έτος 2100, αναλόγως της ανόδου της θερμοκρασίας.

Διεθνείς μελέτες καταδεικνύουν ότι στην περιοχή της Μεσογείου και της Μέσης Ανατολής, εντός του παρόντος αιώνα, θα παρατηρηθεί σημαντική μείωση της ετήσιας βροχόπτωσης κατά την θερινή περίοδο σε συνδυασμό με την άνοδο της θερμοκρασίας. Κατά τη διάρκεια της συνεχούς αυξανόμενης διάρκειας θερμών και ξηρών καλοκαιριών, αναμένεται ενίσχυση των κυκλωνικών και αντικυκλωνικών φαινομένων στις θάλασσες.

Η αύξηση της μέσης ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας επιδρά άμεσα στον υδρολογικό κύκλο, αφού μεταβάλλει τη μέση στάθμη της θάλασσας και επηρεάζει την ένταση, την ποσότητα και τη συχνότητα των κατακρημνίσεων και της εξάτμισης του νερού σε διάφορες περιοχές. Αυτό συμβαίνει, γιατί από την επιφάνεια των θαλασσίων λεκανών κάθε λεπτό εξατμίζεται ένα δις κυβικών μέτρων νερού, το οποίο διοχετεύεται στην ατμόσφαιρα και παραμένει για μια εβδομάδα. Στη συνέχεια με τη μορφή κατακρημνίσεων επιστρέφει στη γη τροφοδοτώντας τα υδάτινα οικοσυστήματα και ακολουθώντας ξανά τον υδρολογικό κύκλο. Επομένως, όσο η θερμοκρασία αυξάνεται, αυξάνεται και ο αριθμός των υδρατμών που παραμένουν στην ατμόσφαιρα με αποτέλεσμα να εμφανίζονται πιο συχνές και πιο έντονες βροχοπτώσεις. Τα κλιματικά μοντέλα προβλέπουν ότι κατά το τέλος του 21^{ου} αιώνα, θα παρατηρηθεί αύξηση της συχνότητας των έντονων καιρικών κατακρημνίσεων ειδικά στις τροπικές περιοχές και στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη τη χειμερινή περίοδο.

Όσον αφορά τα ακραία κυκλοστροφικά φαινόμενα και την επίδραση της κλιματικής αλλαγής έχουμε τα εξής :

- Ευρώπη : ενδέχεται στις περιοχές της Ευρώπης και της Μεσογείου να αυξηθούν οι κατά κρημνίσεις κατά τη διάρκεια Οκτωβρίου – Μαρτίου, εξαιτίας της αύξησης της ατμοσφαιρικής υγρασίας και της δράσης των εξωτροπικών κυκλώνων. Κατά τη διάρκεια της περιόδου Απριλίου – Σεπτεμβρίου αναμένεται σταθερότητα στον αριθμό των βροχοπτώσεων στη Ευρώπη, αλλά σημαντική μείωση στην περιοχή της Μεσογείου.
- Ασία : αναμένεται σημαντική άνοδος της θερμοκρασίας κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού στην κεντρική Ασία και κατά τη χειμερινή περίοδο στην βόρεια Ασία, αύξηση της συχνότητας των κατακρημνίσεων κατά τη χειμερινή περίοδο και μείωση κατά τη θερινή, ενώ τα ακραία φαινόμενα βροχοπτώσεων θα ενταθούν και στις δυο περιοχές. Στην περιοχή της ανατολικής Ασίας οι ετήσιες κατακρημνίσεις θα αυξηθούν κατά τη θερινή περίοδο και κατά τη χειμερινή και τα ακραία καιρικά φαινόμενα θα ενταθούν λόγω κυκλώνων.
- Βόρεια Αμερική : προβλέπεται αύξηση της θερμοκρασίας για το κεντρικό και νοτιοδυτικό τμήμα των ΗΠΑ της τάξης των 4°- 4,5°C. Τα τελευταία 50 έτη παρατηρείται αύξηση των φαινομένων ακραίων βροχοπτώσεων, ειδικά πάνω από

την κεντρική και βορειοανατολική Αμερική. Οι κατακρημνίσεις έχουν αυξηθεί κατά τη χειμερινή περίοδο στη βόρεια Αμερική, λόγω αύξησης της υγρασίας της ατμόσφαιρας. Παρομοίως και οι κατακρημνίσεις κατά τη διάρκεια της θερινής περιόδου παρουσιάζουν αύξηση της συχνότητάς τους στη βορειοανατολική Αμερική, στην Αλάσκα και στο βόρειο τμήμα του Καναδά. Η αυξημένη βροχόπτωση στον Κόλπο του Μεξικού και στις ανατολικές ακτές της Βόρειας Αμερικής οφείλεται στη δράση των κυκλώνων. Είναι πιθανό τα επόμενα χρόνια το βόρειο τμήμα της Αμερικής να δεχτεί ακόμα μεγαλύτερη ποσότητα κατακρημνίσεων που οφείλονται στη δράση των εξωτροπικών κυκλώνων της περιοχής.

- Αφρική : αναμένεται αύξηση της θερμοκρασίας και αύξηση των βροχοπτώσεων στη δυτική Αφρική. Τα πιο συνηθισμένα ακραία φαινόμενα που εμφανίζονται και επηρεάζουν το κλίμα της Αφρικής είναι οι μουσώνες, το φαινόμενο ElNiño, οι τροπικοί κυκλώνες που επηρεάζουν την ανατολική Αφρική και τις παράκτιες περιοχές της Μαδαγασκάρης και οι εξωτροπικοί κυκλώνες που επηρεάζουν το νότιο τμήμα της και τα οποία αναμένεται να ενταθούν.

Κεφάλαιο 3

ΣΙΦΩΝΕΣ

3.1 Καταιγίδα

Η καταιγίδα (thunderstorm) είναι από τα πιο βίαια ατμοσφαιρικά φαινόμενα με κύρια χαρακτηριστικά, τη ραγδαία βροχή, το χαλάζι¹², τους απότομους και ισχυρούς ανέμους και συχνά τις αστραπές και τις βροντές. Όλα τα φαινόμενα αυτά οφείλονται στην παρουσία ενός γιγάντιου σωρειτομελανία (Cb), ο σχηματισμός του οποίου προκαλείται από ατμοσφαιρική αστάθεια και παρουσία μεγάλων ποσοτήτων υδρατμών στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας. Ο σωρειτομελανίας ή το σύστημα σωρειτομελανιών μπορεί να αναπτύσσονται μέχρι το ύψος των 15 Km και οι κορυφές τους αποτελούνται από παγοκρυστάλλους.

Οι κυριότεροι παράγοντες και οι αναγκαίες συνθήκες για τη δημιουργία μιας καταιγίδας είναι :

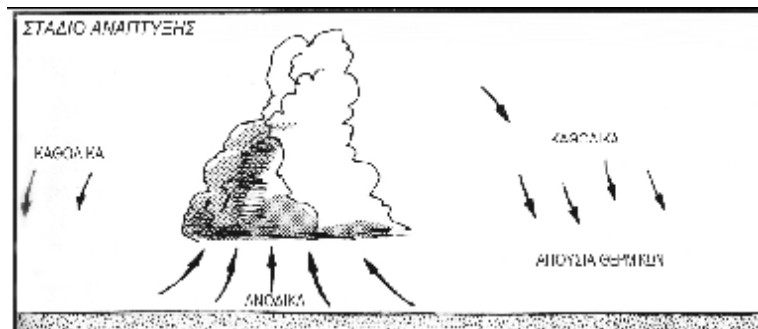
- α) Θερμοβαθμίδες¹³ μεγαλύτερες των υγρών αδιαβατικών σε ένα στρώμα 3 Km τουλάχιστον, για να σημειωθούν θερμοκρασίες κάτω των 0°C στα ανώτερα στρώματα του νέφους.
- β) Συνεχής και επαρκής τροφοδότηση υδρατμών από τα κατώτερα στρώματα.
- γ) Διεργασίες, οι οποίες οδηγούν στον κορεσμό των αερίων μαζών στις περιοχές των μεγάλων κατακόρυφων θερμοβαθμίδων.
- δ) Κατά συνθήκη αστάθεια, δηλαδή όταν συμβαίνει ο ανυψούμενος αέρας μέχρι το ύψος της στάθμης της ελεύθερης μεταφοράς να γίνεται θερμότερος του περιβάλλοντος, οπότε συνεχίζει την άνοδό του.
- ε) Ανυψωτικό αίτιο, το οποίο μεταφέρει την αέρια μάζα μέχρι τη στάθμη ελεύθερης μεταφοράς για να εκδηλωθεί η αστάθεια. Ανυψωτικό αίτιο μπορεί να αποτελέσει μια οροσειρά, ένα μέτωπο, η σύγκλιση αερίων μαζών ή μια ταχεία υπερθέρμανση του εδάφους.

Δημιουργία και εξέλιξη μιας καταιγίδας

Στην ανάπτυξη και εξέλιξη μιας καταιγίδας διακρίνουμε τρεις φάσεις : τη φάση της ανάπτυξης , τη φάση της ωρίμανσης και τη φάση της διάλυσης.

α) Φάση της ανάπτυξης (Εικόνα 3.1)

Η φάση αυτή αρχίζει όταν, εξαιτίας κάποιας αιτίας, μάζα ατμοσφαιρικού αέρα αναγκαστεί να κινηθεί κατακόρυφα σε περιοχή που παρουσιάζει έντονη αστάθεια. Στη φάση αυτή αρχίζει να σχηματίζεται νεφικός σχηματισμός τύπου σωρείτη¹⁴ (Cumulus) με κύριο χαρακτηριστικό το ισχυρό ανοδικό ρεύμα. Η ταχύτητα του ανοδικού ρεύματος αυξάνει με το ύψος και την κορυφή του νέφους η ταχύτητα φτάνει την τιμή των 20 m/s. Η επιταχυνόμενη αυτή κίνηση έχει σαν αποτέλεσμα την έντονη ψύξη και την ταυτόχρονη διεύδυση ατμοσφαιρικού αέρα από το περιβάλλον στο χώρο του νεφικού σχηματισμού. Ο συνδυασμός αυτών των δυο διαδικασιών έχει σαν αποτέλεσμα την ταχύτερη αύξηση της μάζας του νέφους, που η κορυφή του στη φάση αυτή μπορεί να φτάσει και το ύψος των 10 Km.



Εικόνα 3.1 : Στάδιο ανάπτυξης καταιγίδας

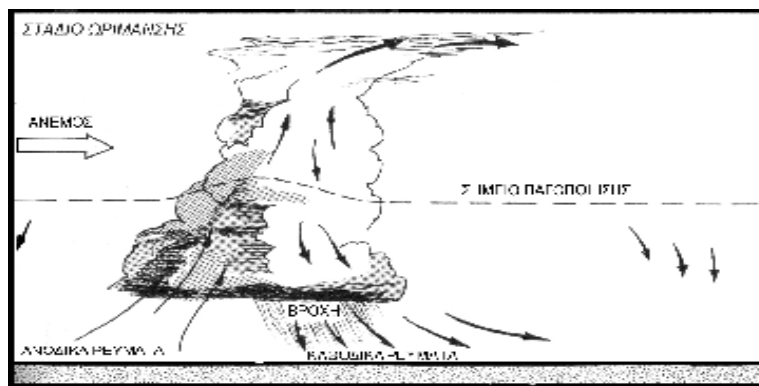
Η διεύδυση αρχίζει όταν ο νεφικός σχηματισμός έχει φτάσει στο επίπεδο παγοποίησης. Κατά τη φάση αυτή ο νεφικός σχηματισμός είναι θερμότερος από το περιβάλλον. Το τέλος της φάσης αυτής έρχεται 15 – 20 λεπτά μετά την έναρξή της.

β) Φάση της ωρίμανσης (Εικόνα 3.2)

Η φάση αυτή αρχίζει με την εμφάνιση βροχής με τη μορφή όμβρου¹⁵ στη επιφάνεια του εδάφους, που σημαίνει ότι οι υδροσταγόνες έχουν μεγεθυνθεί τόσο πολύ, που το ανοδικό

ρεύμα δεν μπορεί να εμποδίσει την πτώση τους στο έδαφος. Άλλο χαρακτηριστικό της φάσης αυτής είναι η εμφάνιση καθοδικού ρεύματος δίπλα στο ανοδικό ρεύμα, που τώρα έχει αποκτήσει ακόμα μεγαλύτερες τιμές ταχύτητας που ξεπερνούν τα 30 m/s. Η ταχύτητα του καθοδικού ρεύματος είναι σχετικά μικρή και υπολογίζεται στα 15 m/s.

Παράλληλα με τις υδροσταγόνες πέφτουν στο έδαφος και παγοκρύσταλλοι χιονιού, προερχόμενοι από τις ψυχρότερες περιοχές του νέφους, που όμως δεν μπορούν να φτάσουν στην επιφάνεια του εδάφους, επειδή η θερμοκρασία κοντά στο έδαφος είναι αρκετά υψηλή. Αποτέλεσμα αυτού είναι το καθοδικό ρεύμα να φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους σαν ψυχρή και υγρή αέρια μάζα, με τη μορφή ισχυρής και απότομης ριπής, διασκορπίζοντας τις βροχοσταγόνες στο χώρο κάτω από το νέφος με μεγάλη σφοδρότητα. Πολλές φορές οι βροχοσταγόνες συνοδεύονται από χαλάζι. Κάτω από το χώρο της καταιγίδας παρατηρούνται έντονη πτώση της θερμοκρασίας και της ατμοσφαιρικής πίεσης που καταγράφονται από το θερμογράφο και τον βαρογράφο αντίστοιχα.



Εικόνα 3.2 : Στάδιο ωρίμανσης καταιγίδας

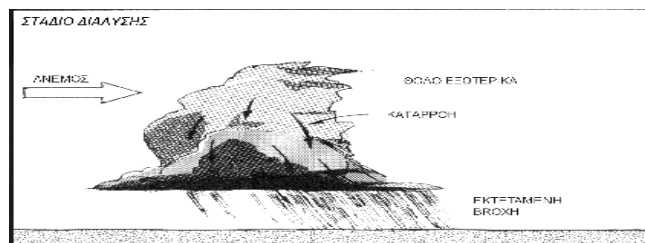
Η όλη εικόνα που παρουσιάζει η καταιγίδα στη φάση αυτή διαρκεί 30 min περίπου και συμπληρώνεται από την εμφάνιση ηλεκτρικών εκκενώσεων. Στη φάση αυτή ο νεφικός σχηματισμός μπορεί να φτάσει σε ύψος 15 Km.



Εικόνα 3.3 : Ηλεκτρικές εκκενώσεις κατά τη διάρκεια καταιγίδας

γ) Φάση της διάλυσης (Εικόνα 3.4)

Στη φάση αυτή το ανοδικό ρεύμα έχει εξασθενήσει με αποτέλεσμα την επικράτηση του καθοδικού ρεύματος κυρίως στο κατώτερο τμήμα. Εξαιτίας της εξασθένησης του ανοδικού ρεύματος η κορυφή του νεφικού σχηματισμού αρχίζει να παρασύρεται από την κυκλοφορία της ανώτερης τροπόσφαιρας, οπότε και διαλύεται.



Εικόνα 3.4 : Στάδιο διάλυσης καταιγίδας

Η βροχή που συνεχίζει να πέφτει στο στάδιο αυτό έχει εξασθενήσει σημαντικά και γρήγορα σταματά. Κάτω από το νεφικό σχηματισμό επικρατεί άπνοια, ενώ η ατμοσφαιρική πίεση γρήγορα αρχίζει να ανεβαίνει. Ο νεφικός σχηματισμός γρήγορα διαλύεται ή διασπάται σε μικρότερα νέφη.

Ταξινόμηση καταιγίδων

Ανάλογα με τον τρόπο σχηματισμού τους, οι καταιγίδες διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες : α) τις μετωπικές, β) τις θερμικές και γ) τις ορογραφικές καταιγίδες. Οι

μετωπικές και οι ορογραφικές ονομάζονται και δυναμικές καταιγίδες, ενώ οι θερμικές ονομάζονται και καταιγίδες αέριας μάζας.

A) Καταιγίδες αέριας μάζας : Στην κατηγορία αυτή ανήκουν οι καταιγίδες που έχουν ως βασική αιτία σχηματισμού τους την ισχυρή τοπική θέρμανση της επιφάνειας του εδάφους, η οποία, όπως είναι γνωστό, θα δημιουργήσει ανοδικές κινήσεις και σύγκλιση αερίων μαζών στην επιφάνεια του εδάφους. Τέτοιες καταιγίδες μπορούν να σχηματιστούν και όταν ψυχρή αέρια μάζα γίνει ασταθής περνώντας πάνω από σχετικά θερμότερη περιοχή (π.χ. πάνω από θερμότερη θάλασσα).

B) Δυναμικές καταιγίδες : Βασική αιτία δημιουργίας καταιγίδας αποτελεί και η ορογραφία της περιοχής. Εκδηλώνονται, όταν υγρή και ασταθής αέρια μάζα αναγκάζεται να υπερπηδήσει οροσειρά. Στην προσπάθειά της αυτή η αέρια μάζα εκτονώνεται με αποτέλεσμα την ψύξη και το σχηματισμό καταιγιδοφόρων νεφών.

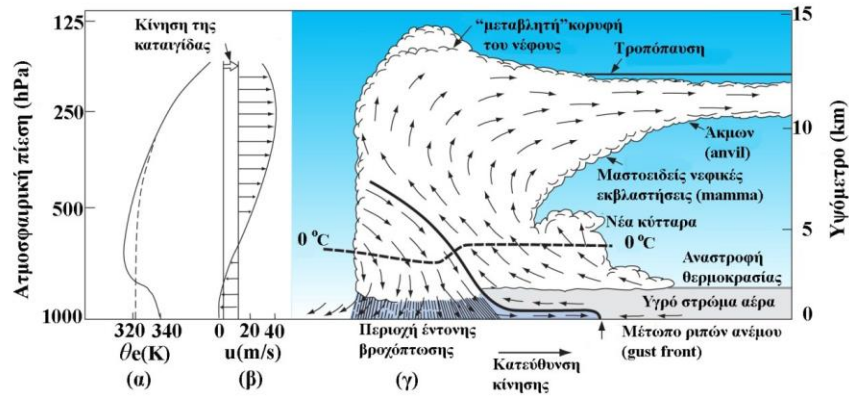
Τέλος, οι μετωπικές καταιγίδες σχηματίζονται στις περιοχές των θερμών και των ψυχρών μετώπων εφ' όσον ο θερμός αέρας είναι υγρός και ασταθής.

Καταστροφικές καταιγίδες

Οι περισσότερες από τις καταστροφικές καταιγίδες που προκαλούν πλημμύρες, χαλαζόπτωση και ισχυρούς ανέμους, αναπτύσσονται σε ασταθές περιβάλλον με απότομες μεταβολές του ανέμου με το ύψος. Σε ένα τέτοιο περιβάλλον η καταιγίδα αναπτύσσεται πολύ γρήγορα και παραμένει για μεγάλο χρονικό διάστημα στο στάδιο της ωρίμανσης, γιατί τα καθοδικά ρεύματα παραμένουν στο πίσω μέρος της καταιγίδας και δεν αποκόπτουν το μηχανισμό τροφοδοσίας της, που είναι τα ανοδικά ρεύματα μπροστά από αυτήν. Γενικά, οι καταιγίδες αυτού του τύπου παρουσιάζουν διάφορους τύπους οργάνωσης και καταλαμβάνουν μεγαλύτερες εκτάσεις από αυτές που καταλαμβάνουν οι καταιγίδες αερίων μαζών. Χαρακτηριστικός τύπος καταστροφικής καταιγίδας, που εμφανίζεται συχνά, είναι οι γραμμές λαίλαπας ή γραμμές αστάθειας (squallines).

Οι γραμμές λαίλαπας συχνά συνοδεύονται από καταστροφικές καταιγίδες με θυελλώδεις επιφανειακούς ανέμους, ακόμη και από κυκλώνες. Είναι χαρακτηριστικοί τύποι καταιγίδας σε ηπειρωτικές περιοχές των μέσων γεωγραφικών πλατών, στη Δυτική Αφρική και σε περιοχές νότια της Σαχάρας. Ονομάστηκαν έτσι, γιατί πολλές φορές τα

κύτταρα ενός νέφους σωρειτομελανία (Cb) είναι διευθετημένα σε μεγάλες γραμμές και πάρα πολύ κοντά το ένα με το άλλο, έτσι ώστε να δίνεται η εντύπωση μιας κινούμενης γραμμής καταιγίδας συχνά με σημαντική έκταση κατά πλάτος.



Εικόνα 3.5 : Σχηματική απεικόνιση μιας τυπικής γραμμής λαίλαπας καθώς κινείται από αριστερά προς τα δεξιά α) κατακόρυφη τομή της ισοδύναμης δυνητικής θερμοκρασίας μπροστά από την καταιγίδα(συνεχής γραμμή) και πίσω από την καταιγίδα(διακεκομμένη γραμμή),β) κατακόρυφο προφίλ της συνιστώσας του ανέμου κατά τη διεύθυνση κίνησης της καταιγίδας και γ) νέφωση και σχετική κίνηση των αερίων μαζών (τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hoobs, 2006 : Atmospheric Science – An Introductory Survey).

3.2 Σίφωνες

Σίφοντας στη Μετεωρολογία ονομάζεται μια ταχέως περιστρεφόμενη στήλη ανέμου, που οφείλεται σε πολύ χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο της στήλης και η οποία αποφύεται από τη βάση τεράστιων καταιγιδοφόρων νεφών, γνωστά ως σωρειτομελανίες, έως το έδαφος. Στις Η.Π.Α. ονομάζεται «tornado» ή «twister». Πρόκειται για το πιο βίαιο μετεωρολογικό φαινόμενο και ένα από τα πλέον παράξενα της φύσης. Συνήθως όμως, είναι μικρής διαμέτρου και σύντομης χρονικής διάρκειας, οπότε οι καταστροφές που προκαλεί είναι περιορισμένης έκτασης.

Οι σίφωνες αποτελούν παγκόσμια απειλή, γιατί εμφανίζονται σε πολλά σημεία του πλανήτη, εκτός από την Ανταρκτική. Οι ετήσιες απώλειες ανέρχονται σε 300 – 400 άτομα παγκοσμίως, αν και η πλειονότητα των σιφώνων παρατηρείται στις Η.Π.Α., οι οποίες έχουν κατά μέσο όρο 1200 σίφωνες το έτος, και απώλειες 60 – 100 θύματα.



Εικόνα 3.6 : Σίφωνα σε πλήρη εξέλιξη

Ευνοϊκοί παράγοντες δημιουργίας σιφώνων

Οι παρακάτω παράγοντες φαίνεται να είναι αναγκαίοι για το σχηματισμό ενός σίφωνα, αλλά σίφωνες μπορούν να αναπτυχθούν και χωρίς να πληρούν όλες τις ακόλουθες προϋποθέσεις :

- α) Γενικά σίφωνες αναπτύσσονται στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, αφού σε αυτά συναντώνται οι θερμές υγρές τροπικές αέριες μάζες με ψυχρά πολικά μέτωπα.
- β) Θα πρέπει να υπάρχει αέρας μεγάλης αστάθειας και υγρασίας.
- γ) Η πιο ευνοϊκή αστάθεια για το σχηματισμό σιφώνων, είναι μια ισχυρή κατακόρυφη πτώση της θερμοκρασίας με το ύψος, με ταυτόχρονο εγκλωβισμό λανθάνουσας θερμότητας στα χαμηλότερα στρώματα της τροπόσφαιρας (μέχρι 1 – 2 Km υψόμετρο) και η αύξηση της μάζας του αέρα που ανυψώνεται βίαια.
- δ) Οι μηχανισμοί ανύψωσης αερίων μαζών μπορεί να είναι θερμικοί (ηλιακή ακτινοβολία, καταιγίδες) ή δυναμικοί (ψυχρά μέτωπα).

Τότε ο ψυχρός αυτός αέρας υπερκαλύπτει και εγκλωβίζει το θερμό αέρα, αντί να σφηνωθεί από κάτω του, όπως συνήθως, προκαλώντας μια εξαιρετικά ακραία ανισορροπία και αστάθεια στην ατμόσφαιρα. Ο θερμός αέρας ορμά κυριολεκτικά προς τα πάνω με μεγάλη ταχύτητα και τελικά κατορθώνει να διαφύγει προς τα πάνω, με τη μορφή τεράστιας φυσαλίδας, με συνέπεια τη δημιουργία σφοδρού ανοδικού ρεύματος και την πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης στο σημείο ανύψωσης. Ταυτόχρονα, η συνάντηση ισχυρών ρευμάτων αέρα από αντίθετες κατευθύνσεις δίνει στην ανοδική στήλη μια περιστροφική κίνηση. Η ήδη ανοδική κίνηση στο κέντρο του κάτω μέρους της ροής αέρα προς τον άξονα περιστροφής, λειτουργεί σαν τουρμπίνα και προκαλεί

τεράστια αύξηση της ταχύτητας του ανέμου μέσα στη στροβιλιζόμενη στήλη. Παράλληλα, με την πτώση της πίεσης λόγω της ανοδικής διαφυγής του θερμού αέρα, η φυγόκεντρος δύναμη απομακρύνει περισσότερο τις αέριες μάζες από το κέντρο του σίφωνα. Αποτέλεσμα είναι η διαφορά πίεσης του εσωτερικού των σιφώνων και του ατμοσφαιρικού αέρα γύρω από αυτούς να είναι πολύ μεγάλη.

Μεσοκυκλώνας

Οι πιο καταστροφικοί και θανατηφόροι σίφωνες προκαλούνται από ένα είδος σοβαρών καταιγίδων, που ονομάζονται υπερκύτταρα (supercells). Ευτυχώς όμως, συμβαίνουν σπάνια, αφού μόνο 1 στις 1000 καταιγίδες γίνεται υπερκύτταρο. Πρόκειται για βαριές καταιγίδες με διάρκεια ζωής πάνω από 6 ώρες, που χαρακτηρίζονται από την ύπαρξη διατμητικών ανέμων, δηλαδή ανέμων με μεγάλες αλλαγές ταχύτητας και κατεύθυνσης σε σχετικά σύντομο χρονικό διάστημα.

Με τη χρήση ραντάρ, έχει διαπιστωθεί ότι οι διατμητικοί άνεμοι¹⁶ συχνά προκαλούν στροβιλισμό αέρα, ενώ τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα κυριολεκτικά αρπάζουν το στροβιλισμό προς τα πάνω. Καθώς ο στροβιλισμός δημιουργεί μια σταθερή στήλη, αρχίζει να κερδίζει δύναμη και να απορροφά το ανοδικό ρεύμα μέσα σε αυτό, αναγκάζοντάς το να στροβιλίζεται επίσης και ενισχύοντας έτσι τη δίνη. Με το μηχανισμό αυτό δημιουργείται ένας μεσοκυκλώνας (mesocyclone), που είναι ένας κατακόρυφος μεγάλος στρόβιλος αέρα με διάμετρο 2 – 10 Km, εντός της καταιγίδας. Μερικές φορές, υπό συνθήκες άγνωστες ως τώρα, η περιστροφή βαθαίνει και επεκτείνεται μέχρι το έδαφος, οπότε το τμήμα του μεσοκυκλώνα που είναι ορατό κάτω από τη βάση των νεφών καταγράφεται ως σίφωνα.

Επίσης, υπάρχει και ένα πολύ σπάνιο και ακραίο ενδεχόμενο, στο οποίο ολόκληρη η καταιγίδα αρχίζει να περιστρέφεται γύρω από την ανοδική στροβιλιζόμενη στήλη του μεσοκυκλώνα, δημιουργώντας ένα «μίνι – κυκλώνα». Ειδικά, αυτός ο τρόπος σχηματισμού σίφωνα θεωρείται ως εξαιρετικά επικίνδυνος, αφού αν συμβεί, αυξάνει την πιθανότητα δημιουργίας ενός βίαιου και σφοδρού σίφωνα τεραστίων διαστάσεων.

Τέλος, με βάση μελέτες, που έγιναν στις Η.Π.Α. μεταξύ του 1945 και του 1960, άρχισε από τη δεκαετία του 1960 να μελετάται και το ενδεχόμενο να παίζουν κάποιες

φορές σημαντικό ρόλο και οι αεροχειμάρροι¹⁷ στο σχηματισμό ορισμένων σιφώνων, ιδίως των πιο σφοδρών και καταστροφικών. Θεωρείται, ότι τα ισχυρά ανοδικά ρεύματα που παρατηρούνται σε βαριές καταιγίδες, αν φτάσουν σε μεγάλα ύψη, μπορούν να «πιαστούν» από αεροχειμάρρους και να αρχίσουν να περιστρέφονται βίαια. Ενδεχομένως, έτσι να δημιουργείται ένας μεσοκυκλώνας ο οποίος μπορεί να στραφεί προς το έδαφος και να δημιουργήσει τον σίφωνα.

Σχήμα και εμφάνιση σιφώνων

Κατά κανόνα, η πολύ χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση ωθεί τους ήδη ισχυρούς ανέμους να επιταχύνουν ακόμα περισσότερο και η βίαιη περιστροφή συνήθως αναγκάζει τους υδρατμούς των νεφών να αρχίσουν να χαμηλώνουν. Δημιουργείται έτσι μια περιστρεφόμενη βάση νεφών, γνωστή ως σύννεφο – χοάνη (funnel cloud), που οδηγεί στη δημιουργία ορατής στήλης, η οποία συνεχίζει να χαμηλώνει καθώς αυξάνει η ένταση του ανέμου κοντά στο έδαφος. Τελικά, η ορατή στήλη ακουμπά στο έδαφος και τότε θεωρείται σίφοντας. Με τον όρο «σίφοντας» αναφερόμαστε στο στροβιλιζόμενο άνεμο και όχι στο σύννεφο – χοάνη. Αυτό σημαίνει, ότι δεν είναι υποχρεωτικό να είναι πλήρως ορατό το περιστρεφόμενο σύννεφο μεταξύ εδάφους και βάσης νεφών. Επίσης, ακόμα και όταν η στήλη δεν είναι ορατή, αν οι προκαλούμενοι στροβιλιζόμενοι άνεμοι στο έδαφος ξεπερνούν σε ταχύτητα ένα όριο (Κλίμακα Φουτζίτα 64 Km/h, στην Ενισχυμένη Κλίμακα Φουτζίτα 105Km/h και στην Κλίμακα TORRO τα 63 Km/h), τότε το φαινόμενο καταγράφεται επίσης ως σίφοντας.



Εικόνα 3.7 : Σίφωνα και η καταιγίδα που τον συνοδεύει.(Από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

Η κλασική εμφάνιση των σιφώνων, που τους διαφοροποιεί από τους ανεμοστρόβιλους είναι η «προβοσκίδα» που αποφύεται από τη βάση καταιγιδοφόρων νεφών (σωρειτομελανίες) έως το έδαφος. Η στήλη του σίφωνα στροβιλίζεται είτε σε κατακόρυφο είτε σε πλάγιο άξονα περιστροφής, ενώ συμβαίνει συχνά να αλλάζει διαρκώς κλίση κατά τη διάρκεια του φαινομένου.



Εικόνα 3.8 : Στροβιλιζόμενη στήλη σίφωνα

Το κάτω μέρος του σίφωνα περιβάλλεται από ένα στροβιλιζόμενο σύννεφο σκόνης που προκαλείται από τους σφοδρούς ανέμους του σίφωνα στο έδαφος, ενώ όταν περνάει από κατοικημένη περιοχή ακολουθούν ηλεκτρικές βραχυκυκλώσεις ηλεκτροφόρων καλωδίων, ενώ αν είναι στην επιφάνεια της θάλασσας δίνει την εικόνα κοχλασμού. Τότε, ψάρια, βατράχια και διάφορα αντικείμενα αναρροφώνται μέσα στην «προβοσκίδα» από τον ανοδικό στροβιλιζόμενο άνεμο και ρίπτονται σε κάποια απόσταση πάνω στην κινούμενη τροχιά. Ειδικότερα, όταν αναρροφώνται και ρίπτονται ψάρια ή άλλα ζώα, μπορεί να προκληθεί το φαινόμενο της βροχής ζώων κατά το οποίο νεκρά ή ζωντανά ζώα πέφτουν από τον ουρανό σε μεγάλες ποσότητες.



Εικόνα 3.9 : Κοχλασμός της επιφάνειας της θάλασσας λόγω σίφωνα.

Μερικές φορές, δυο ή περισσότερες δίνες μπορεί να σχηματιστούν στο εσωτερικό ενός μεγαλύτερου σίφωνα, φαινόμενο που αναφέρεται ως «σίφωνας πολλαπλών στροβιλισμών» (multiplex vortex tornado). Οι στροβιλισμοί αυτοί είναι ικανοί να προσθέσουν ακόμα και πάνω από 160Km/h επιπλέον ταχύτητα στους ανέμους του σίφωνα στο έδαφος. Άλλες φορές, ένας ή περισσότεροι «δορυφορικοί σίφωνες» (satellite tornados), συνήθως μικρών διαστάσεων, περιστρέφονται γύρω από ένα σίφωνα μεγάλων διαστάσεων.

Ορισμένοι τεράστιοι καταστρεπτικοί σίφωνες με μεγάλη πλάτη, δεν παρουσιάζουν τη χαρακτηριστική «προβοσκίδα», αλλά φαίνονται σαν μια στροβιλιζόμενη μαύρη θολή μάζα που καλύπτει μια ολόκληρη περιοχή και έχει τόσο τεράστια διάμετρο, που είναι μεγαλύτερη από την απόσταση μεταξύ εδάφους και νεφών. Όταν η διάμετρός τους ξεπερνάει το ορατό ύψος τους ως τη βάση των νεφών, τότε οι σίφωνες αυτοί αναφέρονται ως σφηνοειδείς σίφωνες (wedge tornados) ή απλά σφήνες (wedges). Είναι εξαιρετικά επικίνδυνοι γιατί : α) οι πλέον επικίνδυνοι, καταστροφικοί και θανατηφόροι σίφωνες είναι σφηνοειδείς, β) Λόγω της εμφάνισής τους έχουν ξεγελάσει ακόμα και έμπειρους παρατηρητές καταιγίδων, αφού και οι πιο ικανοί δεν μπορούν πάντα να ξεχωρίσουν μια μάζα χαμηλών νεφών πάνω από το έδαφος από έναν σφηνοειδή σίφωνα, όταν είναι ακόμα μακριά. Αυτό δημιούργησε λανθασμένη εντύπωση εφησυχασμού ακόμη και στους πολύ έμπειρους, οι οποίοι δεν κατάλαβαν εγκαίρως τον κίνδυνο παρά μόνο όταν ήταν ήδη αργά.

Οι σφηνοειδείς σίφωνες μπορεί να φτάσουν σε διάμετρο ως 1.6 Km ή και παραπάνω, ενώ οι σίφωνες έχουν μέσο πλάτος 150 m. Πάντως, η συχνότητα εμφάνισής

τους δεν είναι πολύ συχνή ακόμα και στις Η.Π.Α. Το πιο τρομακτικό ενδεχόμενο είναι ο σίφωνας να μη φαίνεται, κάτι που συμβαίνει όταν κάποιες φορές κρύβεται από καταρρακτώδη βροχή ή σύννεφα σκόνης αν στην περιοχή επικρατεί αμμοθύελλα ή το σκοτάδι αν συμβεί σε βραδινές ώρες. Οι σίφωνες αυτοί θεωρούνται οι πιο επικίνδυνοι, αφού και οι πιο έμπειροι μετεωρολόγοι μπορεί να μη τους διακρίνουν καν.

Οι περισσότεροι σίφωνες, πάντως, εμφανίζονται νωρίς το απόγευμα και είναι ορατοί. Ακόμα και αυτοί που συμβαίνουν τη νύχτα φωτίζονται έντονα από συχνούς κεραυνούς και αστραπές.



Εικόνα 3.10 : Εκδήλωση σίφωνα τη νύχτα

Στοιχεία που συγκεντρώνονται από εικόνες αυτοκινούμενων ραντάρ Ντόπλερ («Doppler Oh Wheels») και αυτόπτες μάρτυρες, δείχνουν ότι περισσότεροι σίφωνες έχουν ένα ήρεμο κέντρο, με πολύ χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση, παρόμοιο με το μάτι των κυκλώνων.

Ένταση και καταστροφές σιφώνων

Πριν την έλευση της φορητής κάμερας και του ραντάρ Doppler, οι επιστήμονες διέθεταν μόνο αυθαίρετες υποθέσεις για την ταχύτητα των ανέμων ενός σίφωνα. Μόνο οι ζημιές που άφηναν πίσω τους, όσοι σίφωνες έπλητταν κατοικημένες περιοχές, μπορούσαν να δώσουν πιθανές ενδείξεις για την ταχύτητα του ανέμου μέσα στον σίφωνα. Λόγω της έλλειψης τεκμηριωμένων στοιχείων και της σύγχυσης που έμενε μετά την καταστροφή, υπήρχε μια τάση να «διογκώνονται» τα νούμερα.



Εικόνα 3.11 : Καταστροφές μετά το πέρασμα σίφωνα

Στις Η.Π.Α. από το 1971 οι σίφωνες άρχισαν να ταξινομούνται επίσημα με βάση την Κλίμακα Φουτζίτα (F) και από τις 1 Φεβρουαρίου 2007 με βάση την Ενισχυμένη Κλίμακα Φουτζίτα (EF), οι οποίες βασίζονται στην πρακτική εκτίμηση των καταστροφών που προκαλούν. Η Ενισχυμένη Κλίμακα Φουτζίτα ήταν μια ενισχυτική αναβάθμιση της παλαιότερης Κλίμακας Φουτζίτα και αναπτύχθηκε μεταξύ του 2000 και του 2004 από ειδικούς εμπειρογνώμονες, χρησιμοποιώντας μηχανικές εκτιμήσεις της ταχύτητας του ανέμου και καλύτερη περιγραφή των ζημιών. Οι Κλίμακες Φουτζίτα ξεκινούν από τους F0 και EF0 αντίστοιχα, που προκαλούν μικρές ζημιές σε δέντρα και καμινάδες και φτάνουν ως τους F5 και EF5, που καταστρέφουν ολοκληρωτικά τα πάντα, αφήνοντας μόνο τα θεμέλια των κτιρίων και μπορούν να προκαλέσουν σημαντικές κατασκευαστικές παραμορφώσεις και σε μεγάλους ουρανοξύστες. Στην Ευρώπη, η εφαρμογή των Κλιμάκων Φουτζίτα είναι πρακτικά πολύ δύσκολη, γιατί οι προδιαγραφές της ευρωπαϊκής οικοδόμησης των σπιτιών διαφέρουν σημαντικά από τις αμερικάνικες. Στις περισσότερες ευρωπαϊκές χώρες και στην Ελλάδα, χρησιμοποιείται από το 1975 η Κλίμακα TORRO (T) που ξεκινά από τους T0 για εξαιρετικά ασθενείς σίφωνες και φτάνει τους T11 για τους πιο ισχυρούς και καταστρεπτικούς.

Στις Η.Π.Α. το 80% των σιφώνων είναι «ασθενείς σίφωνες» (weak tornadoes) EF0 και EF1(ή T0 – T3), το 1% είναι «βίαιοι/σφοδρόι σίφωνες» (violent tornadoes) EF4 και EF5(ή T8 – T11) και οι «ισχυροί σίφωνες» (strong tornadoes) EF2 και EF3(ή T4 – T7) κυμαίνονται μεταξύ των δυο αυτών κατηγοριών.

Θαλάσσιοι σίφωνες ή υδροσίφωνες

Οι σίφωνες που σχηματίζονται πάνω από επιφάνεια νερού είναι γνωστοί ως υδροσίφωνες (waterspouts), ενώ ο όρος θαλάσσιοι σίφωνες έχει επικρατήσει για τους σίφωνες που σχηματίζονται, κυρίως, πάνω από τη θάλασσα.

Οι υδροσίφωνες είναι ασθενέστεροι από τους σίφωνες της ξηράς, με ταχύτητες ανέμου κατηγορίας F0/EF0 και σπανιότερα F1/EF1, ενώ η ταχύτητα μετακίνησής τους από το ένα σημείο στο άλλο είναι πολύ πιο αργή. Η διάμετρός τους κυμαίνεται από 3 έως 50 m και σπάνια μπορεί να φτάσει τα 100 – 150 m. Η διάρκεια ζωής τους είναι μερικά λεπτά. Γενικά, έχουν πολύ ασθενέστερα χαρακτηριστικά, αλλά και λιγότερα αντικείμενα να καταστρέψουν. Πάντα, όμως, υπάρχει ο κίνδυνος να βγουν στην ξηρά και να προκαλέσουν ζημιές ή και θύματα.



Εικόνα 3.12 : Σχηματισμός υδροσίφωνα

Παλαιότερα, οι θαλάσσιοι σίφωνες θεωρούνταν πολύ επικίνδυνοι για τα πλοία και ιδιαίτερα για τα ιστιοφόρα. Σήμερα, με την πρώτη τους ανίχνευση οι πορείες των σιφώνων παρακολουθούνται προσεκτικά με διοπτρεύσεις, προκειμένου να τους αποφύγουν.

Οι θάλασσες και τα κράτη με τη συχνότερη παρουσία θαλάσσιων σιφώνων είναι :

1. Ανατολικές ακτές Η.Π.Α. και ιδιαίτερα το αρχιπέλαγος Florida Keys νοτιοδυτικά της Florida, όπου εμφανίζονται σίφωνες καθημερινά από τον Απρίλιο ως τον Οκτώβριο, με μέσο όρο 400 – 500 υδροσίφωνες ετησίως.

2. Ισημερινός και όλες οι τροπικές περιοχές.
3. Κόλπος του Μεξικό.
4. Ελλάδα με > 100 σίφωνες το χρόνο.
5. Ολλανδία με 60 σίφωνες το χρόνο.
6. Ισπανία με 25 – 30 σίφωνες το χρόνο.
7. Ιταλία με 25 σίφωνες το χρόνο, ιδίως στην Αδριατική.
8. Ηνωμένο Βασίλειο με 15 σίφωνες το χρόνο.

3.3 Ανεμοστρόβιλοι

Ο ανεμοστρόβιλος είναι ένα μικρής έκτασης μετεωρολογικό φαινόμενο, που διαρκεί λίγο χρόνο. Είναι γνωστοί με τις ονομασίες «whirlwinds» ή «δαίμονες κονιορτού» (dust devils) ή «στήλες άμμου» (sand pillars). Πρόκειται για έναν κατακόρυφο ή κεκλιμένο στροβιλισμό του αέρα, που διαρκεί από μερικά δευτερόλεπτα έως και λίγα λεπτά της ώρας. Στο βόρειο ημισφαίριο η φορά του ανεμοστρόβιλου είναι δεξιόστροφη, ενώ στο νότιο ημισφαίριο η φορά του είναι αριστερόστροφη. Το φαινόμενο αυτό προκαλείται λόγω του ιξώδους του ατμοσφαιρικού αέρα, ιδιαίτερα όταν θερμές μάζες του υψώνονται με ταχύτητα αντίθετα ρεύματα αέρος. Μπορεί, επίσης, να δημιουργηθεί σε κάποιο αιφνίδιο εμπόδιο κινούμενης μάζας αέρα, όπως στην περίπτωση των κορυφών των βουνών. Ο ανεμοστρόβιλος γίνεται φανερός από τη σκόνη (κονιορτό), που παρασύρεται κατά την ανοδική φορά του. Γενικά, η διάμετρος του ανεμοστρόβιλου είναι πολύ μικρή, το πολύ λίγα μέτρα, ο άνεμος όμως που αναπτύσσεται σε αυτόν, μπορεί να αποκτήσει την ένταση στροβιλιζόμενης θύελλας, ενώ ο κονιορτός που σηκώνεται από το έδαφος φτάνει σε μεγάλο ύψος, με συνέπεια την ελάττωση της ορατότητας τοπικά. Πολλές φορές, μπορεί να προκληθούν περιορισμένες καταστροφές, κυρίως από αρπαγή και πτώση μικρών αντικειμένων.

Στα μεγαλύτερα ύψη η παρουσία ανεμοστρόβιλου γίνεται αντιληπτή από τις απότομες παρενοχλήσεις, που προκαλούνται στις πτήσεις των αεροσκαφών, οι οποίες μπορεί να γίνουν επικίνδυνες για μικρά αεροσκάφη, όσο η ένταση αυτού είναι μεγαλύτερη, ειδικότερα στις απογειώσεις και τις προσγειώσεις. Όταν, ένας

ανεμοστρόβιλος δημιουργηθεί ή περάσει πάνω από μια επιφάνεια νερού, θάλασσα ή λίμνη, αντί για σκόνη υψώνει σταγονίδια και παίρνει χρώμα λευκό ή γκριζό.

Οι περισσότεροι ανεμοστρόβιλου στη Γη είναι ασθενείς και μικροί σε διαστάσεις, συνήθως με διάμετρο λίγων μέτρων ή ακόμα και μισό έως 1 m και ύψος λίγα μέτρα, ενώ η μέγιστη ταχύτητα των ανέμων φτάνει κατά μέσο όρο 70Km/h. Συνήθως, διαλύονται σε διάστημα λιγότερο του 1 min από τη δημιουργία τους. Χαρακτηριστικό παράδειγμα αποτελεί ο ισχυρός ανεμοστρόβιλος που έπληξε το διεθνές αεροδρόμιο Αθηνών «Ελευθέριος Βενιζέλος» στις 20/07/2002. Ο ανεμοστρόβιλος έπληξε κυρίως την πίστα του αεροδρομίου, την ώρα που αποβιβάζονταν επιβάτες από αεροσκάφος. Η πολύ ισχυρή ένταση των ανέμων είχε σαν αποτέλεσμα την μικρή μετακίνηση του αεροσκάφους, την απομάκρυνση της σκάλας αποβίβασης και τον ελαφρύ τραυματισμό ενός επιβάτη. Από τον ανεμοστρόβιλο, ο οποίος διήρκεσε περίπου δύο λεπτά, υπέστησαν μικρές υλικές ζημιές τόσο το αεροσκάφος, όσο και το λεωφορείο που ανέμενε για να παραλάβει τους επιβάτες. Σπάνια έχει συμβεί κάποιοι ανεμοστρόβιλοι να ενισχυθούν και να μεγαλώσουν, φτάνοντας σε διάμετρο ακόμα και τα 90m και σε ύψος πάνω από 1Km, με συνολική διάρκεια ζωής έως και τα 20 min. Σε τέτοιους ακραίους ανεμοστρόβιλους έχουν συμβεί άνεμοι με ταχύτητες που έφτασαν τα 100 – 120 Km/h, προκαλώντας σημαντικές ζημιές ή εξαιρετικά σπάνια ακόμα και θύματα.

Διαφορές ανεμοστρόβιλου και σίφωνα.

Πολλές φορές ο ανεμοστρόβιλος συγχέεται με το σίφωνα (tornado), αλλά υπάρχουν αξιοσημείωτες διαφορές ανάμεσα στα δυο αυτά φαινόμενα, όπως :

1. Ο σίφωνας είναι μεγαλύτερης έντασης από τον ανεμοστρόβιλο και πολύ πιο επικίνδυνος.
2. Οι αιτίες και ο τρόπος δημιουργίας του σίφωνα είναι εντελώς διαφορετικές από του ανεμοστρόβιλου, ο οποίος οφείλεται είτε σε κάποιο εμπόδιο είτε σε διαφορά θερμοκρασίας μικρής εμβέλειας.
3. Ο σίφωνας δημιουργείται μέσα σε τεράστια καταιγιδοφόρα νέφη (σωρειτομελανίες) και αποφύονται από τη βάση τους φτάνοντας έως το έδαφος, ενώ ο ανεμοστρόβιλος σηκώνεται από το έδαφος με εντελώς αίθριο ουρανό ή με πολύ ελαφριά νέφωση.

Κεφάλαιο 4

ΤΡΟΠΙΚΟΙ ΚΥΚΛΩΝΕΣ

4.1 Γενικά χαρακτηριστικά

Τροπικός κυκλώνας ονομάζεται στη Μετεωρολογία ένα σύστημα θύελλας με κλειστή περιστροφική κυκλοφορία γύρω από ένα ήρεμο κέντρο χαμηλής βαρομετρικής πίεσης, γνωστό ως «μάτι» του κυκλώνα. Τα συστήματα αυτά δημιουργούνται πάνω από θερμούς ωκεανούς ή μεγάλες θάλασσες, υπό ορισμένες προϋποθέσεις, αλλά ποτέ πάνω από στεριές και όταν φτάνουν σε ψυχρότερα νερά ή ξηρά, διαλύονται. Παράγουν βαριές καταιγίδες και εξαιρετικά σφοδρούς ανέμους και αποτελούν τους μεγαλύτερους μετεωρολογικούς κινδύνους των ναυτικών στις τροπικές θάλασσες, καθώς και των πληθυσμών των παράκτιων περιοχών που πλήττονται από αυτά.

Η διάμετρος ενός τροπικού κυκλώνα κυμαίνεται από 50 έως 1000 μίλια και σπάνια είναι μικρότερη των 50 ή μεγαλύτερη των 500 μιλίων. Τις περισσότερες φορές δεν ξεπερνά τα 100 μίλια. Αρχικά η διάμετρος του κυκλώνα είναι μικρή, όσο όμως μετακινείται αυξάνει και παίρνει τις μεγαλύτερες τιμές της λίγο πριν το σύστημα διαλυθεί. Οι κυκλώνες σχηματίζονται κυρίως στις δυτικές πλευρές των ωκεάνιων τμημάτων στα τροπικά πλάτη. Για τη δημιουργία τους απαιτείται σχετικά υψηλή θερμοκρασία επιφάνεια θάλασσας, περίπου 26 - 27°C. Συνοδεύονται από ανώμαλες καιρικές καταστάσεις, όπως θυελλώδεις ανέμους και καταρρακτώδεις βροχές και καθώς μετακινούνται πάνω από τους ωκεανούς δημιουργούν υψηλό κυματισμό. Έτσι η αντιμετώπισή τους απαιτεί γνώση και εμπειρία από το ναυτικό. Ιδιαίτερα στις κεντρικές περιοχές ενός κυκλώνα, ο ναυτικός έχει να αντιμετωπίσει εξαιρετικά επικίνδυνες καιρικές καταστάσεις.

Στο χάρτη καιρού, οι κυκλώνες απεικονίζονται με ισοβαρείς, σχεδόν κυκλικές, χωρίς μέτωπα. Αν και ελάχιστες μετρήσεις έχουν καταγραφεί στο κέντρο αυτών των συστημάτων, πιθανές τιμές πιέσεων για το κέντρο είναι της τάξης των 940 – 960 hPa. Η πίεση ελαττώνεται πολύ από την περιφέρεια προς το κέντρο. Δηλαδή, στους κυκλώνες των τροπικών ένα από τα κύρια χαρακτηριστικά είναι οι τεράστιες βαροβαθμίδες, που δημιουργούν τους τόσο βίαιους ανέμους και όχι οι απόλυτες τιμές της πίεσης.

Ο Παγκόσμιος Οργανισμός Μετεωρολογίας (WMO) κατατάσσει τις διαταραχές αυτού του είδους σε κατηγορίες, με κριτήριο την ένταση των ανέμων. Συγκεκριμένα είναι :

1. Τροπική ύφεση < 7 Beaufort
2. Μέτρια τροπική ύφεση 8 – 9 Beaufort
3. Σφοδρή τροπική θύελλα 10 - 11 Beaufort
4. Τροπικός κυκλώνας 12 Beaufort

Οι ειδικοί επιστήμονες, προκειμένου να εκτιμήσουν τη συμπεριφορά των τροπικών κυκλώνων και να παρέχουν πληροφορίες γι' αυτούς, όπου χρειάζεται, χρησιμοποιούν μια κλίμακα από το 1 έως το 5 και η οποία περιλαμβάνει τα μετεωρολογικά στοιχεία : ένταση ανέμου, ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο, ανύψωση της στάθμης της θάλασσας.

Κατηγορία 1 : Άνεμοι 64 – 83 κόμβους

Πίεση στο κέντρο μεγαλύτερη από 980 hPa

Ανύψωση στάθμης της θάλασσας 1 – 2 m

Κατηγορία 2 : Άνεμοι 84 – 96 κόμβους

Πίεση στο κέντρο του 965 – 979 hPa

Ανύψωση στάθμης της θάλασσας 2 – 3 m

Κατηγορία 3 : Άνεμοι 97 – 113 κόμβους

Πίεση στο κέντρο του 945 – 964 hPa

Ανύψωση στάθμης της θάλασσας 3- 4 m

Κατηγορία 4 : Άνεμοι 114 – 135 κόμβους

Πίεση στο κέντρο του 920 – 944 hPa

Ανύψωση στάθμης της θάλασσας 4 – 6 m

Κατηγορία 5 : Άνεμος μεγαλύτερος των 135 κόμβων

Πίεση στο κέντρο του μικρότερη των 920 hPa

Ανύψωση της στάθμης της θάλασσας μεγαλύτερη από 6 m.

4.2 Συνθήκες δημιουργίας τροπικού κυκλώνα

Μέχρι σήμερα, γνωρίζουμε αρκετά για τη δομή, το μηχανισμό δημιουργίας και τη συμπεριφορά των τροπικών κυκλώνων, αλλά το πώς δημιουργούνται ακριβώς δεν το ξέρουμε ακόμα και αποτελεί αντικείμενο της επιστημονικής έρευνας. Η έρευνα πάντως έχει αναδείξει τις παρακάτω συνθήκες ως ευνοϊκότερες για τη δημιουργία ενός τροπικού κυκλώνα :

1. Ύπαρξη ενός αέριου στρώματος υγρού, ασταθούς και με μεγάλο πάχος. Τέτοια στρώματα βρίσκονται πάνω από θαλάσσιες περιοχές, όπου παρατηρούνται μεγάλες τιμές θερμοκρασίας επιφάνειας της θάλασσας. Έτσι οι κυκλώνες δημιουργούνται σε θαλάσσιες περιοχές, όπου η θερμοκρασία επιφάνειας της θάλασσας είναι τουλάχιστον 26 - 27°C. Ένα παράδειγμα, είναι οι τροπικές περιοχές στα δυτικά ωκεάνια τμήματα προς το τέλος του καλοκαιριού και τις αρχές του φθινοπώρου σε κάθε ημισφαίριο.
2. Ύπαρξη μικρής μεταβολής του ανέμου με το ύψος στην κατώτερη τροπόσφαιρα (wind shear).
3. Προϋπαρξη ελαφριάς κυκλωνικής κυκλοφορίας (π.χ. τροπική ύφεση).
4. Απόσταση τουλάχιστον 500 Km από τον Ισημερινό.
5. Μεγάλη πτώση της θερμοκρασίας στην ατμόσφαιρα με το ύψος.

Συνήθως, η δημιουργία κυκλώνα αρχίζει από το στάδιο της τροπικής διαταραχής, και αν η ενέργεια που περιέχεται στο σύστημα είναι αρκετή, εξελίσσεται σε τροπική καταιγίδα ή κυκλώνα. Η άνοδος της ασταθούς μάζας αέρα δημιουργεί το σύστημα χαμηλών πιέσεων της τροπικής ύφεσης, δεν είναι όμως αρκετό για το σχηματισμό κυκλώνα. Κατά τη διάρκεια της ανόδου, δημιουργούνται μελανοσωρείτες, καταιγίδες και έντονα καιρικά φαινόμενα. Στο σημείο αυτό, ο υγρός και θερμός αέρας των τροπικών κινείται προς το χαμηλό σύστημα για να καλύψει το κενό που δημιουργεί η ανύψωση της ασταθούς μάζας. Με την κάλυψη αυτού του κενού, η ύφεση θα έπρεπε να αρχίζει να εξασθενεί, όμως τις περισσότερες φορές η κυκλοφορία στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας των τροπικών απομακρύνει τον αέρα που ανυψώνεται και η ύφεση δεν εξασθενεί. Αντίθετα, απορροφά όλο και περισσότερο θερμό και υγρό αέρα, ο οποίος και δίνει την ενέργειά του στην ενίσχυση του κυκλώνα. Τα ποσά ενέργειας που απελευθερώνονται με αυτό τον τρόπο είναι τεράστια.

Η δημιουργία, λοιπόν, των τροπικών κυκλώνων οφείλεται σε συνδυασμό της αστάθειας θερμών και υγρών αερίων μαζών των τροπικών ωκεανών που δημιουργούν την αρχική ύφεση με την ανώτερη ατμοσφαιρική κυκλοφορία που διασκορπίζει τον ανερχόμενο αέρα, εμποδίζοντας την εξασθένιση της ύφεσης και ενισχύοντας το φαινόμενο μέχρι το σχηματισμό κυκλώνα.



Εικόνα 4.1 : Στάδια δημιουργίας τροπικού κυκλώνα ή καταιγίδας (Από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

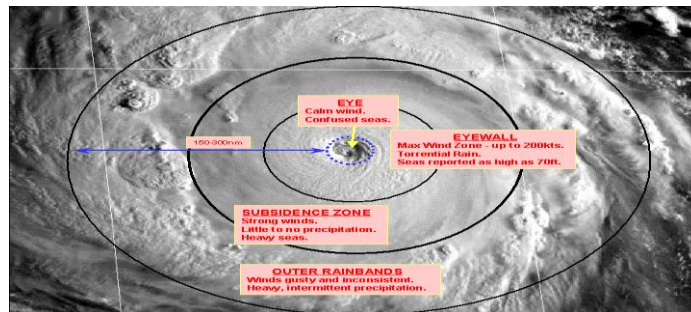
4.3 Δομικά χαρακτηριστικά τροπικών κυκλώνων

Στα αρχικά στάδια σχηματισμού τους οι τροπικοί κυκλώνες καλύπτουν μια έκταση με διάμετρο γύρω στα 1000 μίλια. Οι άνεμοι στην περιοχή αυτή ξεπερνούν σε ταχύτητα τους 64 κόμβους. Τα έντονα καιρικά φαινόμενα και οι δυνατοί άνεμοι γίνονται αισθητοί σε περιοχή με διάμετρο μεγαλύτερη των 400 μιλίων.

Η κεντρική περιοχή του κυκλώνα καλύπτεται από σωρείτες και σωρειτομελανίες, που συνοδεύονται από καταρρακτώδεις βροχές και καταιγίδες. Στην περιφέρεια του κυκλώνα υπάρχουν σωρειτομελανίες που προς τα έξω αντικαθίστανται από θυσάνους και υψιστρώματα. Οι άνεμοι γίνονται ισχυρότεροι από την περιφέρεια προς το κέντρο και αποκτούν τη μέγιστη τιμή τους γύρω από το μάτι του κυκλώνα. Ακριβώς στο κέντρο («μάτι του κυκλώνα»), μια περιοχή διαμέτρου 14 – 25 μίλια, ο άνεμος κοπάζει και έχει ταχύτητα 15 κόμβους, ενώ η νέφωση είναι πολύ αραιή. Η κίνηση του ανέμου μέσα σε έναν τροπικό κυκλώνα είναι σπειροειδής και μάλιστα, καθώς ο αέρας κινείται πιο κοντά

στο κέντρο της θύελλας, η ταχύτητά της αυξάνεται. Η φορά του ανέμου (δεξιόστροφη ή αριστερόστροφη) διαφέρει ανάλογα με το ημισφαίριο, στο οποίο αναπτύσσεται ο τροπικός κυκλώνας. Αιτία της διαφορετικής φοράς του ανέμου ανάλογα με το ημισφαίριο είναι η δύναμη Coriolis, η οποία οφείλεται στην περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της και έχει αντίθετη φορά στο κάθε ημισφαίριο. Η δύναμη αυτή επηρεάζει την κίνηση των ανέμων δεξιά για το βόρειο ημισφαίριο και αριστερά για το νότιο ημισφαίριο.

Στο κέντρο του κυκλώνα βρίσκεται το «μάτι», ενώ με φορά προς τα έξω ακολουθούν τα υπόλοιπα τμήματά του, που είναι ο «τοίχος του ματιού» εντός του οποίου σχηματίζονται οι σπειροειδείς ζώνες.



Εικόνα 4.2 : Η δομή τροπικού κυκλώνα

α) Το «μάτι» (eye) : το μάτι είναι το τμήμα του κυκλώνα που βρίσκεται στο κέντρο της θύελλας και μπορεί να έχει διάμετρο 20 – 50 Km, ενώ έχουν παρατηρηθεί κυκλώνες με μεγαλύτερη διάμετρο ματιού. Εντός του ματιού επικρατεί αίθριος καιρός και ήπιοι άνεμοι χωρίς αυτό να σημαίνει, ότι δεν μπορεί να υπάρχουν περιπτώσεις δυνατών ανέμων, οι οποίοι μπορούν εύκολα να αναπτυχθούν μέσα στο μάτι. Η περιοχή πάνω από το μάτι μπορεί να περιέχει σύννεφα, αλλά συνήθως διακρίνουμε τον ουρανό. Στο μάτι επικρατεί χαμηλή ατμοσφαιρική πίεση (950 hPa ή και λιγότερο) και υψηλότερη θερμοκρασία από αυτές που επικρατούν στον υπόλοιπο κυκλώνα.

β) Ο «τοίχος του ματιού» (eyewall) : Γύρω από το μάτι εντοπίζεται ο τοίχος του ματιού. Καθώς ο θερμός και υγρός αέρας πλησιάζει τον πυρήνα της θύελλας, γυρίζει προς τα πάνω δημιουργώντας ένα τεράστιο δακτυλίδι, το οποίο ανέρχεται. Αυτός ο δακτύλιος που περικυκλώνει το κέντρο της καταιγίδας ονομάζεται «τοίχος του ματιού». Μέσα στο δακτύλιο επικρατούν πυκνή νέφωση, καταρρακτώδεις βροχές και σφοδροί άνεμοι.

γ) Σπειροειδείς ζώνες (spiral bands) : Εξωτερικά από τον τοίχο του ματιού, παρατηρείται μια ενωμένη δομή με τη μορφή ζωνών που αποτελούνται από σύννεφα, τα οποία ακολουθούν μια περιστροφική κίνηση. Για το λόγο αυτό ο σχηματισμός ονομάζεται σπειροειδής ζώνη. Στην περιοχή επικρατούν έντονες βροχοπτώσεις.

Η έκταση της περιοχής ενός τροπικού κυκλώνα διαφέρει από κυκλώνα σε κυκλώνα. Άνεμοι έντασης 7 Beaufort ή λίγο ισχυρότεροι είναι αδύνατον να συναντηθούν σε ακτίνα 200 μιλίων από το κέντρο του κυκλώνα. Επίσης, άνεμοι 8 Beaufort είναι αδύνατον να σημειωθούν σε απόσταση μεγαλύτερη των 100 μιλίων από το κέντρο του κυκλώνα και ειδικά σε πλάτη μικρότερα των 20°B. ή N.

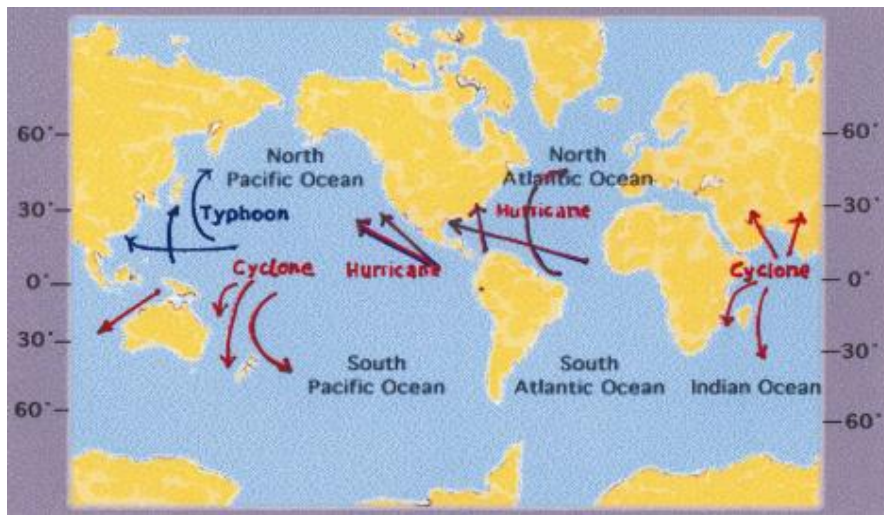
Αντίθετα, άνεμοι 12 Beaufort (κυκλώνας) είναι πολύ πιθανοί σε απόσταση 75 μιλίων από το κέντρο του κυκλώνα. Έχουν σημειωθεί και ριπαίοι άνεμοι με ταχύτητα 250 Km/h σε ακτίνα 80 Km από το κέντρο του κυκλώνα. Γενικά, η ακτίνα εξάπλωσης του κυκλώνα μεγαλώνει όσο μεγαλύτερο είναι το γεωγραφικό πλάτος, στο οποίο και κινείται. Έτσι, οι παραπάνω αποστάσεις διπλασιάζονται στα πλάτη των 35°, όμως η ταχύτητα των ανέμων τους αρχίζει να μειώνεται σταδιακά.

4.4 Κινήσεις των τροπικών κυκλώνων

Οι κινήσεις των τροπικών κυκλώνων κατευθύνονται και ελέγχονται από τη γενική κυκλοφορία της ατμόσφαιρας. Οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται σχεδόν πάντοτε ανάμεσα στους παραλλήλους των 7° και των 15°, γνωστή ως «ενδοτροπική ζώνη σύγκλισης», ενώ μικρό ποσοστό σχηματίζεται πιο κοντά στον Ισημερινό. Δε σχηματίζονται πάνω από τον Ισημερινό, επειδή στον Ισημερινό η δύναμη Coriolis είναι μηδέν. Ειδικότερα οι τροπικοί κυκλώνες σχηματίζονται σε έξι περιοχές και παίρνουν διαφορετικές ονομασίες σε καθεμία. Τέσσερις από αυτές τις περιοχές βρίσκονται στο Β. ημισφαίριο και δύο στο Ν. ημισφαίριο. Δεν παρατηρούνται τροπικοί κυκλώνες στον νότιο Ατλαντικό, στο νότιο Ειρηνικό Ωκεανό και ανατολικά από το μεσημβρινό των 140° Δυτικό.

Περιοχές εμφάνισης τροπικών κυκλώνων

- Κυκλώνες Βορείου Ατλαντικού (Hurricanes) : εμφανίζονται κυρίως από τον Ιούνιο έως το Νοέμβριο, με μέγιστη συχνότητα εμφάνισης Αύγουστο, Σεπτέμβριο και Οκτώβριο.
- Κυκλώνες Βορειοανατολικού Ειρηνικού (Hurricanes) : εμφανίζονται από τον Ιούνιο έως τον Οκτώβριο.
- Κυκλώνες Βορειοδυτικού Ειρηνικού (Typhoons) : είναι συχνότεροι από οποιαδήποτε άλλη θαλάσσια περιοχή της Γης. Εμφανίζονται όλο το έτος συχνότερα όμως, από τον Απρίλιο έως το Δεκέμβριο.
- Κυκλώνες Βόρειου Ινδικού Ωκεανού : ονομάζονται κυκλωνικές θύελλες και σχηματίζονται όλο το χρόνο. Συνήθως δεν είναι πολύ ισχυρές.
- Κυκλώνες Νότιου Ινδικού Ωκεανού (Cyclones) : σχηματίζονται συνήθως μεταξύ Δεκεμβρίου και Μαρτίου.
- Κυκλώνες Νοτιοδυτικού Ειρηνικού Ωκεανού και Αυστραλίας : εμφανίζονται κυρίως από το Δεκέμβριο έως τον Απρίλιο.



Εικόνα 4.3 : Οι κινήσεις των Τροπικών Κυκλώνων. (Από την Ιστοσελίδα του Department of Atmospheric Sciences, University of Illinois, Urbana – Champaign)

Κινήσεις των τροπικών κυκλώνων

Αρχικά οι τροπικοί κυκλώνες κινούνται πολύ αργά καθώς απομακρύνονται από τον Ισημερινό, οπότε επηρεαζόμενοι από τους επικρατούντες ανατολικούς ανέμους αποκτούν καμπύλη τροχιά συνήθως προς τα Δ ή ΒΔ στο βόρειο ημισφαίριο και Δ ή ΝΔ στο νότιο. Έτσι, περνούν από τα υποτροπικά πλάτη στα μεσαία πλάτη, που ως γνωστό επικρατούν δυτικοί άνεμοι και αποκτούν με τον τρόπο αυτό περισσότερο καμπύλη τροχιά με κατεύθυνση προς Α ή ΒΑ για το Β. ημισφαίριο και προς τα ΝΑ για το νότιο. Το σημείο αλλαγής πορείας ενός κυκλώνα ονομάζεται σημείο καμπής ή ανακαμπύλωσης και είναι το δυτικότερο σημείο που φτάνει ο κυκλώνας, πριν στραφεί σε πορεία που τον απομακρύνει από τον Ισημερινό.

Πλεύσιμο και επικίνδυνο Ημικύκλιο

- Επικίνδυνο Ημικύκλιο (dangerous semi – circle) : ονομάζεται το δεξιό ημικύκλιο σε σχέση με την τροχιά του κυκλώνα στο Β. ημισφαίριο και το αριστερό ημικύκλιο στο Ν. ημισφαίριο. Αυτό βρίσκεται πάντοτε κατά τη μετάβαση από το σημείο καμπής στο εσωτερικό της τροχιάς. Στο επικίνδυνο ημικύκλιο η φορά των ανέμων τείνει να φέρει το πλοίο μπροστά από το κέντρο του κυκλώνα, δηλαδή σε περιοχή από την οποία θα περάσει το κέντρο.
- Επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο ως προς τον άνεμο (dangerous quadrant) : ονομάζεται το προπορευόμενο τμήμα του επικίνδυνου ημικυκλίου, στο οποίο οι άνεμοι πνέουν προς την πλευρά της τροχιάς. Αποτελεί το πιο επικίνδυνο τμήμα του κυκλώνα. Για το Β. ημισφαίριο, στη συνιστώσα των ΒΑ ανέμων του τροπικού κυκλώνα προστίθενται οι ΒΑ αληγείς με αποτέλεσμα να αυξάνεται η ένταση των ανέμων περισσότερο. Αντίστοιχα, για το Ν. ημισφαίριο, στη συνιστώσα των ΝΑ ανέμων του τροπικού κυκλώνα προστίθενται οι ΝΑ αληγείς.
- Επικίνδυνο τεταρτοκύκλιο ως προς τον κυματισμό : Ο άνεμος στο δεξί και πίσω τέταρτο του ημικυκλίου (Β. ημισφαίριο) και αντίστοιχα στο αριστερό και πίσω τέταρτο του ημικυκλίου (Ν. ημισφαίριο) είναι παράλληλος ή σχεδόν παράλληλος προς τη διεύθυνση κίνησης του κυκλώνα. Τα κύματα που αναπτύσσονται σε αυτή την περιοχή έχουν τα μεγαλύτερα ύψη γιατί αντιστοιχούν σε άνεμο που έχει

το μεγαλύτερο Fetch (απόσταση πάνω στη θάλασσα κατά μήκος της οποίας πνέει ο άνεμος.

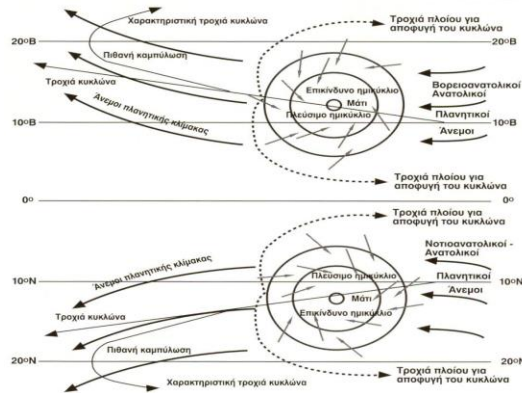
- Πλεύσιμο ή χειριστό Ημικύκλιο (navigable semi – circle): ονομάζεται το ημικύκλιο, το οποίο βρίσκεται αριστερά της τροχιάς στο Β. ημισφαίριο και δεξιά αυτής στο νότιο. Εδώ η φορά των ανέμων τείνει να φέρει το πλοίο πίσω στο κέντρο του κυκλώνα.

Οι κυκλώνες των τροπικών είναι επικίνδυνοι για τη ναυσιπλοΐα σε όλο τους το εύρος. Ο κίνδυνος γίνεται μεγαλύτερος στο επικίνδυνο ημικύκλιο για κάθε ημισφαίριο. Οι άνεμοι είναι ισχυρότεροι στο επικίνδυνο ημικύκλιο απ' ό τι στο πλεύσιμο, γιατί ενισχύονται από τους αληγείς ανέμους της γενικής κυκλοφορίας. Για το Β. ημισφαίριο οι ΒΑ – Α επικρατούντες αληγείς άνεμοι είναι σχεδόν παράλληλοι με τη διεύθυνση των ανέμων του επικίνδυνου ημικυκλίου και κυρίως του επικίνδυνου τεταρτοκυκλίου.

Ορολογία τροπικών κυκλώνων

- Σημείο καμπής ή ανακαμπύλωσης (vertex/cod) : ονομάζεται το δυτικότερο σημείο, στο οποίο φτάνει ο τροπικός κυκλώνας, μετά το οποίο αλλάζει πορεία.
- Τροχιά (path) : ονομάζεται η κατεύθυνση, στην οποία κινείται το κέντρο του κυκλώνα.
- Ίχνος (track) : ονομάζεται η ακολουθία θέσεων, από τις οποίες έχει περάσει το κέντρο του κυκλώνα.
- Πεδίο διαταραχής (storm field) : ονομάζεται η οριζόντια περιοχή, όπου λαμβάνουν χώρα τα φαινόμενα που συνοδεύουν τον κυκλώνα.
- Πηγή διαταραχής (source region) : ονομάζεται η περιοχή, στην οποία πρωτοεμφανίστηκε ο κυκλώνας.
- Μάτι του κυκλώνα (eye of the storm) : ονομάζεται το κέντρο του κυκλώνα.
- Γωνίας σύγκλισης (angle of in draught) : ονομάζεται η γωνία, η οποία σχηματίζεται από τη διεύθυνση των ανέμων που τέμνει τις ισοβαρείς.

- Στρόβιλος (vortex) : ονομάζεται η κεντρική περιοχή του κυκλώνα, όπου παρατηρείται άπνοια. Σε αυτή παρατηρείται, επίσης, η μικρότερη πίεση με αποτέλεσμα να παρατηρείται θαλασσοταραχή χωρίς άνεμο.
- Γραμμή αυλώνος (trough line) : ονομάζεται η γραμμή που είναι κάθετη στην τροχιά προς το κέντρο του κυκλώνα. Η γραμμή αυτή διαχωρίζει την περιοχή πτώσης και ανόδου της βαρομετρικής πίεσης του κυκλώνα.



Σχήμα 4.1. Τροχιές των τροπικών κυκλώνων.

4.5 Φαινόμενα που προαναγγέλλουν τροπικό κυκλώνα

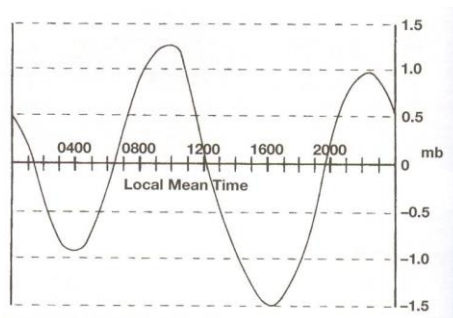
Στις περιοχές που παρατηρούνται τροπικοί κυκλώνες, ιδιαίτερα κατά την εποχή εμφάνισής τους, ο ναυτιλλόμενος πρέπει να βρίσκονται σε συνεχή επαγρύπνηση, ώστε να μην αιφνιδιαστεί από την παρουσία κυκλώνα. Η φύση παρέχει προειδοποιητικά σημάδια της παρουσίας κυκλώνα, που όταν γίνονται αντιληπτά μπορούν να παίξουν σημαντικό ρόλο στην αποφυγή διάβασης του πλοίου από το κέντρο του.

Η πρόβλεψη για την προσέγγιση ενός τροπικού κυκλώνα γίνεται από το δίκτυο μετεωρολογικών δορυφόρων, οι οποίοι τους ακολουθούν από τη στιγμή της δημιουργίας τους, καταγράφοντας όλα τα χαρακτηριστικά τους. Έτσι, οι Μετεωρολογικές Υπηρεσίες και οι παράκτιοι σταθμοί εκδίδουν έκτακτες προειδοποιήσεις προς τα πλοία που ταξιδεύουν σε περιοχές επικινδυνότητας, εξαιτίας της παρουσίας ενός κυκλώνα στην περιοχή πλεύσης τους για τη θέση, την ένταση και την κίνησή τους. Επίσης, έκτακτες παρατηρήσεις για την ύπαρξη των τροπικών κυκλώνων εκπέμπονται και από τα ίδια τα πλοία. Όντως, τα πλοία που συναντούν τροπικό κυκλώνα είναι υποχρεωμένα να τον

αναφέρουν μέσω ασυρμάτου και να ειδοποιούν αμέσως με έκτακτη μετεωρολογική παρατήρηση τη Μετεωρολογική Υπηρεσία της περιοχής, καθώς και τα παραπλέοντα πλοία, όπως αναφέρεται στη Διεθνή Συνθήκη για την Ασφάλεια της Ζωής στη θάλασσα.

Τα πλοία, ακόμη, έχουν τη δυνατότητα να προβλέψουν την προσέγγιση κυκλώνα, με βάση δικές τους μετεωρολογικές παρατηρήσεις, τις οποίες πρέπει να κάνουν σε τακτά χρονικά διαστήματα. Συγκεκριμένα λαμβάνονται υπ' όψη τα εξής :

1. Βασικό στοιχείο πρόβλεψης αποτελεί η συμπεριφορά του βαρόμετρου¹⁸. Αν σε μια περιοχή, που εμφανίζονται τροπικοί κυκλώνες, η ατμοσφαιρική πίεση είναι 3 ή περισσότερα hPa κατώτερη από τη μέση τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης για την εποχή και τη θέση που βρίσκεται το πλοίο ή υπάρχει μεγάλη διαφοροποίηση από την ημερήσια κύμανση της ατμοσφαιρικής πίεσης στα τροπικά πλάτη (σχήμα), τότε ο πλοίαρχος θα πρέπει να είναι προσεκτικός για παρουσία κυκλώνα. Αν η πίεση είναι κατώτερη από 5hPa ή περισσότερο , υπάρχει πιθανότητα ο κυκλώνας να βρίσκεται σε απόσταση 200 μιλίων από το πλοίο. Αν η πίεση που δείχνει το βαρόμετρο ή ο βαρογράφος¹⁹ βρίσκεται σε πτώση, αλλά η ημερήσια πορεία της ατμοσφαιρικής πίεσης δεν εξαφανίζεται, τότε το κέντρο του κυκλώνα βρίσκεται σε απόσταση 120 – 500 μιλίων από το πλοίο. Αν η πτώση της πίεσης είναι μεγαλύτερη και η ημερήσια κύμανσή της εξαφανίζεται, τότε το κέντρο του κυκλώνα βρίσκεται σε απόσταση 80 -120 μιλίων. Τέλος, αν η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι απότομη και μεγάλη, τότε η απόσταση από το κέντρο του κυκλώνα είναι σε απόσταση 10 – 60 μιλίων από το πλοίο.



Σχήμα 4.2. Ημερήσια κύμανση της πίεσης στους τροπικούς.

2. Αν οι άνεμοι παρουσιάζουν διεύθυνση και ταχύτητα πολύ διαφορετική από την διεύθυνση και την ταχύτητα των επικρατούντων ανέμων στην περιοχή, τότε σημαίνει ότι πλησιάζει κυκλώνας.
3. Αν ο κυματισμός έχει διαφορετική διεύθυνση από τη διεύθυνση του ανέμου, τότε σημαίνει ότι πλησιάζει κυκλώνας.
4. Αν ανάμεσα στον κυκλώνα και το πλοίο δεν παρεμβάλλεται ξηρά και παρατηρείται κυματισμός δυσανάλογος με την ένταση του ανέμου, τότε προς τη διεύθυνση από την οποία έρχεται ο κυματισμός, υπάρχει πιθανότητα να βρίσκεται κυκλώνας.
5. Η αποθαλασσία, που προκαλείται από τον κυκλώνα, μπορεί να φτάσει σε απόσταση 1000 μιλίων από το κέντρο του κυκλώνα. Γι' αυτό παρατηρείται πολλές φορές πριν αρχίσει να πέφτει η ατμοσφαιρική πίεση.
6. Αν η μέρα είναι αίθρια και με εξαιρετική ορατότητα, αλλά με ατμόσφαιρα μουντή σημαίνει ότι έρχεται κυκλώνας.
7. Τέλος, στο RADAR ο κυκλώνας δίνει χαρακτηριστική ηχώ, η οποία οφείλεται στην αντανάκλαση της βροχής που τον συνοδεύει.

4.6 Χειρισμοί πλοίου για την αποφυγή κυκλώνα

Για να αποφύγει ένα πλοίο κάποιο τροπικό κυκλώνα, πρέπει πρώτα απ' όλα να γνωρίζει τη θέση και την κίνηση του κέντρου του. Η διόπτρευση του κέντρου μπορεί να προσδιοριστεί από την αποθαλασσία ή το RADAR. Ένας άλλος τρόπος προσδιορισμού της διόπτρευσης του κέντρου του κυκλώνα είναι ο νόμος Buys – Ballot, «όταν ο παρατηρητής είναι στραμμένος προς τον αληθή άνεμο, εντοπίζει το κέντρο περίπου 10 ανεμόρομβους (δηλαδή 90° έως 135°) προς τα δεξιά του για το Β. ημισφαίριο και 10 ανεμόρομβους προς τα αριστερά του για το Ν. ημισφαίριο.». Η απόσταση υπολογίζεται από την ταχύτητα με την οποία μειώνεται η ένδειξη του βαρομέτρου ή με το RADAR.

Η πορεία του κυκλώνα, και κατά συνέπεια το πλεύσιμο και το επικίνδυνο ημικύκλιο, μπορούν να προσδιοριστούν από διαδοχικά μετεωρολογικά δελτία που δίνουν την κίνηση του κυκλώνα ή από το RADAR, αλλά ο πιο αξιόπιστος τρόπος είναι η αλλαγή της διεύθυνσης του ανέμου. Αν η διεύθυνση του ανέμου μεταβάλλεται προς τα δεξιά στο βόρειο ημισφαίριο (αριστερά στο νότιο ημισφαίριο), τότε το πλοίο βρίσκεται

στο επικίνδυνο ημικόκλιο του κυκλώνα. Το πλοίο που βρίσκεται στον κυκλώνα, πρέπει να ακολουθήσει πορεία, που να το οδηγεί όσο το δυνατό πιο μακριά από το κέντρο του.

Ενέργειες του κυβερνήτη πλοίου, όταν πλησιάζει τροπικό κυκλώνα

Ο κυβερνήτης πλοίου που πλησιάζει ή βρίσκεται κοντά σε τροπικό κυκλώνα θα πρέπει να κάνει τις εξής ενέργειες :

- Να προσδιορίσει τον προσανατολισμό του κέντρου του τροπικού κυκλώνα με τη βοήθεια του νόμου Buys – Ballot.
- Να υπολογίσει την απόσταση του κέντρου του τροπικού κυκλώνα από το πλοίο. Βοηθός του είναι το βαρόμετρο, όπου εάν η ατμοσφαιρική πίεση πέσει κάτω από 5 hPa και ο πραγματικός άνεμος είναι 6 Beaufort, τότε η πιθανή απόσταση του πλοίου από το κέντρο του κυκλώνα είναι 200 μίλια περίπου. Εάν ο πραγματικός άνεμος είναι 8 Beaufort, τότε η πιθανή απόσταση είναι 125 μίλια.
- Να σχεδιάσει την πιθανή πορεία του τροπικού κυκλώνα. Γίνεται εκτίμηση κατά προσέγγιση, υπολογίζοντας κάθε τρεις ώρες τη θέση του.
- Να προσδιορίσει το ημικόκλιο μέσα στην οποία βρίσκεται το πλοίο.

Για το προσδιορισμό αυτό και για το βόρειο ημισφαίριο ισχύουν τα εξής :

Εάν ο άνεμος στρέφεται σύμφωνα με τους δείκτες του ρολογιού, το πλοίο βρίσκεται στο επικίνδυνο ημικόκλιο.

Εάν ο άνεμος αντιστρέφεται (δηλαδή στρέφεται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού), το πλοίο βρίσκεται στο πλεύσιμο ημικόκλιο.

Εάν ο άνεμος παραμένει σταθερός, το πλοίο βρίσκεται πάνω στην τροχιά του κυκλώνα.

Χειρισμοί του πλοίου για την αποφυγή κυκλώνα στο Β. ημισφαίριο

- Δεξί ή επικίνδυνο ημικόκλιο

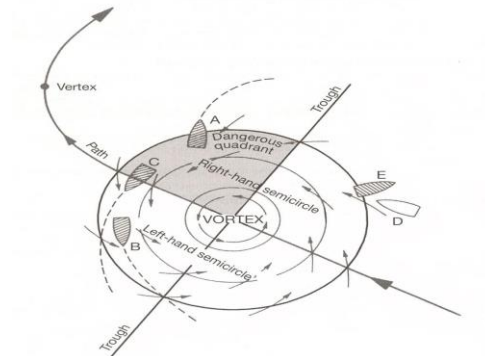
Το πλοίο πρέπει να αναπτύξει τη μεγαλύτερη δυνατή ταχύτητά του έχοντας τον άνεμο από τη δεξιά πλευρά της πλώρης του και συνεχώς να αλλάζει πορεία και να κρατάει τον άνεμο στην ίδια διεύθυνση.

- Αριστερό ή πλεύσιμο ημικόκλιο

Το πλοίο πρέπει να αναπτύξει τη μεγαλύτερη δυνατή ταχύτητά του έχοντας τον άνεμο από τη

δεξιά πλευρά της πρύμνης του και συνεχώς να αλλάζει πορεία για να κρατάει τον άνεμό στην ίδια διεύθυνση.

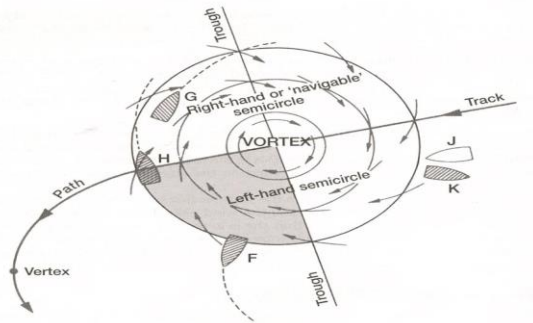
- Πλοίο επί της τροχιάς του κυκλώνα
Ακολουθούνται οι ίδιοι χειρισμοί με την περίπτωση του πλεύσιμου ημικυκλίου.



Σχήμα 4.3. Απεικόνιση όλων των βασικών όρων που αφορούν σε έναν κυκλώνα, για το βόρειο ημισφαίριο.

Χειρισμοί του πλοίου για την αποφυγή του κυκλώνα στο Ν. ημισφαίριο

- Αριστερό ή επικίνδυνο ημικόκλιο
Το πλοίο πρέπει να αναπτύξει τη μεγαλύτερη δυνατή ταχύτητά του έχοντας τον άνεμο από την αριστερή πλευρά της πλώρης του και συνεχώς αλλάζει πορεία για να κρατάει τον άνεμο στην ίδια διεύθυνση.
- Δεξί ή πλεύσιμο ημικόκλιο
Το πλοίο πρέπει να αναπτύξει τη μεγαλύτερη δυνατή ταχύτητά του έχοντας τον άνεμο από την αριστερή πλευρά της πρύμνης του και συνεχώς να αλλάζει πορεία για να κρατάει τον άνεμο στην ίδια διεύθυνση.
- Πλοίο επί της τροχιάς του κυκλώνα
Ακολουθούνται οι ίδιοι χειρισμοί με το πλεύσιμο ημικόκλιο.



Σχήμα 4.4. Απεικόνιση όλων των βασικών όρων που αφορούν σε έναν κυκλώνα, για το νότιο ημισφαίριο.

Κεφάλαιο 5

ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ ΧΑΜΗΛΑ HURRICANE – FORCE

5.1 Γενικά χαρακτηριστικά μετωπικών υφέσεων

Ύφεση, όπως αναφέραμε, είναι μια περιοχή χαμηλής πίεσης, η οποία απεικονίζεται στους χάρτες καιρού με κλειστές ισοβαρείς καμπύλες, κάπως κυκλικής ή ελλειπτικής μορφής, με την πίεση να ελαττώνεται από την περιφέρεια προς το κέντρο. Οι μετωπικές υφέσεις δημιουργούνται συνήθως κατά μήκος εκτεταμένων μετωπικών επιφανειών. Οι πρώτοι που μίλησαν γι' αυτές ήταν η ομάδα Νορβηγών μετεωρολόγων (Bjerkness, Bergeron και Solberg), οι οποίοι διατύπωσαν τη «Θεωρία του πολικού μετώπου» (1919), σύμφωνα με την οποία «η μετωπική ύφεση είναι ένας στρόβιλος δυο διαφορετικών, από θερμοϋγρομετρικής άποψης, αερίων μαζών».

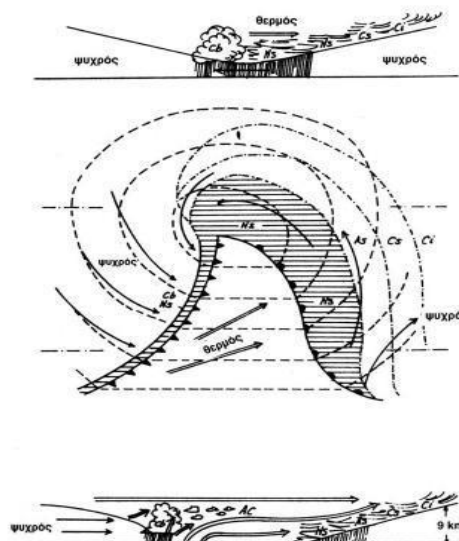
Οι μετωπικές υφέσεις μπορούν να διακριθούν σε κύριες και δευτερεύουσες μετωπικές υφέσεις :

α) Κύριες μετωπικές υφέσεις είναι τα βαρομετρικά χαμηλά που δημιουργούνται εκτός των τροπικών, κατά μήκος εκτεταμένων μετωπικών επιφανειών (όπως το πολικό μέτωπο) και συνοδεύονται από μετωπική δραστηριότητα.

β) Δευτερεύουσες μετωπικές υφέσεις είναι τα βαρομετρικά χαμηλά που δημιουργούνται σε μικρότερης κλίμακας μετωπικές επιφάνειες, όπως τα ψυχρά μέτωπα προ υπαρχουσών μετωπικών υφέσεων και συνοδεύονται από μετωπική δραστηριότητα.

Η δομή μιας μετωπικής υφέσης περιγράφεται από ένα αντιπροσωπευτικό μοντέλο, γνωστό ως «Νορβηγικό μοντέλο».

Σύμφωνα με αυτό, οι μετωπικές υφέσεις δημιουργούνται κατά μήκος των μετωπικών επιφανειών και αποτελούνται από δυο διαφορετικές αέριες μάζες, μιας πολικής και μιας τροπικής, οι οποίες διαχωρίζονται από μια μετωπική επιφάνεια (Σχήμα 5.1). Ο θερμός αέρας εκτείνεται σαν γλώσσα προς το κέντρο της υφέσης, όπου η πίεση είναι χαμηλή, ενώ το υπόλοιπο τμήμα της υφέσης καταλαμβάνει ψυχρός αέρας. Η γλώσσα του θερμού αέρα ονομάζεται θερμός τομέας της υφέσης. Λόγω της παρουσίας των δυο διαφορετικών τομέων (θερμός – ψυχρός) οι ισοβαρείς παρουσιάζουν απότομες κάμψεις, όταν διέρχονται από τον θερμό προς τον ψυχρό αέρα, ενώ μέσα στο θερμό τομέα είναι σχεδόν παράλληλοι. Οι διαφορές των θερμοκρασιών και των πιέσεων μεταξύ των αερίων μαζών του θερμού και του ψυχρού τομέα του μετώπου προκαλούν και απότομη αλλαγή στη διεύθυνση και



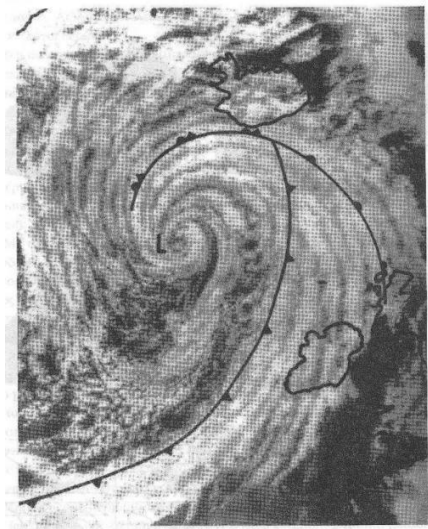
Σχ. 6.13.1 Ένα αντιπροσωπευτικό μοντέλο δομής μιας μετωπικής υφέσης. (Κατά Α. Καραγιάννη, 1981).

Σχήμα 5.1 : Δομή μετωπικής ύφεσης σύμφωνα με το «Νορβηγικό μοντέλο» (Πηγή : Μακρογιάννης και Σαχσαμάνογλου, 2004)

την ένταση του ανέμου, ενώ το νεφικό σύστημα και η ζώνη της βροχής εκτείνεται προς την ψυχρότερη πλευρά του. Το δεξιό τμήμα του μετώπου, στο οποίο ο θερμός αέρας ακολουθεί τον ψυχρό, αποτελεί το θερμό μέτωπο της ύφεσης, ενώ το αριστερό στο οποίο ο ψυχρός αέρας ακολουθεί το θερμό απαρτίζει το ψυχρό μέτωπο. Στο κάτω μέρος του Σχήματος 5.1 φαίνεται τομή της ύφεσης νότια του κέντρου της από ένα κατακόρυφο επίπεδο. Ο θερμός αέρας ανέρχεται κατά μήκος της θερμής μετωπικής επιφάνειας πάνω από τον ψυχρό που σχηματίζει σφήνα κάτω από τον θερμό. Έτσι, σχηματίζεται το νεφικό σύστημα από θυσάνους (Ci) και θυσσανοστρώματα (Cs) και στη συνέχεια από υψιστρώματα (As) και βροχοφόρους στρωματομελανίες (Ns). Στο πίσω μέρος του ψυχρού μετώπου η σφήνα του ψυχρού αέρα εισχωρεί κάτω από τον θερμό αέρα του θερμού τομέα και τον αναγκάζει σε απότομη ανοδική κίνηση και αδιαβατική ψύξη, η οποία οδηγεί στο σχηματισμό σωρειτών (Cu) και σωρειτομελανιών (Cb).

Το άνω τμήμα του Σχήματος 5.1 παριστάνει τομή της ύφεσης βόρεια του κέντρου της. Εδώ, ο θερμός αέρας περιορίζεται στα ανώτερα τμήματα της ύφεσης, ενώ τα επιφανειακά στρώματα καταλαμβάνονται από ψυχρό αέρα. Έτσι, με την αύξηση του ύψους βόρεια του κέντρου της ύφεσης θα επικρατούν ανατολικοί άνεμοι στο ψυχρό τμήμα και δυτικοί στο θερμό.

Σε ό,τι αφορά το είδος των αερίων μαζών μιας ύφεσης, ο αέρας του θερμού τομέα είναι τροπικός θαλάσσιος ή ηπειρωτικός (π.χ. υφέσεις Μεσογείου), ο ουρανός είναι αίθριος και ο αέρας ξηρός και έτσι δεν σχηματίζονται νέφη και βροχές. Στον ψυχρό τομέα της ύφεσης οι καιρικές καταστάσεις που επικρατούν είναι τυπικές των πολικών αερίων μαζών ηπειρωτικών ή θαλάσσιων με νεφώσεις και ελαττωμένη ηλιακή ακτινοβολία. Άρα, λείπουν νέφη του είδους σωρείτες (Cu). Επίσης, στον ψυχρό αέρα που ακολουθεί το ψυχρό μέτωπο, λόγω κατολίσθησης, ο ουρανός γίνεται αίθριος μετά την παύση της βροχής του ψυχρού μετώπου.



Εικόνα 5.1 : Δορυφορική εικόνα μετωπικής ύφεσης

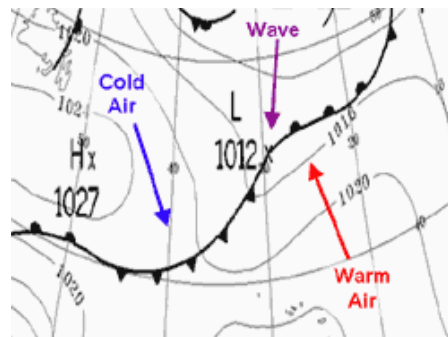
Όταν σε μια μετωπική ύφεση παρατηρούνται μεγάλες θερμοκρασιακές αντιθέσεις, η μεταβολή του ανέμου με το ύψος θα είναι μεγάλη. Στο μπροστινό τμήμα της ύφεσης οι ανώτεροι άνεμοι είναι βορειοδυτικοί πάνω από την επιφάνεια του θερμού μετώπου και συνοδεύονται από θυσάνους (Ci). Στο πίσω μέρος της ύφεσης ο θερμικός άνεμος σε συνδυασμό με το γεωστροφικό δημιουργεί νοτιοδυτικούς ανέμους πάνω από το ψυχρό μέτωπο.

Οι διευθύνσεις και οι ταχύτητες μετατόπισης των υφέσεων εξαρτώνται από την κατανομή των πιέσεων, των θερμοκρασιών, των ανέμων, το ανάγλυφο και άλλα στοιχεία που επικρατούν στην τροπόσφαιρα. Οι υφέσεις κινούνται συνήθως με ταχύτητες, οι οποίες κυμαίνονται από 10 – 15 m/s. Οι μεγαλύτερες ταχύτητες των υφέσεων παρατηρούνται κατά τη χειμερινή περίοδο και οι μικρότερες τις άλλες εποχές. Γενικά, η δραστηριότητα των υφέσεων είναι μεγαλύτερη την ψυχρή περίοδο του έτους, όταν το πολικό μέτωπο είναι έντονο και κατέρχεται σε χαμηλότερα γεωγραφικά πλάτη και δημιουργεί πολλά δραστικά υφεσιακά κύματα. Οι υφέσεις κινούνται κατά τη διεύθυνση των ισοβαρών του θερμού τομέα τους, γιατί οι ισοβαρείς αντανακλούν τη διεύθυνση κίνησης των δυτικών ανέμων και του αεροχειμάρρου, ο οποίος ασκεί μεγάλη επίδραση στα υφεσιακά κύματα του πολικού μετώπου.

5.2 Κυκλώνες μέσω γεωγραφικών πλατών

Με βάση το «Νορβηγικό μοντέλο», ο κυκλώνας αναπτύσσεται κατά μήκος ενός πολικού μετώπου, το οποίο είναι μια ζώνη ασυνέχειας καθώς διαχωρίζει τις ψυχρές πολικές αέριες μάζες που βρίσκονται βόρεια από τις θερμότερες υποτροπικές αέριες μάζες που βρίσκονται νότια.

Προϋπόθεση για τη δημιουργία του κυκλώνα είναι η ύπαρξη ενός στάσιμου μετώπου, δηλαδή μιας επιφάνεια ασυνέχειας²⁰ που σχηματίζεται μεταξύ δυο διαφορετικής υψής αερίων μαζών (διαφορετική θερμοκρασία, πυκνότητα και υγρασία), που παρουσιάζουν σχετική κίνηση μεταξύ τους. Βόρεια και παράλληλα του μετώπου, ψυχρές πολικές αέριες μάζες κινούνται προς τα δυτικά (ανατολικοί άνεμοι), ενώ νότια θερμές θαλάσσιες τροπικές αέριες μάζες κινούνται προς τα ανατολικά (δυτικοί άνεμοι) (Εικόνα 5.5, α). Εξαιτίας κάποιου αιτίου η επιφάνεια ασυνέχειας μπορεί να υποστεί μια διαταραχή και να εμφανίσει έναν ελαφρύ κυματισμό. Το κύμα που δημιουργείται ονομάζεται μετωπικό κύμα (Εικόνα 5.5, β). Παρατηρώντας σε χάρτη καιρού (Εικόνα 5.2) τον σχηματισμό ενός μετωπικού κύματος, η κατάσταση μοιάζει με τη δημιουργία ενός θαλάσσιου κύματος, όπως αυτό πλησιάζει προς την ακτή. Δηλαδή, δημιουργείται, αναπτύσσεται, σπάει και τελικά διαλύεται. Γι αυτό τα συστήματα των κυκλωνικών καταιγίδων είναι γνωστά και σαν κυκλωνικά κύματα.

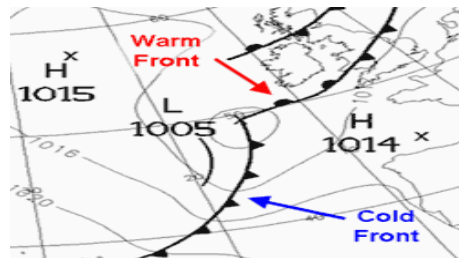


Εικόνα 5.2 : Χάρτης επιφανείας, όπου φαίνεται η κύμανση της μετωπικής ύφεσης (Πηγή : <http://www.metlink.org/>).

Λόγω της κλίσης της μετωπικής επιφάνειας, η κίνηση των κυμάτων δημιουργεί οριζόντια ταλάντωση κατά μήκος του μετώπου και ο θερμός αέρας στο έδαφος δημιουργεί θύλακα μέσα στον ψυχρό. Αν ο κυματισμός είναι ασταθής, τότε το εύρος του αυξάνει και τελικά δημιουργείται ύφεση (Εικόνα 5.5, β). Οι έρευνες που έγιναν πάνω στο θέμα αυτό,

έδειξαν ότι τα μετωπικά κύματα είναι ασταθή, όταν το μήκος τους κυμαίνεται από 600 έως τα 3.000Km και συνοδεύονται από γρήγορη και απότομη μεταβολή του ανέμου μεταξύ των δυο αερίων μαζών. Το σημείο με τη χαμηλότερη πίεση είναι το σημείο τομής των δυο μετώπων. Καθώς ο ψυχρός αέρας μετατοπίζει τον θερμό προς τα πάνω, εμφανίζεται μια στενή ζώνη υετού.

Κατευθυνόμενο το σύστημα από τη ροή της ανώτερης ατμόσφαιρας, συνεχίζει την εξέλιξή του και αναπτύσσεται μια ύφεση, η οποία εξελίσσεται, ενώ το εύρος κυματισμού της αυξάνεται. Ταυτόχρονα, αναπτύσσεται μια ζώνη θερμού αέρα ανάμεσα στα δυο μέτωπα, που ονομάζεται θερμός τομέας της ύφεσης. Η ατμοσφαιρική πίεση στο κέντρο είναι χαμηλότερη από πριν και αρκετές ισοβαρείς περικλείουν την κορυφή του κύματος (Εικόνα 5.5, γ). Λόγω της πύκνωσης των ισοβαρών δημιουργείται ισχυρή κυκλωνική ροή, καθώς ο αέρας στροβιλίζεται αντίθετα από τους δείκτες του ρολογιού και με κλίση προς το κέντρο του χαμηλού. Μέσα στο θερμό τομέα ο καιρός είναι νεφελώδης, μπορεί να υπάρχουν σποραδικές βροχές και ο αέρας είναι ασταθής. Η δημιουργία νεφών και βροχής απελευθερώνει επιπλέον ενέργεια (λανθάνουσα θερμότητα), η οποία χρησιμοποιείται για τη δημιουργία καταιγίδων.

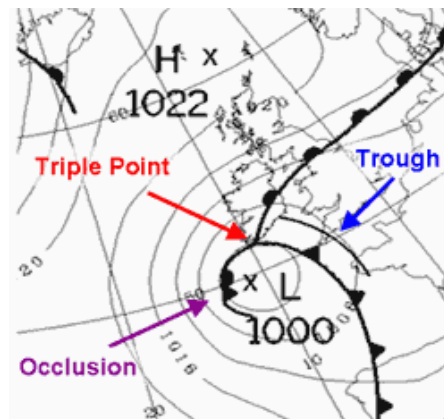


Εικόνα 5.3 : Χάρτης επιφανείας, όπου φαίνεται η ύφεση το στάδιο ανάπτυξης της ύφεσης (Πηγή :<http://www.metlink.org/>)

Στο επόμενο στάδιο, που χαρακτηρίζεται στάδιο ωρίμανσης, η κυκλωνική κυκλοφορία ενισχύεται ακόμη περισσότερο και η ένταση των ανέμων αυξάνει. Το ψυχρό μέτωπο κινείται γρηγορότερα από το θερμό. Ο ψυχρός αέρας, ως πυκνότερος, αντικαθιστά τον θερμό αέρα στην επιφάνεια. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την ανύψωση του θερμού αέρα με σταδιακή μείωση του θερμού τομέα (Εικόνα 5.5, δ). Ο ψυχρός αέρας τελικά αποκόπτει τελείως τον θερμό αέρα, αρχικά στο κέντρο του χαμηλού. Στη φάση αυτή το ψυχρό μέτωπο ενώνεται με το θερμό, δημιουργώντας έτσι ένα συνεσφιγμένο

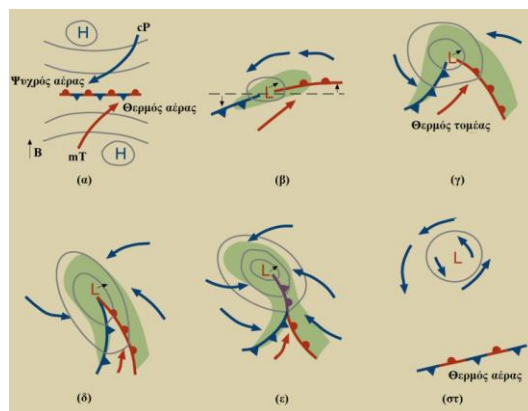
μέτωπο (Εικόνα 5.5, ε). Τη στιγμή αυτή η ύφεση αποκτά τη μέγιστη έντασή της. Το σημείο στο οποίο ενώνονται τα τρία σημεία (ψυχρό, θερμό και συνεσφιγμένο), αναφέρεται ως τριπλό σημείο και στην περιοχή αυτή παρατηρείται συνήθως ισχυρός υετός (Εικόνα 5.4). Η πίεση στο κέντρο της ύφεσης σταματά να πέφτει και αρχίζει σταδιακά η άνοδός της.

Καθώς ο ψυχρός αέρας μετακινείται νοτιότερα πάνω από θερμότερες επιφάνειες, δημιουργούνται συνθήκες αστάθειας με αποτέλεσμα την εμφάνιση ισχυρών όμβρων και καταιγίδων. Τα φαινόμενα αυτά πολλές φορές εμφανίζονται σε γραμμές, οι οποίες μπορούν να εντοπιστούν στους χάρτες καιρού, σαν επιφανειακοί αυλώνες (trough). Το συνεσφιγμένο μέτωπο χωρίζει τον ψυχρό αέρα, που βρίσκεται μπροστά από το θερμό μέτωπο, από αυτόν που βρίσκεται πίσω από το ψυχρό μέτωπο. Ο θερμός αέρας μετατοπίζεται στα ανώτερα στρώματα της τροπόσφαιρας.



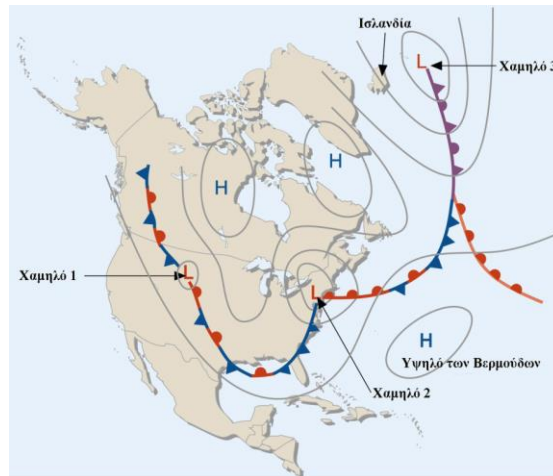
Εικόνα 5.4 : Χάρτης επιφανείας, όπου φαίνεται η ύφεση στο στάδιο ωρίμανσης (Πηγή : <http://www.metlink.org/>)

Καθώς ο θερμός αέρας αποκόπτεται τελείως και στην επιφάνεια παραμένει μόνο ο ψυχρός, τα μέτωπα διαλύονται. Το ίδιο και η σύσφιξη, καθώς οι αέριες μάζες εκατέρωθεν αυτής αποκτούν ίδια θερμοκρασία. Η φάση αυτή σηματοδοτεί την έναρξη της διάλυσης της μετωπικής ύφεσης (Εικόνα 5.5, στ.).



Εικόνα 5.5 : Ο ιδεατός κύκλος ζωής ενός υποτροπικού κυκλώνα στο Βόρειο Ημισφαίριο, σύμφωνα με το Νορβηγικό μοντέλο. Το σύστημα κινείται ανατολικά. Το μικρό βέλος δίπλα σε κάθε L δείχνει την κατεύθυνση κίνησης της καταιγίδας. (τροποποίηση από Ahrens C.D., Essentials of Meteorology).

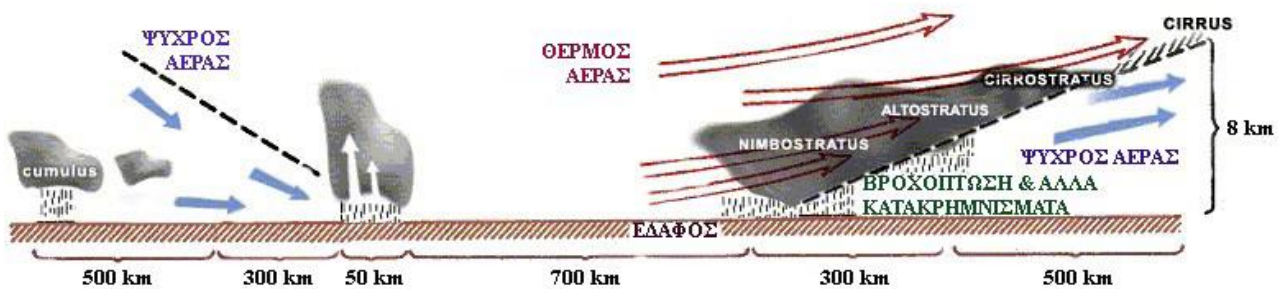
Από την αρχική διαταραχή (κυματισμός) μέχρι η ύφεση να φτάσει στην κανονική της μορφή, μεσολαβεί χρονικό διάστημα 12 – 24 ωρών. Στη συνέχεια, το διάστημα που μεσολαβεί μέχρι τη διάλυσή της κυμαίνεται από 2 – 3 ημέρες ή και περισσότερο. Δηλαδή, η ύφεση στο μεγαλύτερο χρονικό διάστημα της ζωής της είναι συνεσφιγμένη. Οι άνεμοι φτάνουν στη μεγαλύτερη έντασή τους συνήθως 12 –24 ώρες μετά την αρχή της σύσφιξης. Οι μετωπικές υφέσεις σπάνια εμφανίζονται μεμονωμένες. Συνήθως εμφανίζονται σε ομάδες 2,3 ή περισσότερων, που ακολουθούν η μια την άλλη, σχηματίζοντας μια «οικογένεια υφέσεων». Στην Εικόνα 5.6 απεικονίζονται πάνω από τις Η.Π.Α. μια σειρά από κυκλώνες σε διαφορετικά στάδια ανάπτυξης κατά μήκος του πολικού μετώπου κατά τη χειμερινή περίοδο. Στα βόρεια του μετώπου φαίνονται ψυχροί αντικυκλώνες, ενώ στα νότια πάνω από τον Ατλαντικό ωκεανό βρίσκεται το θερμό υψηλό των Βερμούδων. Στην εικόνα το χαμηλό 1 μόλις που αρχίζει να δημιουργείται, το χαμηλό 2 είναι μια τυπική μορφή ύφεσης και το χαμηλό 3 στην Ισλανδία είναι μια συνεσφιγμένη ύφεση σε φάση ωρίμανσης (οδηγός). Όταν διαλυθεί ύφεση οδηγός, τη θέση της καταλαμβάνει η επόμενη, ενώ παράλληλα στην ουρά σχηματίζεται νέα ύφεση από τον κυματισμό του πολικού μετώπου.



Εικόνα 5.6 : Οικογένεια υφέσεων κατά μήκος του πολικού μετώπου (τροποποίηση από Ahrens C.D., Essentials of Meteorology).

Καταιγίδες των μέσων γεωγραφικών πλατών

Στα μέσα γεωγραφικά πλάτη το μεγαλύτερο ποσοστό βροχόπτωσης σχετίζεται με τα βαρομετρικά χαμηλά και με τα μετωπικά συστήματα, τα οποία είναι κυρίως υπεύθυνα για τη δημιουργία ραγδαίων καταιγίδων. Τα συγκεκριμένα συστήματα φαίνεται ότι επηρεάζονται από την επιφανειακή θερμοκρασία της θάλασσας, την αισθητή και τη λανθάνουσα ροή θερμότητας, ιδίως πάνω από τις θαλάσσιες επιφάνειες, καθώς και από τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής. Στην Εικόνα 5.7 παρουσιάζονται οι κινήσεις του αέρα και η κατανομή νεφών σε κυκλωνικό σύστημα μέσων γεωγραφικών πλατών.



Εικόνα 5.7 : Ιδεατή κατακόρυφη τομή ενός κυκλώνα των μέσων γεωγραφικών πλατών (Μαυροματίδης, 2003)

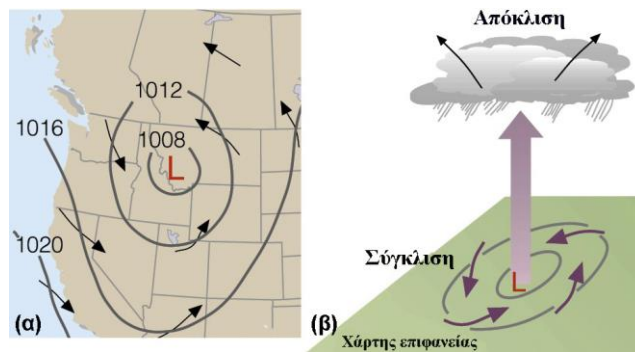
Μπροστά από το θερμό μέτωπο σχηματίζονται εκτεταμένα στρωματομόρφα, καθώς ο αέρας στο θερμό τομέα αναρριχάται πάνω από τον ψυχρό και πυκνό αέρα. Η κίνηση αυτή δημιουργεί εκτεταμένες ομοιόμορφες βροχοπτώσεις, που παρουσιάζουν μέγιστη τιμή με το πέρασμα του μετώπου. Το ψυχρό μέτωπο ακολουθείται από καλά οργανωμένο νεφικό σύστημα. Ανάλογα με την κλίση του μετώπου, καθώς ο ψυχρός αέρας εισχωρεί κάτω από τον θερμό εμφανίζονται νέφη ανοδικής μεταφοράς (cumulonimbus, altocumulus). Συνήθως, οι ισχυρές καταιγίδες παρουσιάζονται ακριβώς μπροστά από τη «μύτη» του ψυχρού μετώπου. Στην περίπτωση που ο θερμός ανερχόμενος αέρας είναι ξηρός, τότε αναπτύσσονται στρωματομόρφα νέφη (π.χ. μελανοστρώματα) και πιθανό αναπτύσσεται ομίχλη στις περιοχές με υετό. Ορισμένες φορές οι υφέσεις βαθαίνουν ταχύτατα. Αν ο ρυθμός με τον οποίο βαθαίνουν είναι μεγαλύτερος από 24hPa σε 24 ώρες, το φαινόμενο αναφέρεται ως εκρηκτική κυκλογένεση και τα καιρικά φαινόμενα που το συνοδεύουν (καταιγίδες) καλείται μετεωρολογική βόμβα. Εκρηκτική κυκλογένεση παρατηρείται κατά τους χειμερινούς μήνες.

Η διαδικασία δημιουργίας και εξέλιξης μιας μετωπικής ύφεσης αποτελεί το βασικό μηχανισμό σχηματισμού των εξωτροπικών χαμηλών Hurricane – Forceπου εκδηλώνονται κατά κανόνα στον Βόρειο Ατλαντικό Ωκεανό. Συνήθως χρειάζεται μια διαταραχή στην επιφάνεια (περιοχή χαμηλών πιέσεων) και συνήθως αυτή αναπτύσσεται κατά μήκος του πολικού μετώπου. Για να αναπτυχθεί και να εξελιχθεί η ύφεση, χρειάζεται υποστήριξη από τα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, δηλαδή μια μικρού μήκους κύματος διαταραχή, η οποία σχετίζεται με ένα επιφανειακό χαμηλό ή ένα trough²¹ στην ανώτερη τροπόσφαιρα. Η μικρού μήκους κύματος διαταραχή δημιουργεί οριζόντια μεταφορά θερμού και ψυχρού αέρα στα μεσαία και ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας λόγω διαφορετικής θέρμανσης. Αυτή με τη σειρά της δημιουργεί ανοδικές και καθοδικές κινήσεις μέσα στην ατμόσφαιρα, δηλαδή βαροκλιτική αστάθεια, η οποία είναι απαραίτητο συστατικό για την ανάπτυξη των υφέσεων των μέσων γεωγραφικών πλατών. Στο επίπεδο του πολικού μετώπου η περιοχή μέγιστης έντασης του ανέμου, στη βάση τουtrough, δημιουργεί σύγκλιση αερίων μαζών δυτικά τουtrough και απόκλιση στα ανατολικά της.

Οι υφέσεις των μέσων γεωγραφικών πλατών είναι «βαθιά» συστήματα χαμηλών πιέσεων, τα οποία εκτείνονται από την επιφάνεια μέχρι την ανώτερη τροπόσφαιρα

(τροπόπαυση). Για την περαιτέρω ανάπτυξη της ίδιας της ύφεσης, αλλά και των καιρικών φαινομένων που τη συνοδεύουν, η κατακόρυφή δομή της δεν μπορεί να είναι κάθετη και γι' αυτό παρουσιάζει κλίση. Στην επιφάνεια του εδάφους ο αέρας συγκλίνει προς το κέντρο χαμηλών πιέσεων. Όταν ο αέρας αυτός φτάσει στο κέντρο, καθώς δεν έχει που αλλού να πάει, ανέρχεται, με αποτέλεσμα στην ανώτερη τροπόσφαιρα ακριβώς πάνω από το επιφανειακό χαμηλό, ο αέρας να αποκλίνει και να σχηματίζεται μια ζώνη απόκλισης. Στην ανώτερη τροπόσφαιρα το χαμηλό βρίσκεται τοποθετημένο βόρεια και δυτικά του επιφανειακού χαμηλού. Η περιοχή χαμηλών πιέσεων μέσα στην ατμόσφαιρα παρουσιάζει κλίση με το ύψος.

Αν η απόκλιση ψηλά είναι μεγαλύτερη από τη σύγκλιση επιφάνειας τότε το χαμηλό συνεχίζει να βαθαίνει και η ύφεση εξακολουθεί να αναπτύσσεται, ενώ αν η απόκλιση ψηλά είναι μικρότερη από τη σύγκλιση επιφάνειας τότε η ύφεση εξασθενεί.



Εικόνα 5.8 : α) Κατανομή ισοβαρών ανά 4hPa σε περιοχή ανάπτυξης μιας ύφεσης, β) Άνεμοι και κινήσεις του αέρα που οφείλονται στην ύπαρξη υφέσεων στην επιφάνεια του εδάφους (τροποποίηση από AhrensC. D., EssentialsofMeteorology).

Οι υφέσεις αυτές δημιουργούνται κατά μήκος του πολικού μετώπου (Jetstream) και στην επιφάνεια της γης, γιατί εκεί βρίσκεται όλη η διαθέσιμη ενέργεια (ηλιακή, αισθητή, λανθάνουσα), αλλά και η πηγή της κατακόρυφης αστάθειας.

Η διάμετρος των υφέσεων αυτών φτάνει τα 1100 μίλια (1800 Km) και η κίνησή τους είναι από δυτικά προς ανατολικά.

Οι ισοβαρείς καμπύλες των υφέσεων αυτού του τύπου κάμπτονται, όταν περνούν από τον ψυχρό

προς το θερμό αέρα ή αντίστροφα, ενώ μέσα στο θερμό τομέα είναι σχεδόν παράλληλες. Η ατμοσφαιρική πίεση στα συστήματα αυτά είναι κατά μέσο όρο 1000 hPa και κυμαίνονται από 990 hPa για τις βαθιές υφέσεις έως τα 1100 hPa.

Η μέγιστη ταχύτητα ανέμου φτάνει τα 63 Km/h ή και τα 118 Km/h, όταν η ύφεση γίνει καταιγίδα, που συνήθως προκαλεί κύμα θύελλας (storm surge), που πλημμυρίζει τις παράκτιες περιοχές που πλήττει. Για το βόρειο ημισφαίριο, ο άνεμος κινείται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού, σταδιακά προς το κέντρο του χαμηλού. Έτσι, στα ανατολικά του χαμηλού επικρατούν νότιοι άνεμοι, στα δυτικά του χαμηλού επικρατούν βόρειοι άνεμοι, στα νότια επικρατούν δυτικοί άνεμοι και στα βόρεια του επικρατούν ανατολικοί άνεμοι. Στο νότιο ημισφαίριο, η διεύθυνση των ανέμων είναι αντίθετη, αλλά πάντα με φορά προς το κέντρο του χαμηλού. Η αιτία για τη σκέδαση αυτή στη διεύθυνση του ανέμου είναι η δύναμη Coriolis.

Διαφορές τροπικών κυκλώνων και εξωτροπικών υφέσεων

Μεταξύ των τροπικών κυκλώνων και των εξωτροπικών υφέσεων, δηλαδή των βαρομετρικών χαμηλών, υπάρχουν πολλές ομοιότητες. Η βασικότερη είναι ότι και τα δύο συστήματα ανήκουν στην κατηγορία των συστημάτων χαμηλής πίεσης. Επίσης, και στα δύο συστήματα ο άνεμος πνέει αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού στο βόρειο ημισφαίριο και σύμφωνα με τους δείκτες στο νότιο ημισφαίριο. Αξίζει να σταθεί κανείς, όμως και στις κύριες διαφορές μεταξύ αυτών των δυο συστημάτων.

- Οι τιμές της ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο ενός τροπικού κυκλώνα είναι μικρότερες από αυτές μιας εξωτροπικής ύφεσης. Κατά μέσο όρο η πίεση στο κέντρο των κυκλώνων είναι 960 hPa. Σε μερικές περιπτώσεις συμβαίνει η πίεση στο κέντρο ενός τροπικού κυκλώνα να μη διαφέρει από την πίεση στο κέντρο μιας πολύ βαθιάς εξωτροπικής ύφεσης, η οποία μπορεί να φτάσει και τα 960 hPa.
- Η διάμετρος των υφέσεων φτάνει τα 1000 μίλια, ενώ η διάμετρος των κυκλώνων δεν ξεπερνά τα 500 μίλια.
- Ο τροπικός κυκλώνας αντλεί την ενέργειά του από την εξάτμιση του νερού από την επιφάνεια της θερμής τροπικής θάλασσας, ενώ η ύφεση αντλεί ενέργεια από τα μέσα και ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Γι' αυτό άλλωστε και οι

τροπικοί κυκλώνες αποδυναμώνονται, όταν εισέλθουν στην ξηρά, ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με τις εξωτροπικές υφέσεις.

- Οι τροπικοί κυκλώνες χαρακτηρίζονται από μεγαλύτερες βαροβαθμίδες²², από αυτές των υφέσεων. Γι' αυτό άλλωστε και οι άνεμοι είναι τόσο πολύ ισχυρότεροι σε σχέση με των υφέσεων.
- Οι τροπικοί κυκλώνες εμφανίζονται προς το τέλος του καλοκαιριού με αρχές φθινοπώρου για κάθε ημισφαίριο αντίστοιχα, ενώ τα βαρομετρικά χαμηλά εμφανίζονται περισσότερο κατά τους χειμερινούς μήνες.
- Οι τροπικοί κυκλώνες κινούνται αρχικά και πριν το σημείο καμπής τους προς τα δυτικά, ενώ οι εξωτροπικές υφέσεις κινούνται πάντοτε προς τα ανατολικά.
- Οι τροπικοί κυκλώνες δίνουν πολύ μεγαλύτερα ύψη βροχής από ό,τι οι εξωτροπικές υφέσεις. Πράγματι, συνοδεύονται από πολύ καταρρακτώδεις βροχές, τις οποίες δεν εμφανίζουν οι υφέσεις.
- Οι τροπικοί κυκλώνες παρουσιάζουν θερμική ομοιογένεια, πράγμα που δεν εμφανίζουν οι εξωτροπικές υφέσεις εξαιτίας της ύπαρξης θερμού και ψυχρού τομέα.
- Οι τροπικοί κυκλώνες προκαλούν τεράστιες καταστροφές στο πέρασμά τους, ιδιαίτερα όταν εισέρχονται στην ξηρά, ενώ στη θάλασσα αποτελούν τεράστιο κίνδυνο για τα πλοία. Οι εξωτροπικές υφέσεις δεν σχετίζονται με τόσο μεγάλες καταστροφές.

Μπορεί τα ακραία κυκλοστροφικά συστήματα των τροπικών και των εξωτροπικών περιοχών να προκαλούν πολλές ζημιές στους οικισμούς που πλήττουν, όμως στην πραγματικότητα αποτελούν ένα κρίσιμο και αναγκαίο μέρος του ατμοσφαιρικού συστήματος κυκλοφορίας του πλανήτη, μεταφέροντας θερμότητα από τα τροπικά μέρη σε ψυχρότερα γεωγραφικά πλάτη, ψύχοντας ταυτόχρονα τα ανώτερα στρώματα των ωκεανών από όπου περνάει η καταιγίδα και αναμειγνύοντάς τα με τα κατώτερα και ψυχρότερα στρώματα. Μπορούν επίσης να μεταφέρουν τεράστιες ποσότητες νερού στην ενδοχώρα για να ανακουφίσουν το χώμα από την ξηρασία. Εκτός από τις παγκόσμιες κλιματικές αλλαγές, θεωρείται ότι αν σταματούσαμε τους κυκλώνες, τα νερά γύρω από τον ισημερινό θα συνέχιζαν να συλλέγουν θερμότητα δημιουργώντας ακόμα πιο

μαζικούς κυκλώνες, οι οποίοι θα αυξάνονταν και θα ήταν ακόμα πιο δύσκολο να τους σταματήσουμε, δημιουργώντας πιθανώς ακόμα και έναν κατακλυσμικό τυφώνα. Τέλος, οι ειδικοί εκτιμούν ότι η παγκόσμια θέρμανση του πλανήτη και η γενικότερη κλιματική αλλαγή που πυροδοτείται από το φαινόμενο του θερμοκηπίου κατά κύριο λόγο, προκαλεί αύξηση στην αστάθεια των χαμηλότερων στρωμάτων στην κατώτερη ατμόσφαιρα (τροπόσφαιρα²³), με αποτέλεσμα τα ακραία κυκλοστροφικά συστήματα που θα δημιουργούνται στο μέλλον να είναι περισσότερα και ακόμα πιο ισχυρά. Στην Ελλάδα, η κοινή γνώμη, μέχρι τη δεκαετία του 1990, πίστευε ότι όλα αυτά τα ακραία φαινόμενα που προκαλούν εκτεταμένες καταστροφές αφορούν άλλες ηπείρους και κυρίως τις Η.Π.Α. Η πραγματικότητα μας διαψεύδει, αφού τα τελευταία χρόνια η χώρα μας πλήττεται όλο και πιο συχνά από τέτοιου είδους ακραία φαινόμενα, ενώ οι καταστροφικές τους συνέπειες μαρτυρούν ότι αποτελούν σοβαρό κίνδυνο.

5.3 Γεωγραφική κατανομή των υφέσεων

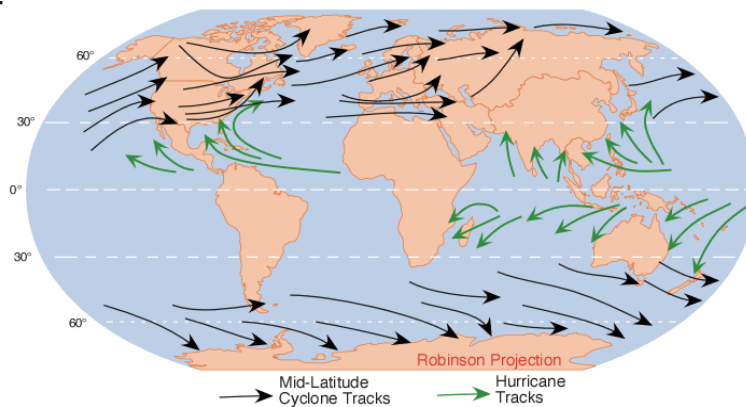
Οι υφέσεις εμφανίζονται στα μέσα και μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Στο Νότιο ημισφαίριο η μεγαλύτερη συχνότητα παρατηρείται στα πλάτη των 60° τόσο το χειμώνα όσο και το καλοκαίρι. Στο Βόρειο ημισφαίριο το μέγιστο της συχνότητας εμφάνισης των υφέσεων παρατηρείται στα γεωγραφικά πλάτη των 60° κατά το καλοκαίρι και στα γεωγραφικά πλάτη των 50° κατά το χειμώνα. Η διαφοροποίηση αυτή οφείλεται στην ακανόνιστη διανομή των ωκεανών και των ηπείρων και στη μετατόπιση των υποτροπικών αντικυκλώνων με την απόκλιση του Ήλιου.

Κατά τη χειμερινή περίοδο, στο Βόρειο ημισφαίριο, μεγάλη υφεσιακή δράση παρατηρείται :

- Στον Ειρηνικό Ωκεανό, από τη ΝΑ Ασία μέχρι τον κόλπο της Αλάσκα, κατά μήκος του πολικού μετώπου του Ειρηνικού.
- Στα ανατολικά της Σιέρα Νεβάδα.
- Στα ανατολικά των ορέων του Καναδά.
- Στα ανατολικά των ορέων του Κολοράντο.
- Στην περιοχή των Μεγάλων Λιμνών στα σύνορα Καναδά και ΗΠΑ.

Στον Ατλαντικό Ωκεανό παρατηρούνται ανάλογες υφέσεις, κατά μήκος του πολικού μετώπου. Πολλές από αυτές κινούνται κατά μήκος του ρεύματος του Κόλπου και φτάνουν στη Ισλανδία ή μέχρι τη Γροιλανδία και το Λαβραδór. Υφέσεις επίσης σχηματίζονται στον Αρκτικό Ατλαντικό Ωκεανό καθώς και κατά μήκος των ακτών της Σιβηρίας. Στην Ευρώπη εμφανίζεται ένα μέγιστο υφέσεων στη Βαλτική και στη Μεσόγειο Θάλασσα. Τέλος, υφesiακή δράση παρατηρείται στο Εύξεινο Πόντο, την Κασπία Θάλασσα και τη θάλασσα της Αράλης.

Ειδικά οι Μεσογειακές υφέσεις, σχηματίζονται κατά μήκος του Μεσογειακού μετώπου το χειμώνα και κινούνται είτε προς τη Ρωσία είτε προς την Εγγύς Ανατολή και δίνουν χειμερινές βροχές που φτάνουν μέχρι την Κεντρική Ασία. Την περίοδο του καλοκαιριού η συχνότητα των μετωπικών υφέσεων είναι μικρότερη και η κίνησή τους μετατοπίζεται στα μεγαλύτερα γεωγραφικά πλάτη. Θα πρέπει να τονιστεί ότι οι υφέσεις συνήθως δεν εμφανίζονται μεμονωμένες, αλλά σε σχηματισμούς οικογενειών τριών ή τεσσάρων υφέσεων. Οι οικογένειες υφέσεων είναι συχνές πάνω από τους ωκεανούς και οι κινήσεις τους ρυθμίζουν σε μεγάλο βαθμό την ανταλλαγή θερμότητας σε μεγάλη κλίμακα μεταξύ περιοχών μικρού και μεγάλου γεωγραφικού πλάτους.



Εικόνα 5.9 : Τροχιές βαρομετρικών χαμηλών παγκοσμίως

Κεφάλαιο 6

ΕΞΩΤΡΟΠΙΚΑ ΧΑΜΗΛΑ ΚΥΚΛΩΝΙΚΟΥ ΤΥΠΟΥ

6.1 Μεσόγειος θάλασσα και υφειακή δραστηριότητα.

Όπως έχουμε ήδη αναφέρει, τα εξωτροπικά χαμηλά κυκλωνικού τύπου είναι συστήματα υφέσεων που ο σχηματισμός τους ευνοείται από την ύπαρξη ατμοσφαιρικής αστάθειας και υγρασίας στην ατμόσφαιρα. Η υγρασία της ατμόσφαιρας είναι το στοιχείο που βοηθάει στην αποβολή της λανθάνουσας ή άδηλης θερμότητας (latent heat). Καθώς το νέφος δημιουργείται, οι υδρατμοί φτάνοντας στο σημείο δρόσου συμπυκνώνονται και από αέρια μορφή μετατρέπονται σε υγρή. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα την αποβολή ενέργειας υπό μορφή θερμότητας και έτσι υπάρχει ώθηση του αέρα ψηλά. Για να ολοκληρωθεί η δημιουργία της ύφεσης χρειάζεται ένας μηχανισμός ανύψωσης, στον οποίο συμβάλλουν τα βουνά ή η διέλευση ενός ψυχρού μετώπου (τα βουνά λόγω της μορφολογίας τους, ενώ το ψυχρό μέτωπο εκτοπίζοντας και ανυψώνοντας το θερμότερο αέρα), τα οποία ανυψώνουν ψηλά τον υγρό και θερμότερο αέρα για να δημιουργηθεί στη συνέχεια η κυκλωνική κίνησή του. Ο μηχανισμός δημιουργίας των εξωτροπικών χαμηλών κυκλωνικού τύπου παρουσιάζει διαφορές από εκείνον των τροπικών κυκλώνων, αφού ως προς την ενέργεια, ο τροπικός κυκλώνας την αντλεί από το θερμό νερό του ωκεανού, η οποία μετατρέπεται σε λανθάνουσα θερμότητα, ενώ το χαμηλό κυκλωνικού τύπου αποκτά την ενέργειά του από τις διαφοροποιήσεις της οριζόντιας θερμοκρασίας. Επίσης, ο τροπικός κυκλώνας είναι δυνατός στην επιφάνεια και χάνει τη δύναμή του στο ψηλότερο σημείο του, ενώ τα χαμηλά κυκλωνικού τύπου γίνονται όλο και πιο ισχυρά στα υψηλότερα στρώματα.

Τα εξωτροπικά χαμηλά κυκλωνικού τύπου συναντώνται πολύ συχνά στην περιοχή της Μεσογείου Θάλασσας, όπως θα δούμε στη συνέχεια.

Μεσόγειος Θάλασσα

Η Μεσόγειος θάλασσα αποτελεί μια μεταβατική περιοχή μεταξύ της υποτροπικής ζώνης και της ζώνης των μεσαίων γεωγραφικών πλατών. Παρουσιάζει ιδιαίτερη γεωγραφική κατανομή με την εναλλαγή ξηράς και θάλασσας, την ύπαρξη μεγάλων οροσειρών γύρω από αυτή και πολλών ποταμών που εκβάλλουν σε αυτή.

Σημαντικό ρόλο παίζουν στη διαμόρφωση των καιρικών συστημάτων της Μεσογείου, η σχετική της θέση με τα μεγάλα κέντρα δράσης (το χαμηλό της Ισλανδίας και του Πακιστάν, ο Σιβηρικός αντικυκλώνας και ο αντικυκλώνας των Αζορών), καθώς και η επικράτηση των δυτικών ανέμων στην περιοχή των μέσων γεωγραφικών πλατών (30° μέχρι και 60°), λόγω της γενικής κυκλοφορίας της ατμόσφαιρας. Επίσης, η θερμοχωρητικότητα της Μεσογείου αποτελεί μια τεράστια αποθήκη ενέργειας, η οποία αποδίδει θερμότητα, αλλά και υγρασία στο περιβάλλον. Όλες αυτές οι παράμετροι διαμορφώνουν ικανές συνθήκες για τη δημιουργία ποικίλων συστημάτων καιρού (π.χ. κυκλογεννέσεων).

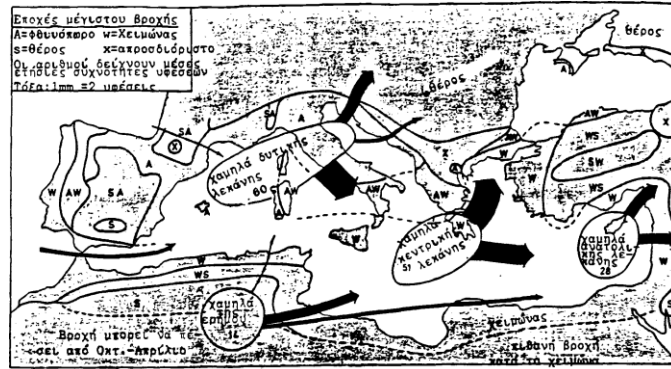
Έτσι, στην περιοχή της Μεσογείου διαμορφώνεται ένας ιδιαίτερος κλιματικός τύπος, το Μεσογειακό κλίμα, που χαρακτηρίζεται από ξηρό και θερμό θέρος και ήπιο βροχερό χειμώνα. Ο χειμώνας μπορεί να είναι και δριμύς κατά περιόδους ή και εξ ολοκλήρου, ιδίως στις μεταβατικές κλιματικά περιοχές στο βόρεια, όπου σημειώνονται εισβολές ψυχρών αερίων μαζών. Λόγω της μετατόπισης των ζωνών της ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας προς τα νότια, οι περιοχές αυτές υφίστανται την επίδραση του πολικού μετώπου. Γενικά, ο καιρός και το κλίμα της Μεσογείου είναι αποτέλεσμα της μεσημβρινής κυκλοφορίας κυρίως, τόσο στην επιφάνεια όσο και καθ' ύψος και λιγότερο της ζωνικής κυκλοφορίας.

Μετωπικές υφέσεις της Μεσογείου

Οι μετωπικές υφέσεις της Μεσογείου αποτελούν τα κυριότερα συστήματα καιρού, συνοπτικής κλίμακας, που διαμορφώνουν τον καιρό στη χώρα μας τη χειμερινή περίοδο. Διακρίνονται σε :

- α) Υφέσεις που δημιουργούνται μέσα στην περιοχή της Μεσογείου,
- β) Υφέσεις που προέρχονται από τον Ατλαντικό και περνούν στη δυτική Μεσόγειο και εκεί αναδιοργανώνονται και συνεχίζουν την πορεία τους ανατολικά,

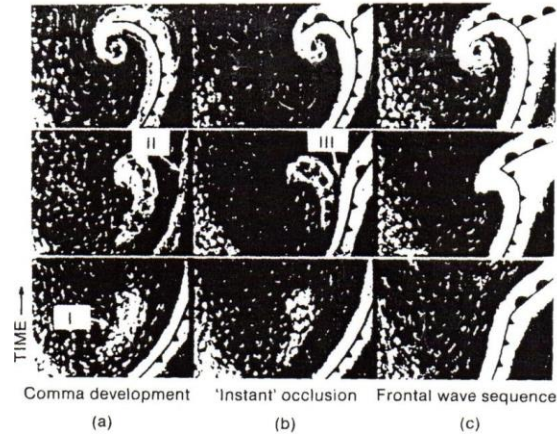
γ) Υφέσεις που προέρχονται από την περιοχή της Σαχάρας, νότια της οροσειράς του Άτλαντα, κινούνται βόρεια και επηρεάζουν τη Μεσόγειο (Σαχαριανές υφέσεις).



Εικόνα 6.1 : Εποχές και τροχιές χαμηλών στη Μεσόγειο

Η δυτική Μεσόγειος (Βαlearίδες νήσοι, κόλπος του Λέοντος, κόλπος της Γένοβας) καθώς και η περιοχή N – NA της οροσειράς του Άτλαντα αποτελούν περιοχές σημαντικής κυκλογένεσης. Οι υφέσεις της κεντρικής και ανατολικής Μεσογείου σχηματίζονται κυρίως στην Αδριατική, στη νότια Ιταλία, στο Αιγαίο πέλαγος και στην περιοχή της Κύπρου. Το 69% του συνόλου των υφέσεων της Μεσογείου δημιουργείται στον κόλπο της Γένοβας, κυρίως το χειμώνα, το 18% είναι Σαχαριανές υφέσεις, το 9% προέρχονται από τον Ατλαντικό και το 4% σχηματίζονται στην κεντρική και ανατολική Μεσόγειο. Οι Browning and Hill (1985), μέσω δορυφορικών εικόνων, κατηγοριοποίησαν τις κυκλογεννέσεις του Βορείου ημισφαιρίου σε τρεις τύπους :

- α) ανάπτυξη σε νέφος τύπου κόμματος (comma development)
- β) ανάπτυξη σε «στιγμαία» σύσφιξη (instant occlusion)
- γ) ανάπτυξη σε μετωπικό κύμα (Frontal wave sequence)



Εικόνα 6.2 : Σχηματική αναπαράσταση των τριών τύπων κυκλογένεσης, όπως προτάθηκαν από τους Browning and Hill (πηγή : Browning, 1986)

Ταξινόμηση μετωπικών υφέσεων της Μεσογείου

- Πρώτη κατηγορία (υφέσεις μεσημβρινού αυλώνα)

Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό των μετωπικών υφέσεων του μεσημβρινού αυλώνα αποτελεί η εμφάνιση ενός «βαροκλινικού φύλλου», το οποίο σηματοδοτεί την αρχή μιας νέας κυκλογένεσης. Η διεύρυνση και η περαιτέρω εξέλιξη του νεφικού σχηματισμού αυτού, οδηγεί στη δημιουργία της καινούργιας μετωπικής ύφεσης. Η ερμηνεία των μετωπικών υφέσεων αυτού του τύπου ερμηνεύεται πολύ καλά με την κλασική θεωρία του Νορβηγικού μοντέλου. Τέτοιες υφέσεις προέρχονται κυρίως από την περιοχή της βόρειας Αφρικής.

- Δεύτερη κατηγορία (παράλληλα νέφη – συγκλίνουσα ροή)

Οι στρατόμορφες νεφώσεις που παρατηρούνται σε σχεδόν παράλληλη διάταξη μεταξύ τους, αποτελούν το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της κατηγορίας αυτής και μπορεί να βοηθήσει στην έγκαιρη πρόβλεψη κυκλογεννέσεων. Οι νεφώσεις αυτές συνδέονται με θερμές ζώνες μεταφοράς. Οι υφέσεις της κατηγορίας αυτής είναι ισχυρές, καλά οργανωμένες και η προέλευσή τους είναι κυρίως η βόρεια Αφρική και η δυτική Μεσόγειος.

- Τρίτη κατηγορία (ψυχρού τομέα ή τύπου κόμματος)

Ιδιαίτερο χαρακτηριστικό της κατηγορίας αυτής είναι η δημιουργία νέφους τύπου κόμματος, που σχηματίζονται στον ψυχρό τομέα μιας προηγηθείσας σύσφιξης. Οι περιοχές που εμφανίζονται και αναπτύσσονται τα νέφη τύπου κόμματος είναι περιοχές που χαρακτηρίζονται από δυναμική αστάθεια και συνδέονται με μικρού μήκους κυματικές διαταραχές της ατμόσφαιρας. Η έκταση και η ένταση των νεφών κόμματος σχετίζονται με την ένταση της μετωπικής ύφεσης που προηγείται. Τέτοιου είδους μετωπικές υφέσεις εμφανίζονται στην περιοχή της κεντρικής Μεσογείου και κυρίως στη νότια Ιταλία και την Τυνησία και κινούνται ανατολικά – βορειοανατολικά.

- Τέταρτη κατηγορία (μεσημβρινού αυλώνα με νέφη (C) στον ψυχρό τομέα)

Στην περίπτωση αυτή υπάρχει αλληλεπίδραση τριών νεφικών μαζών, χωρίς όμως αυτές να συγχωνεύονται. Σημαντικό ρόλο εδώ παίζει η νέφωση που προκύπτει από μια εκτεταμένη ζώνη θερμής μεταφοράς της Μεσογείου. Η νέφωση αυτή είναι μεγάλης συνοπτικής κλίμακας και έχει σωρειτόμορφα χαρακτηριστικά. Οι υφέσεις της κατηγορίας αυτής δεν έχουν μεγάλη συχνότητα εμφάνισης ούτε παρουσιάζουν συγκεκριμένη περιοχή εμφάνισης και παρατηρούνται σε όλη τη Μεσόγειο.

- Πέμπτη κατηγορία (αποκομμένου χαμηλού)

Οι υφέσεις αυτές αποτελούν υφέσεις του Ατλαντικού Ωκεανού και της δυτικής Μεσογείου που αναδιοργανώνονται μέσα στη Μεσόγειο. Το ιδιαίτερο χαρακτηριστικό αυτών είναι η ύπαρξη ενός αποκομμένου χαμηλού. Στις περιπτώσεις αυτές εμφανίζονται οι αρχικές υφέσεις που έχουν το σχήμα ενός εκτεταμένου στροβίλου με νέφη κεφαλής. Παρατηρείται αποκοπή της κεφαλής και στη συνέχεια αναδιοργάνωση με αποτέλεσμα τη δημιουργία μιας καινούργιας ύφεσης που επηρεάζει όλη τη Μεσόγειο.

6.2 Μεσογειακοί κυκλώνες

Οι μεσογειακοί κυκλώνες είναι διεθνώς γνωστοί με τον όρο Medicanes από τις λέξεις Mediterranean και hurricanes. Πρόκειται για ένα σπάνιο φαινόμενο με συχνότητα εμφάνισης 1,5 φορές το χρόνο, ενώ στην Ελλάδα είναι ακόμα πιο σπάνιοι. Έχουν πολλά κοινά με τους τροπικούς κυκλώνες. Ουσιαστικά το φαινόμενο των μεσογειακών κυκλώνων δημιουργείται από θυελλώδεις ανέμους που στροβιλίζονται και σχηματίζουν ένα μάτι, συνοδευόμενοι από καταρρακτώδη βροχή.

Από το Ινστιτούτο της Γης του Πανεπιστημίου Κολούμπια της Νέας Υόρκης επισημαίνεται ότι, επειδή η Μεσόγειος δεν έχει πολύ μεγάλη έκταση, ούτε πολύ θερμά νερά, ο μεσογειακός κυκλώνας δεν φτάνει την ένταση του τροπικού κυκλώνα και τα καιρικά φαινόμενα που τον συνοδεύουν είναι πιο ήπια. Για το λόγο αυτό υπάρχει διχογνωμία απόψεων για το αν οι μεσογειακοί κυκλώνες μπορούν να θεωρηθούν κανονικοί κυκλώνες. Σε ό,τι αφορά την εποχικότητά τους, το πιο πιθανό είναι να κάνουν την εμφάνισή τους το φθινόπωρο ή το χειμώνα, όταν τα σχετικά θερμά της Μεσογείου συνδυάζονται με τον ψυχρό αέρα της ατμόσφαιρας.

Οι τροπικοί κυκλώνες εκδηλώνονται συνήθως τη θερινή περίοδο. Στον Ατλαντικό και στον Ειρηνικό Ωκεανό ο σχηματισμός κυκλώνων προϋποθέτει θερμοκρασία υδάτων 27°C, ενώ στη Μεσόγειο μπορούν να σχηματιστούν κυκλώνες ακόμη και με θερμοκρασία 14°C.

Οι μεσογειακοί κυκλώνες έχουν ψυχρό πυρήνα και κινούνται με διεύθυνση από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Συνήθως, ξεκινούν ως απλές καταιγίδες και εξελίσσονται σε πολύ έντονα καιρικά φαινόμενα με την ανάπτυξη ενός ισχυρού υποτροπικού συστήματος χαμηλών πιέσεων με πυκνά νέφη να στροβιλίζονται γύρω από το μάτι, που παραμένει καθαρό από νέφη, θυμίζοντας τροπικό κυκλώνα. Οι πιο συνηθισμένες περιοχές εμφάνισης μεσογειακών κυκλώνων είναι μια θαλάσσια ζώνη στη Δυτική Μεσόγειο μεταξύ Ισπανίας, Σαρδηνίας και Κορσικής και η περιοχή του Ιονίου Πελάγους προς το Νότο. Ενδεχομένως, ευνοείται η ανάπτυξη ανέμων, λόγω της μορφολογίας των ακτογραμμών ανάμεσα στη Νότια Ιταλία και τη Δυτική Ελλάδα, με αποτέλεσμα το σχηματισμό χαμηλού βαρομετρικού συστήματος. Παράδειγμα αποτελεί το βαθύ βαρομετρικό χαμηλό που αναπτύχθηκε στις 17/03/2003 στην περιοχή νότια της Πελοποννήσου συνδυαζόμενο με τις υψηλές πιέσεις στην κεντρική Ευρώπη έδωσε

θυελλώδεις βορειοανατολικούς ανέμους σε ολόκληρη τη χώρα. Ιδιαίτερα προβλήματα σημειώθηκαν κυρίως στη δυτική Ελλάδα, όπου καταγράφηκαν ζημιές σε θερμοκήπια, ζημιές από πτώσεις δέντρων, διακοπές στην ηλεκτροδότηση και προβλήματα στις ακτοποϊκές συγκοινωνίες. Στην περιοχή της Καλαμάτας καταγράφηκαν άνεμοι με μέση ένταση 42 κόμβους (9 μποφόρ) και ριπές 122 Km/h. Αποτέλεσμα των πολύ θυελλωδών ανέμων στην περιοχή της Μεσσηνίας ήταν η καταστροφή θερμοκηπίων, πτώσεις δέντρων και πινακίδων και θραύση υαλοπινάκων σε σπίτια και καταστήματα. Πρόσφατο παράδειγμα αποτελεί ο μεσογειακός κυκλώνας «Ζορμπάς», που έπληξε τη χώρα μας στις 28 Σεπτεμβρίου 2018. Το σύστημα επηρέασε κυρίως τη Νότια Ελλάδα και συνοδεύτηκε από πολύ έντονες βροχοπτώσεις, πολύ ισχυρές καταιγίδες, θυελλώδεις ανέμους που έφταναν τα 7 – 8 μποφόρ, αλλά με ριπές ακόμα μεγαλύτερης έντασης, πεσμένα δέντρα, διακοπές ρεύματος και έντονες πλημμύρες.

Οι μεσογειακοί κυκλώνες εκτιμάται ότι θα εξακολουθήσουν να είναι σπάνιοι με την επισήμανση ότι καθώς η κλιματική αλλαγή επιφέρει αύξηση της επιφανειακής θερμοκρασίας των υδάτων στη Μεσόγειο, είναι πιθανό μελλοντικά, όταν αυτοί εμφανίζονται να είναι πιο ισχυροί, μοιάζοντας περισσότερο στους τροπικούς κυκλώνες.

Κεφάλαιο 7

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΑΚΡΑΙΩΝ ΚΥΚΛΟΣΤΡΟΦΙΚΩΝ ΣΥΣΤΗΜΑΤΩΝ

7.1 Πλημμύρες

Ως πλημμύρα χαρακτηρίζεται το φυσικό φαινόμενο, που εμφανίζεται όταν η χωρητικότητα του συστήματος αποστράγγισης (φυσικού ή τεχνητού) δεν μπορεί να διοχετεύσει τον όγκο του νερού που παράγεται από τη βροχόπτωση.

Οι πλημμυρικοί όγκοι νερού μπορεί να προέρχονται είτε από τοπική βροχόπτωση, είτε από την υπερχειλίση ενός ποταμού, είτε από τη θραύση κάποιου φράγματος, είτε από την εισροή της θάλασσας σε παράκτιες περιοχές (Μαμάσης, 2007). Επίσης, μπορεί να είναι αποτέλεσμα ατμοσφαιρικών διαταραχών, που συνοδεύονται από ραγδαίες βροχοπτώσεις για σύντομο χρονικό διάστημα. Οι πλημμύρες που προκαλούνται από την υπερχειλίση των ποταμών είναι μια συνηθισμένη μορφή φυσικών καταστροφών και η έντασή τους τα τελευταία χρόνια, δημιουργεί ανησυχία λόγω των πολλών απωλειών σε ανθρώπινες ζωές και των πολλών οικονομικών ζημιών. Παράδειγμα, αποτελεί η Κίνα, όπου οι πλημμύρες που προκλήθηκαν το καλοκαίρι του 1998 στη χώρα, είχαν επιπτώσεις στο ένα τέταρτο του πληθυσμού και κατέστρεψαν 21 εκατομμύρια εκτάρια καλλιεργήσιμης γης, ενώ οι ζημιές σε οικονομικό επίπεδο έφτασαν τα 24 δισεκατομμύρια δολάρια. Οι πλημμύρες αποτελούν τη δεύτερη πιο συχνή φυσική καταστροφή, μετά τις δασικές πυρκαγιές. Οι πλημμύρες που οφείλονται σε φυσικά αίτια, είτε παρουσιάζουν βραδεία εξέλιξη, είτε ανήκουν στην κατηγορία της ξαφνικής πλημμύρας, που είναι το πιο συνηθισμένο φαινόμενο στην Ελλάδα. Στον ελληνικό χώρο, οι πλημμύρες οφείλονται σε καταρρακτώδεις βροχές, που συνοδεύουν τη διέλευση υφέσεων.

Με τον όρο ξαφνική πλημμύρα εννοούμε το αποτέλεσμα των ατμοσφαιρικών διαταραχών, που συνοδεύονται από ραγδαίες βροχοπτώσεις με μεγάλα ποσά βροχής σε σύντομο χρονικό διάστημα. Οι ξαφνικές πλημμύρες προκαλούνται από καταιγίδες που κινούνται αργά ή κινούνται πάνω από την ίδια περιοχή. Στη ζώνη των τροπικών κυκλώνων προκαλούνται επίσης από τους τροπικούς κυκλώνες. Οι παράγοντες που

συνηγορούν για την εκδήλωση μιας ξαφνικής πλημμύρας είναι πολλοί, όπως η ένταση της βροχής και η διάρκειά της, η τοπογραφία της περιοχής εκδήλωσης, οι συνθήκες του εδάφους, η φυτοκάλυψη, η καταστροφή των δασών και η αστικοποίηση. Οι ξαφνικές πλημμύρες εμφανίζονται σε μικρό χρονικό διάστημα λίγων ωρών ή και λιγότερο και συνοδεύονται από ταχεία ύψωση νερού, το οποίο στο πέρασμά του μπορεί να προκαλέσει μεγάλες καταστροφές. Οι πλημμύρες, που έχουν σαν αίτιο τις βροχοπτώσεις, μπορεί να προκαλέσουν καταστροφικές κατολισθήσεις εδαφών (λασποροές). Τα περισσότερα θύματα εξαιτίας πλημμυρών προέρχονται από τις ξαφνικές πλημμύρες. Ένα σπάνιο είδος πλημμύρας, το οποίο εμφανίζεται στη χώρα μας, είναι η παράκτια πλημμύρα, η οποία εκδηλώνεται στις παράκτιες περιοχές λόγω του κυματισμού της θάλασσας ή μιας λίμνης. Ο κυματισμός προκαλείται από τους ισχυρούς ανέμους που πνέουν στην περιοχή.

Οι πλημμύρες μπορεί να προκαλέσουν το θάνατο ανθρώπων και ζώων, να προκαλέσουν ασθένειες και να αφήσουν ανθρώπους άστεγους. Επίσης, μπορεί να προκαλέσουν ζημιές στο περιβάλλον, τις δημόσιες υποδομές και τα ιδιωτικά ακίνητα. Υπάρχουν, όμως, και περιπτώσεις που οι πλημμύρες μπορεί να έχουν θετική επίδραση στα ποτάμια οικοσυστήματα, στην ανατροφοδότηση των υπογείων υδάτων και στη γονιμότητα του εδάφους.

Καλό είναι, λοιπόν, να γίνεται διάκριση ανάμεσα στις ετήσιες πλημμύρες που θεωρούνται φυσιολογικές, προκαλούν ελάχιστες ζημιές και έχουν θετική επίδραση και στα ακραία φαινόμενα πλημμυρών που έχουν πάντα αρνητικές επιπτώσεις.

7.2 Μετεωρολογική παλίρροια

Η μετεωρολογική παλίρροια αποτελεί σημαντικό παράγοντα πρόκλησης πλημμυρικών φαινομένων, όμως είναι δύσκολο να προβλεφθεί λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου. Ο όρος μετεωρολογική παλίρροια (storm surge) αναφέρεται στην ανύψωση της θάλασσας, υπό την παρουσία κυκλώνα/θύελλας ή καταιγίδας. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στην επίδραση του ανέμου και των χαμηλών βαρομετρικών συστημάτων (Κουτίτα, 1998). Όταν η ατμοσφαιρική πίεση μειώνεται σε μια περιοχή, τότε παρατηρείται άνοδος της μέσης στάθμης της θάλασσας με σκοπό να αποκατασταθεί η υδροστατική ισορροπία (Pirazzoli, 2000).

Οι επιπτώσεις της μετεωρολογικής παλίρροιας στην παράκτια ζώνη εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως, από τις μεταβολές της ατμοσφαιρικής πίεσης, από την ταχύτητα και την κατεύθυνση του ανέμου, από την τοπογραφία της περιοχής και από το σχήμα της ακτογραμμής. Όσο μεγαλύτερη είναι η πτώση της ατμοσφαιρικής πίεσης, τόσο υψηλότερη είναι η άνοδος της στάθμης της θάλασσας. Το φαινόμενο αυτό οφείλεται στη διαφορά μεταξύ της χαμηλής πίεσης που επικρατεί στο κέντρο του κυκλώνα/θύελλα και της υψηλότερης πίεσης του περιβάλλοντος έξω από τον πυρήνα.

Σε ότι αφορά την ένταση και την κατεύθυνση του ανέμου έχει παρατηρηθεί ότι στις ανοιχτές θάλασσες όσο μεγαλύτερη είναι η ταχύτητα του ανέμου, τόσο υψηλότερη είναι η μετεωρολογική παλίρροια. Ωστόσο, στις ακτές και σε κλειστές λεκάνες έχει παρατηρηθεί, ότι θύελλες χαμηλότερης ταχύτητας με προσανατολισμό του ανέμου κάθετα στις ακτές, προκαλούν μεγαλύτερα και εντονότερα παλιρροιακά φαινόμενα.

Τέλος, η ποσότητα της μετεωρολογικής παλίρροιας, που παράγεται από έναν κυκλώνα, μπορεί να επηρεαστεί και από την αστρονομική παλίρροια, αναλόγως τη χρονική στιγμή που ο κυκλώνας θα προσπέσει στη στεριά.

Οι επιπτώσεις της μετεωρολογικής παλίρροιας στη φύση κυμαίνονται από μεγάλες έως ολέθριες και ειδικά σε περιοχές, όπου κυριαρχούν τροπικοί κυκλώνες όπως οι Η.Π.Α (Neddman and Kein, 2011). Αποτέλεσμα ενός storm surge είναι η τροποποίηση της μορφολογίας του εδάφους της παράκτιας ζώνης είτε με τοποθέτηση είτε με εκτόπιση ιζήματος, αλλοίωση του παράκτιου περιβάλλοντος, καταστροφή καλλιεργειών, δασών και οικοτόπων που βρίσκονται πάνω σε αυτή και όταν συνδυαστεί με άνοδο της μέσης στάθμης της θάλασσας, τότε κινδυνεύουν οι κάτοικοι των παράκτιων περιοχών.

7.3 Άνεμος

Ο άνεμος είναι ένας σημαντικός παράγοντας, που επηρεάζει τόσο τις φυσικές διεργασίες, όσο και τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Η ταχύτητα του ανέμου επηρεάζει τον υδρολογικό κύκλο του νερού και την ποσότητά του, αλλά και την ταχύτητα της διαδικασίας της εξάτμισης από τη μια και από την άλλη, επηρεάζει την ανθρώπινη δραστηριότητα, αφού οι ακραίες τιμές της ταχύτητας του ανέμου μπορεί να αποτελέσουν μεγάλη απειλή για την ανθρώπινη ασφάλεια, τη ναυσιπλοΐα και την κατασκευή παράκτιων έργων και ψηλών κτιρίων.

Οι άνεμοι στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη μπορούν να προκαλέσουν άνοδο της στάθμης της θάλασσας σε τοπικό επίπεδο και να αλλάξουν τα χαρακτηριστικά των κυμάτων με έμμεσο αποτέλεσμα την αλλαγή των δραστηριοτήτων της στεριάς. Οι επιπτώσεις που πιθανόν να προκαλέσουν οι άνεμοι και το μέγεθός τους μελετώνται σε συνδυασμό με τα φαινόμενα που σχετίζονται με αυτούς όπως, οι τροπικοί και έξωτροπικοί κυκλώνες, οι καταιγίδες, οι σίφωνες και οι ανεμοστρόβιλοι. Λόγω των λίγων σε αριθμό μετρήσεων και των ελλιπών προσομοιώσεων των κλιματικών μοντέλων, η αβεβαιότητα που ακολουθεί τους υπολογισμούς των μέσων και μεγίστων ταχυτήτων των ανέμων σε διάφορες περιοχές του πλανήτη.

7.4 Ανεμογενή κύματα

Η δημιουργία ενός θαλάσσιου κύματος οφείλεται κυρίως στη δράση του ανέμου. Τα μόρια του νερού μέσω της τριβής με τα μόρια του αέρα απορροφούν την κινητική ενέργεια του ανέμου με αποτέλεσμα τη δημιουργία ενός κύματος, το μέγεθος του οποίου εξαρτάται από το πλάτος της θαλάσσιας περιοχής, στην οποία σχηματίζεται και από την ένταση του ανέμου που επικρατεί. Σε φυσιολογικές συνθήκες στην ανοιχτή θάλασσα τα κύματα μπορεί να φτάσουν το ύψος των 6m, όπως για παράδειγμα στη Μεσόγειο, αλλά και τα 18m, όπως συμβαίνει στον Ατλαντικό και στον Ειρηνικό Ωκεανό. Σε αρκετές περιπτώσεις, ιδίως όταν επικρατούν ακραία καιρικά φαινόμενα, τα κύματα μπορούν να ξεπεράσουν το ύψος των 20 και 30 μέτρων.

Εφ' όσον η κλιματική αλλαγή έχει μεταβάλλει τη στάθμη της θάλασσας παγκοσμίως, αλλά και την ταχύτητα και την κατεύθυνση των ανέμων, προκύπτει το συμπέρασμα ότι θα έχουν μεταβληθεί και τα χαρακτηριστικά του κύματος αντίστοιχα. Σύμφωνα με τους Neiletal., 2009 και από τις κλιματικές ενδείξεις των τελευταίων 12.000 ετών, έχει παρατηρηθεί μια αύξηση του χαρακτηριστικού ύψους κύματος της τάξης του 40%, λόγω της ανόδου της μέσης στάθμης της θάλασσας. Η ενίσχυση των ανέμων, αλλά και η παρουσία ακραίων φαινομένων, όπως οι κυκλώνες, το φαινόμενο ElNino, οι καταιγίδες φέρουν άμεση επίδραση στην αύξηση του χαρακτηριστικού ύψους κύματος. Η IPCC προβλέπει μια αύξηση του χαρακτηριστικού ύψους κύματος σε αρκετές περιοχές μέσω γεωγραφικών πλατών, ως επακόλουθο της ενίσχυσης των ακραίων καιρικών φαινομένων. Επίσης, σύμφωνα με τους Hemer et al., 2014, αναμένεται άνοδος του

χαρακτηριστικού ύψους κύματος στις περιοχές της Ινδονησίας και στις ανατολικές ακτές της Αυστραλίας, λόγω της ενίσχυσης των δυτικών ανέμων στο Νότιο ωκεανό. Οι αλλαγές στο χαρακτηριστικό ύψος κύματος αντανακλούν τις αλλαγές στους ανέμους παγκοσμίως.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

- 1. Μόνιμο αέριο** : θεωρείται εκείνο που βρίσκεται σε θερμοκρασία μεγαλύτερη από την «κρίσιμη θερμοκρασία», δηλαδή βρίσκεται σε θερμοκρασία στην οποία δεν μπορεί να υγροποιηθεί μόνο με πίεση.
- 2. Υετός**: είναι η μετατροπή των αφανών υδρατμών σε ορατούς με τη μορφή βροχής, χαλαζιού, χιονιού κ.λπ.
- 3. Άνεμος Βαθμίδας** : είναι συνισταμένη τριών δυνάμεων της βαροβαθμίδας, της δύναμης Coriolis και της φυγόκεντρου δύναμης.
- 4. Ομίχλη**: σύννεφο που βρίσκεται κοντά στην επιφάνεια της γης και αποτελείται από μικρά αιωρούμενα σταγονίδια νερού.
- 5. Θύσανοι (Ci)** : είναι διαφανή νέφη με λευκό χρώμα και ινώδη υφή, αποτελούνται από παγοκρυστάλλια, βρίσκονται υψηλότερα από όλα τα άλλα είδη νεφών.
- 6. Υψιστρώματα (As)** : συνεχής νεφικός σχηματισμός χωρίς συγκεκριμένη δομή, αποτελείται από σταγονίδια ή παγοκρυστάλλια ή και τα δυο μαζί.
- 7. Σωρειτομελανίες (Cb)** : νέφη που παρουσιάζουν μεγάλη κατακόρυφη ανάπτυξη, δημιουργούν σοβαρές βροχοπτώσεις ή χαλαζοπτώσεις, συνοδεύονται από αστραπές και βροντές.
- 8. Μουσώνες** : μια σειρά από χαρακτηριστικούς εποχικούς ανέμους που οφείλονται στη διαφορά των θερμοκρασιών ξηράς και θάλασσας.
- 9. Μέλαν σώμα** : είναι εκείνο το θεωρητικό σώμα, που ανεξάρτητα από το μήκος κύματος, έχει την ιδιότητα να απορροφά ολικά την προσπίπτουσα σε αυτό ακτινοβολία, χωρίς να την ανακλά ή να τη μεταβιβάζει.
- 10. Ηλεκτρομαγνητικό φάσμα** : η κατανομή της ενέργειας της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας σαν συνάρτηση του μήκους κύματος στο διάστημα ($\alpha < \lambda < \beta$).
- 11. Αληγείς** : είναι άνεμοι που πνέουν από τις τροπικές ζώνες υψηλής πίεσης προς τις ισημερινές περιοχές χαμηλής πίεσης. Έχουν διεύθυνση ΒΑ για το Β. ημισφαίριο και ΝΑ για το νότιο.
- 12. Χαλάζι** : βροχοσταγόνες που με τη βοήθεια του ανοδικού και καθοδικού ρεύματος βρέθηκαν πολλές φορές στο χώρο του νέφους πάνω από το επίπεδο παραγωγής, ώστε να παγώσουν σε διαδοχικούς φλοιούς.
- 13. Θερμοβαθμίδα** : είναι η ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος. Σε μέσες ατμοσφαιρικές συνθήκες αντιστοιχεί με 0.6° ελάττωση ανά 100 μέτρα ύψος.
- 14. Σωρείτες (Cu)** : λευκά νέφη με επίπεδη βάση και θολωτή κορυφή. Εμφανίζονται κατά τις πρώτες πρωινές ώρες και φτάνουν στη μέγιστη ανάπτυξή τους το μεσημέρι.
- 15. Όμβρος** : είναι βροχή μικρής διάρκειας, συνήθως 10 λεπτών έως μισή ώρα. Η περίοδος μεταξύ όμβρων. χαρακτηρίζεται από αίθριο καιρό
- 16. Διατμητικός άνεμος** : απότομη τοπική και χρονική μεταβολή της διεύθυνσης και της ταχύτητας του ανέμου.

17. Αεροχέιμαρρος: ρεύμα αέρα που εμφανίζεται μέσα στο σύστημα των δυτικών ανέμων της τροπόσφαιρας πολύ ισχυρό σε όλη τη διάρκεια του έτους.

18. Βαρόμετρο : όργανο για την άμεση μέτρηση της βαρομετρικής πίεσης

19. Βαρογράφος : μεταλλικό ή υδραργυρικό όργανο που καταγράφει συνεχώς τη βαρομετρική πίεση.

20. Θερμοβαθμίδα : είναι η ελάττωση της θερμοκρασίας με το ύψος. Σε μέσες ατμοσφαιρικές συνθήκες αντιστοιχεί με 0.6° ελάττωση ανά 100 μέτρα ύψος.

21. Ασυνέχεια : μεταβατική ζώνη μεταξύ δυο διαφορετικών αερίων μαζών

22. Κοιλιά χαμηλών πιέσεων (trough) : στο χάρτη επιφανείας αναγνωρίζεται ως σύστημα ισοβαρών που σχηματίζουν γωνία κατά μήκος μιας γραμμής που καλείται trough line του depression. Ένα trough χαρακτηρίζεται βαθύ, αν η γωνία των ισοβαρών είναι σχετικά μικρή (έντονα οξεία) και ρηχό αν η γωνία αυτή δεν είναι τόσο οξεία. Ο καιρός που χαρακτηρίζει ένα trough είναι νεφελώδης με βροχόπτωση και ισχύουν οι κανόνες που χαρακτηρίζουν ένα low. Η σφοδρότητα εξαρτάται από τη γωνία του trough. Όσο πιο μικρή είναι η γωνία αυτή τόσο σφοδρότερα είναι τα φαινόμενα κατά τη διάβαση του trough από μια περιοχή.

23. Βαροβαθμίδα: ονομάζεται το πηλίκο της μεταβολής της πίεσης μεταξύ δύο ισοβαρών καμπυλών προς τη μεταξύ τους απόσταση $\Delta p/\Delta x$. Η βαροβαθμίδα συνδέεται άμεσα με την ένταση του ανέμου. Όσο πιο πυκνές είναι οι ισοβαρείς (μικρό Δx) τόσο πιο μεγάλη θα είναι η τιμή της βαροβαθμίδας και επομένως τόσο πιο μεγάλη θα είναι η ένταση του ανέμου.

24. Τροπόσφαιρα : ονομάζεται το κατώτερο στρώμα της ατμόσφαιρας της Γης, το οποίο εμφανίζει κατακόρυφη θερμοβαθμίδα 6,5°C/1000m. Στην τροπόσφαιρα καθορίζονται τα βασικά χαρακτηριστικά των ατμοσφαιρικών φαινομένων που επηρεάζουν τη διαμόρφωση του καιρού στην επιφάνεια της Γης. Το πάχος της είναι 12 ± 4 Km από την επιφάνεια της Γης και το άνω όριό της είναι η τροπόπαυση.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Έντυπη Βιβλιογραφία

- Μαθήματα Μετεωρολογίας και Κλιματολογίας – Φλόκας Α. – εκδόσεις ΖΗΤΗ – Θεσσαλονίκη 1986
- Σημειώσεις Κλιματολογίας – Αγγελική Αρσένη Παπαδημητρίου – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη 1989
- Μαθήματα Γενικής Μετεωρολογίας – Σαχσαμάνογλου Χ. – Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο, Θεσσαλονίκη 1988
- Αρχές Μετεωρολογίας – Κλιματολογίας – Κατσαφάδος Π., Μαυροματίδης Η. – Χαροκόπειο Πανεπιστήμιο, Αθήνα 2010
- Ακραία Καιρικά Φαινόμενα – Ζαβιτσάνου Γ. – εκδόσεις ΟΙΚΟ της Καθημερινής, 2005

Ηλεκτρονική Βιβλιογραφία

http://www.meteo_sailing

http://www.Stoixia_meteorologias.

http://www.Κλιμα_Κλιματική-Ταξινόμηση-Κόρρεν

<http://wikipedia.org>

<http://ΑΚΡΑΙΑ-ΚΑΙΡΙΚΑ-ΦΑΙΝΟΜΕΝΑ-123>

<http://5ΤοΦαινόμενοΚαταστροφήςτουΑτμοσφαιρικούΌζοντος>.

<http://ΣημειώσειςΝαυτικήςΜετεωρολογίαςΚΕΣΕΝΒΠλοιάρχων>

<http://ΚλιματικήΑλλαγή-ΟδηγόςΕκπαιδευτικών>.